



Palinología del Santoniano Tardío al Maastrichtiano del Piedemonte Llanero Colombiano. Correlación con el Paleocinturón Tropical

GUSTAVO SARMIENTO
JAVIER GUERRERO

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

SARMIENTO, G. & GUERRERO, J. (2000): Palinología del Santoniano Tardío al Maastrichtiano del Piedemonte Llanero Colombiano. Correlación con el Paleocinturón Tropical.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 25, pgs. 111-147, 6 Figs., 8 Láminas, Bogotá.

RESUMEN

El análisis palinológico de muestras de afloramiento del Piedemonte Llanero colombiano, correspondientes a la parte más alta de la Formación Chipaque, el Grupo Guadalupe y la Formación Guaduas, establece la presencia de dinoflagelados, polen y esporas de apreciable valor bioestratigráfico. Se discute el potencial de correlación de estos elementos, con los datos de otras partes del mundo, en el cinturón tropical, para el intervalo Santoniano Tardío – Maastrichtiano Tardío.

El Santoniano Tardío está representado en las lodolitas de la Formación Chipaque, por la común ocurrencia del género *Dinogymnium*, específicamente por la primera aparición de *D. digitus* y *D. Vozzhennikovae*, y por la última aparición de *D. longicornis*, en el techo de la unidad. Adicionalmente, *Xenascus ceratioides*, también desaparece en el techo de la Formación Chipaque. En la Formación Arenitas de San Antonio, de la Aloformación Guadalupe Inferior del Campaniano Temprano, se reconoce la primera aparición de *Trichodinium castanea*, *Cerodinium granulostriatum* y *Andalusiella mauthei punctata*, así como la última aparición de *Areoligera senonensis*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Dinogymnium westralium*, *D. undulosum*, *D. vozzhennikovae* y *Odontochitina operculata*. La Asociación que diferencia palinológicamente el Campaniano Tardío, se encuentra en la Formación Lodolitas de Aguacaliente de la Aloformación Guadalupe Medio y exhibe las siguientes características: Primera ocurrencia de *Senegalinium bicavatum*, *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, *A. gabonensis*, *Cerodinium diebellii* y *Anphigymnium mitratum* y última presencia de *Trichodinium castanea*, *A. mauthei punctata*, *Cerodinium granulostriatum* y *Alisogymnium euclaensis*. La Formación Arenitas de San Luis de Gaceno de la Aloformación Guadalupe Superior es del Maastrichtiano Temprano, en este intervalo *Senegalinium bicavatum*, *Cerodinium diebellii*, *Cerodinium granulostriatum* y *Andalusiella mauthei* presentan su última ocurrencia. La Formación Guaduas del Maastrichtiano Tardío, en el sector del Piedemonte Llanero, está suprayacida discordantemente por la Formación Socha Inferior. La asociación palinológica es comparable con la encontrada en la parte inferior de la misma unidad en la localidad de Sutatausa. Definen el techo del Maastrichtiano Tardío la última ocurrencia de *Andalusiella gabonensis*, *Dinogymnium acuminatum* y *Buttinia andreevii*.

Los estudios bioestratigráficos efectuados en diferentes partes del mundo han demostrado el provincialismo de las especies de dinoflagelados en el Cretácico Tardío. La asociación que caracteriza el Campaniano corresponde a la provincia de aguas tropicales, o Paleocinturón Tropical, y contiene especies de los géneros *Andalusiella*, *Trichodinium*, *Cerodinium* y *Senegalinium*, que se encuentran en varias localidades del Norte de Sur América y África. No obstante, algunos de estos grupos presentan una dispersión que se extiende al Hemisferio Norte, como el inicio de *Andalusiella* que se registra en el tope del Campaniano Temprano, mientras *Senegalinium* ocurre por primera vez en la base del Campaniano Tardío. En el Maastrichtiano el provincialismo se mantiene y tal como se aprecia en el norte de Sur América, en el E y W de África los palinomorfos que presentan su última aparición son: *Senegalinium bicavatum*, *Cerodinium granulostriatum*, *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella gabonensis* y *Dinogymnium acuminatum*.

La relación entre especímenes de palinomorfos de origen marino POM (dinoflagelados, cutículas de foraminíferos y acritarcos), contrastada contra los palinomorfos de origen continental POC (polen, esporas y fungis), refleja la posición cambiante de la línea de costa. El grupo de dinoflagelados es notoriamente importante en las unidades arcillosas donde el nivel del mar se mantuvo alto. Por otro lado, los palinomorfos derivados de fungis, al igual que la representación de granos de polen y de es-

poras, aumentan su contenido en las unidades arenosas, aspectos que reflejan los intervalos donde el nivel del mar permanece bajo. La desaparición casi total de dinoflagelados se inicia a partir de la parte superior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno.

Palabras Clave: **Palinología, Cretácico tardío, Piedemonte Llanero**

ABSTRACT

The palynological analysis of outcrop samples from the E foothills of the Eastern Cordillera, corresponding to the top of the Chipaque Formation, Guadalupe Group and Guaduas Formation, establishes the presence of dinoflagellates, pollen and spores of appreciable biostratigraphic value. The potential of correlation of these elements is compared with data from other parts of the world in the tropical belt, for the interval Late Santonian - Late Maastrichtian.

The Late Santonian is represented in the mudstones of the Chipaque Formation, by the common occurrence of the genus *Dinogymnium*, specifically by the first appearance of *D. digitus* and *D. Vozzhennikovae*, and the last appearance of *D. longicornis*. Additionally, the last appearance of *Xenascus ceratioides* is registered in the upper part of the Chipaque Formation. The Early Campanian Arenitas de San Antonio Formation of the Lower Guadalupe Alloformation, is characterized by the first appearance of *Trichodinium castanea*, *Cerodinium granulostriatum* and *Andalusiella mauthei punctata*, as well as the last appearance of *Areoligera senonensis*, *Palaeohystrichophora infusoriooides*, *Dinogymnium westralium*, *D. undulosum*, *D. vozzhennicovae* and *Odontochitina operculata*. The association that differentiates palynologically the Late Campanian, is present in the Lodolitas de Aguacaliente Formation of the Middle Guadalupe Alloformation and exhibits the following characteristics: First occurrence of *Senegalinium bicavatum*, *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, *A. gabonensis*, *Cerodinium diebellii* and *Anphigymnium mitratum*, and last presence of *Trichodinium castanea*, *A. mauthei punctata*, *Cerodinium granulostriatum* and *Alisogymnium euclaensis*. The Early Maastrichtian Arenitas de San Luis de Gaceno Formation of the Upper Guadalupe Alloformation is characterized by the last occurrence of *Senegalinium bicavatum*, *Cerodinium diebellii*, *Cerodinium granulostriatum* and *Andalusiella mauthei*. The upper boundary of the Late Maastrichtian Guaduas Formation corresponds to the unconformity at the base of the (Late Paleocene) Socha Inferior Formation. The palynological association is comparable with the one found in the lower part of the same unit in the locality of Sutatausa. The last occurrence of *Andalusiella gabonensis*, *Dinogymnium acuminatum* and *Buttinia andreevii* defines the Late Maastrichtian.

Biostratigraphic studies from other parts of the world have demonstrated the provinciality of Late Cretaceous dinoflagellates. The association that characterizes the Campanian corresponds to the province of the "paleocinturón tropical" and contains species of the genus *Andalusiella*, *Trichodinium*, *Cerodinium* and *Senegalinium*, in several localities of Northern South America and Africa. However, some of these groups display a dispersion that extends to the North Hemisphere, like the first appearance of *Andalusiella* in the upper part of the Early Campanian, and the first appearance of *Senegalinium*, in the lower part of the Late Campanian. During the Maastrichtian, provincialism continues characterizing N South America and Africa; the palynomorphs that have their last appearance are: *Senegalinium bicavatum*, *Cerodinium granulostriatum*, *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella gabonensis* and *Dinogymnium acuminatum*.

The ratio of palynomorphs of marine origin POM (dinoflagellates, foraminiferal lining and acritarchs), to palynomorphs of continental origin POC (pollen, spores and fungus) reflects the changing position of the shoreline. The group of dinoflagellates is important in the mudstone units representing relatively high sea levels. The palynomorphs derived from fungus, pollen and spores, increase their contents in the sandy units representing relatively low sea levels. The almost total disappearance of dinoflagellates starts from the upper part of the Arenitas de San Luis de Gaceno Formation.

Key Words: **Palinology, Late Cretaceous, Llanos Piedmont**

INTRODUCCION

El Municipio de San Luis de Gaceno (Departamento de Boyacá), se encuentra ubicado en el sector central del Piedemonte Llanero colombiano. En esta área el Río Lengupá forma un profundo valle, con afluentes de pendientes inclinadas como los de la Quebrada San Antonio, que dejan a lo largo de su recorrido afloramientos conti-

nuos. Sobre esta quebrada se reconoce el intervalo estratigráfico que involucra el presente estudio (Fig. 1), donde se amplían los resultados palinológicos preliminares reportados por GUERRERO & SARMIENTO (1996); los números consecutivos relacionados en la columna estratigráfica (Fig. 2) corresponden con los de ese trabajo.

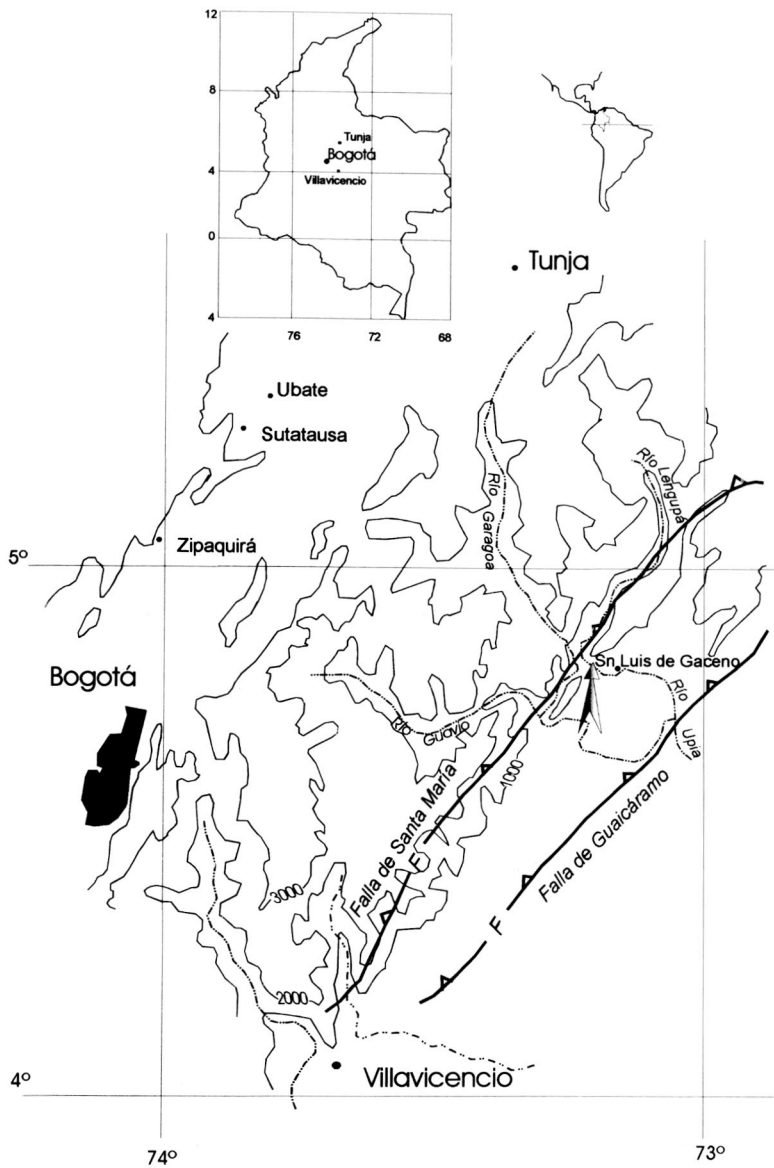


Fig. 1. Mapa de Localización. La flecha indica la ubicación de la Quebrada San Antonio, donde se levantó la Sección.

El objeto del artículo se relaciona con los aspectos palinológicos de la parte más alta de la Formación Chipaque, las tres unidades del Grupo Guadalupe del Piedemonte Llanero (Formación Arenitas de San Antonio, Formación Lodolitas de Aguacaliente y Formación Arenitas de San Luis de Gaceno) y la Formación Guaduas, que en este sector sólo posee un espesor total de 64 m al estar casi totalmente erosionada por la discordancia

presente en el techo de dicha unidad. Se discute también la importancia de los datos palinológicos de la sección con los estudios que se efectúan en el intervalo geocronológico a nivel global, con énfasis en el Paleocinturón Tropical.

Algunos de los nombres específicos o subespecíficos de los palinóforos se revisan y modifican, lo cual refleja el avance del conoci-

miento en otras partes del mundo (ej. MASURE *et al.* 1996) y palinóforos que no habían sido identificados antes, ahora aparecen claramente definidos. Se anexa un registro fotográfico que ilustra los especímenes más relevantes para las determinaciones temporales y también los especímenes que, por su importancia local o de abundancia, permiten contribuir a la caracterización palinológica de las unidades en las que se hizo el muestreo.

Pocos trabajos con enfoque palinológico de la parte norte de Sur América han sido efectuados para el intervalo Santoniano - Maastrichtiano. Estos se refieren a aspectos puntuales y las zonaciones palinológicas propuestas (GERMERAAD *et al.* 1968, MULLER *et al.* 1987), todavía mantienen un esquema preliminar y abarcan rangos muy amplios. El estudio expuesto contribuye al conocimiento de la bioestratigrafía palinológica, del Paleocinturón Tropical, razón por la cual en la discusión se hará énfasis en aquellos dinoflagelados que muestran buenas probabilidades de correlación y se dará importancia relevante a algunas especies que, por falta de información de este sector, eran consideradas endémicas. Algunos palinóforos continentales son de gran importancia a lo largo del Paleocinturón Tropical, por su amplia dispersión areal y su estrecha distribución temporal. Una mezcla de los diferentes tipos de palinóforos de origen marino y continental, es la clave en este estudio y en otros futuros para corregir la gran dificultad de datación de los depósitos costeros proximales.

Finalmente, utilizando la información contrastada entre fitoplancton de origen marino y la palinoflora, se establecen comparaciones paleoecológicas que aportan elementos que contribuyen a validar el modelo estratigráfico secuencial de la cuenca.

1. MARCO GEOLOGICO Y ESTRATIGRAFICO

El flanco oriental de la Cordillera Oriental de Colombia hacia el límite fisiográfico con la planicie que conforma los Llanos Orientales, genéricamente se ha denominado Piedemonte Llanero. Este sector geológicamente se caracteriza por sucesivas estructuras con orientación NNE, derivadas de diferentes frentes de cabalgamiento desarrollados principalmente a partir del Mioceno Tardío. El sistema de Fallas de Santa María, al occidente, y el sistema de fallas de Guacáramo, al oriente, permiten diferenciar los tres elementos morfoestructurales llamados Cordillera Oriental, Piedemonte Llanero y Llanos Orientales. En GUERRERO & SARMIENTO (1996) se discute la estratigrafía y se aclaran las relaciones nomenclaturales de las unidades del Cretácico Superior al Paleoceno del Piedemonte Llanero y la Cordillera Oriental. De éstas nos referiremos a la parte superior de la Formación Chipaque, a las Formaciones Arenitas de San Antonio, Lodolitas de Aguacaliente y Arenitas de San Luis de Gaceno del Grupo Guadalupe y a la Formación Guaduas. Los aspectos litológicos se presentan simplificados en la columna estratigráfica (Fig. 2).

La correlación regional de las unidades del Piedemonte Llanero, Valle del Magdalena y Cordillera Oriental, deducida de los estudios estratigráficos (GUERRERO & SARMIENTO 1996, GUERRERO *et al.* este volumen), se enmarca en un esquema aloestratigráfico, basado en los cambios relativos del nivel del mar. En la Fig. 3 se presenta una síntesis de dichas equivalencias.

2. MATERIALES Y METODOLOGIA

Por tratarse de una investigación a partir de estudios de afloramiento, se tuvo especial cuidado de hacer el muestreo sobre el lecho de una quebrada (Quebrada San Antonio), para evitar el alto porcentaje de resultados negativos, que es corriente encontrar por efectos de la meteorización. Las muestras se tomaron eliminando hasta la más leve superficie oxidada a fin de garantizar la recuperación de la materia orgánica y de los palinomorfos en condiciones de óptima preservación.

Las técnicas de procesamiento utilizadas en el laboratorio siguen, con ligeras modificaciones, la metodología estándar de tratamiento químico de rocas para palinología (TRAVERSE 1988). El método consiste primero en eliminar los minerales de carbonato con ácido clorhídrico (10%) y posteriormente destruir los silicatos con ácido fluorhídrico (50%). Enseguida la fracción orgánica se separa por diferencias de densidad de la fracción inorgánica con una dilución llevada a 2gr/cc de cloruro de zinc, para finalmente

proceder a oxidarla levemente con ácido nítrico y clorato de potasio y así concentrar los palinomorfos. Previo a la oxidación se hace el montaje de una placa y posterior a éste un segundo montaje para tener una lámina de cada estado y controlar los posibles excesos que durante los procesos de oxidación se puedan presentar. El conteo de palinomorfos por placa se hace en las dos laminillas montadas por muestra.

Los datos obtenidos son graficados en el diagrama palinológico, en el que la representación de cada una de las muestras localizadas en la columna estratigráfica, se hace llevando los conteos por muestra al 100%.

3. RESULTADOS PALINOLOGICOS

La dispersión palinológica de las 41 muestras seleccionadas para el estudio, es representada en un diagrama (Fig. 4), en el que cada curva individual de especie refleja la variación en el porcentaje de ocurrencia de ésta por muestra. Se debe tener en cuenta que el número total de especímenes es variable. El ordenamiento bioestratigráfico de las especies se hizo teniendo en cuenta la última aparición. Los palinomorfos representados al final del diagrama corresponden a los más abundantes y comunes a lo largo de toda la sección. Estos son importantes porque sus variaciones muestran sensibilidad al medio en el que se produce la sedimentación. El análisis paleoecológico nos permite apreciar la importancia de esta información y su relación con el análisis sedimentológico (Fig. 3).

