

SIGNIFICADO GEOLÓGICO Y ASOCIACIONES PALINOLÓGICAS DE LAS FORMACIONES DIABLO INFERIOR (MIOCENO TARDÍO) Y SAN FERNANDO SUPERIOR (MIOCENO MEDIO), PIEDEMONTES CUENCA DE LOS LLANOS ORIENTALES, COLOMBIA

Por

Hernando Dueñas Jiménez¹ & Thomas van der Hammen²

Resumen

Dueñas Jiménez, H. & T. van der Hammen: Significado geológico y asociaciones palinológicas de las formaciones Diablo Inferior (Mioceno Tardío) y San Fernando Superior (Mioceno Medio), Piedemonte cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **31**(121): 481-498, 2007. ISSN 0370-3908.

Las Formaciones Diablo Inferior y San Fernando Superior afloran en el Piedemonte de la Cordillera Oriental, región de Yopal.

Estudios Palinológicos recientes permiten determinar que los sedimentos de la Formación Diablo Inferior se depositaron en ambientes fluviales de alta energía durante el Mioceno Tardío. Las asociaciones Palinológicas provenientes de estos sedimentos también se caracterizan por la común presencia de palinomorfos redepositados provenientes del Mioceno Temprano, Oligoceno-Eoceno Tardío, Paleoceno y varios niveles del Cretáceo. Los sedimentos que conforman la Formación Diablo Inferior son el resultado de un intenso periodo erosivo en la Cordillera Oriental durante la fase inicial de la Orogenia Andina.

Los sedimentos de la Formación San Fernando Superior se depositaron en mares someros durante el Mioceno Medio. Estos mares del Mioceno Medio ocuparon la mayor parte de las Cuencas de los Llanos Orientales, de Maracaibo, de Barinas-Apure y transgredieron hacia el sur hasta influenciar la parte más occidental de la Cuenca Amazónica.

¹ Miembro de Número Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales ACCEFYN.

² Miembro Honorario Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales ACCEFYN.

Las nuevas dataciones palinológicas permiten correlacionar las Formaciones Diablo Inferior y San Fernando Superior con la parte inferior de la Formación Guayabo y con la Formación León respectivamente. Estas dos últimas son Unidades Operacionales utilizadas por la Industria Petrolera para el subsuelo de la Cuenca de los Llanos Orientales. La Formación San Fernando Superior puede ser correlacionada también, con la Formación Pebas aflorante en la parte occidental de la Cuenca del Amazonas.

Palabras clave: Formación Diablo Inferior, Formación San Fernando Superior, Palinomorfos Mioceno Tardío y Mioceno Medio, Redepósito de palinomorfos, Paleogeografía Mioceno Medio.

Abstract

The Diablo Inferior and San Fernando Superior Formations outcrop in the Llanos Orientales Foothills, Yopal area.

Recent palynological studies allow determining that the sediments from the Diablo Inferior Formation were deposited in high energy fluvial environments during the Late Miocene. Recovered palynological assemblages from these strata are also characterized by the common presence of reworked Early Miocene, Oligocene-Late Eocene, Paleocene and Cretaceous palynomorphs. These sediments are the result of a very strong erosion period in the Eastern Cordillera during the initial phase of the Andean Orogeny.

Sediments from the San Fernando Superior were deposited in shallow marine environments during the Middle Miocene. The Middle Miocene seas occupied most of the Maracaibo, Barinas-Apure and Llanos Orientales basins and transgressed toward the south until influencing the western part of the Amazon Basin.

Based on the new available palynological data it is possible to correlate the Diablo Inferior and the San Fernando Superior Formations with the Lower Guayabo and Leon Formations respectively. These two last, are operational Units used by the Oil Industry for the subsurface of the Llanos Orientales Basin. The San Fernando Superior Formation can be also correlated with the Pebas Formation which outcrops in the western part of the Amazonas Basin.

Key words: Diablo Inferior Formation, San Fernando Superior Formation, Late Miocene and Middle Miocene palynomorphs, Redeposit of palynomorphs, Paleogeography Middle Miocene.

Introducción

En el borde Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, se presenta un cinturón plegado de colinas bajas que corren paralelas a la Cordillera Oriental y que se conoce como el Piedemonte de los Llanos Orientales (Llanos Orientales Foothills). Este cinturón plegado en la región de El Yopal, se encuentra limitado por dos sistemas de fallas de cabalgamiento con vergencia al oriente que reciben el nombre de falla de Guaicaramo al occidente y Falla de Yopal al oriente. Como parte del cinturón plegado, se presentan alargados y estrechos sinclinales dentro de los que se destacan el sinclinal de Zapatosa y el sinclinal de Numchia, formados durante el periodo final de la Orogenia Andina, que produjo el levantamiento general de la Cordillera Oriental hasta su posición actual. Los sinclinales de Zapatosa y Numchia presentan en sus núcleos sedimentos de la For-

mación Caja y en sus flancos, en forma estratigráficamente descendente pero topográficamente ascendente, estratos de las Formaciones Diablo Superior, Diablo Inferior y Formación San Fernando (Figura 1).

El nombre de Formación Diablo fue utilizado por primera vez por **Van der Hammen** (1958) quien recoge información inédita de O. Renz proveniente de reportes internos de la Compañía Shell Colombia. Posteriormente **Ulloa y Rodríguez** (1976, 1981) incorporan este nombre en los mapas geológicos del área de Tauramena. **G. Renzoni** (1991), en su trabajo sobre la geología de El Yopal, subdivide la Formación Diablo en Conjunto Superior y Conjunto Inferior. Con el tiempo, estos dos nombres se transformaron en Formación Diablo Superior y Formación Diablo Inferior, que son los nombres que actualmente se emplean. La Formación Diablo Inferior presenta un relieve sobresaliente conformado

por tres filos continuos que se alternan con dos valles que son el reflejo topográfico de la alternancia de niveles arenosos y arcillosos dentro de esta Unidad, la cual presenta un espesor máximo de 600m calculados sobre el mapa geológico (Figura 1).

A lo largo de la Quebrada Jarana, localizada a 13 kilómetros al Norte de El Yopal (Figura1) se levantaron 237m de sección estratigráfica correspondientes a la Formación Diablo Inferior (Figura2), observándose que el límite con la Formación suprayacente (Formación Diablo Superior) es inconforme. El límite con la Unidad infrayacente (Formación San Fernando Superior) es aparentemente transicional. En este trabajo presentamos la interpretación bioestratigráfica de la secuencia aflorante, basados en datos obtenidos de los análisis palinológicos de veinte mues-

tras de superficie de la Formación Diablo Inferior así como de dos muestras de la Formación Diablo Superior y dos muestras provenientes de la Formación San Fernando Superior. Así mismo, presentamos una nueva interpretación geológica de la Formación Diablo Inferior, la cual permite correlacionar esta Unidad con las Unidades estratigráficas que en la actualidad utilizan la Industria Petrolera en sus trabajos de exploración en la Cuenca de los Llanos Orientales (Foothills, Foreland).

Aspectos geológicos

En el Piedemonte Llanero (Llanos Foothills), se presenta el choque de dos Nomenclaturas Estratigráficas que se utilizan para la Cuenca de los Llanos Orientales. Prácticamente es el choque entre una Nomenclatura proveniente

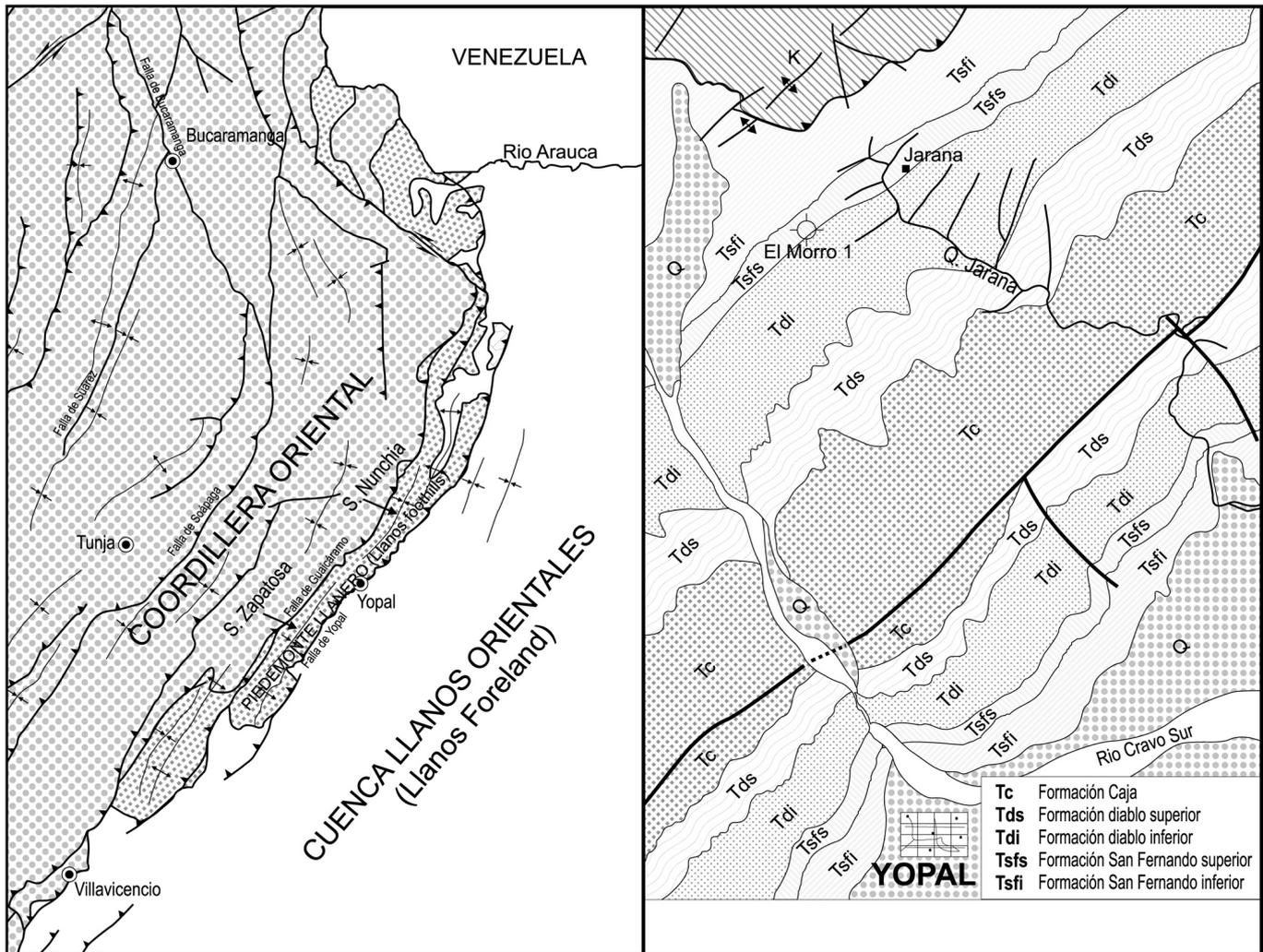


Figura 1. Mapa geológico de Yopal (adaptado de Renzoni 1992)

de trabajos de superficie y la Nomenclatura que se estableció para la Cuenca del Catatumbo (**Notestein** 1943) y que en forma forzada y sin criterios geológicos válidos, se introdujo en la Cuenca de los Llanos Orientales durante las primeras fases de la exploración petrolera (**Dueñas**, 1985). Es el choque entre una Nomenclatura de Superficie y una Nomenclatura de Subsuelo.

Durante mucho tiempo la edad atribuida a la Formación Diablo Inferior fue tema de discusión. O. Renz en informes internos de la Compañía Shell Colombia, le asignó una edad Oligoceno, lo cual de inmediato obligaba a considerar a la Formación infrayacente (Formación San Fernando Superior) como “No Más Joven que Oligoceno”. Thomas Van der Hammen en informes internos del Servicio Geológica Nacional del año 1958, menciona que “la edad palinológicamente establecida de la Formación Diablo es Oligoceno Medio (**Van der Hammen** 1960, 1961). La parte más superior puede ser ya de edad Oligoceno Superior”. **Ulloa & Rodríguez** (1976) en la memoria del mapa Geológico de Tauramena menciona basándose en correlaciones regionales que “la edad de la Formación Diablo se considera como de Mioceno Inferior a Mioceno Medio”. En la misma publicación, **Ulloa & Rodríguez** (1976) presentan como Figura 5 una columna estratigráfica generalizada en donde asigna a la Formación Diablo una edad Mioceno Inferior al mismo tiempo que mencionan “la Formación Diablo corresponde con las Formaciones Calzón y Chartre establecidas por **Miller y Etayo** en 1972”. Sin embargo **Ulloa y Rodríguez** (1976) en la columna estratigráfica que acompaña al mapa geológico de Tauramena (Cuadrángulo K-13) le asignan a la Formación Diablo una edad Oligocénica. En la memoria explicativa sobre el mapa geológico de El Yopal, **G. Renzoni** (1985, 1991) retoma de nuevo la edad Oligoceno y menciona que “de acuerdo con **Van der Hammen** (1958) la Formación Diablo se sedimentó durante el Oligoceno”.

Mientras que los trabajos geológicos de superficie sugerían una edad Oligocénica para la Formación Diablo Inferior, las Compañías Petroleras (**Cooper et al**, 1995) jalonando sus Unidades Sísmicas y Estratigráficas (pozos, E-logs) establecidas para el Foreland de la Cuenca de los Llanos Orientales, definían en forma muy general, que dentro del cinturón plegado de la región de El Yopal afloraban sedimentos relacionables con las Formaciones Guayabo de edad Mioceno Tardío y León de edad Mioceno Medio, contradiciendo en forma clara las edades establecidas por el Ingeominas en los trabajos geológicos de superficie. Estas contradicciones han sido tema recurrente de discusión en las reuniones geológicas en las dos últimas décadas (**Dueñas**, 1985), y en especial en los últimos 10 años durante los cuales el cinturón plegado (Llanos Foothills)

se convirtió en una de las áreas petrolíferas más prolíferas de Colombia (Campos Cusiana, Cupiagua).

Como paso inicial para intentar solucionar las discrepancias que se presentaban entre la geología de superficie y la geología de subsuelo, se decidió analizar palinológicamente la secuencia estratigráfica aflorante a lo largo de la Quebrada Jarana (Figura 1), que involucra sedimentos de la Formación Caja (Tc), de la Formación Diablo Superior (Tds), de la Formación Diablo Inferior (Tdi), de la Formación San Fernando Superior (Tsfs) y de la Formación San Fernando Inferior (Tsfi). La experiencia adquirida al controlar palinológicamente los pozos perforados en el Foreland y Foothills de la Cuenca de los Llanos Orientales, en especial la relacionada con la preparación de muestras, fue aplicada para el estudio de las muestras de superficie (afloramientos).

Desde el inicio de los análisis palinológicos, se observó que las asociaciones palinológicas recuperadas de las muestras de la Formación Diablo Inferior se caracterizaban por presentar una mezcla de microfloras de diversas edades. Palinomorfos de edad Mioceno Tardío tales como *Cicatricosisporites baculatus*, *Echitricolporites spinosus*, *Fenestrites logispinosus* y *Echitricolporites cf. mcneillyi*, se presentan junto a palinomorfos más antiguos, de reconocido valor estratigráfico tales como: *Echitricolporites maristellae* (Mioceno Temprano), *Cicatricosisporites dorogensis* (Oligoceno a Eoceno Tardío), *Retistephanopores angelicus* (Oligoceno Temprano a Eoceno Tardío), *Proxapertites operculatus* y *Bombacacidites annae* (Paleoceno), *Spinizonocolpites baculatus* (Paleoceno Temprano a Maastrichtiano), *Spinizonocolpites echinatus* (Maastrichtiano), *Zlivisporites blanensis* (Maastrichtiano), *Araucariacites* spp. (Cretáceo), *Dinogymnium acuminatum* (Maastrichtiano Temprano a Coniaciano) y *Odontochitina operculata* (Cretáceo) entre muchos otros. En conjunto los palinomorfos recuperados de los estratos que conforman la Formación Diablo Inferior claramente indican, que los sedimentos que componen esta Unidad incluyen abundante material retrabajado de diversas edades.

La interpretación palinológica de muestras con presencia de material redepositado es compleja. En este caso específico, la asociación de palinomorfos reconocida como la más joven es la que establece la edad de los sedimentos, mientras que el conjunto de palinomorfos más antiguos (redepositados) se considera como un ruido molesto que incomoda la asignación de edad, pero que da valiosa información sobre la evolución geológica de la cuenca de depósito.