La columna final del diagrama palinológico, contiene la sumatoria de los especímenes contados o densidad relativa de palinomorfos por horizonte muestreado. Para la discusión bioestratigráfica se presentan los resultados fundamentados en las primeras y últimas apariciones de los palinomorfos identificados e igualmente en la abundancia registrada en algunos horizontes. Los resultados producto del comportamiento palinológico de la sección, se analizan a continuación, independientemente de las discusiones regionales y globales, con el objeto de determinar las características bioestratigráficas de la sección en particular.

Para las correlaciones con los datos palinológicos reportados en otras partes del mundo se seleccionaron los palinomorfos más representativos y con amplio significado bioestratigráfico (Fig. 5), derivado este criterio de la reiterativa aparición documentada en la literatura consultada del intervalo estudiado. Con base en la selección de palinomorfos se toman los datos de la primera y la última aparición y se registran sobre la columna estratigráfica (Fig. 2), para determinar algunos biohorizontes que marcan

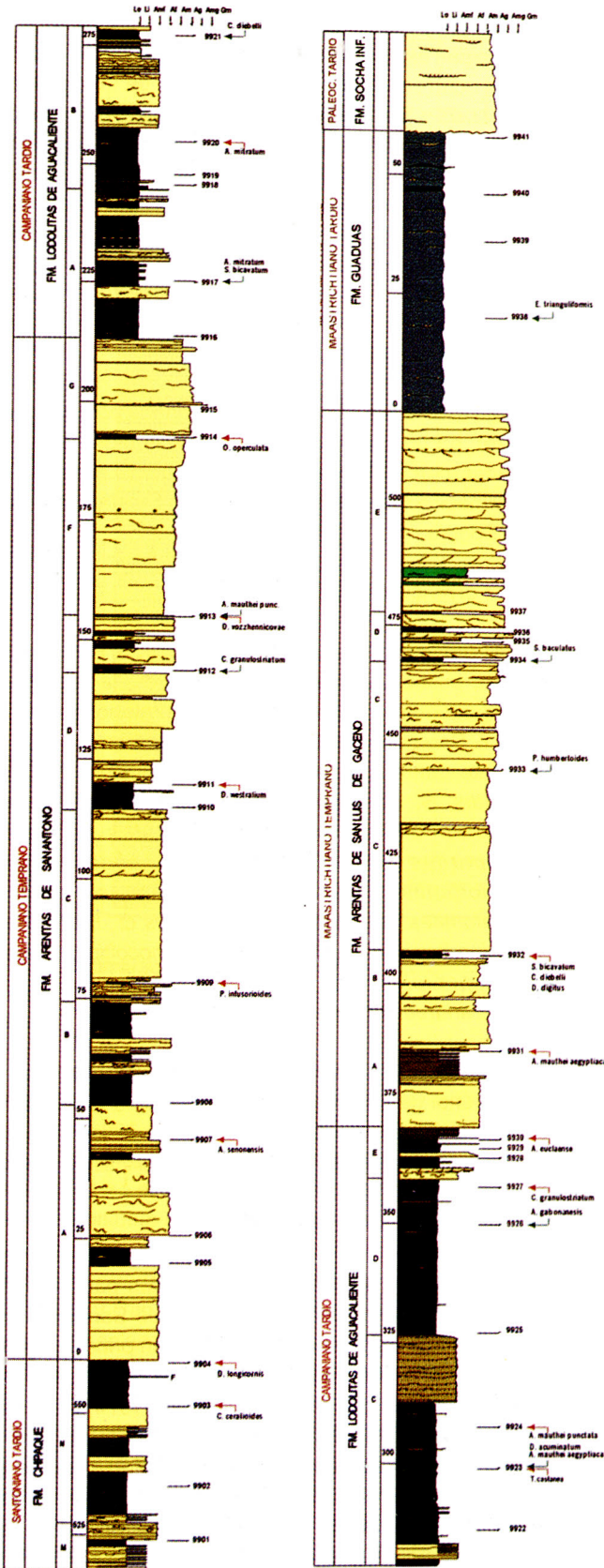


Fig. 2. Columna estratigráfica (tomada de GUERRERO & SARMIENTO 1996). Los números corresponden a las muestras analizadas. La flecha hacia arriba representa la aparición de la especie mencionada y hacia abajo el último registro.

eventos importantes claves en las interpretaciones de la cronología de la provincia climática que define el Paleocinturón Tropical.

3.1. Discusión palinológica de la Sección del Piedemonte Llanero

En la sección estudiada (Fig. 4) la composición palinológica de la parte superior de la Formación Chipaque hasta la parte inferior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno se caracteriza por el predominio de dinoflagelados. Los granos de polen y esporas no cambian sensiblemente en abundancia presentándose en escasa cantidad y variedad de formas, las que van ganando importancia hacia la parte superior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno y en la Formación Guaduas. La discusión palinológica se centrará en la descripción de los rasgos relevantes que se pueden deducir del diagrama principal haciendo énfasis en las primeras y últimas apariciones que se registran y en las abundancias que permitan caracterizar intervalos.

3.1.1. Formación Chipaque

Las lodolitas de la parte superior de la Formación Chipaque (Figs. 2 y 4, segmentos M y N), presentan una composición palinológica de predominio del género *Dinogymnium* representado por *D. undulosum*, *D. digitus*, *D. vozzhennikovae*, *D. longicornis* y *D. westralium*. Además se encuentran otros dinoflagelados como: *Areoligera senonensis*, *Alisogymnium euclaense*, *Cannigia* sp., *Coronifera oceanica* y *Xenascus ceratioides*. Los rasgos palinológicos más notables se refieren a que *Dinogymnium digitus* y *D. vozzhennikovae* registran su primera aparición y en el techo de la unidad *D. longicornis* y *X. Ceratioides*, su última aparición. Adicionalmente, es importante resaltar la ausencia de los géneros *Andalusiella* y *Senegalinium*, que caracterizan las asociaciones de las unidades suprayacentes. No obstante, el cambio en la composición palinológica no varía apreciablemente con relación a la unidad suprayacente, aunque, debajo estratigrá-

ficamente de las muestras reportadas, se percibe claramente esta diferencia, caracterizada por la primera aparición de la mayor parte de las especies del género *Dinogymnium*, como se puede apreciar en los resultados preliminares publicados en GUERRERO & SARMIENTO (1996).

3.1.2. Formación Arenitas de San Antonio (Aloformación Guadalupe Inferior)

En la Formación Arenitas de San Antonio se presenta la primera aparición de *Trichodinium castanea*, que se da hacia la base de la unidad, de *Cerodinium granulostriatum* y de manera muy escasa de *Andalusiella mauthei punctata* hacia la parte superior. Por otro lado, constituyéndose en el rasgo más notorio de este intervalo, se registra la última aparición de *Areoligera senonensis*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Dinogymnium westralium*, *D. undulosum*, *D. vozzhennicovae* y *Odontochitina operculata*. Estas últimas desapariciones se van dando de manera progresiva, de tal forma que en la parte superior de la unidad ya no se presentan. Se resalta en este intervalo la continua ocurrencia de *Dinogymnium digitus* que es apreciablemente importante al igual que *Trichodinium castanea*, *Alisogymnium euclaense* e *Isabelidium* sp.

3.1.3. Formación Lodolitas de Aguacaliente (Aloformación Guadalupe Medio)

La Formación Lodolitas de Aguacaliente se caracteriza por un cambio bastante grande en la composición palinológica, representado en la primera aparición de *Andalusiella mauthei*, *Senegalinium bicavatum* y *Anphigymnium mitratum*. Otros indicadores palinológicos son la rápida disminución en especímenes y especies del género *Dinogymnium*, la predominancia de *Trichodinium castanea* en los segmentos inferiores y su última ocurrencia en la parte media de la unidad (muestra 9923). *A. mauthei punctata* es especialmente abundante en el segmento B, donde además se reportan abundantes tipos del grupo *Spiniferites* y de *Cerodinium granulostriatum*. En los segmentos superiores (C - D y E) predominan *S. bicavatum* y *A. mauthei aegyptiaca*. Hacia el tope de la Formación se presenta un aumento del contenido de polen de monocarpados (palmas), tricarpados y de esporas triletes psiladas.

3.1.4. Formación Arenitas de San Luis de Gaceno (Aloformación Guadalupe Superior)

La Formación Arenitas de San Luis de Gaceno contiene en la base una asociación palinológica que presenta algunas diferencias con la del tope de la Formación Lodolitas de Aguacaliente. En este intervalo ya no se re-

conoce *Andalusiella mauthei* pero aparece *Andalusiella gabonensis* y *Fibrocysta* sp. B. La parte media y superior de la unidad es muy pobre en contenido de dinoflagelados y sólo ocurren algunos especímenes de *Andalusiella gabonensis* y *Spiniferites* sp. Por otro lado, la palinoflora no es muy abundante, siendo los palinomorfos más representativos monocarpados, tricarpados y esporas que no tienen importancia bioestratigráfica, pero que indican la proximidad de los medios continentales. Asociados a estos se reconocen *Duplotriporites arianii*, *Echitriporites trianguliformis*, *Proxapertites humbertoides*, *Echimonocolpites protofranciscoi*, *Annutriporites iversenii* y *Periretisyncolpites giganteus*.

Esta asociación es similar a la reportada por SARMIENTO (1992b), en un conjunto de lodolitas estratigráficamente ubicadas cerca al tope de la Formación Labor-Tierna (Aloformación Guadalupe Superior), en Sutatausa, al norte de Bogotá.

3.1.5. Formación Guaduas

La Formación Guaduas, en este sector del Piedemonte Llanero, posee un espesor de 64 metros; la suprayace discordantemente la Formación Socha Inferior (ver GUERRERO & SARMIENTO 1996). De esta unidad se extrae el siguiente contenido palinoflorístico: *Spinizonocolpites baculatus*, *S. echinatus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Tetradites umirensis*, *Araucariacidites australis*, *Retitriporites brevis*, *Retidiporites magdalenensis*, *Colombipollis tropicalis*, *Ulmoideipites krempii*, *Crussafontites grandiosus*, *Foveotriletes cf. margaritae*, *Annutriporites iversenii*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Duplotriporites arianii*, *Periretisyncolpites giganteus*, *Buttinia andreevii* y *Proxapertites humbertoides*.

Esta asociación corresponde con la encontrada en la parte inferior de la Formación Guaduas de la localidad de Sutatausa (SARMIENTO 1992b), donde dicha unidad presenta su mayor espesor estratigráfico: 1100 m (SARMIENTO 1992a)

4. BIOESTRATIGRAFIA Y EDAD

Las biozonas palinológicas propuestas para el norte de Sur América, que incluyen el intervalo Santoniano al Maastrichtiano o partes de éste, se basan principalmente en palinomorfos de origen continental (VAN DER HAMMEN 1957, GERMERAAD *et al.* 1968, REGALI *et al.* 1974, MULLER *et al.* 1987, SARMIENTO 1992b) y revisten un carácter local y preliminar. Otros esquemas zonales, también basados en palinoflora, se han elaborado en el W africano con validez para Egipto y Sudan en los que se definieron zonas con rangos muy amplios para todo el Cretácico (SCHRANK 1992).

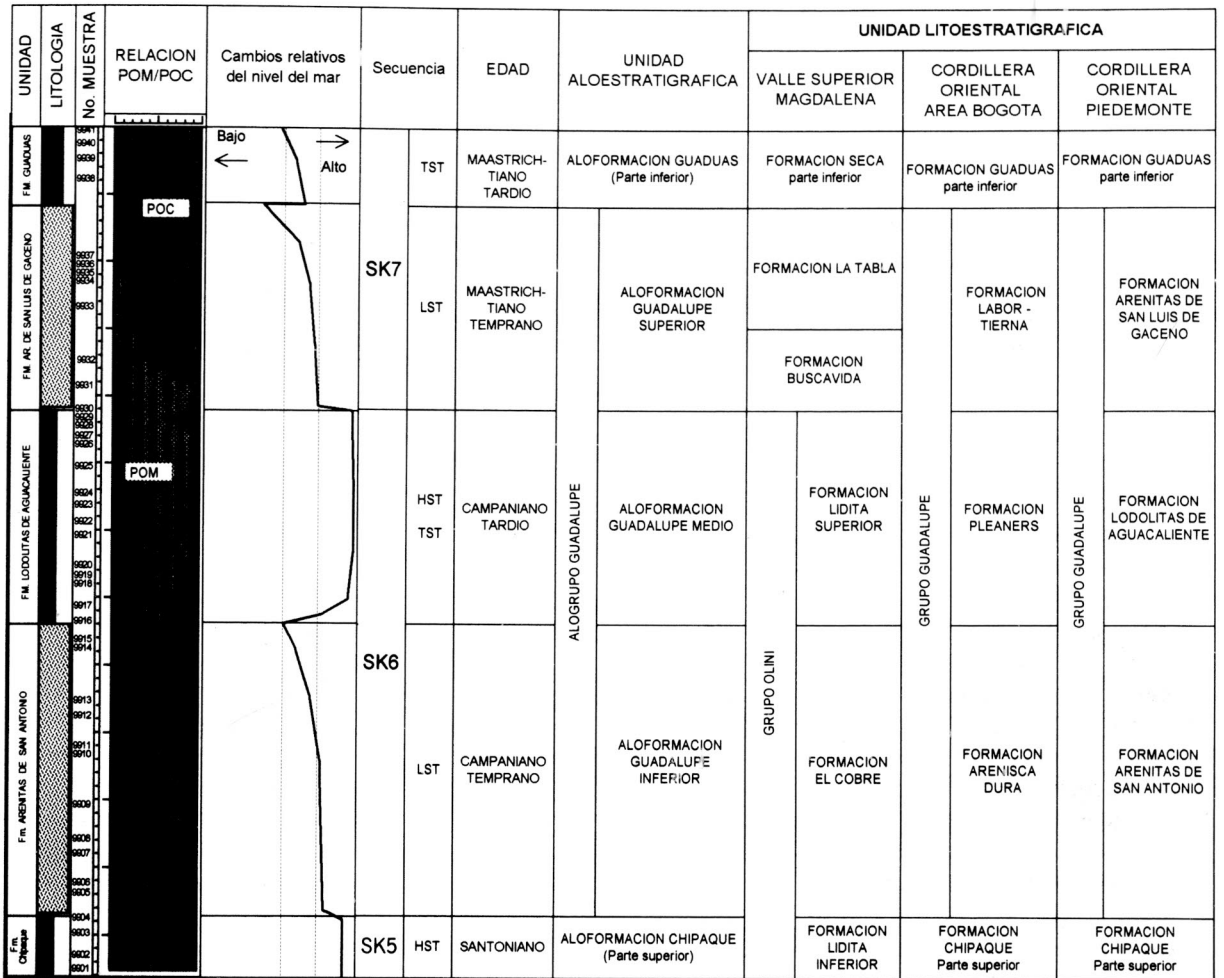


Fig. 3. Correlaciones estratigráficas, aloestratigrafía, estratigrafía secuencial y relación entre palinomorfos marinos (POM) versus continentales (POC). Nomenclatura según: GUERRERO & SARMIENTO (1996) y GUERRERO *et al.* (2000).

A nivel global se han hecho intentos por contribuir con esquemas bioestratigráficos que permitan utilizar los dinoflagelados como una herramienta alternativa de correlación. Las unidades bio- y cronoestratigráficas presentadas por HAQ *et al.* (1988) fueron elaboradas mediante el análisis conjunto de zonas de foraminíferos planctónicos, nanoplancton, radiolarios y diatomeas, con el objeto de lograr un cuadro cronoestratigráfico estándar para el Cretácico y Cenozoico y los ciclos eustáticos asociados. Los dinoflagelados, ante la ausencia de zonas palinológicas establecidas con validez global, fueron utilizados por ellos como una quinta herramienta de correlación, seleccionando biohorizontes sustentados en la primera y la última aparición de taxa fósiles selectivos, con buenos indicios de presentar validez global. Los biohorizontes que se definieron, para ese trabajo, se basaron en estudios efectuados en el oeste de Europa y en el Mar del Norte y son pocas

las especies y géneros comunes con los del Paleocinturón Tropical.

Los cambios en las asociaciones de dinoflagelados entre el Hemisferio Norte y el cinturón tropical solo pueden ser explicados por el provincialismo ocurrido durante el Cretácico. WILLIAMS & BUJAK (1985), en un intento por proponer una zonación con dinoflagelados que tuviera una validez global para el Mesozoico y Cenozoico, encuentran que el provincialismo en la distribución de las especies hace imposible plantear un esquema general; estos autores analizan y comparan las zonaciones existentes sin intentar proponer ninguna otra. Para el Cretácico Tardío ya LENTIN & WILLIAMS (1980) habían discutido sobre el provincialismo en el Campaniano y Maastrichtiano.