La asociación de *Cicatricosisporites baculatus*, *Echitricolporites spinosus*, *Fenestrites logispinosus*, *Grimsdalea*

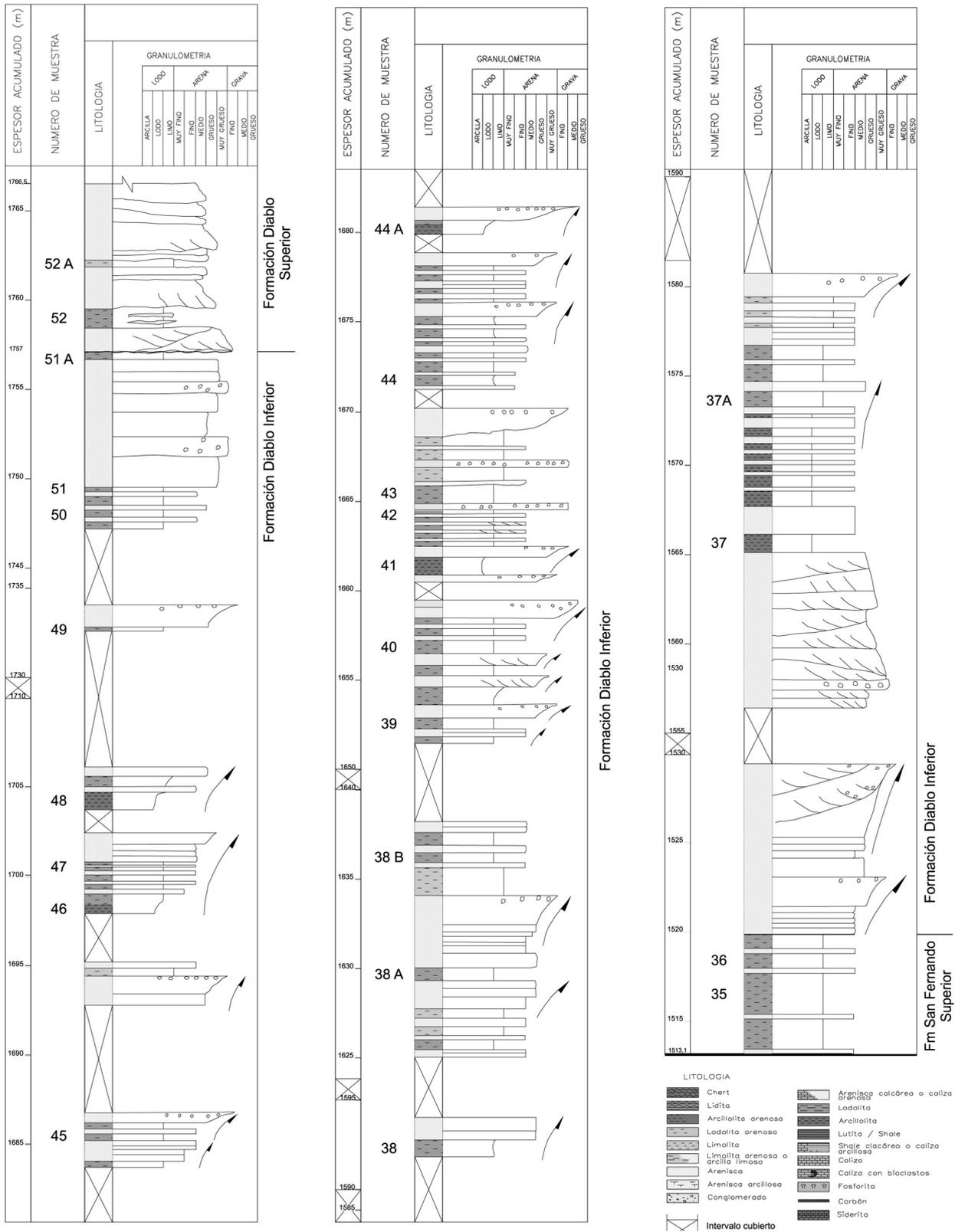


Figura 2. Columna estratigráfica de la formación Diablo Inferior medida a lo largo de la Quebrada Jarana.

magnaclavata y *Echitricolporites cf. mcneillyi* la consideramos como la más joven (*in situ*), y con base en ello asignamos a los sedimentos de la Formación Diablo Inferior una edad Mioceno Tardío. Al mismo tiempo consideramos que estos sedimentos pertenecen a la zona de *Echitricolporites spinosus* establecida por Muller *et al* (1987) para el Norte de Sur América. La abundante presencia de material redepositado es indicativa de que estos sedimentos se depositaron en ambientes de alta energía.

La espora trilete *Cicatricosisporites dorogensis*, muy frecuentemente asociada a sedimentos Oligocénicos, se presenta en forma común en las asociaciones palinológicas recuperadas de muestras de la Formación Diablo Inferior. Suponemos que el identificar este marcador palinológico y el no detectar la presencia de palinomorfos del Mioceno Tardío fue lo que originó la asignación de una edad Oligocénica para estos sedimentos en 1958. La metodología utilizada en la preparación de las muestras pudo contribuir a esta confusión. Hasta hace unos diez años, la metodología utilizada en la preparación de muestras, incluía el uso rutinario de oxidación fuerte de la materia orgánica recuperada, lo cual propiciaba que palinomorfos de estructuración fuerte y colores oscuros (como es el caso de *C. dorogensis*) se destacaran en las asociaciones palinológicas recuperadas, mientras que palinomorfos de coloración pálida y estructuración fina (*in situ*) quedarán enmascarados dentro de la materia orgánica.

Cuando en las asociaciones recuperadas de las muestras de superficie se presentan entremezclados palinomorfos considerados como palinomorfos “guías” o marcadores de edades, los cuales por lo general presentan morfologías conspicuas que permiten su rápida identificación, la interpretación del fenómeno de retrabajamiento puede llegar a ser no complicado. El principal problema para detectar el retrabajamiento por métodos palinológicos ocurre cuando las asociaciones se componen de palinomorfos que presentan una amplia distribución estratigráfica, que son por lo general los palinomorfos más abundantes. En este caso hemos utilizado como ayuda para detectar los palinomorfos retrabajados: el color y la preservación de los palinomorfos así como la asociación típica de palinomorfos.

Por lo general el polen y las esporas *in situ*, presentan un color más brillante y más pálido que los palinomorfos reciclados. Los palinomorfos forman parte de la materia orgánica de los sedimentos la cual en forma general recibe el nombre de kerógeno. Cuando el kerógeno empieza su proceso de fosilización (diagénesis) empieza al mismo tiempo un proceso de carbonización de la materia orgánica que in-

cluye la pérdida progresiva de Hidrógeno y de Oxígeno y la concentración de Carbono, lo cual se refleja en que todos los componentes del kerógeno, incluidos polen y esporas, van oscureciendo sus colores. En una secuencia estratigráfica normal, los palinomorfos más jóvenes conservan colores (en la gama de amarillos y carmelitas) más tenues, pálidos o frescos, mientras que los palinomorfos de mayor edad exhiben colores comparativamente más oscuros o más carbonizados, llegando al extremo de presentar colores muy oscuros o negros. En las preparaciones palinológicas de las muestras de la Quebrada Jarana, la presencia de palinomorfos muy oscuros se convirtió en una alerta temprana sobre la presencia de material reciclado.

Materiales y método palinológico

Veinte muestras de litologías finas (lodolitas y limolitas) fueron seleccionadas para determinar sus composiciones microflóricas y con base en ellas asignar edades relativas y ambientes de depósito a estos estratos. La posición estratigráfica de las muestras seleccionadas se presenta en la Figura 2, la cual corresponde a la sección estratigráfica levantada a lo largo de la Quebrada Jarana. Adicionalmente en la figura 2 se presenta, la composición litológica establecida para la secuencia aflorante.

La preparación de las muestras se realizó aplicando la técnica establecida en los laboratorios de BIOSS Ltda., que consiste en el tratamiento de 30 gramos de sedimentos finamente triturado con HCl (40%) para remover material calcáreo y con HF (40%) para remover silicatos. Para la separación de la materia orgánica del material mineral se utilizó un vidrio de reloj y filtros con mallas plásticas de 10 micrones de apertura. Por lo general no se oxidaron las muestras. Dos placas de estudios fueron preparadas de cada muestra utilizándose Bálsamo de Canadá como medio de montaje.

Los resultados de los análisis palinológicos gráficamente se muestran en el Anexo I, en el cual se presenta la posición estratigráfica de los palinomorfos identificados como material *in situ*, junto a sus abundancias. Esta tabla incluye la suma total de palinomorfos y es por ello que fácilmente se pueden transformar estas abundancias en porcentajes. Solo una de las placas de estudio se analizó en forma detallada. La segunda placa de estudio fue revisada solo para determinar la presencia de palinomorfos extraños o de localizar palinomorfos aptos para ser fotografiados. El residuo orgánico obtenido de las muestras fue posteriormente utilizado para elaborar granos aislados (SGS), la mayoría de los cuales fueron fotografiados. En el Anexo II, se grafica la presencia de los palinomorfos iden-

tificados como provenientes de material redepositado. En la Figura 3, se presenta el rango estratigráfico establecido para la Cuenca de los Llanos Orientales de los palinomorfos interpretados como material retrabajado.