WILLIAMS *et al.* (1993) con principal énfasis en el He-

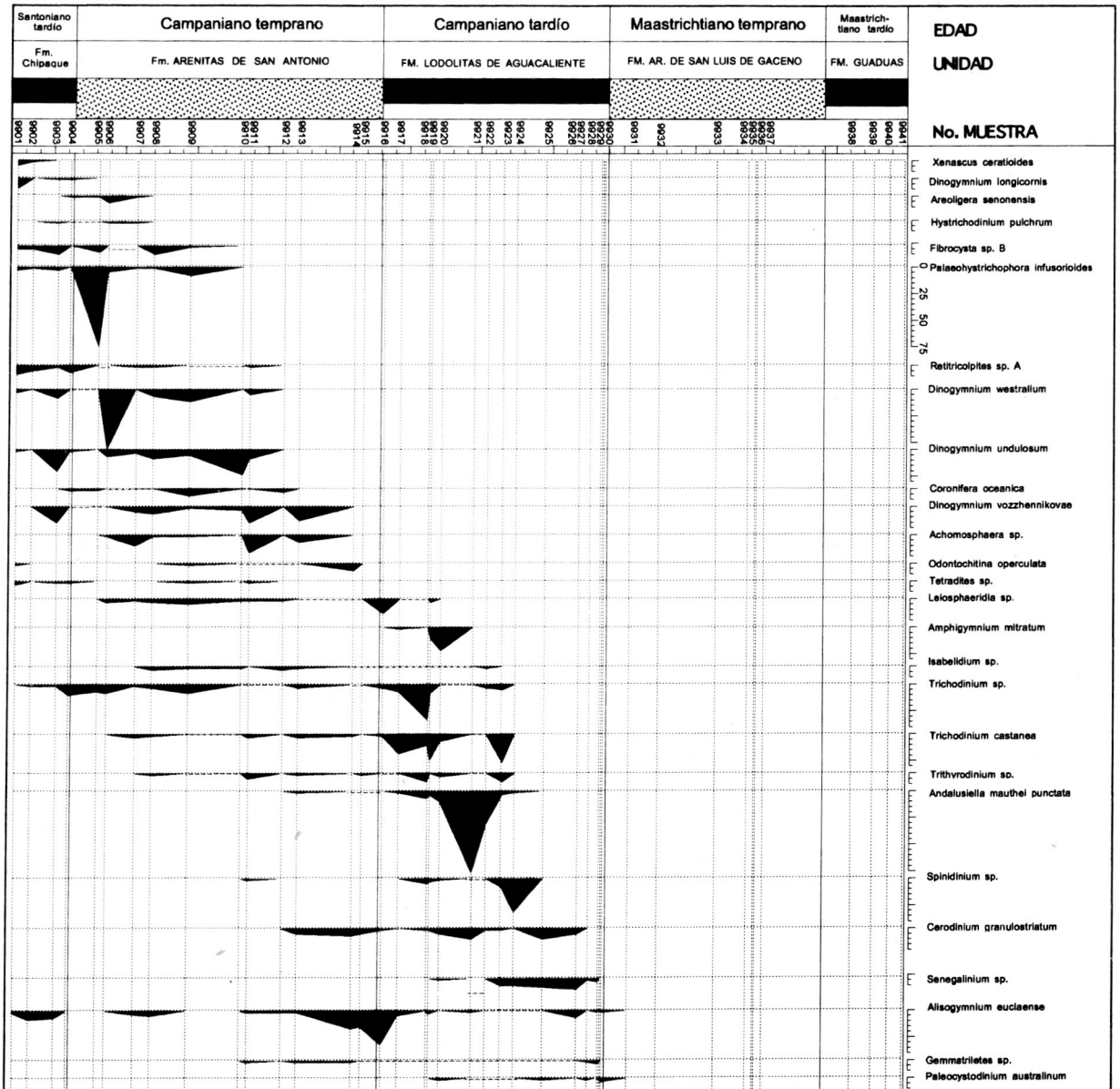
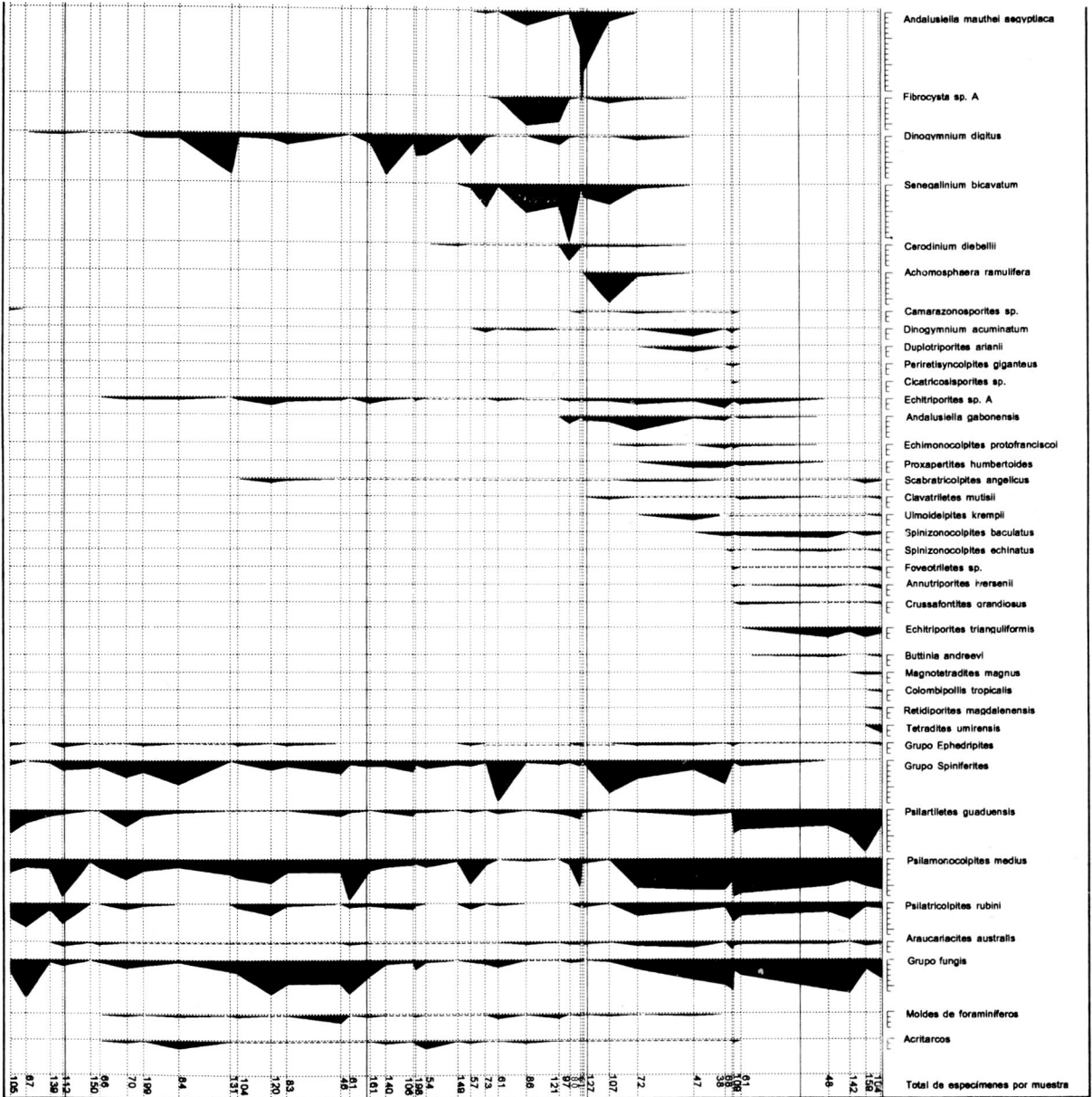


Fig. 4. Diagrama palinológico. Las curvas representan el porcentaje relativo de cada especie por muestra y cada división equivale al 5%. Los datos de la última columna corresponden al número de especímenes contados.



misferio Norte presentan la información estratigráfica de 239 especies destacándolas como biohorizontes. Más recientemente STOVER *et al.* (1996) han efectuado un análisis de las zonaciones locales elaboradas por muchos autores en el Mesozoico-Cenozoico, las cuales han sido calibradas con las zonaciones estándar para foraminíferos planctónicos y nanoplancton. Estas zonaciones han sido revisadas por dichos autores teniendo en cuenta las regiones detectadas que definen un claro provincialismo principalmente en el Cretácico. Una conclusión interesante se refiere a que los mayores vacíos de conocimiento bioestratigráfico están en el Cretácico Superior, especialmente en las áreas tropicales y subtropicales. Ante la tendencia de los dinoflagelados a mostrar un marcado provincialismo, la propuesta de STOVER *et al.* y la tendencia en los estudios palinológicos de la última década, se dirigen a la definición de las primeras y últimas apariciones de especies de reconocida distribución espacial y temporal. De esta manera es posible definir biohorizontes o superficies donde se da un cambio bioestratigráfico o que definen intervalos con un carácter bioestratigráfico distintivo (SALVADOR 1994, STOVER *et al.* 1996). Este concepto se está utilizando para evitar las posibles confusiones que genera la definición de zonas locales, que particularmente en palinología ha traído abundantes problemas de interpretación en muchas partes del mundo (STOVER *et al.* 1996).

No obstante el panorama descrito, las correlaciones a partir de asociaciones palinológicas entre el norte de Sur América y el norte de África, presentan excelentes posibilidades y cada vez es más clara la correspondencia tanto con palinoflora (palinomorfos de origen continental, POC) como de fitoplancton marino (palinomorfos de origen marino, POM). Por esta razón se hará especial énfasis en las asociaciones que consideramos representan intervalos fácilmente correlacionables y que contribuyen en el complemento de la definición de la provincia palinológica paleotropical (Fig. 6).

Los límites bioestratigráficos aquí propuestos son el producto del análisis palinológico comparado con distintas biozonaciones y biohorizontes, y están confrontados, en lo posible, con datos bioestratigráficos obtenidos mediante otras herramientas disponibles. Estos límites coinciden en términos generales con los límites de las unidades aloestratigráficas, caracterizados por superficies que marcan caídas rápidas del nivel del mar (contacto entre la Aloformación Chipaque y la Aloformación Guadalupe Inferior al igual que el contacto entre la Aloformación Guadalupe medio y la Aloformación Guadalupe Superior), o ascensos (contacto entre las Aloformaciones Guadalupe Inferior y Guadalupe medio y también el contacto entre la Aloformación Guadalupe Superior y Guaduas). Por lo tan-

to, se admite que se trata de superficies isócronas para Colombia, por lo menos en la paleocuenca que involucra la Cordillera Oriental, el Valle del Magdalena, el Piedemonte Llanero y los Llanos orientales en el intervalo estudiado. Datos publicados y en proceso permiten comparar los resultados bioestratigráficos de este trabajo con los esquemas de estratigrafía secuencial presentados por GUERRERO & SARMIENTO (1996) y GUERRERO *et al.* (este volumen). No se establece un esquema zonal preliminar ante la ausencia de estudios bioestratigráficos sobre secciones estratigráficas que nos permitan validar los tipos de biozonas. Lo que sí se resalta es el rango de algunas especies que muestran su importancia como dato bioestratigráfico, por lo que se documenta su primera y última aparición (Fig. 5).

4.1. Santoniano

La asociación palinológica característica del Santoniano Tardío, que incluye la parte superior de la Formación Chipaque, está representada principalmente por la ocurrencia y última aparición de *D. longicornis* y *Xenascus ceratioides* al igual que por la primera aparición de *Dinogymnium digitus* y *D. vozzhennikovae*. La falta de ocurrencia de *Droseridites senonicus*, palinomorfo observado en muestras ubicadas más abajo estratigráficamente en la misma unidad (GUERRERO & SARMIENTO 1996), descarta el rango Turoniano Tardío al Santoniano Temprano, intervalo en el que se ha reportado esta especie en otros lugares. En África occidental, JARDINÉ & MAGLOIRE (1965) reportan *D. senonicus* en el intervalo Turoniano Tardío-Santoniano lo mismo que SCHRANK (1991, 1992), SCHRANK & IBRAHIM (1995) y KASKA (1989) documentaron para África oriental, en Egipto y Sudán. La composición de foraminíferos bentónicos caracterizados esencialmente por la última aparición de *Uvigerinamina jankoi* en el tope de la Formación Chipaque, en el área de estudio, al igual que la presencia de *Goesella rugosa*, en la base de la Formación Arenitas de San Antonio (Aloformación Guadalupe Inferior), contribuyen a la definición del límite Santoniano/Campaniano (TCHEGLIAKOVA *et al.* 1997).

Una asociación similar a la descrita se presenta en la Formación Lidita Inferior del Grupo Olini, del Valle Superior del Magdalena de Colombia (VSM) (Fig. 3), donde JARAMILLO & YEPES (1994) encontraron en la parte media una gran abundancia de especímenes del género *Dinogymnium* y la ocurrencia de *Alisogymnium euclaense*, *Xenascus ceratioides*, *Odontochitina operculata* y *Odontochitina costata*, entre otros. La Formación Lidita Inferior corresponde a la parte superior de la Aloformación Chipaque e infrayace la Aloformación Guadalupe Inferior (GUERRERO & SARMIENTO 1996, GUERRERO *et al.* este volu-

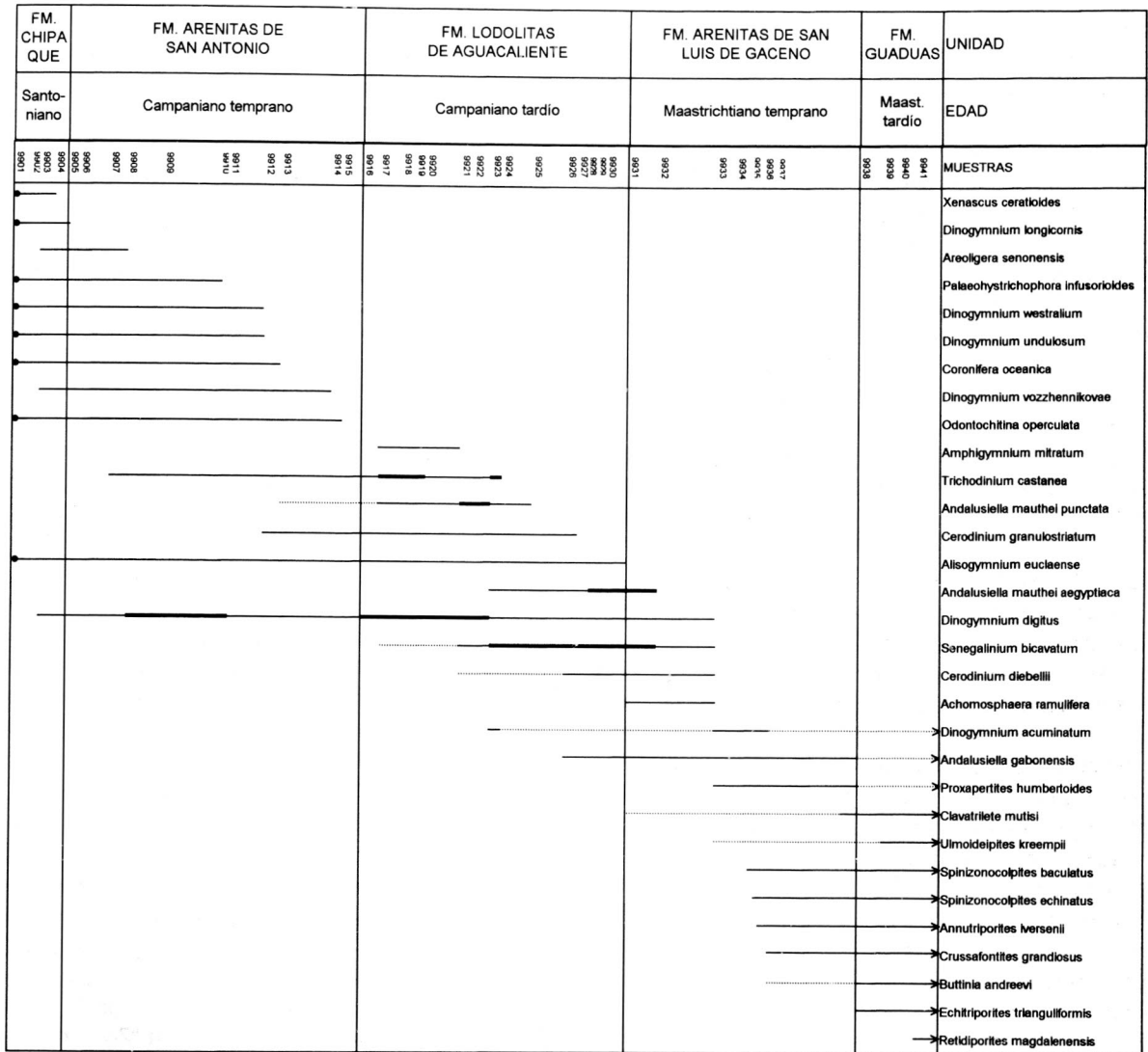


Fig. 5. Selección de palinomorfos del intervalo Santoniano al Maastrichtiano del Piedemonte Llanero colombiano.

men). VERGARA (1997) reporta la ocurrencia de *Texanus texanus*, del Santoniano, hacia el tope de dicha unidad.

4.2. Campaniano

El Campaniano ha sido objeto de gran cantidad de trabajos palinológicos en diferentes regiones del mundo. Al efectuar la revisión de los argumentos palinológicos globales y regionales, tenidos en cuenta para la asignación de este intervalo cronoestratigráfico, se concluye que

la asociación de dinoflagelados observada en las dos unidades inferiores del Grupo Guadalupe, en el área del Piedemonte llanero colombiano, corresponde con este intervalo temporal, mas aún, es posible distinguir dos asociaciones que permiten reconocer el Campaniano Temprano y el Tardío. Esta subdivisión es sustentable también con otras asociaciones fósiles.

Como se expone al comienzo de este capítulo, varios autores han venido observando que el Cretácico, y en es-

pecial el Campaniano, a nivel global, se caracteriza por presentar grupos de palinomorfos con un patrón distintivo de distribución paleogeográfica. Estos grupos permiten diferenciar cinturones o provincias climáticas, que reflejan situaciones regionales más que el control paleoecológico local (LENTIN & WILLIAMS 1980, SCHRANK 1988, FASOLA & PAREDES 1991, STOVER *et al.* 1996). En este marco, LENTIN & WILLIAMS (1980) plantearon el provincialismo de los dinoflagelados para el Campaniano y sugirieron tres provincias o «suites» formadas por asociaciones que podían ser asignables aproximadamente a las provincias de aguas tropicales («Malloy suite»), templadas («Williams suite») y frías (McIntyre suite»). La asociación que caracteriza la «suite Malloy» del Campaniano corresponde, de acuerdo a dichos autores, a la provincia de aguas tropicales o cinturón tropical y contiene especies de los géneros *Andalusiella*, *Trichodinium*, *Cerodinium* y *Senegalinium*. Efectivamente esta provincia se extiende por Venezuela (FASOLA & PAREDES 1991, HELENES *et al.* 1998), Colombia, Brasil (HERNGREEN 1975), sur de España (REIGEL 1974, REIGEL & SARGEANT 1982) y centro - norte de África (MALLOY 1972, SCHRANK & PERCH-NIELSEN 1985, SCHRANK 1984b, 1987, 1988, 1991) y está representada por la primera ocurrencia de las especies de los géneros *Andalusiella*, *Senegalinium* y algunas del género *Cerodinium*, así como la última ocurrencia de *Trichodinium castanea*.