Todas las preparaciones palinológicas generadas durante este estudio, se depositaron en el Laboratorio de Palinología del Instituto Colombiano del Petróleo en Bucaramanga.

Bioestratigrafía

Las dos muestras estratigráficamente superiores (Muestras 52a y 52) de la sección levantada a lo largo de la Quebrada Jarana corresponden a la Formación Diablo Superior. Estas dos muestras fueron encontradas prácticamente estériles, lo cual impide asignar a estos sedimentos

una edad por métodos palinológicos. Solo se reporta la presencia de algunas esporas de hongos que carecen de valor estratigráfico.

Las muestras del intervalo 51A-37 (Figura 2) pertenecen a la Formación Diablo Inferior. De estas muestras fue posible obtener buenas asociaciones de palinomorfos, destacándose la presencia de *Echitricolporites spinosus* y *Cicatricosisporites baculatus* quienes se encuentran acompañados en diferentes niveles por *Fenestrites longispinosus*, *Malvacipollis spinulosa*, *Bombacacidites deltoides* (Prov.), *Crotonipollis jarana* (prov.), *Trichotomocolpites clavatus* (prov.), *Trichotomocolpites verrucatus* (prov.), *Malvacipollis minutus* (prov.), *Multimarginites vanderhammeni*, *Echitricolporites cf. mcneillyi*, *Gimsdalea magnaclavata* y *Bombacacidites baculatus* entre otros. Estos palinomorfos en conjunto, nos permiten asignar una edad Mioceno Tardío a los sedimentos de la Formación Diablo Inferior. Al mismo tiempo nos permiten determinar que estas asociaciones palinológicas pertenecen a la Zona de *Echitricolporites spinosus* establecida por Muller et al (1987).

Las muestras 36 y 35 pertenecen a la Formación San Fernando Superior. Estos sedimentos arrojaron buenas asociaciones palinológicas las cuales se encontraron dominadas por Microforaminíferos y Dinoflagelados lo cual es indicativo de que estos sedimentos se depositaron en ambientes marinos. Las asociaciones palinológicas también incluyen la presencia de las esporas triletas *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, *Magnastriatites grandiosus*, *Psilatritetes* spp. y los granos de polen correspondientes a *Zonocostites ramonae* y *Grimsdalea magnaclavata* entre otros. En conjunto los palinomorfos recuperados nos permiten asignar a estos sedimentos una edad Mioceno Medio y determinar que pertenecen a la Zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* establecida por Muller et al (1987) para el Mioceno Medio del Norte de Suramérica.

Correlaciones

La asignación de una edad palinológica de Mioceno Tardío para los estratos que conforman la Formación Diablo Inferior y de una edad Mioceno Medio para los estratos de la Formación San Fernando Superior nos permite efectuar cambios significativos a la columna estratigráfica propuesta por Renzoni (1991) para el área de El Yopal, así como llevar a cabo una correlación entre la Nomenclatura estratigráfica utilizada en superficie en el Piedemonte Llanero y la Nomenclatura estratigráfica utilizada en subsuelo por las Compañías Petroleras (Figura 4).

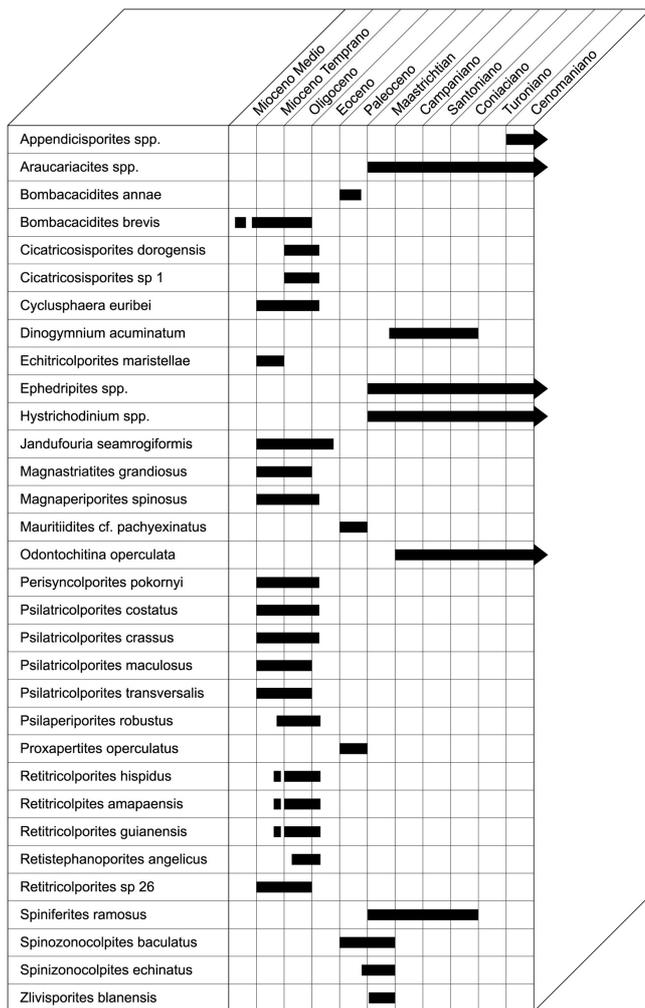


Figura 3. Rango estratigráfico. Cuenca Llanos Orientales de palinomorfos interpretados como redepositados.

Por su posición estratigráfica, la Formación Diablo Superior no puede ser más Antigua que Mioceno Tardío, teniendo en cuenta la edad establecida para la Unidad infrayacente. Esta Formación correlaciona tentativamente con la parte superior de la Formación Guayabo y con la denominada por los geólogos de INTERCOL Formación Calzón. La Formación Diablo Inferior del Mioceno Tardío por su parte, correlaciona con la parte inferior de la Formación Guayabo a la cual los geólogos de INTERCOL y algu-

nas otras Operadoras Petroleras denominaron Formación Charte (Figura 4).

Las arcillas de la Formación San Fernando Superior de edad Mioceno Medio correlacionan con la secuencia arcillosa de la Formación León depositada en ambientes marinos. Estas arcillas también se correlacionan con la Formación Pebas que aflora en la parte occidental de la Cuenca del Amazonas.

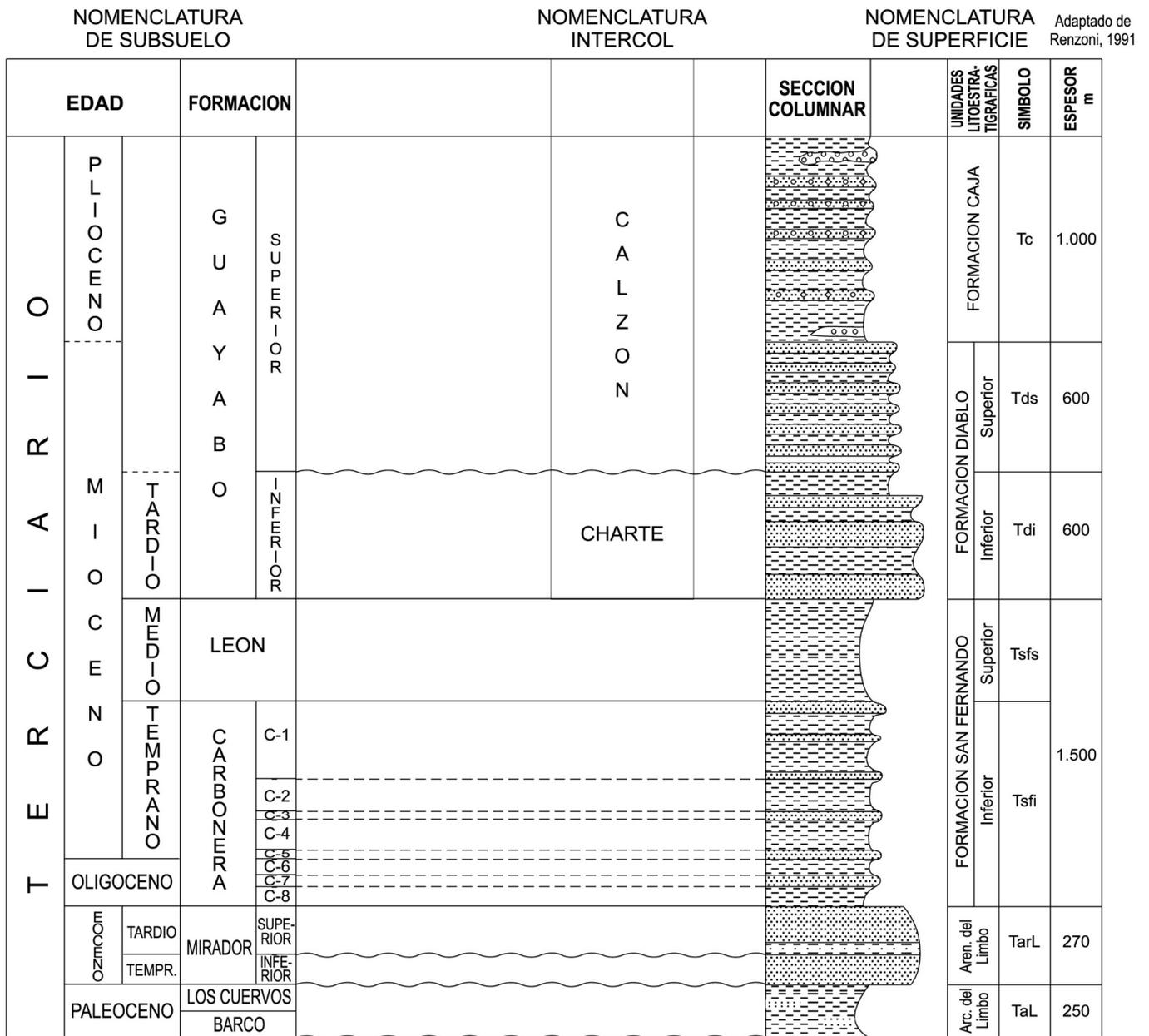


Figura 4. Correlación entre la nomenclatura utilizada en superficie y en subsuelo piedemonte Cuenca Llanos Orientales.

La Formación Mirador en el Piedemonte de los Llanos Orientales se compone de tres cuerpos litológicos. Cuerpos arenosos se presentan al tope y a la base y se encuentran separados por un delgado cuerpo arcilloso. Estudios palinológicos recientes han permitido determinar para el cuerpo arcilloso así como para el cuerpo arenoso superior una edad Eoceno Tardío. Para el cuerpo basal se ha determinado una edad Eoceno Temprano. Solo parcialmente el cuerpo arenoso superior se presenta en la Cuenca de los Llanos Orientales (Foreland). **Van der Hammen** (1958, 1960, 1961) menciona que la Formación Areniscas del Limbo se compone de “una sucesión de areniscas conglomeráticas sobre todo en la parte inferior. En la mitad puede haber una intercalación de areniscas arcillosas y de lutitas arenosas. Al mismo tiempo menciona que “la edad de las areniscas inferiores de la Formación Limbo es Eoceno Temprano. Las Areniscas del Limbo corresponden al Mirador del Catatumbo y a la Formación La Paz del Valle Medio del Magdalena”. Así pues, entre las Areniscas del Limbo y la denominada Formación Mirador de Los Llanos Orientales (Foothills, Foreland), se presenta una buena correlación litológica y bioestratigráfica.

El tope y la base de la Formación San Fernando Superior correlacionan con el Tope y la base de la Formación León. Por lo tanto, las intercalaciones de arenas y arcillas de la Formación San Fernando Inferior se correlacionan con la denominada Formación Carbonera.

De acuerdo con **Van der Hammen** (1958, 1960, 1961) “la Formación Arcillas del Limbo es de edad Paleoceno y se componen de arcillolitas grisáceas con intercalaciones de mantos de carbón y bancos de areniscas en la parte baja”. Las Compañías Petroleras que operan en el Piedemonte Llanero, han subdividido los sedimentos de edad Paleoceno en Formación Los Cuervos y Formación Barco. La Formación Los Cuervos es básicamente arcillosa y reposa directamente sobre la Formación Barco que es básicamente arenosa. Así pues, La Formación Arcillas del Limbo correlacionan directamente con las Formaciones Los Cuervos y Barco (Figura 4).

Redepósito de palinomorfos

El redeposito de material, es un fenómeno común en sedimentos Terciarios del Norte de Sur América asociados a la Orogenia Andina. Mas común de lo que los palinólogos lo han reportado en sus trabajos. En esta sección Terciaria, los límites de secuencias estratigráficas están por lo general relacionados con pulsos orogénicos que pueden llegar a cambiar abruptamente las características de las cuencas de depósito y dar inicio a periodos erosivos.

No hay que perder de vista que durante el Terciario, mientras en la Cuenca de los Llanos Orientales se depositan en forma intercalada rocas de origen continental y de origen marino, al Occidente se desarrollaba una Proto-Cordillera Oriental que aunque se insinuaba como reducidas y aisladas colinas, eran áreas positivas sujetas a erosión. Durante el depósito de los sedimentos del Eoceno Tardío al Mioceno Medio la principal fuente de clásticos fue el Escudo de la Guyana. Sin embargo desde el Occidente se producía un aporte sedimentario que alcanzaba a influenciar los sedimentos del borde Occidental de la Cuenca de los Llanos. Por ello es que a lo largo de la secuencia Terciaria del Piedemonte Llanero es posible reportar la presencia de material retrabajado. Durante el depósito de las Formaciones Diablo Inferior y Diablo Superior el Escudo de la Guyana dejó de ser la fuente principal de sedimentos, convirtiéndose la recién formada Cordillera Oriental en la principal fuente de aporte de clásticos.

Revisando el trabajo de **Germeraad et al** (1968), es posible observar ejemplos de retrabajamiento de palinomorfos:

La figura 1 de este trabajo corresponde a la carta de distribución de palinomorfos de la sección de superficie Paz de Río, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. En esta gráfica, palinomorfos restringidos al Maastrichtiano y al Paleoceno se encuentran entremezclados con palinomorfos del Oligoceno y del Mioceno como es el caso de:

- *Proteacidites dehaani* un típico elemento de la flora Maastrichtiana que se encuentra asociado con palinomorfos del Oligoceno pertenecientes a la zona Atlántica de *Cicatricosisporites dorogensis*.
- *Foveotriletes margaritae*, *Bombacidites annae*, *Proxapertites operculatus* y *Proxapertites cursus*, palinomorfos Paleocénicos se encuentran asociados con palinomorfos Miocénicos de la zona Atlántica de *Verrutricolporites rotundiporus*.
- *Cicatricosisporites dorogensis* considerado como el palinomorfo más característico del Oligoceno en áreas Tropicales, se presenta asociado con palinomorfos Miocénicos.

La Figura 2 del trabajo de **Germeraad et al** (1968) corresponde a la carta de distribución de palinomorfos del pozo Chafurray-3, en esta gráfica observamos:

- La presencia aislada de *Proxapertites operculatus* y su asociación con palinomorfos del Mioceno Medio (*Crassoretitriletes vanraadshooveni*).

- La co-ocurrencia de *Cicatricosisporites dorogensis* (Oligoceno) y *Crassoretitriletes vanraadshooveni* (Mioceno Medio).

En la Figura 3 correspondiente a la sección de superficie de Camino Rubio (Venezuela) es posible observar la presencia aislada y fuera de contexto de *Retidiporites magdalenensis*, *Proxapertites operculatus* y *Spinizonocolpites* group dentro de palinofloras del Eoceno.

En la carta de distribución del pozo Icootea-1, Venezuela (Figura 4) es posible observar la presencia aislada de *Bombacacidites annae* y *Retidiporites magdalenenses* en sedimentos del Eoceno.

En la carta de distribución de palinomorfos del pozo B-188, Venezuela (Figura 6) se observa la presencia aislada (fuera de contexto) de *Proteacidites dehaani* y *Cicatricosisporites dorogensis* dentro de palinofloras del Mioceno Temprano y Mioceno Medio.

En la carta de distribución del pozo CO-85, Trinidad (Figura 7) es posible observar la presencia de *Proteacidites dehaani*, *Foveotriletes margaritae*, *Bombacacidites annae* y *Cicatricosisporites dorogensis* asociadas con palinofloras del Mioceno Medio y Tardío.

En el Pozo Paria – 1, Venezuela (Figura 8) *Proteacidites dehaani*, *Foveotriletes margaritae*, *Echitriporites trianguliformis*, *Proxapertites cursus* y *Bombacacidites annae* se asocian a palinofloras del Mioceno Tardío.