La apreciable coincidencia entre las faunas reportadas en la franja NW de África, que abarca entre Nigeria y Senegal y la parte E entre Sudán y Egipto, se da con especies de gran importancia en la sección estudiada en el presente trabajo, tanto por su dispersión bioestratigráfica como por su abundancia. SCHRANK (1984b, 1987, 1988) encuentra en varias localidades de Egipto a *Trichodinium castanea bifurcatum*, *Andalusiella polymorpha aegyptiaca* (ahora *A. mauthei aegyptiaca*), *Odontochitina operculata*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum* (ahora *Cerodinium granulostriatum*), asociación que define según los criterios de dicho autor el Campaniano Tardío. Por otro lado, JAIN & MILLEPIED (1973, 1975), basados en muestras de perforaciones en Senegal, reportan una asociación caracterizada por el dominio de *Trichodinium* (*Trichodinium castanea*), una marcada representación de varias especies del género *Dinogymnium* (*D. acuminatum*, *D. westralium*, *D. major*), *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum* (ahora *Cerodinium granulostriatum*) y otros tipos de microplancton. A esta asociación los autores le asignan una edad Campaniana, aunque en la discusión sobre la asignación de la edad no precisan argumentos definitivos, es ahora claro que corresponde al Campaniano Tardío. Situación similar se presenta en la asociación reconocida por RAUSCHER & DOUBINGER (1982) en los depósitos fosfáticos de Marrue-

cos, con *Trichodinium castanea*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Odontochitina operculata* entre otros y sobre esta la predominancia de los géneros *Senegalinium*, *Svalbardella* (ahora *Andalusiella*), tal cual se reconoce en las muestras aquí discutidas. La aparente edad más joven definida por esos autores posteriormente se precisa en la discusión de SONCINI & RAUSCHER (1988).

Con latitudes más altas también es factible establecer algunas correlaciones a pesar del provincialismo. Dentro de las zonas de asociación definidas para el Cretácico del sur de Canadá por Williams (1975) (en WILLIAMS & BUJAK 1985), la Zona de *Odontochitina operculata* del Campaniano se caracteriza por la última aparición de esta especie, al igual que la de *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Trichodinium castanea* y *Xenascus ceratioides*. En la parte superior de la Zona de *Dinogymnium euclaense* se registran, entre otras, la última aparición de *D. euclaense*, *D. digitus* y *Ceratiopsis diebelli* (ahora *Cerodinium diebellii*). En la selección efectuada por WILLIAMS *et al.* (1993) para el Hemisferio Norte, se registra el inicio del género *Andalusiella* en el tope del Campaniano Temprano y la primera ocurrencia del género *Senegalinium* en la base del Campaniano Tardío. MAY (1975, 1980) en New Jersey registra la última ocurrencia de *P. infusorioides* cerca al límite Campaniano/Maastrichtiano y AURISANO (1989), aunque registra la última ocurrencia en la base del Maastrichtiano, propone la zona de *P. infusorioides* con representación principal para el Campaniano.

HERNGREEN *et al.* (1996), documentan en el norte de Holanda, la última aparición de *O. operculata*, *P. infusorioides* y *T. castanea* cerca al límite Campaniano/Maastrichtiano. CLARKE & VERDIER (1967) describen una asociación de dinoflagelados para el sur de Inglaterra y dentro de su propuesta destacamos la "Zona de Rango Concurrente" *Xenascus ceratioides* de edad Santoniano - Campaniano marcada por la última aparición de *X. ceratioides*. La zonación propuesta en dicho trabajo fue reevaluada por PRINCE *et al.* (1999) quienes ahora plantean eventos basados en especies no descritas para ese entonces por Clarke & Verdier. El trabajo de PRINCE *et al.* es claramente indicativo de la escasa similitud para el Santoniano al Campaniano basal, que existe entre la cuenca anglo parisiense con el Paleocinturón Tropical. No obstante, coincide con la sección aquí discutida la apreciable abundancia de *Palaeohystrichophora infusorioides* característica del Santoniano Tardío-Campaniano Temprano y que dicho límite no está marcado por un cambio notorio en la composición de las especies.

Campaniano Temprano

En conclusión, la asociación presente en el Piedemonte Llanero colombiano en la Formación Arenitas de San Antonio, es característica del Campaniano Temprano y el intervalo límite Santoniano/Campaniano es aproximadamente coincidente con el límite litológico con la Formación Chipaque. Los principales rasgos que definen esta asociación son: la primera aparición de *Trichodinium castanea*, *Cerodinium granulostriatum* y *Andalusiella mauthei punctata* y por la última aparición de *Areoligera senonensis*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Dinogymnium westralium*, *D. undulosum*, *D. vozzhennicovae* y *Odontochitina operculata*.

Para el Valle Superior del Magdalena, en la Formación El Cobre del Grupo Olini, correspondiente a la Aloformación Guadalupe Inferior (GUERRERO *et al.* este volumen), se observó la presencia de *Trichodinium castanea* y *Dinogymnium westralium*. En esta misma unidad JARAMILLO & YEPES (1994), reportan *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Areoligera senonensis* y abundantes tipos del género *Dinogymnium*, asociación similar con el registro palinológico del Piedemonte. *Globigerinoides prairiehillensis* confirma el Campaniano Temprano pocos metros encima donde es evidente el Santoniano (VERGARA 1997).

Campaniano Tardío

La asociación que define y caracteriza palinológicamente el Campaniano Tardío se encuentra en la Formación Lodolitas de Aguacaliente y presenta los siguientes aspectos: primera ocurrencia de *Senegalinium bicavatum*, *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, *A. gabonensis* (hacia el techo), *Cerodinium diebellii* y *Anphigymnium mitratum* y la última ocurrencia de *Trichodinium castanea*, *A. mauthei punctata*, *Cerodinium granulostriatum* y *Alisogymnium euclaensis*.

Como en el caso anterior, se presentan algunas consideraciones a partir de las unidades correlativas incluidas en la Aloformación Guadalupe Medio y que permiten validar las edades definidas mediante los datos palinológicos. FÖLLMI *et al.* (1992) reportaron en el área de Sutatausa en el "lower plaener member" (Formación Plaeners de la Aloformación Guadalupe Medio) la presencia de *Andalusiella polymorpha* (ahora *A. mauthei*). Estos autores encontraron asociados a *A. mauthei* y en otros horizontes de la misma unidad a *Nostoceras liratum*, *Exitoceras jennyi* y *Libyoceras* sp., amonites del Campaniano Tardío. En el presente trabajo *A. mauthei* ha sido reconocida, como se mencionó en párrafos anteriores, en la mayor parte de la Formación Lodolitas de Aguacaliente lo que sugiere el Campaniano Tardío hasta

el techo de la unidad.

4.3. Maastrichtiano

Tal como se aprecia en el Piedemonte Llanero colombiano, algunos palinomorfos del occidente de Africa, presentan su última ocurrencia en el Maastrichtiano p. ej. *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum* (ahora *Cerodinium granulostriatum*) (JAIN & MILLEPIED 1973). En el occidente africano llegan al Maastrichtiano *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella gabonensis* y *Dinogymnium acuminatum* (MALLOY 1972, JAIN & MILLEPIED 1975, MASURE *et al.* 1996). Estas especies también registran su última aparición en el Maastrichtiano del E africano (SCHRANK 1987, 1991). La ocurrencia de *Cerodinium diebellii* y *D. acuminatum* es reportada en New Jersey como restrictiva del Maastrichtiano (MAY 1975, 1980, AURISANO 1989) aunque la asociación allí mencionada es bastante diferente a la que se presenta en el Paleocinturón Tropical.

La base del Maastrichtiano en la sección del Piedemonte Llanero, aquí discutida, y en general en la cuenca, está marcada por el inicio de la secuencia de segundo orden SK-7 (base de la Aloformación Guadalupe Superior, GUERRERO & SARMIENTO 1996). Se caracteriza por la caída rápida del nivel del mar y la somerización de los medios de depósito, la cual se refleja por la disminución de los palinomorfos de origen marino (POM) y el aumento de los palinomorfos de origen continental (POC) (ver relación POM/POC Fig. 3). No obstante, la señal con los dinoflagelados puede interpretarse y se logran los datos necesarios para caracterizar la asociación típica del Maastrichtiano Temprano. Los rasgos palinológicos observados en muestras analizadas en la Formación Buscavida en el sector del Sinclinal de Guaduas y en el área de Piedras (GUERRERO *et al.*, este volumen), se caracterizan por la última ocurrencia de *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, hacia la base al igual que la de *Senegalinium bicavatum*, *Dinogymnium digitus* y *Cerodinium diebellii* hacia el techo. *Andalusiella gabonensis* hacia la base coexiste con *A. mauthei aegyptiaca* y se mantiene durante todo el Maastrichtiano. Una asociación palinoflorística encontrada en diferentes pozos en el área El Furial en el norte de Venezuela en la que resaltan la presencia de *Andalusiella gabonensis*, *Echitriporites trianguliformis* y *Spinizonocolpites baculatus* es considerada como Maastrichtiana temprana a media por FASOLA & PAREDES (1991).

Por otro lado, la palinoflora para este intervalo adquiere interesantes rasgos en el contexto intertropical. Granos de polen como *Buttinia andreewii*, *Echitriporites*

trianguliformis, *Periretisyncolpites giganteus*, presentan una amplia distribución areal a lo largo del Paleocinturón Tropical del Maastrichtiano, confirmando su gran importancia bioestratigráfica. Algunas localidades en el NE de África son Egipto y Sudán (KASKA 1989, SCHRANK & PERCH-NIELSEN 1985) y Somalia (SCHRANK 1994). En África occidental en Senegal, Costa de Marfil, Nigeria, Camerún y Gabón (JARDINÉ ET MAGLOIRE 1965, BOLTENHAGEN 1967, 1980; EDET & NYONG 1993, KEISER & JAN DU CHENE 1979). En el norte de Sur América en Venezuela y Colombia (GERMERAAD *et al.* 1968, MULLER *et al.* 1987, SARMIENTO 1992b) y en Brasil (REGALI *et al.* 1974).

Algunos dinoflagelados han sido reportados como marcadores del Maastrichtiano. *Dinogymnium acuminatum*, cuya última aparición se convierte en un importante biocron, en el N de África (Túnez), en estudios detallados del intervalo que marca el límite Cretácico/Terciario (BRINKHUIS & ZACHARIASSE 1988, BRINKHUIS & LEEREVELD 1988), se reporta esta especie hasta el tope del Maastrichtiano. En Gabón, MALLOY (1972) establece el tope del Maastrichtiano sustentado en la última ocurrencia del género *Dinogymnium*.

La asociación descrita anteriormente corresponde a la Zona de *Proteacidites dehanii* de GERMERAAD *et al.* (1968) y MULLER *et al.* (1987) o a la zona I de SARMIENTO (1992b). La edad es Maastrichtiana tardía y está basada en la ocurrencia de *Proteacidites dehanii*, *Retitriporites brevis*, *Crussafontites grandiosus*, *Annutriporites iversenii*, *S. echinatus* y *Buttinia andreevii*, palinomorfos que aparecen restringidos en este intervalo. *Dinogymnium acuminatum* no fue encontrado en las muestras de la Formación Guaduas del área de estudio, pero aparece reportado en la parte inferior de dicha unidad en el área de Sutatausa, al norte de Bogotá.

Entre la Formación Guaduas y la Formación Socha Inferior del Piedemonte Llanero no se reconoce la zona II o de *Foveotriletes margaritae* de edad Paleoceno inferior (SARMIENTO 1992b), constituida por dos subzonas: de *Zonotricolpites variabilis* y de *Syncolporites lisamae* comprobando el contacto inconforme entre estas dos unidades tal cual fue discutido en SARMIENTO (1994, cap. 4) y GUERRERO & SARMIENTO (1996).

5. IMPLICACIONES ECOLOGICAS Y CLIMATICAS EN EL PALEOCINTURON TROPICAL

Los dinoflagelados constituyen un importante componente del fitoplancton moderno y están distribuidos en ambientes de aguas dulces a marinas. Para el Cretácico Tardío la ocurrencia de dinoflagelados es prácticamente exclusiva de las aguas marinas y solo algunos escasos

grupos se han documentado en aguas dulces y salobres (ver STOVER *et al.* 1996: p. 708). Ninguno de estos grupos ha sido identificado en la sección trabajada. Las características sedimentológicas discutidas en GUERRERO Y SARMIENTO (1996), permiten deducir y comprobar que los medios de depósito donde ocurren los dinoflagelados reportados en este trabajo son exclusivos de ambientes marinos someros que van desde frente de playa inferior a costa afuera ("offshore"). Es claro además, que en las unidades superiores (Formación Arenitas de San Luis de Gaceno y Formación Guaduas), se presenta una fuerte influencia de los medios continentales y las asociaciones están representadas por palinomorfos de origen continental.

La localización de la sección con respecto a la cuenca es proximal y los cambios en la posición relativa del nivel del mar se ven claramente manifiestos en los límites de las unidades litoestratigráficas, que a su vez se reflejan en la composición palinológica (Fig. 3). La sumatoria de la ocurrencia de palinomorfos de origen marino POM (dinoflagelados, cutículas de foraminíferos y acritarcos) versus los palinomorfos de origen continental POC (polen, esporas y fungis), expresan la distancia relativa de la línea de costa (Fig. 3). La relación POM/POC disminuye hacia el techo de la Formación Arenitas de San Antonio, coincidente con el carácter progradante de la unidad, relación que se invierte rápidamente en el contacto con la Formación Lodolitas de Aguacaliente donde se mantiene muy alta (Lodolitas de costa afuera). En la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno la relación POM/POC rápidamente decrece y hacia la parte superior es cero, lo cual demuestra a su vez una rápida tendencia progradante. El último sector de esta unidad no registra preservación de palinomorfos al alcanzar granulometrías que varían entre arenitas de grano grueso a conglomeráticas, acumuladas en un medio de alta energía.

En la Formación Guaduas, la litología predominante en los 64 metros de afloramiento es de lodolitas grises, lodolitas carbonosas y algunos mantos de carbón. El límite estratigráfico entre esta unidad y la subyacente es considerado (GUERRERO & SARMIENTO 1996) como una superficie transgresiva como puede ser evidenciado en otras áreas de la Cordillera Oriental (SARMIENTO 1994, cap. 4). En la sección investigada la respuesta palinológica es de abundancia total de POC, lo cual podría interpretarse como el paso de arenas fluviales del techo de la unidad subyacente a llanuras costeras. No obstante, en SARMIENTO (1994, cap. 4) se demuestra que en dirección a la parte media de la cuenca los medios de depósito corresponden a costa afuera, sustentada en la presencia de foraminíferos planctónicos, precedida por facies de frente de playa (techo del Grupo Guadalupe), corroborando la superficie

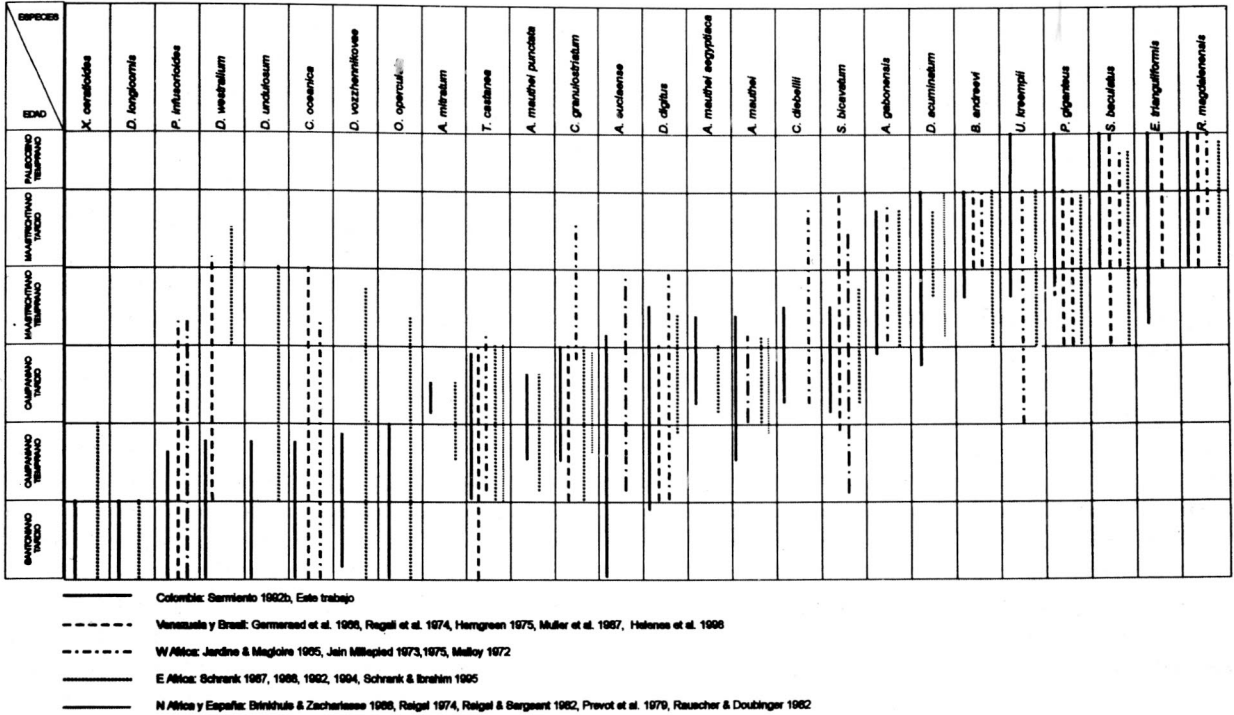


Fig. 6. Rangos de dispersión de palinomorfos reportados en el Paleocinturón Tropical.

transgresiva. Observaciones similares han sido apreciadas por los autores en diferentes partes de la cuenca (GUERRERO *et al*, este volumen).

El grupo *Spiniferites*, tiende a disminuir en las unidades con mayor influencia de condiciones marinas (Formación Chipaque y Formación Lodolitas de Aguacaliente), de manera que en la Formación Guaduas ya no se registra. Los palinomorfos derivados de fungis aumentan su contenido en las unidades arenosas. La desaparición casi total de dinoflagelados se inicia a partir de la parte superior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno. Las Arenitas de San Antonio son las que presentan la mayor diversidad de dinoflagelados registrándose 23 especies.

Las deducciones obtenidas a partir de la expresión individual de los palinomorfos representados en el diagrama palinológico y de la relación POM/POC, arriba discutida, presenta algunas diferencias con lo interpretado por otros autores. SCHRANK (1991: p. 370) asume que la alta ocurrencia de peridíneos, tales como los géneros *Senegalinium* y *Andalusiella*, indican ambientes de baja salinidad y la aparición en el registro de cistos gonyaulacoideos equipados con procesos complejos, tales como *Spiniferites*, marcaría la transición a condiciones de mar abierto y salinidad normal; curiosamente la relación aquí observada es contraria, ya que los géneros

Senegalinium y *Andalusiella* son abundantes en las condiciones de mar abierto o mayor salinidad mientras el grupo *Spiniferites* tiende a deprimirse en este sector y aumentar su distribución hacia las facies asociadas con frentes de playa.

La composición litológica y palinoflorística nos dan los elementos para el marco paleoecológico y su extensión regional y global. Algunos palinomorfos han sido clásicamente estudiados y colocados dentro de un marco ambiental sustentado. El género *Spinizonocolpites* ha sido relacionado por muchos autores (GERMERAAD *et al.* 1968, MULLER 1968, SCHRANK 1991) a vegetación comparable con *Nypa*, una palma que crece actualmente en los manglares del SE de Asia a lo largo de la línea de costa de Sri Lanka, en Indonesia y en el N de Australia (SCHRANK 1991). Junto con este género, otros más, como *Proxapertites* y *Psilamonocolpites*, es decir, granos de polen que presentan una apertura proxaperturada o monocolpada, son derivados de vegetación de palmas. SARMIENTO (1994, cap. 3) efectuó, mediante el método de análisis de correspondencia, ordenaciones de los palinomorfos de acuerdo a preferencias paleoecológicas, encontrándose que los géneros *Proxapertites*, *Spinizonocolpites* y *Psilamonocolpites* mantenían una afinidad principal con los ambientes asociados llanuras aluviales bajas y próximo costeras y que ocupaban la posición de los manglares posteriormente de-

sarrollados. Las asociaciones descritas son a su vez representadas por facies de lodolitas carbonosas y carbón típicas de llanuras costeras (SARMIENTO 1992a).

Relaciones paleoecológicas similares han sido registradas en asociaciones que incluyen escasas ocurrencias de dinoflagelados por SCHRANK (1984a y 1994) en Egipto y Somalia, en Nigeria (JAN DU CHÉNE 1977) y Gabón (BOLTENHAGEN 1980) y en Sur América, en el norte de Brasil (HERNGREEN 1975), en Venezuela y Colombia (GERMERAAD *et al.* 1968, SOLÉ DE PORTA 1972, SARMIENTO 1992b). Las afinidades en el contenido palinoflorístico son evidentes en toda la región paleotropical y definen una provincia fitogeográfica denominada Provincia de Palmas del Cretácico Tardío por HERNGREEN & CHLONOVA (1981), esquema que ha sido reafirmado, también, para el W de África por SCHRANK 1994 y ABDEL-KIREEM *et al.* 1996, quienes retoman la Provincia de las Palmas como indicativa de un clima cálido y húmedo (ver también HERNGREEN *et al.* 1996). Estas ideas habían sido planteadas por VAN DER HAMMEN (1957) para el Maastrichtiano - Paleoceno del norte de Sur América.

6. CONCLUSIONES

- Los resultados palinológicos, complementarios al estudio estratigráfico de GUERRERO & SARMIENTO (1996), documentan para el Piedemonte Llanero colombiano las asociaciones características del Santoniano Tardío al Maastrichtiano Tardío. La evolución sedimentaria de las unidades presentes en el área, refleja de manera clara la relación entre el contenido palinológico y las diferentes secuencias estratigráficas.
- La parte superior de la Formación Chipaque, acumulada en un sistema de alto nivel durante el Santoniano Tardío, está representada por *D. undulosum*, *D. digitus*, *D. vozzhennikovae*, *D. longicornis* y *D. westralium*. Además se encuentran otros dinoflagelados como: *Areoligera senonensis*, *Alisogymnium euclaense*, *Coronifera oceanica* y *Xenascus ceratioides*.
- La Formación Arenitas de San Antonio, es característica del Campaniano Temprano y su límite litológico con la Formación Chipaque, marcado por una caída del nivel del mar, es aproximadamente coincidente con el límite Santoniano/Campaniano. Los principales rasgos que definen la asociación son la primera aparición de *Trichodinium castanea*, *Cerodinium granulostriatum* y de *Andalusiella mauthei punctata* y la última aparición de *Areoligera senonensis*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Dinogymnium westralium*, *D. undulosum*, *D. vozzhennikovae* y *Odontochitina operculata*.
- La Formación Lodolitas de Aguacaliente, que caracteriza la parte inferior un sistema transgresivo hasta la parte superior un sistema de alto nivel, palinológicamente representa el Campaniano Tardío. Se encuentra en ésta, la primera ocurrencia de *Senegalinium bicavatum*, *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, *A. gabonensis* (hacia el techo), *Cerodinium diebellii* y *Anphigymnium mitratum* y la última ocurrencia de *Trichodinium castanea*, *A. mauthei punctata*, *Cerodinium granulostriatum* y *Alisogymnium euclaensis*.
- La base del Maastrichtiano en la sección del Piedemonte Llanero, está marcada por la caída del nivel del mar y la somerización de los medios de depósito de la secuencia de segundo orden SK-7 (base de la Aloformación Guadalupe Superior, GUERRERO & SARMIENTO 1996). Palinológicamente se caracteriza por la última ocurrencia de *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, hacia la base, al igual que la de *Senegalinium bicavatum*, *Dinogymnium digitus* y *Cerodinium diebellii*, hacia el techo. *Andalusiella gabonensis* en la base coexiste con *A. mauthei aegyptiaca* y se mantiene durante todo el Maastrichtiano.
- Se reconocen algunas coincidencias en la distribución paleogeográfica de los palinomorfos, que permiten establecer las correlaciones temporales en el Paleocinturón Tropical. Estas se pueden efectuar sólo de manera parcial con otras latitudes debido al provincialismo planteado por diferentes autores. Las coincidencias permiten comprobar una vez más la validez de la palinología como herramienta bioestratigráfica y colocar a la sección estudiada como un punto importante de correlación para el Paleocinturón Tropical en el intervalo Santoniano-Maastrichtiano. Las incongruencias, en la posición estratigráfica que se pueden deducir principalmente a nivel de especies (Fig. 6), son fundamentalmente referidas a las cuencas del N y W de África y se deben a que la mayor parte de los estudios bioestratigráficos llevados a cabo en estas áreas, se han efectuado a partir de muestras de residuos de perforación tomadas de pozos exploratorios (MALLOY 1972, BOLTENHAGEN 1980, MASURE *et al.* 1996, etc.), que tienen potenciales problemas de contaminación con fragmentos de estratos suprayacentes o falta de calibración con otras herramientas bioestratigráficas. No obstante, la revisión planteada (ver además los comentarios en cada una de las especies en el Anexo palinológico de este trabajo), permite no solo comprobar la distribución cronológica ya discutida sino que además da argumentos adicionales a los autores del

paleocinturón ecuatorial para precisar sus determinaciones.

La posición de la sección estudiada con respecto a la cuenca es proximal y los cambios en la posición relativa del nivel del mar se pueden deducir del contraste entre las curvas de ocurrencia de palinomorfos de origen marino POM (dinoflagelados, cutículas de foraminíferos y acritarcos) y los palinomorfos de origen continental POC (polen, esporas y fungis). La relación POM/POC disminuye hacia el techo de la Formación Arenitas de San Antonio reflejando el carácter progradante de la unidad, relación que se invierte en el contacto con la Formación Lodolitas de Aguacaliente donde se mantiene muy alta (lodolitas de costa afuera). En la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno la relación POM/POC rápidamente decrece y hacia la parte superior es cero, lo cual demuestra a su vez una tendencia progradante.

ANEXO SISTEMÁTICO

I- DINOFLAGELADOS

En la clasificación de los dinoflagelados tendremos en cuenta el esquema general propuesto por FENSONE *et al.* (1993) y los aspectos complementarios discutidos en FENSONE *et al.* (1996). Los dinoflagelados son incluidos dentro de la división **Dinoflagellata** (división es el equivalente botánico de Phylum zoológico). Los dinoflagelados encontrados en las muestras estudiadas pertenecen a los órdenes **Gymnodinales**, **Gonyaulacales** y **Peridinales**. El primero de ellos pertenece a la subclase **Gymnodiniphyceae** y los otros a la subclase **Peridiniphyceae** y a su vez todos a la clase **Dinophyceae** de la subdivisión Dinokaryota.

ORDEN GYMNODINIALES

SUBORDEN GYMNODINIINEAE

Familia Gymnodiniaceae (Bergh) Lankester 1885

Género *Alisogymnium* Lentin & Vozzhennikova 1990

Alisogymnium euclaense (Cookson & Eisenack 1970)
Lentin & Vozzhennikova 1990

Lámina 1 figs. 1 y 2

1970 *Dinogymnium euclaensis* Cookson & Eisenack
Lam.10 Figs. 9-12

1975 *Dinogymnium euclaensis* Herengreen
Lam.4 figs. 5-8

1975 *Dinogymnium euclaensis* May
Lam.22 figs. 7-8

1979 *Dinogymnium euclaensis* Prévôt, Lucas &
Doubinger Lam.1 fig. 5

1980 *Dinogymnium euclaensis* May
Lam. 11 figs. 5,6

1982 *Dinogymnium euclaensis* Rauscher & Doubinger
Lam.2 fig. 3

1984a *Dinogymnium euclaensis* Schrank
Lam.2 fig. 3

1986 *Dinogymnium euclaensis* Ioannides
Lam. 1 figs. 1-4

1987 *Dinogymnium euclaensis* Schrank
Lam.10 Fig.10

1990 *Alisogymnium euclaense* Lentin & Vozzhennikova
Fig.35

1995 *Alisogymnium euclaensis* Schrank & Ibrahim
Lam.8 Fig.27

Comentario: Esta especie se encuentra en toda la sección de manera regular y registra su última aparición en la base de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno del Maastrichtiano Temprano. En el VSM se observó hasta en la Formación Buscavida, en la localidad de Piedras y en el Sinclinal de Guaduas (GUERRERO *et al.* 2000). *A. euclaense* es común en muchas partes del mundo en el intervalo encontrado en Colombia. En el W de Australia de manera amplia para el Senoniano (Turoniano–Maastrichtiano) (COOKSON & EISENACK 1970). En el norte de Norte América en el Campaniano Tardío (MAY 1975, 1980, AURISANO 1989).

Género *Amphigymnium* Lentin & Vozzhennikova 1990
Lámina 1 figs. 3 y 4

Amphigymnium mitratum (Vozzhennikova 1967) Lentin & Vozzhennikova 1990

1975 *Dinogymnium sibiricum* Jain & Milleped
Lam.1 fig.15

1987 *Dinogymnium digitus* Schrank
Lam.10 fig.3

1990 *Amphigymnium mitratum* Lentin & Vozzhennikova
Lam.1 figs.10,11; Lam.2 fig.10

Comentario: En la sección estudiada se encuentra restringido a la parte superior de la Formación Lodolitas de Aguacaliente del Campaniano Tardío, asociado con *Dinogymnium digitus*. En Siberia se reporta en el Senoniano (Turoniano – Maastrichtiano) (LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1990) y en la India en el Maastrichtiano (JAIN *et al.* 1975).

Género *Dinogymnium* (Eviatt *et al.* 1967) Lentin & Vozzhennikova 1990

Comentario: Se tiene en cuenta la definición restrictiva al género de LENTIN & VOZZHENNIKOVA (1990). Es claro que ha sido encontrado con amplia distribución paleogeográfica, indicando su gran importancia como grupo cosmopolita (JAIN 1977). No obstante, la gran cantidad de especies que se han diferenciado ha conducido al exceso de sinonimias que frecuentemente se reportan en la literatura. En este artículo se referencian los autores y criterios seguidos para evitar la proliferación de nombres. La importancia bioestratigráfica de los *Dinogymnium* es evidente en esta parte norte de Sur América y la asociación con otros grupos de especies nos permitirá realzar su importancia.

***Dinogymnium acuminatum* Evitt et al. 1967**

Lámina 1 fig. 5

- 1967 *Dinogymnium acuminatum* Evitt, Clarke & Verdier
Pls. 1,2 Lam. 3 figs.1-8,10,12,20
- 1975 *Dinogymnium acuminatum* Herngreen
Lam. 4 figs.1,2
- 1980 *Dinogymnium acuminatum* May
Lam. 21 fig.19
- 1982 *Dinogymnium acuminatum* Rauscher & Doubinger
Lam. 2 fig.2
- 1979 *Dinogymnium acuminatum* Prévôt, Lucas & Doubinger
Lam. 1 fig. 5
- 1984a *Dinogymnium acuminatum* Schrank
Lam.2 figs.1,2
- 1987 *Dinogymnium acuminatum* Schrank
Lam.10 figs.5,6
- 1988 *Dinogymnium acuminatum* Brinkhuis & Zachariasse
Lam.5 fig.5
- 1989 *Dinogymnium acuminatum* Aurisano
Lam.2 figs.6,7
- 1990 *Dinogymnium acuminatum* Lentini & Vozzhennikova
Lam.1 figs.3-7
- 1990 *Dinogymnium acuminatum* Sincini & Rauscher
Lam.2 fig.1
- 1992b *Dinogymnium acuminatum* Sarmiento
Lam.14 fig.6
- 1994 *Dinogymnium acuminatum* Schrank
Lam.11 figs. 1,2
- 1995 *Dinogymnium acuminatum* Schrank & Ibrahim
Lam.9 fig. 12,13

Comentario: En el presente estudio se concluye que esta especie solo ocurre en forma escasa en la parte superior de la Formación Lodolitas de Aguacaliente del Campaniano Tardío y en la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno del Maastrichtiano Temprano del Piedemonte Llanero. También se registra en la Formación Guaduas, al norte de Bogotá (SARMIENTO 1992b), en mues-

tras de la Formación La Tabla y en la parte inferior de la Formación Seca, en el Valle Superior del Magdalena (Área de Guaduas). Fue mencionada esta especie por PRÖSSL (1992) en la «Formación Villeta» del Valle Superior del Magdalena, en el Turoniano, pero no es evidente que se trate de la misma especie. EVITT *et al.* (1967) registran a *D. acuminatum* en el Maastrichtiano y BRINKHUIS & ZACHARIASSE (1988) registran su última ocurrencia en el límite Cretácico/Terciario.

***Dinogymnium digitus* (Deflandre 1935) Evitt, Clarke & Verdier 1967**

Lámina 1 figs. 6 y 7

- 1975 *Dinogymnium digitus* May
Lam.2 fig.14
- 1975 *Dinogymnium digitus* Herngreen
Lam.4 figs.3,4
- 1980 *Dinogymnium digitus* May
Lam.11 fig.20
- 1990 *Dinogymnium digitus* Lentini & Vozzhennikova
Fig.3 Lam.2 figs.1-5

Comentario: Han sido diferenciadas dos subespecies en la literatura (VOZZHENNIKOVA 1967, LENTINI & VOZZHENNIKOVA 1990): *D. digitus crassus* y *D. digitus digitus*. En esta sección se ha reconocido de manera general la especie sin diferenciar sus subespecies.

***Dinogymnium longicornis* (Vozzhennikova 1967) Harland 1973.**

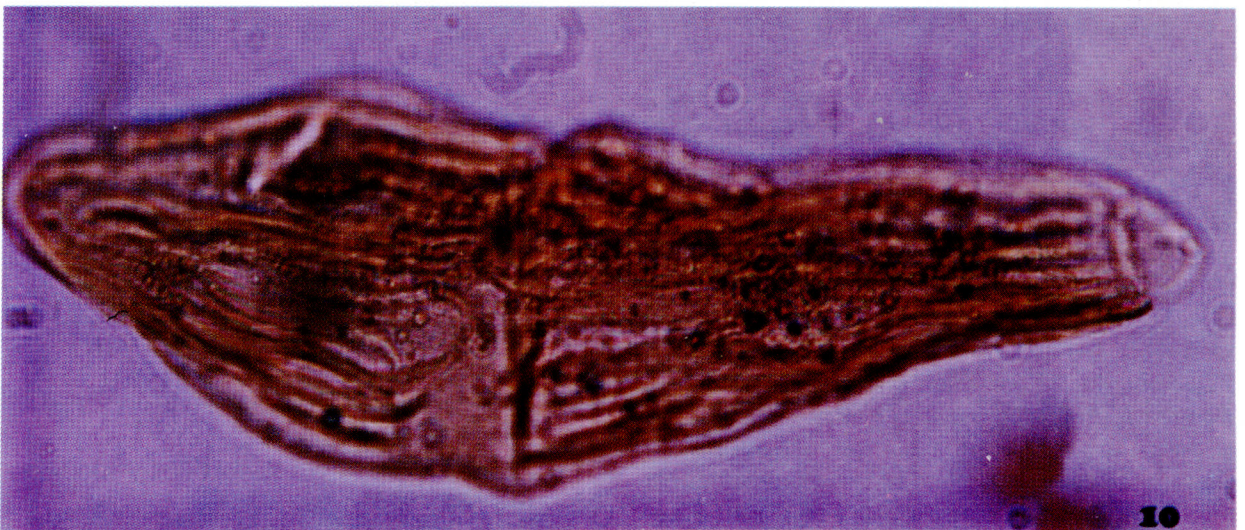
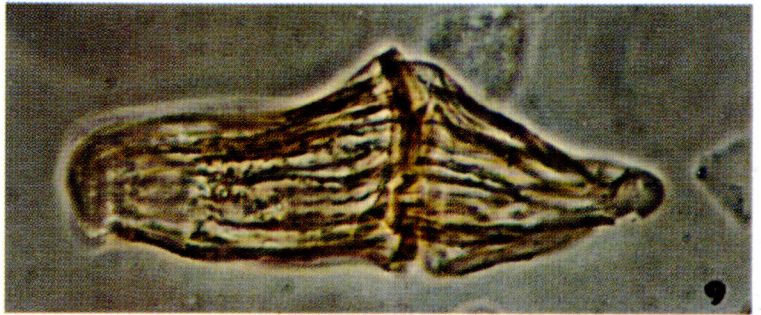
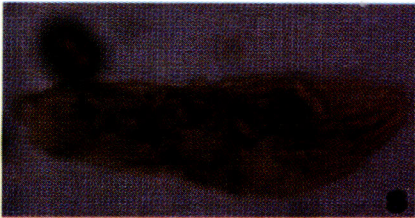
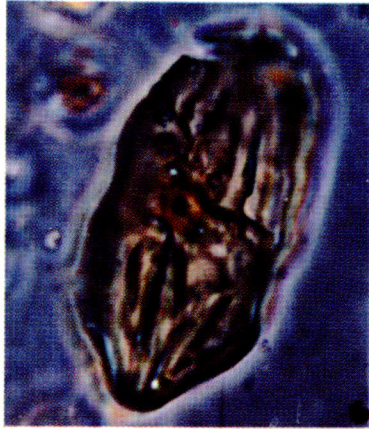
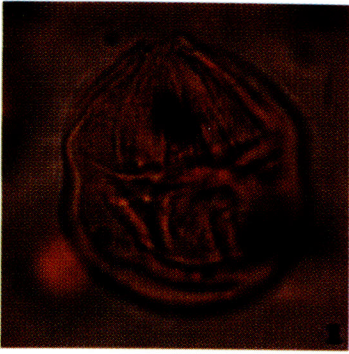
Lámina 1 figs. 8 a 10

- 1990 *Dinogymnium longicornis* Lentini & Vozzhennikova
Fig.5 Lam.1 figs.1,2 Lam.2 figs.1-5
- 1995 *Dinogymnium longicornis* Schrank & Ibrahim
Lam.8 figs.14-16.