En la tabla de distribución estratigráfica de los principales palinomorfos Terciarios Tropicales **Germeraad et al.** (1968, Figura 15) presenta la distribución del *Proxapertites operculatus*, palinomorfo descrito por **Van der Hammen** (1, 956) que puede ser considerado como el polen mas común en las asociaciones palinológicas provenientes de sedimentos Paleocénicos del trópico. En esta Tabla, el *P. operculatus* presenta una distribución no continua, que atraviesa toda la secuencia Terciaria. En varios trabajos recientes relacionados con la Cuenca de los Llanos Orientales (foreland), ha sido posible establecer que el *P. operculatus* se encuentra restringido a la secuencia paleocénica. Consideramos que la presencia de este palinomorfo en sedimentos del Mioceno, Oligoceno y Eoceno puede estar relacionada con material redepositado.

Analizando la Tabla 13 del trabajo de **Lorente** (1986) que corresponde a la carta de distribución de polen y esporas en la Cuenca de Maracaibo, podemos observar la presencia de *Proxapertites operculatus*, *Proxapertites cursus*, *Spinizonocolpites echinatus*, elementos de la flora Paleocénica, dentro de asociaciones palinológicas del Mioceno. En la pagina 173

Lorente (1986) señala “que de acuerdo a **Germeraad et al** (1968) la especie *Proteacidites dehaani* se encuentra restringida a la parte baja de la zona de *Proxapertites operculatus* (Maastrichtiano), pero en Venezuela esta especie se encuentra presente a lo largo de toda la secuencia estratigráfica del Terciario Superior”. En nuestra opinión la presencia de *P. dehaani* en asociaciones palinológicas Neógenas debe interpretarse como no *in situ*. Así mismo **Lorente** (1986) señala la presencia no continua de *Cicatricosisporites dorogensis* a lo largo de toda la secuencia del Terciario Superior y menciona (pagina 146) que “en Venezuela la presencia de *Cicatricosisporites dorogensis* ha sido registrada desde la zona de *Janmulleripollis pentaradiatus* (Eoceno Tardío) hasta la zona de *Alnipollenites* (Plioceno)”. En nuestra opinión el *C. dorogensis* debe provenir de material redepositado, cuando se encuentra asociado a palinofloras del Mioceno y del Plioceno. La Cuenca del Lago de Maracaibo recibió los sedimentos provenientes de la denudación de la Cordillera Oriental, que fueron transportados por las corrientes fluviales relacionadas con el sistema del proto-río Magdalena y es por ello que no debe extrañar la abundante presencia de material redepositado asociado a la secuencia estratigráfica Miocénica y Pliocénica del Lago de Maracaibo.

Otro claro ejemplo de rededósito de material se presenta asociado con los pozos Tarra-1 y Tarra-2 localizados en la parte occidental del Lago de Maracaibo (**Dueñas**, 1999). En estos pozos, muestras de corazón arrojaron una mezcla de palinofloras del Paleoceno y del Eoceno. La edad de estos sedimentos es marcada por la asociación palinológica más joven (Eoceno), mientras que la flora más antigua debe ser interpretada como material no *in situ* (redepositado).

Sedimentos directamente correlacionables con la Formación Diablo Inferior se han reportado en varios pozos perforados en el Piedemonte de los Llanos Orientales. Al analizar por métodos palinológicos estos sedimentos se ha podido detectar la presencia de palinomorfos redepositados asociados con microfloras del Mioceno Tardío. Después de ser perforado, este material (retrabajado) puede llegar a incorporarse al lodo de perforación y contaminar muestras de zanja (cuttings) provenientes de niveles estratigráficamente mas antiguos (material caído, cavings). Tal es el caso del Oligocénico *C. dorogensis* que se ha reportado como parte de asociaciones palinológicas del Mioceno Tardío (rededósito) y del Mioceno Medio (material caído).

Parece evidente que en algunos de los estudios palinológicos pioneros en Colombia, llevados a cabo en los laboratorios del Ingeominas, sedimentos Miocénicos provenientes de las Cuencas del Valle Medio del Magdale-

na y de la Cordillera Oriental fueron considerados como Oligocénicos, con base en la presencia de palinomorfos redepositados. Estas dataciones, sobretudo las que han presentado discrepancia con la información geológica de superficie, necesitan ser revisadas.

Aspectos paleogeográficos

El inicio del Mioceno Medio coincide con una elevación global del nivel del mar, la cual fue incrementándose hasta el final de este Período. El Mar del Mioceno Medio transgredió hasta ocupar extensas áreas en las Cuencas de los Llanos Orientales, Maracaibo, Barinas, Apure y Maturín formando el Mar del Llano (Figura 5) y dando origen al depósito de una gruesa secuencia de arcillolitas caracterizadas por presentar asociaciones de microfósiles dominadas por Foraminíferos y Dinoflagelados. Estas arcillolitas marinas se conocen en el Piedemonte Llanero como Formación San Fernando Superior y en la Cuenca de los Llanos Orientales como Formación León (Figura 1 y 4).

El emplazamiento de los Andes de Mérida así como el levantamiento principal de la Cordillera Oriental se produjeron durante el Mioceno Tardío y el Plioceno. Es por ello que los Andes de Mérida no presentaban una barrera que impidiera la libre conexión entre el mar abierto (proto-Caribe, Atlántico) y el Mar del Llano. La Formación San Fernando Superior encuentra como equivalente cronoestratigráfico a la Formación La Rosa en la Cuenca de Maracaibo y a la Formación Carapita en la Cuenca de Maturín (oriente venezolano).

El Arco de Vaupés que en la actualidad conforma una divisoria de aguas entre la Cuenca de los Llanos Orientales y la Cuenca del Amazonas no representaba durante el Mioceno Medio una barrera efectiva, y es por ello que este mar del Mioceno Medio transgredió hasta influenciar una gran área de la Cuenca Amazónica (Estuario Amazónico). La Formación San Fernando Superior encuentra como equivalente cronoestratigráfico en la región amazónica brasilera a la Formación Solimoes y en la región amazónica peruana a la Formación Pebas. La influencia marina durante el depósito de los sedimentos de las Formaciones Solimoes y Pebas, ha sido ampliamente analizada por Carina Hoorn (Hoorn, 1993, 1994 y 2006).

La zona baja del Río de la Plata que bordea el extremo sur del Escudo Brasileño, también fue utilizada como vía de penetración del Mar Miocénico a la parte sur de Sur América. Testimonios de esta trasgresión se presentan como parches en varias localidades de la Cordillera Central de Argentina y en el Piedemonte de la Región de Puna (Ramos y Alonso, 1995). Ramos y Alemán (2000), Ramos

(2006) también reportan que los depósitos marinos del Mioceno Medio alcanzaron la región boliviana de Santa Cruz de la Sierra, (Formación Yecua). El área cubierta por el Mar del Mioceno Medio en el Cono Sur fue muy extensa dando origen a lo que Ramos y Alemán (2000) denominan el Mar Panareense.

Al final del Mioceno Medio se presenta un período orogénico que produce un levantamiento generalizado de la Cordillera de los Andes cambiando el patrón de drenaje y dando origen en la región ecuatorial al paleo-Río Amazonas (Hoorn, 1994). En lo que hace relación a los Andes Colombianos, este levantamiento se llevó a cabo con movimientos cortos pero continuos, los cuales fueron transformando paulatinamente los mares someros en pantanos salobres y posteriormente en ambientes fluviales. Este cambio paulatino, podría haber permitido la adaptación de fauna marina a ambientes fluviales y ello explicar la presencia en la Cuenca Amazónica de mamíferos (delfín rosado) y peces (rayas, pez globo) de origen marino (Hoorn, 2006).

Con cada pulso compresivo (choque de placas) a finales del Mioceno Medio se incrementa el levantamiento de la Cordillera Oriental y la deformación del Cinturón Frontal de la Cordillera Oriental que llega a convertirse en el Piedemonte Llanero. Dentro de este cinturón estrecho y alargado se forman los sinclinales de Zapatosa y Nunchia.

La Cordillera Oriental, convertida en zona de aporte de sedimentos, provee el material para rellenar esta Cuenca Frontal. Corrientes fluviales torrenciales del Mioceno Tardío arrastran hacia el oriente, por primera vez en la Cuenca de los Llanos Orientales, gran cantidad de material. En la Cuenca Frontal, poco a poco va depositándose el material de denudación, al mismo tiempo que se va depositando la materia orgánica *in situ* la cual incluye polen y esporas provenientes de las plantas que habitan la cuenca y las zonas aledañas. Esta mezcla de material retrabajado y sedimentos propios (*in situ*) de la Cuenca, dio origen a la secuencia estratigráfica que conforma la Formación Diablo Inferior cuya distribución areal se restringe a la Cuenca Frontal o Piedemonte Llanero. Mientras se producía el depósito de los sedimentos de la Formación Diablo Inferior en la Cuenca Frontal, en la Cuenca de los Llanos Orientales (Foreland) se presentaba un periodo de erosión o no depositación.