Comentario: En la sección estudiada se presenta una

LAMINA 1

- 1 y 2 *Alisogymnium euclaense* 1000x, muestras 9916 y 9928
- 3 y 4 *Anphigymnium mitratum* 1000x, muestras 9920 y 9919
- 5 *Dinogymnium acuminatum* 1200x, muestra 9935
- 6, 7 *Dinogymnium digitus* 1000x, muestras 9910 y 9912
- 8 a 10 *Dinogymnium longicornis* 500x, 1000x y 1500x, muestra 9901



distribución muy clara de *D. longicornis* en la parte superior de la Formación Chipaque (Santoniano). En muestras localizadas debajo estratigráficamente a las reportadas, pero que todavía corresponden a la parte superior de la formación, esta especie es muy abundante y su última aparición se registra en el techo de la unidad. En el oeste de Siberia se encuentra en el Senoniano (Turoniano-Maastrichtiano) (LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1990) y en Egipto en el Santoniano inferior (SCHRANK & IBRAHIM 1995).

Dinogymnium undulosum (Cookson & Eisenack 1977)
Lámina 2 fig. 1

Dinogymnium vozzhennikovae (Lentin & Williams 1973)
Lentin & Vozzhennikova 1990.
Lámina 2 fig. 2

1990 *Dinogymnium vozzhennikovae* Lentin &
Vozzhennikova Fig.9 Lam.3 fig.23

1995 *Dinogymnium vozzhennikovae* Schrank & Ibrahim
Lam.8 figs.23-25

Comentario: Las formas reconocidas están restringidas en la sección estudiada a la parte más superior de la Formación Chipaque hasta la Formación Arenitas de San Antonio, es decir, al Santoniano Tardío hasta el Campaniano Temprano, lo cual coincide con otras partes de Colombia: Valle medio del Magdalena y Cuenca del Putumayo. Lo anterior permite dar un apreciable valor bioestratigráfico a la especie. No obstante en otras partes del mundo su rango no es coincidente como en el Turoniano de Siberia (LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1990) y Maastrichtiano de la India (Jain *et al.*, en LENTIN & VOZZHENNIKOVA 1990). En Egipto ha sido reportada en el Santoniano inferior.

Dinogymnium westralium (Cookson & Eisenack 1958)
Evitt, Clarke & Verdier 1967
Lámina 2 figs. 3 y 4

1970 *Dinogymnium westralium* Cookson & Eisenack
Lam.10 fig.2

1975 *Dinogymnium westralium* May
Lam.2 figs.1-6

1975 *Dinogymnium westralium* Jain & Millepie
Lam.1 fig.9

1980 *Dinogymnium westralium* May
Lam.11 figs. 12-16, lam. 12 figs. 1-4

Comentario: Se presenta en el sector más superior de la Formación Chipaque y en la Formación Arenitas de San Antonio o parte tardía del Santoniano y en el Campaniano Temprano, distribución que coincide con lo reportado en otras partes de Colombia, en el Valle Super-

rior del Magdalena (JARAMILLO & YEPES 1994) y Cuenca del Putumayo (MORA *et al.* 1998). En otras partes del mundo su rango es: Senoniano (Turoniano-Maastrichtiano) del W australiano (COOKSON & EISENACK 1970) y Campaniano Tardío a Maastrichtiano Temprano, en New Jersey (MAY 1975, 1980)

ORDEN GONYAULACALES

SUBORDEN GONYAULACINEAE

Familia Gonyaulacaceae

Género *Achomosphaera* Evitt 1963

Achomosphaera ramulifera (Deflandre 1935) Evitt 1963
Lámina 2 figs. 5 y 6

1967 *Achomosphaera ramulifera* Clarke & Verdier
Lam.8 fig.1

1986 *Achomosphaera ramulifera* Ioannides
Lam.1 fig.10

Género *Coronifera* (Cookson & Eisenack 1958)
Davey 1974

Coronifera oceanica (Cookson & Eisenack 1958)
May 1980 Lámina 2 fig. 6

1967 *Coronifera oceanica* Clarke & Verdier
Lam.17 fig.6

1975 *Coronifera oceanica* Jain & Millepie
Lam.4 fig.64

1980 *Coronifera oceanica* May
Lam.1 figs. 5-8

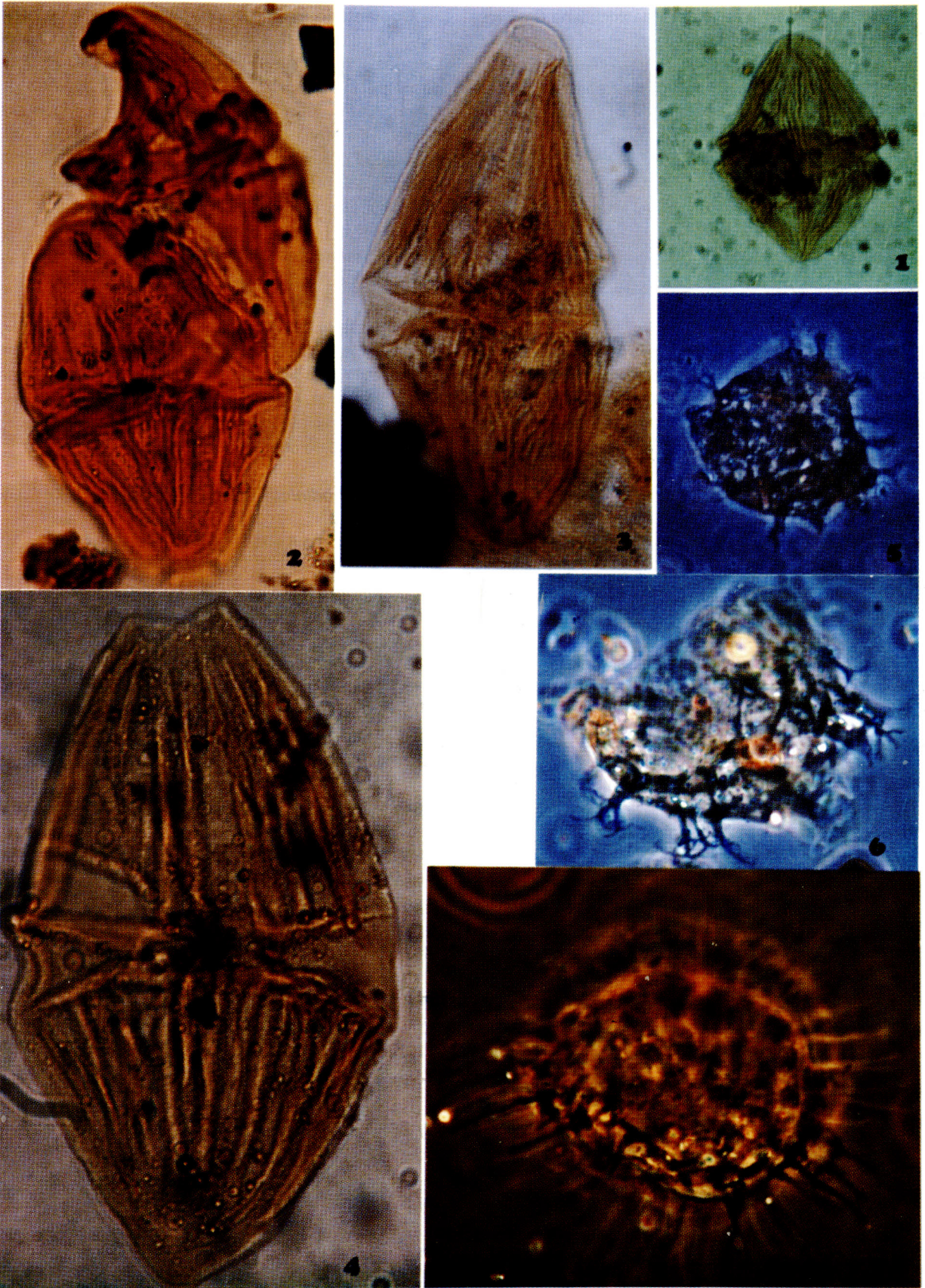
1986 *Coronifera oceanica* Ioannides
Lam.8 fig.10

1993 *Coronifera oceanica* Williams, Stover & Kidson
Lam.7 fig.17

Comentario: Su última ocurrencia se reporta para el

LAMINA 2

- 1 *Dinogymnium undulosum* 1000x, muestra 9903
- 2 *Dinogymnium vozzhennikovae* 1200x, muestra 9913
- 3 y 4 *Dinogymnium westralium* 1200x y 1500x, muestras 9901 y 9909
- 5 y 6 *Achomosphaera ramulifera* 500x y 1000x, muestras 9931 y 9932
- 6 *Coronifera oceanica* 1000x, muestra 9909



Hemisferio Norte en la base del Maastrichtiano (IOANNIDES 1986, WILLIAMS *et al.* 1993) aspecto en el que coincide HELENES *et al.* (1998) en el oeste de Venezuela. Su distribución es registrada de manera disímil entre los diferentes autores.

Género *Fibrocyta* Stover & Evitt 1978

Fibrocyta A

Lámina 3 figs. 1 y 2

Fibrocyta B

Lámina 3 fig. 3

Comentario: Presenta gran similitud con *Baltisphaeridium bifidum* (ahora: *Exochosphaeridium bifidum*) de CLARKE & VERDIER (1967, Lam.17, figs. 5,6) y *E. sp. cf. E. bifidum* de JAIN & MILLEPIED (1975, Lam.6 figs. 86,92) cuya última aparición se registra en el Campaniano (LENTIN & WILLIAMS 1980).

Género *Hystrichodinium* (Deflandre 1935) Clarke & Verdier 1967

Hystrichodinium pulchrum Deflandre 1935

Lámina 3 figs. 4 y 5

- 1987 *Hystrichodinium pulchrum* Schrank
Lam.9 fig.12
- 1994 *Hystrichodinium pulchrum* Jaramillo & Yepes
Lam.2 fig.22

Género *Palaeohystrichophora* Deflandre 1934

Palaeohystrichophora infusorioides Deflandre 1936

Lámina 3 figs. 6 a 8

- 1967 *Palaeohystrichophora infusorioides* Clarke & Verdier
Lam.4 fig.10
- 1970 *Palaeohystrichophora infusorioides* Cookson & Eisenack
Lam.12 fig.12,13
- 1980 *Palaeohystrichophora infusorioides* May
Lam.10 figs.1,2
- 1982 *Palaeohystrichophora infusorioides* Rauscher & Doubinger
Lam.2 fig.8
- 1983 *Palaeohystrichophora infusorioides* Bujak & Davies
Lam.5 fig.9
- 1986 *Palaeohystrichophora infusorioides* Ioannides
Lam.19 fig.1-3
- 1989 *Palaeohystrichophora infusorioides* Aurisano
Lam.4 figs.1-5
- 1993 *Palaeohystrichophora infusorioides* Williams, Stover & Kidson
Lam.7 fig.14

Comentario: En la sección estudiada presenta su última aparición en las Arenitas de San Antonio del Campaniano Temprano. Su desaparición ha sido reportada como marcador del límite Campaniano inferior / Campaniano superior en la localidad de Maastricht (ROBASZYNSKI *et al.* 1985), mientras que WILLIAMS *et al.* (1993) consideran de manera amplia que esta especie registra su última ocurrencia en el Hemisferio Norte hacia la parte media superior del Maastrichtiano Temprano.

Género *Spiniferites* (Mantell 1850) Sarjeant 1970

Lámina 4 figs. 1 y 2

Comentario: Son abundantes los especímenes de este género en la sección estudiada y se caracterizan por su amplia variabilidad de formas, tamaños y características de los productos. Ante la ausencia de descriptores claros se toma como un grupo dentro del género *Spiniferites* donde ocurre mas de una especie.

Género *Trichodinium* (Eisenack & Cookson 1960) Clarke & Verdier 1967

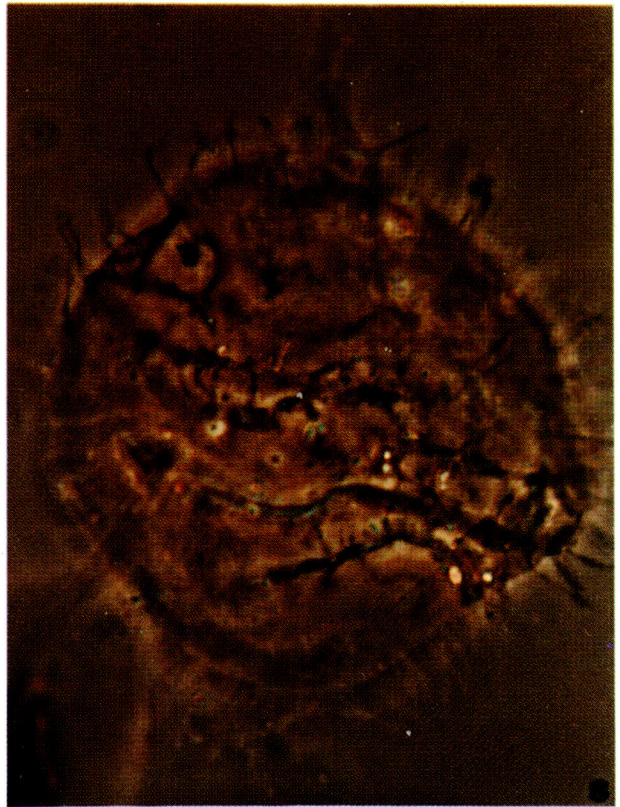
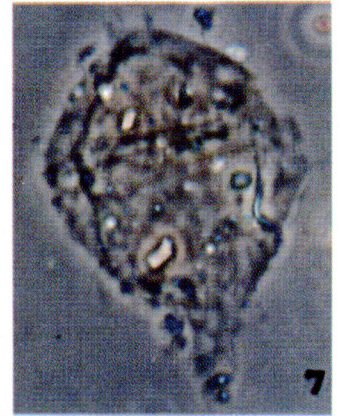
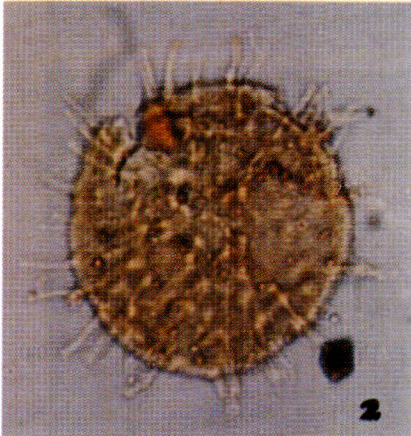
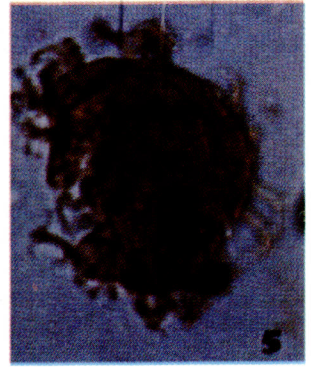
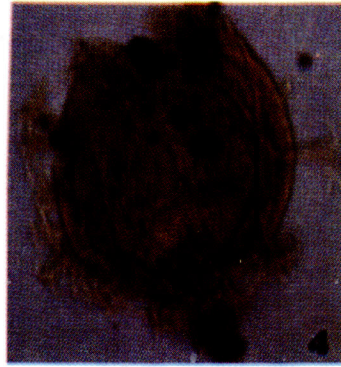
Lámina 4 figs. 3 a 5

Trichodinium castanea (Deflandre 1935) Clarke & Verdier 1967

- 1975 *Trichodinium bifurcatum* Jain & Millepieid
Lam.1 figs.14-16
- 1975 *Trichodinium castanea* Williams & Brideaux
Lam.9 fig.13
- 1982 *Trichodinium castaneum* Rauscher & Doubinger
Lam.2 fig.7
- 1984b *Trichodinium castanea* Schrank
Lam.1 fig.2
- 1985 *Trichodinium castanea* Schrank & Perch-Nielsen
Lam.1 fig.4
- 1986 *Trichodinium castanea* Jan du Chéne, Masure et al.
Lam. 122 figs.10,11 y lam. 151 figs.13-15
- 1987 *Trichodinium castanea* Schrank
Lam. 8 figs.11,12,14
- 1988 *Trichodinium castanea* Schrank
Lam. 4 figs.4,5,7

LAMINA 3

- 1 y 2 *Fibrocyta* sp. A 500x y 1000x, muestras 9925 y 9923
- 3 *Fibrocyta* sp. B 1000x, muestra 9908
- 4 y 5 *Hystrichodinium pulchrum* 500x, muestra 9903
- 6 a 8 *Palaeohystrichophora infusorioides* 500x, 500x y 1200, muestra 9905



1996 *Trichodinium castanea* Hoek, Eshet & Almogilabin
Lam. 1 fig.4

Comentario: Presenta su última ocurrencia en la parte media de las Lodolitas de Aguacaliente del Campaniano Tardío. Ha sido observada en otros sectores de la Aloformación Guadalupe medio como en Sogamoso y en el Valle Superior del Magdalena (GUERRERO *et al.* este volumen). *T. castanea* se ha reportado en el intervalo Campaniano - Maastrichtiano de Senegal (JAIN & MILLEPIED 1975), Senoniano (Turoniano-Maastrichtiano) de Grand Banks en Canadá (WILLIAMS & BRIDEAUX 1975) y en el Campaniano Tardío de Egipto (SCHRANK & PERCH-NIELSEN 1985, SCHRANK 1984b, 1987, 1988). De manera general, en el Hemisferio Norte, su extinción se registra en la parte superior del Campaniano Tardío (WILLIAMS *et al.* 1993). Su última ocurrencia se constituye en un biohorizonte de importancia global para definir el techo del Campaniano Tardío.

Trichodinium sp.
Lámina 4 fig. 6

Familia Areoligeraceae

Género *Areoligera* (Lejeune-Carpentier 1938) Williams & Downie 1966

Areoligera senonensis Lejeune-Carpentier 1938
Lámina 5 fig. 1

1986 *Areoligera senonensis* Ioannides
Lam.1 figs.11-12
1994 *Areoligera senonensis* Jaramillo & Yepes
Lam.1 figs.16-17

Género *Canningia* Cookson & Eisenack 1960

SUBORDEN CERATIINEAE

Familia Ceratiaceae

Género *Odontochitina* Deflandre 1935

Odontochitina operculata (Wetzel 1933) Deflandre et Cookson 1955
Lámina 5 figs. 2

1967 *Odontochitina operculata* Clarke & Verdier
Lam.12 figs1,7
1982 *Odontochitina operculata* Rauscher & Doubinger
Lam.2 fig.11
1986 *Odontochitina operculata* Ioannides

Lam. 16 figs.3-5,70,10

1987 *Odontochitina operculata* Schrank
Lam.4 fig.1

1994 *Odontochitina operculata* Jaramillo & Yepes
Lam.1 fig.12

Comentarios: Registra su última aparición en el techo de la Formación Arenitas de San Antonio del Campaniano Temprano. WILLIAMS & BUJAK (1985) reportan su última aparición al techo del Campaniano haciendo notar que se trata de una especie cosmopolita. Otros autores consideran que también es característica del Campaniano de Marruecos y Egipto (RAUSCHER & DOUBINGER 1982, SCHRANK & PERCH-NIELSEN 1985, SCHRANK 1988).

Género *Xenascus* (Cookson & Eisenack 1969) Stover & Helby 1987

Xenascus ceratioides (Deflandre 1937) Lentin & Williams 1973
Lámina 5 figs. 3 y 4

1967 *Pseudoceratium ceratioides* Clarke & Verdier
Lam.15 figs.1-2

1980 *Phoberocysta ceratioides* May
Lam.10 fig.4

1986 *Xenascus ceratioides* Ioannides
Lam.23 fig.3

1994 *Xenascus ceratioides* Jaramillo & Yepes
Lam.1 figs.14-15

1996 *Xenascus ceratioides* Hoek, Eshet & Almogilabin
Lam. 2 fig.1

1996 *Xenascus ceratioides* Herngreen, Eillebrecht, Gortemaker, Rimmelts, Schuurman & Verbeek
Lam.6 fig.8

ORDEN PERIDINIALES

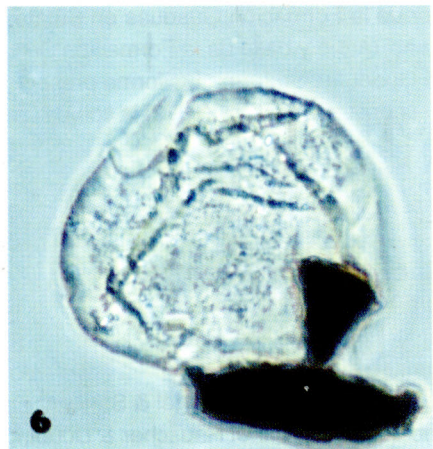
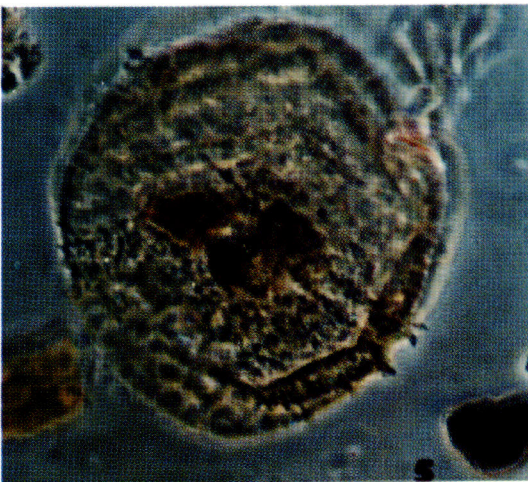
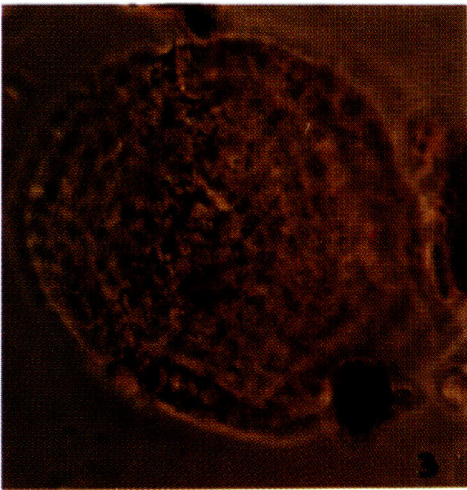
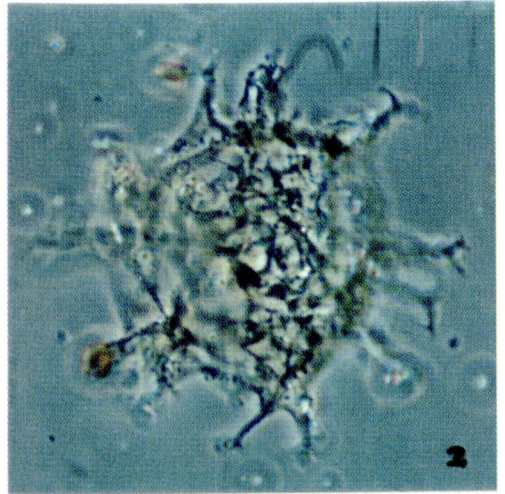
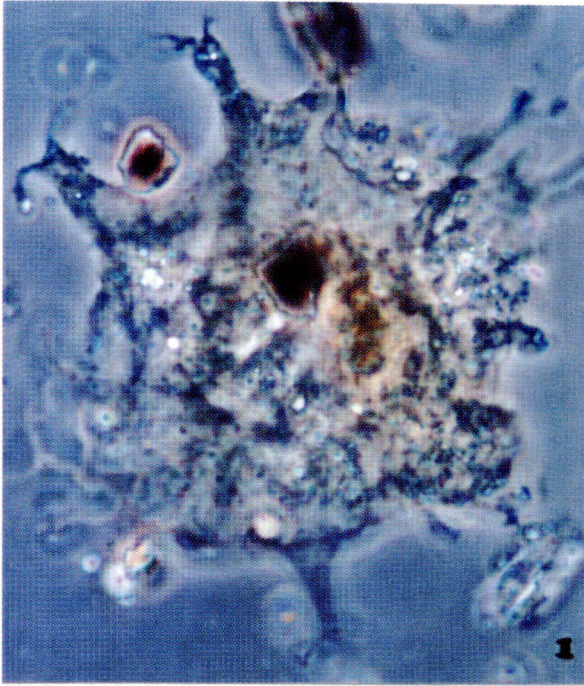
SUBORDEN PERIDINIINEAE

Familia Peridiniaceae

Género *Andalusiella* (Riegel 1974) Masare, Tea & Yao 1996.

LAMINA 4

1 y 2 *Spiniferites* sp. 1200 y 1000x, muestra 9918 y 9927
3 a 5 *Trichodinium castanea* 1000x, muestras 9917/19 y 9917
6 *Trichodinium* sp.1000x, muestra 9923



Comentario: Tomamos en cuenta la enmendación al género *Andalusiella* recientemente efectuada por MASURE *et al.* (1996) en asociaciones de Costa de Marfil (NW de Africa), aclarando las inconsistencias taxonómicas de manera amplia. En la sección estudiada solo se reconocieron las dos subespecies (*aegyptiaca* y *punctata*) de *A. mauthei* y *A. gabonensis*, las cuales poseen gran importancia bioestratigráfica para el Campaniano y Maastrichtiano Temprano del norte de Sur América y norte de Africa. La posición estratigráfica de las especies mencionadas plantea dudas con relación a su localización en el mapa paleogeográfico del tope del Maastrichtiano, elaborado por MASURE *et al.*

Andalusiella gabonensis (Stover & Evitt 1978) Wrenn & Hart 1988
Lámina 5 figs. 5 y 6

- 1972 *Palaeocystodinium golzowense* Malloy
Lam.1 figs.18,19
1972 *Svalbardella australina* Malloy
Lam.1 figs.17,20
1985 *Palaeocystodinium gabonensis* Schrank & Perch-Nielsen Lam.2 fig.2
1987 *Palaeocystodinium gabonensis* Schrank
Lam.7 figs.2,3
1996 *Andalusiella gabonensis* Masure, Tea & Yao Fig.5

Comentario: La aparición de *A. gabonensis* se registra cerca al contacto entre las Formaciones Lodolitas de Aguacaliente y Arenitas de San Luis de Gaceno. Lo anterior indica que esta especie inicia debajo del contacto Maastrichtiano – Campaniano, donde coexiste con *Andalusiella mauthei aegyptiaca*, coincidencia que solo se da en la parte inferior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno o parte inferior del Maastrichtiano Temprano. Cuando se registra como el único representante del género *Andalusiella* es indicativa de la parte Superior del Maastrichtiano Temprano. Su ocurrencia llega hasta la parte inferior de la Formación Guaduas en Sutatausa del Maastrichtiano Tardío y base de la Formación Seca, en el Sinclinal de Guaduas. Su forma fusiforme presenta variaciones razón por la cual MALLOY (1972) la coloca como dos especies.

Andalusiella mauthei Riegel 1974

- 1972 *Svalbardella polymorpha* Malloy
Lam.1 fig.8-16,21
1974 *Andalusiella mauthei* Riegel
Lam.2 figs.1-7
1982 *Andalusiella mauthei* Riegel & Sarjeant Figs.1-6
1982 *Andalusiella mauthei* Rauscher & Doubinger

- Lam.2 fig.14
1984b *Andalusiella polymorpha* Schrank
Lam.1 fig.3
1992 *Andalusiella polymorpha* Föllmi *et al.*
Fig. 16, B, C, E
1993 *Andalusiella polymorpha* Edet & Nyong
Lam.1 figs. 4 y 6
1996 *Andalusiella polymorpha* Hoek, Eshet & Almogilabin Lam.5 figs. 6 y 7

Andalusiella mauthei aegyptiaca (Schrank 1987) Masure, Tea & Yao 1996.
Lámina 5 figs. 7 a 9 y Lámina 6 fig. 1

- 1988 *Andalusiella polymorpha aegyptiaca* Schrank
Lam.1 figs.1-6
1996 *Andalusiella polymorpha aegyptiaca* Guerrero & Sarmiento
1996 *Andalusiella mauthei aegyptiaca* Masure, Tea & Yao
Fig.5

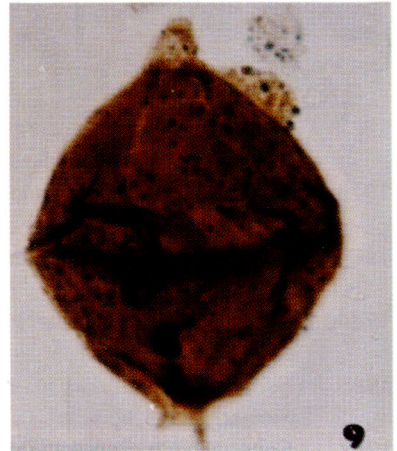
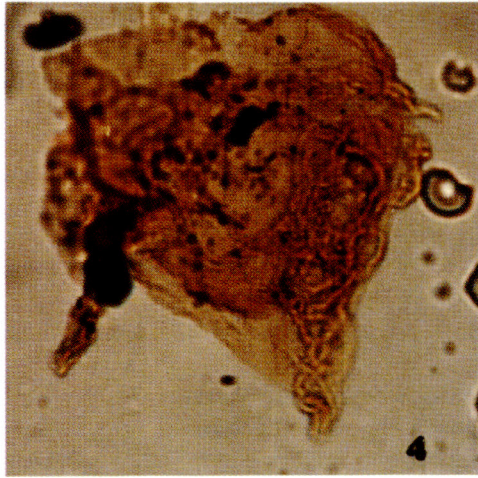
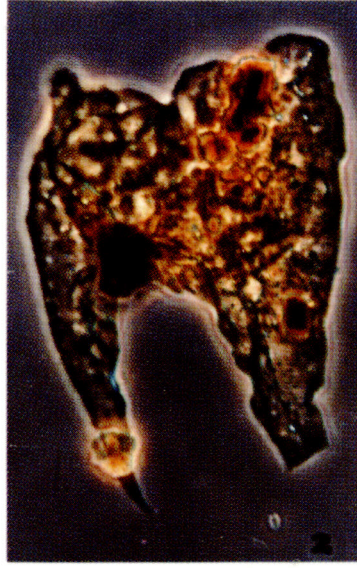
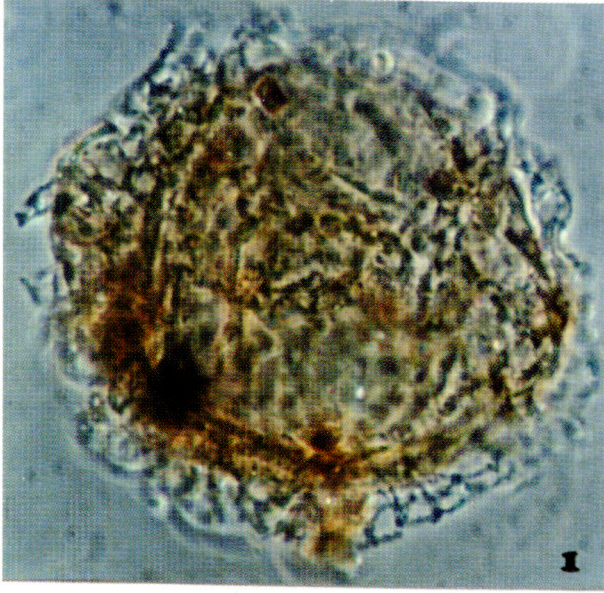
Andalusiella mauthei punctata (Schrank 1987) Masure, Tea & Yao 1996.
Lámina 6 figs. 2 a 7

- 1987 *Andalusiella polymorpha punctata* Schrank
Lam. 7 figs.1,4,5
1996 *Andalusiella polymorpha polymorpha* Guerrero & Sarmiento
1996 *Andalusiella mauthei punctata* Masure, Tea & Yao
Fig.5, Lam.3 figs.6,7

Comentario: Estas dos subespecies de *Andalusiella mauthei* en la sección del Piedemonte Llanero de Colombia, presentan una clara dispersión y una gran abundancia en la Formación Lodolitas de Aguacaliente del Campaniano Tardío. La subespecie *punctata* es prácticamente reemplazada por la subespecie *aegyptiaca*, la cual registra su última ocurrencia hacia el techo de la unidad. Antes de extinguirse coexiste con la especie *A. Gabonensis* la que finalmente predomina en las unidades suprayacentes durante el Maastrichtiano. Esta dispersión

LAMINA 5

- 1 *Areoligera senonensis* 1000x, muestra 9905
2 *Odontochitina operculata* 500x, muestra 9914
3 y 4 *Xenascus ceratioides* 500x, muestra 9901
5 y 6 *Andalusiella gabonensis* 500x, muestras 9927 y 9936
7 a 9 *Andalusiella mauthei aegyptiaca* 500x, muestras 9928/28 y 9929



ha podido ser evidenciada en otras áreas de Colombia como por ejemplo en el Sinclinal de Guaduas y en el Valle Superior del Magdalena (GUERRERO *et al.* este volumen). FÖLLMI *et al.* (1992) reconocen la especie *A. polymorpha* (ahora *A. mauthei*) en la parte media del Grupo Guadalupe en Sutatausa. La importancia bioestratigráfica en estas áreas del género *Andalusiella* es muy evidente para diferenciar el Campaniano Temprano, el Campaniano Tardío y el Maastrichtiano.

La Revisión al género *Andalusiella* efectuada por MASURE *et al.* (1996), por una lado permite definir claramente las dos especies que se presentan en Colombia, contrastada con la variedad más amplia que se puede reconocer en el NW de Africa. Por otra parte siendo *A. mauthei* la especie más universal, es reportada en Africa como indicativa del Maastrichtiano Tardío y coexistente con *A. Gabonensis*, especie considerada restringida al W de Africa, sin que se vea una evidente dispersión bioestratigráfica como ahora es reportado en este trabajo, donde dicho grupo permite suponer una apreciable importancia bioestratigráfica (fig.6).

Género *Cerodinium* (Vozzhennikova 1963) Lentin & Williams 1987

Cerodinium diebellii (Alberti 1959) Lentin & Williams 1987
Lámina 7 fig. 1

1980 *Deflandrea diebeli* May lam. 8 figs.9,10,15,16
1983 *Ceratiopsis diebellii* Bujak & Davies Lam. 8 fig. 4

Comentario: La primera aparición de *C. Diebellii* en la sección estudiada, se registra en la Formación Lodolitas de Aguacaliente o base del Campaniano Tardío y su última ocurrencia en la parte media de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno del Maastrichtiano Temprano.

Cerodinium granulostriatum (Jain & Millepieid 1973)
Lentin & Williams 1987
Lámina 7 fig. 2

1973 *Senegalinium granulostriatum* Jain & Millepieid
Lam.1 figs.7-11, lam.2 fig.18, lam.3 fig.29
1975 *Deflandrea granulostriatum* Herngreen
Lam.3 figs.11,12
1982 *Senegalinium granulostriatum* Rauscher &
Doubinger, p.102
1984b *Phelodinium boloniense* Schrank
Lam.1 fig.1
1985 *Senegalinium granulostriatum* Schrank & Perch-
Nielsen Lam.1 fig.1
1987 *Senegalinium granulostriatum* Schrank

Lam.7 figs. 6,10
1988 *Senegalinium granulostriatum* Schrank
Lam.2 figs.5,6, Lam.3 figs. 1,3,5,7,8

Comentario: *C. granulostriatum* registra su primera aparición en la parte superior de la Formación Arenitas de San Antonio (parte superior del Campaniano Temprano) y su última ocurrencia se da hacia el contacto superior de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (Límite Campaniano/Maastrichtiano). Esta especie presenta gran similitud con *Senegalinium boloniense* de RIEGEL (1974), posteriormente redefinida como *Phelodinium boloniense* por RIEGEL & SARJEANT (1982). Apreciaciones similares han sido efectuadas por SCHRANK (1984b, 1988 y SCHRANK & PERCH-NIELSEN (1985), quienes mantuvieron el nombre original. En Venezuela HELENES *et al.* (1998) mencionan *C. boloniensis* para el Maastrichtiano indiferenciado, pudiendo tratarse de la misma especie aquí discutida.