Los cortos y continuos pulsos compresivos, son el preámbulo de un proceso orogénico que levantó la Cordillera Oriental de un nivel aproximado de 700 metros de altura hasta alcanzar elevaciones superiores a los 3.000 metros en un periodo de tiempo geológico relativamente corto (Van der Hammen *et al* 1973). Este proceso orogénico



Figura 5. Extensión del mar y de las áreas fluviales durante el mioceno medio. Adaptado de: Ramos y Alemán, 2000 y de Hoorn, 2006.

abruptamente interrumpe el depósito de sedimentos de la Formación Diablo Inferior, y da paso a una muy gruesa avalancha de sedimentos gruesos (> 10.000' en el Piedemonte) que cubren por igual a los sedimentos depositados en la Cuenca Frontal (Foothills) y a los depositados en la Cuenca de los Llanos (Foreland).

El depósito de sedimentos de la Formación Diablo Inferior, se comporta como un relleno restringido a la Cuenca Frontal que es fosilizado muy rápidamente por la caótica y muy abundante sedimentación posterior. Muchos de los pozos perforados en el área del Piedemonte Llanero reportan la presencia de estos sedimentos.

Agradecimientos

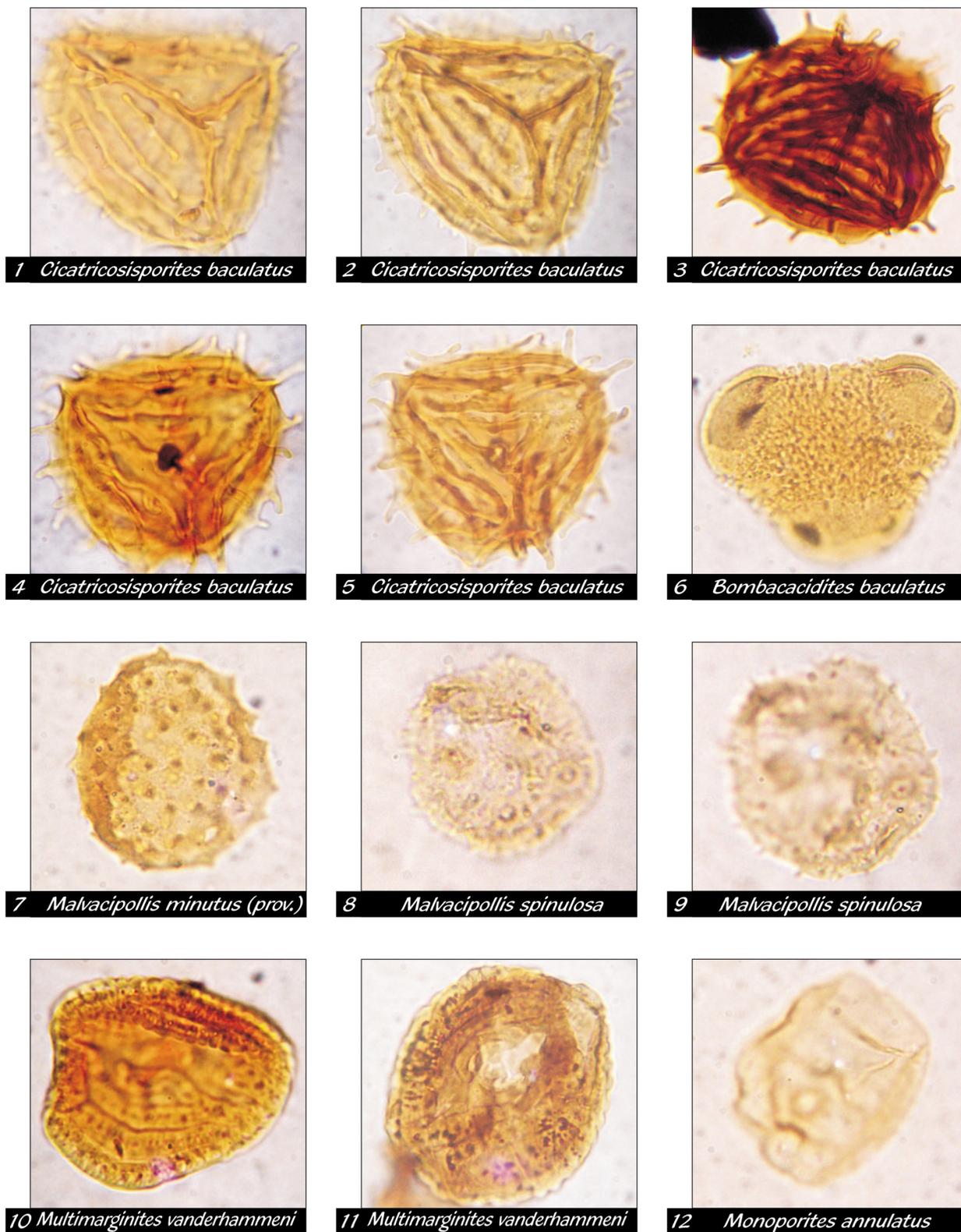
Los autores agradecen a HOCOL S.A. por autorizarnos publicar la información relacionada con la columna estratigráfica de la Formación Diablo Inferior y por el invaluable apoyo recibido durante la ejecución de este proyecto. Así mismo agradecemos a los Geólogos Alexis Rosero y Giancarlo Renzoni por sus valiosas opiniones sobre el contenido de este trabajo.

Bibliografía

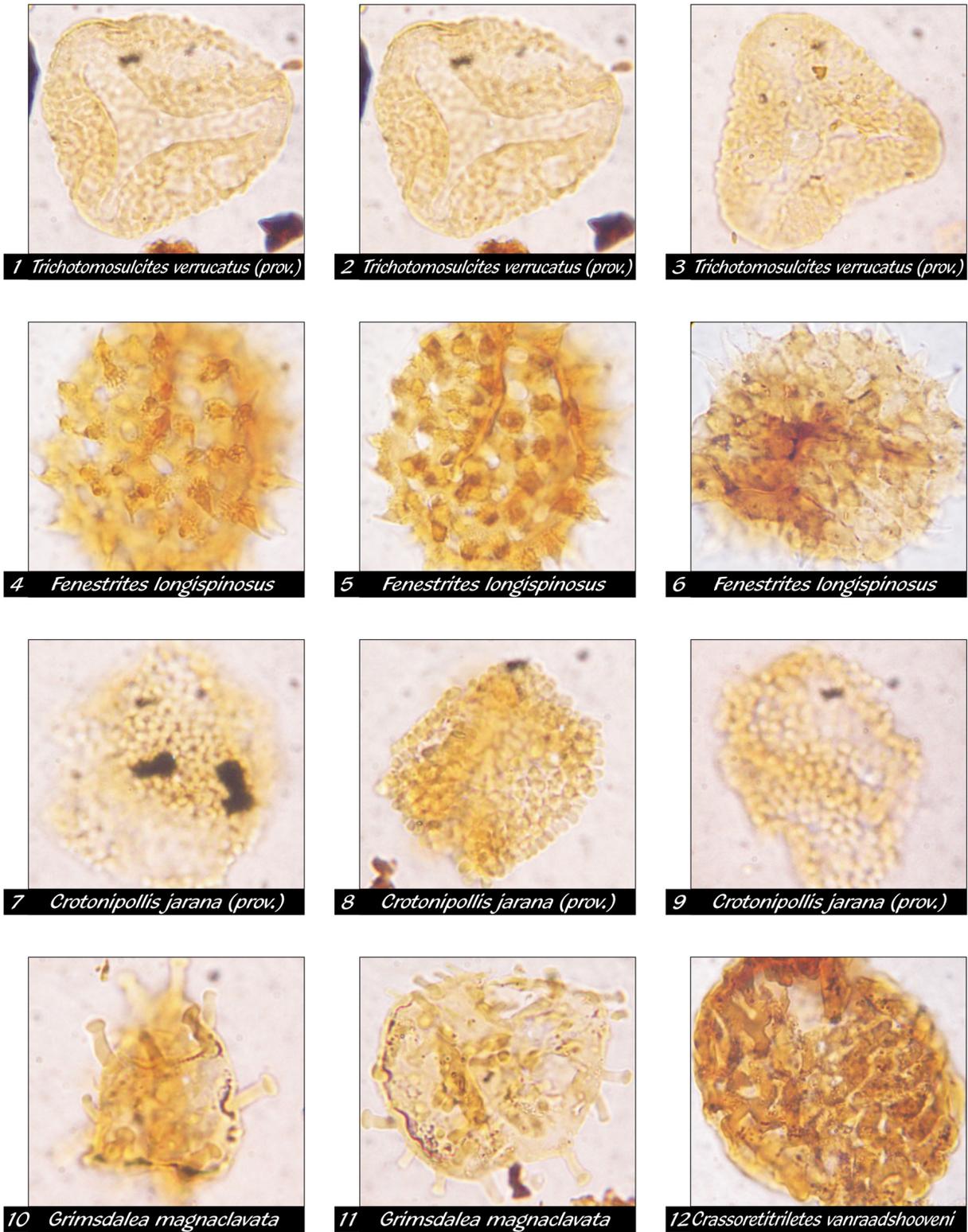
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Hayward, A.B., Howe, S., Pulhan, A.J. & Taborda, A. 1995. Basin development and Tectonic history of the Llanos Basin, Colombia. AAPG Memoir 62: 659-665.
- Dueñas, H. 1985. Observaciones sobre la Nomenclatura Estratigráfica de la Cuenca de los Llanos Orientales. Colombia. Memorias II Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Sub-Andinas. Vol 2, Bogotá.
- Dueñas, H. 1999. Sequence analysis of Western Venezuelan Cretaceous to Eocene sediments using Palynology: Chrono-Paleoenvironmental and Paleovegetational approaches: Discussion. Palynology, 23(1999): 31-33.
- Germeraad, J.H., Hopping, C.A., & Muller, J. 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. Rev. Palaeobot. Palynol. 6: 189-348.
- Hoorn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the depositional history of north-western Amazonia: results of a palynological study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105, 267-309.
- Hoorn, C. 1994. Miocene palynostratigraphy and palaeoenvironments of north-western Amazonia. Evidence for marine incursions and the influence of Andean Tectonics. Doctoral Tesis, Hugo de Vries Laboratory, University of Amsterdam.
- Hoorn, C. 2006. The birth of the mighty Amazon. Scientific American. May 2006: 52-59.
- Lorente, M.A. 1986. Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Diss. Bot., band 99, J. Cramer, Berlin: 222 pp.
- Miller, T.H. & Etayo, F. 1972. The geology of the Eastern Cordillera between Aguazul-Sogamoso-Villa de Leyva. Thirteenth Annual Field Conference. ACGGP. Bogotá. Colombia.
- Muller, J., Di Giacomo, E. & Van Erve, A. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America. AASP. Contributions Series Number 19: 7-76.
- Notestein, F.B., Hubman, C.W. & Bowler, J. 1944. Geology of the Barco Concession. Republic of Colombia, South America. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol 55, pp1165-1215. New Cork.
- Ramos, V. & Alonso, R. 1995. El Mar Paranense en la provincial de Jujuy. Revista Instituto de Geología y Minería, Jujuy, 10, 73-82.
- Ramos, V. & Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes, in Tectonic evolution of South America, 31th International Geological Congress Rio de Janeiro August 6-17, 2000.
- Ramos, V. 2006 Curso sobre Tectónica Andina IX Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena Septiembre 24-27, 2006.
- Renzoni, G. 1985. Interpretación fotogeológica de la Plancha 193 – Yopal. Escala 1: 100.000. Informe 1951. Ingeominas, Bogotá.
- Renzoni, G. 1991. Notas sobre la Fotogeología de la Plancha 193-Yopal. Ingeominas, Bogotá.
- Ulloa, C. & Rodríguez, E. 1976. Mapa Geológico de la Plancha 211; Tauramena. Escala 1: 100.000. Ingeominas, Bogotá.
- Ulloa, C. & Rodríguez, E. 1981. Geología del Cuadrángulo K-13 Tauramena. Bol. Geol. 24 (2): 3-30 Bogotá.
- Van der Hammen, Th. 1954. El desarrollo de la Flora Colombiana en los períodos geológicos: I Maastrichtiano hasta Terciario más inferior. Bol. Geol. Vol 2 (1). Instituto Geológico Nacional. Bogotá.
- Van der Hammen, Th. 1956. Descripción de algunos géneros y especies de polen y esporas fósiles. Bol. Geol. Vol 4 (2, 3) Instituto Geológico Nacional. Bogotá.
- Van der Hammen, Th. 1960. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Bol. Geol. Vol. VI (1-3): 67-128, Ingeominas, Bogotá.
- Van der Hammen, Th. 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of the Colombian Andes Bol.Geologie en Mijnbouw, 40(5): 181-188.
- Van der Hammen, Th., Werner, J.H. & Van Dommelen, H. 1973. Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: a study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of this High-Andean biota. Rev. Palaeobot. Palynol. 16: 1-122.

Recibido: junio 26 de 2007

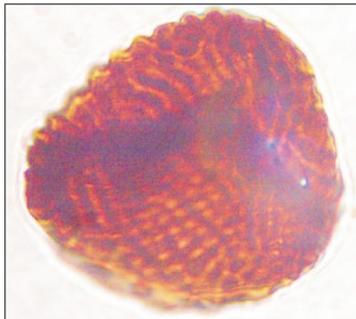
Aceptado para su publicación: diciembre 17 de 2007



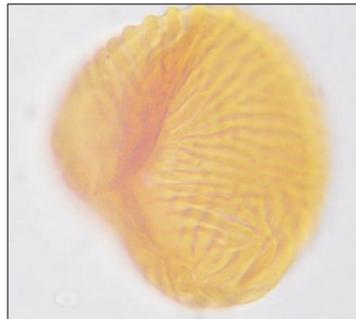
Plancha I. Figuras 1 a 12. Palinomorfos del Mioceno Tardío. Formación Diablo Inferior.



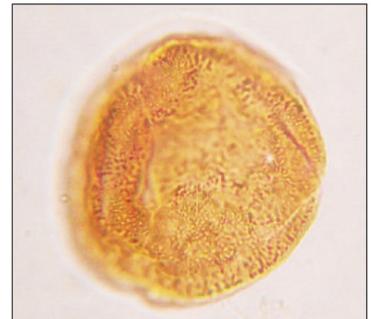
Plancha II. Figuras 1 a 9. Palinomorfos del Mioceno Tardío. Formación Diablo Inferior.
 Figuras 10 a 12. Palinomorfos del Mioceno Medio. Formación San Fernando Superior.



1 *Cicatricosisporites dorogensis*



2 *Cicatricosisporites dorogensis*



3 *Psilatricolporites crassus*



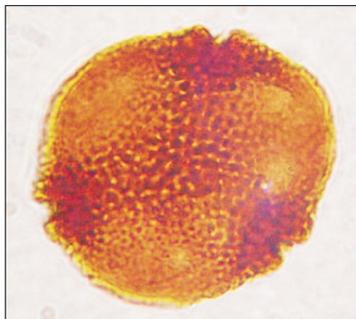
4 *Perisyncolporites pokornyi*



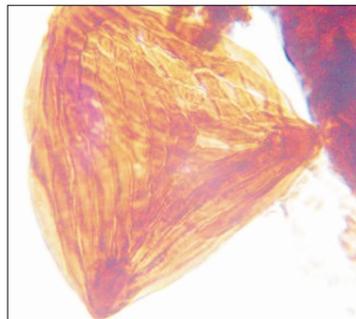
5 *Jandufouria seamrogiformis*



6 *Proxapertites operculatus*



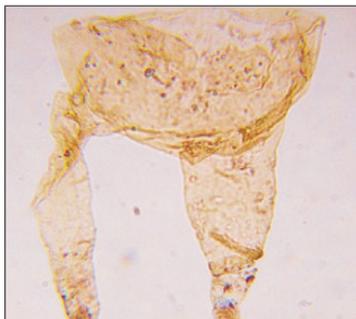
7 *Bombacacidites annae*



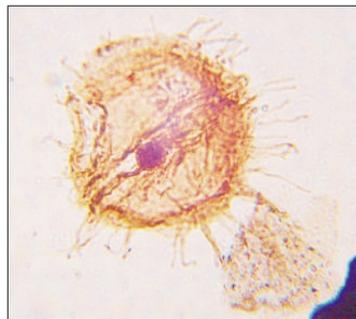
8 *Appendicisporites spp.*



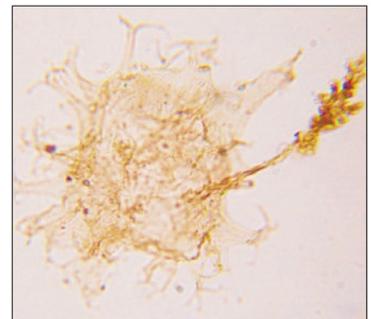
9 *Dinogymnium acuminatum*



10 *Ondotochitina operculata*



11 *Hystrichodinium pulchrum*



12 *Spiniferites ramosus*

Plancha III. Figuras 1 a 12. Palinomorfos Redepositados. Formación Diablo Inferior.