Género *Palaeocystodinium* Alberti 1961

Palaeocystodinium australinum (Cookson) Lentin & Williams 1976
Lámina 7 fig. 3

1987 *Palaeocystodinium australinum* Schrank
Lam.7 figs. 12

Género *Senegalinium* Jain & Millepieid 1973

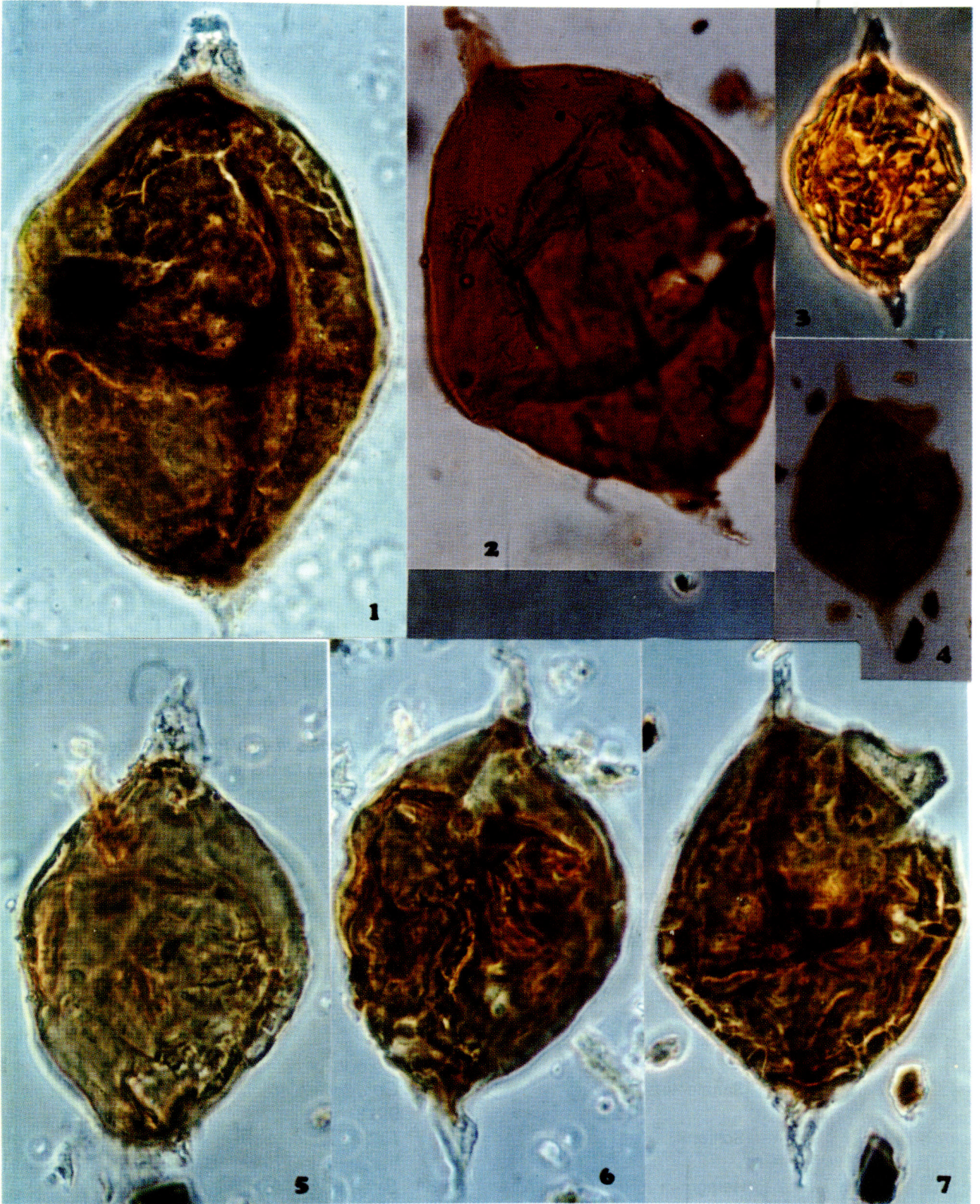
Senegalinium bicavatum Jain & Millepieid 1973
Lámina 7 figs. 4 a 8

1973 *Senegalinium bicavatum* Jain & Millepieid
Lam.1 figs.1-4
1975 *Deflandrea bicavatum* Herngreen
Lam.3 figs.9-10
1982 *Senegalinium bicavatum* Rauscher & Doubinger
Lam.2 fig.6
1987 *Senegalinium bicavatum* Schrank
Lam.7 figs.13,14
1988 *Senegalinium bicavatum* Schrank
Lam. 1 figs.7,9, Lam. 2 figs.1-2, Lam. 4 fig.3

Comentario: Registra su primera aparición en la parte media de la Formación Lodolitas de Aguacaliente (parte

LAMINA 6

1 *Andalusiella mauthei aegyptiaca* 1000,
muestra 9928
2 a 7 *Andalusiella mauthei punctata* 1200x, 500x y
1200x, muestra 9921



superior del Campaniano Tardío) y su última ocurrencia en el sector inferior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno o base del Maastrichtiano. Es una especie de ocurrencia común en el paleocinturón de aguas tropicales, en la cuenca periférica norte africana en Senegal, Gabón, Egipto y Sudán. La posición estratigráfica dada por SCHRANK (1987, 1988) es Campaniano Tardío; JAIN & MILLEPIED (1973) la refieren al Campaniano – Maastrichtiano Temprano.

Género *Spinidinium* (Cookson & Eisenack 1962) Lentin & Williams 1976
Lámina 7 fig. 9

Género *Trithyrodinium* (Drugg 1967) Marheinecke 1992

II- PALINOFLORA

Los palinomorfos presentes en esta sección estratigráfica fueron descritos en detalle en SARMIENTO (1992b) y para mayor información se recomienda referirse a dicho trabajo.

Buttinia andreevii Boltenhagen, 1967
Lámina 8 fig. 1

- 1965 *Incertae sedis* S.231 Jardiné & Magloire
Lam.5 fig.8
- 1967 *Buttinia andreevi* Boltenhagen
Lam.2 figs.5-7
- 1968 *Buttinia andreevi* Germeraad, Hopping & Muller
Lam.11 figs 2,3
- 1972 *Buttinia andreevi* Solé de Porta
Lam.4 figs.7,8
- 1974 *Buttinia andreevi* Regali, Uesugui & Santos
Lam.11 fig.4
- 1975 *Buttinia andreevi* Herngreen
Lam.1. fig.7
- 1980 *Buttinia andreevii* Boltenhagen
Lam.1 fig.13
- 1981 *Buttinia andreevi* Herngreen & Chlonova
Lam.2 fig.3
- 1989 *Buttinia andreevi* Dueñas
Lam. fig.4
- 1989 *Buttinia andreevii* Kaska
Lam.2 fig.10
- 1992b *Buttinia andreevi* Sarmiento
Lam.11 fig.7 y 8
- 1994 *Buttinia andreevi* Schrank Lam.9 Figs.9-11 y 14-16,
Lam.14 figs.10,11.
- 1996 *Buttinia andreevi* Herngreen, Kedves, Rovnina & Smirnova Lam.3. fig.6

Comentario: Esta especie, aunque se observó en la

sección estudiada restringida a la Formación Guaduas del Maastrichtiano Tardío, también ha se ha reportado en la Formación La Tabla y en la Formación Seca en el Sinclinal de Guaduas, que corresponden a la parte superior del Maastrichtiano Temprano y Tardío. *B. andreevii* se registra en el Maastrichtiano de Senegal (JARDINÉ & MAGLOIRE 1965), Nigeria (GERMERAAD *et al.* 1968), Gabón (BOLTENHAGEN 1967,1980), Area del Caribe (GERMERAAD *et al.* 1968, SOLÉ DE PORTA 1972, MULLER *et al.* 1987, SARMIENTO 1992b) y Norte de Brasil (REGALI *et al.* 1974, HERNGREEN 1975). En Colombia solo ha sido reportado en el Maastrichtiano. Algunos autores le dan un rango más amplio (Campaniano - Maastrichtiano) entre ellos SCHRANK (1994) en Somalia y KASKA (1989) en Sudán pero el primer autor se refiere a una asociación donde esta especie ocurre en el Maastrichtiano.

Clavatriletes mutisii (Van der Hammen 1954) Sarmiento 1992b
Lámina 8 fig. 2

- 1954 *Triletes mutisi* Van der Hammen
Lam. 17 fig. 4
- 1992 *Clavatriletes mutisii* Sarmiento
Lam. 1 figs. 1 y 2

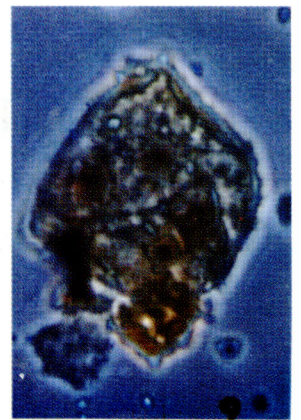
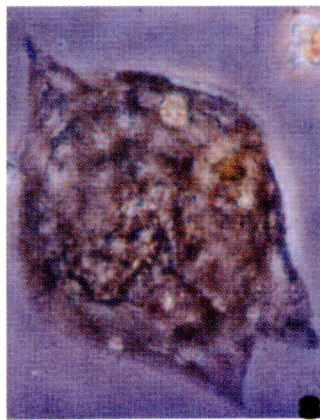
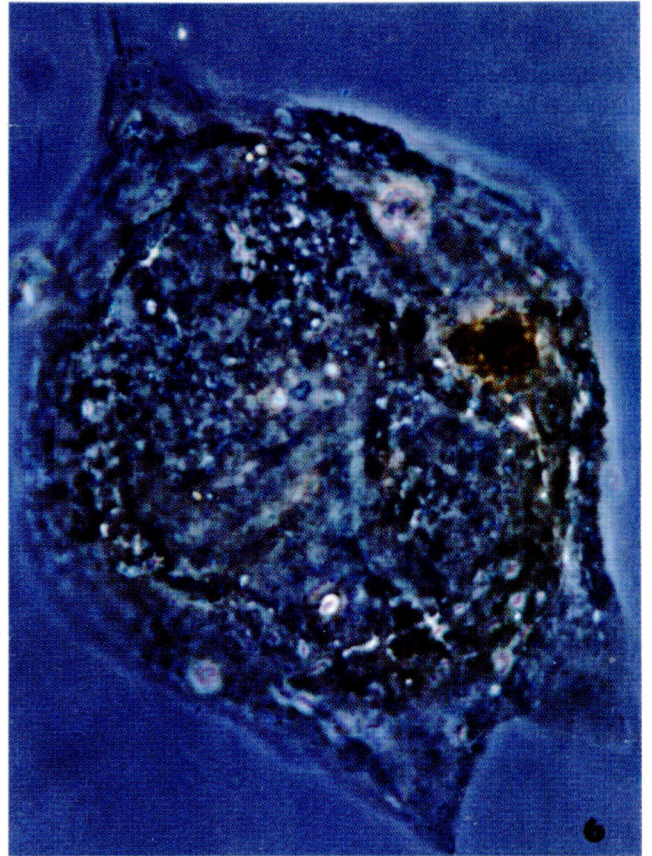
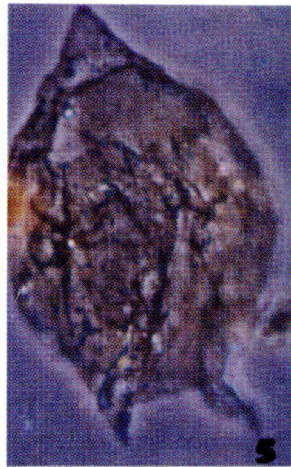
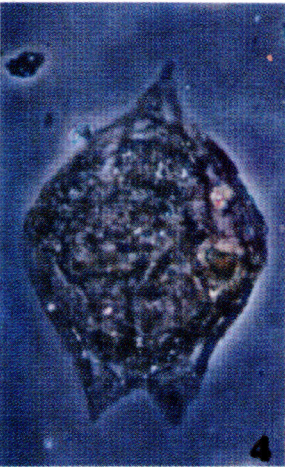
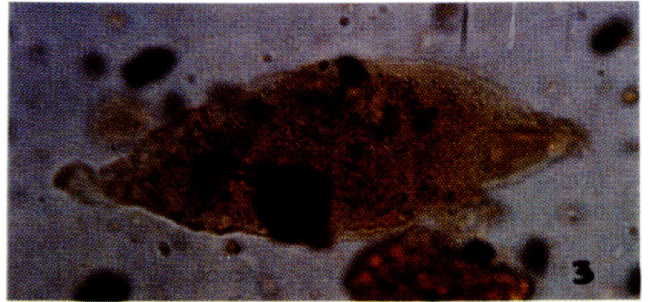
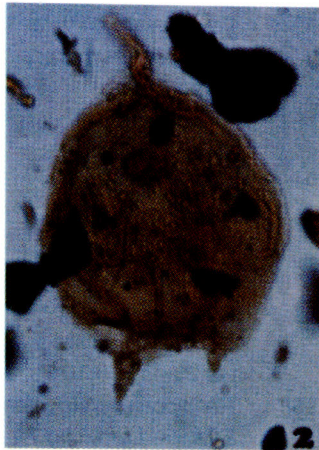
Gemmatriletes sp.
Lámina 8 fig. 3

Echitriporites trianguliformis Van Hoeken-Klinkenberg 1964

- 1964 *Echitriporites trianguliformis* Van Hoeken-Klinkenberg Lam.3 fig.7
- 1968 *Echitriporites trianguliformis* Germeraad, Hopping & Muller Lam.9 figs.1,2
- 1974 *Echitriporites trianguliformis* Regali, Uesugui & Santos Lam.16 fig.15
- 1984a *Echitriporites trianguliformis* Schrank
Lam. 3 figs. 3,4
- 1992b *Echitriporites trianguliformis* Sarmiento

LAMINA 7

- 1 *Cerodinium diebellii* 400x, muestra 9927
- 2 *Cerodinium granulostriatum* 500x, muestra 9913
- 3 *Palaeocystodinium australinum* 500x, muestra 9930
- 4 a 8 *Senegalinium bicavatum* 500x y 1200x, muestras 9925 (fig.7) y 9927
- 9 *Spinidinium* sp. 500x, muestra 9917



- Lam.7 figs.3,5,7
 1987 *Echitriporites trianguliformis* Schrank
 Lam.12 figs. 19 y 20
 1994 *Echitriporites trianguliformis* Schrank
 Lam.9 figs.1-3, Lam.14 figs.4,5

Comentario: La primera aparición de esta especie se da en la base de la Formación Guaduas. Es común en toda la unidad en Sutatausa (SARMIENTO 1992b), y su última ocurrencia es reportada en el Eoceno (GERMERAAD *et al.* 1968, REGALI *et al.* 1974, MULLER *et al.* 1987, SCHRANK 1994).

***Echitriporites* sp.A**

Lámina 8 figs. 4 y 7

Comentario: Este grupo de palinomorfos, caracterizados por su forma triangular con poros en los extremos los cuales generalmente presentan un anulus y una escultura equinada, presenta similitud con *E. trianguliformis*. Sin embargo el desarrollo de espinas en *E. trianguliformis* es mayor, aspecto que se percibe claramente, cuando se registra la primera aparición de dicha especie. *E. sp.A* es similar, igualmente, con *Proteacidites* sp. S.Cl. 1 de JARDINÉ & MAGLOIRE (1965).

***Periretisyncolpites giganteus* Kieser & Jan Du Chéne 1979**

- 1979 *Periretisyncolpites giganteus* Kieser & Jan Du Chéne Lam.1 figs.1-4. Lam.3 figs.1,2
 1987 *Periretisyncolpites giganteus* Schrank Lam.11 figs. 17,18
 1992b *Periretisyncolpites giganteus* Sarmiento Lam.10
 1993 *Periretisyncolpites giganteus* Edet & Nyong Lam.2 fig. 9
 1993 *Periretisyncolpites giganteus* Schrank Lam.8 figs. 8,9

Comentario: Esta especie se reconoció en la parte superior de la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno, aunque en Sutatausa es característica de la Formación Guaduas y es ampliamente discutida en SARMIENTO (1992b).

***Proxapertites humberoides* (Van der Hammen 1954) Sarmiento 1992**
 Lámina 8 fig. 5

- 1954 *Monocolpites humberoides* Van der Hammen Lam.5 fig.1
 1971 *Foveomorphomonocolpites humberoides* Solé

de Porta

- 1984 *Vermifoveopollenites proxapertitoides* Salami
 1987 *Proxapertites maracaiboensis* Muller, Di Giacomo & Van Erve
 1987 *Proxapertites* cf. *curis* Schrank Lam.11 fig.5
 1992b *Proxapertites humberoides* Sarmiento Lam.4 fig.8

Retidiporites magdalenensis

- 1966 *Retidiporites magdalenensis* Van der Hammen & García Figs.9,10
 1968 *Retidiporites magdalenensis* Germeraad, Hopping & Muller Lam.5 fig.7
 1971 *Retidiporites magdalenensis* Wymstra Lam.1 figs1,2
 1974 *Retidiporites magdalenensis* Regali, Uesugui & Santos Lam.16 fig.20
 1981 *Retidiporites magdalenensis* Herngreen & Chlonova Lam.12 fig.1
 1987 *Retidiporites magdalenensis* Schrank Lam.12 fig.30
 1992b *Retidiporites magdalenensis* Sarmiento Lam.6 fig.9
 1994 *Retidiporites magdalenensis* Schrank Lam.9 figs.6,8

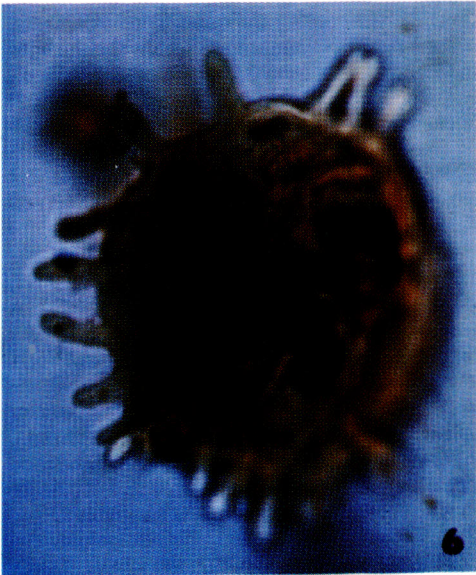
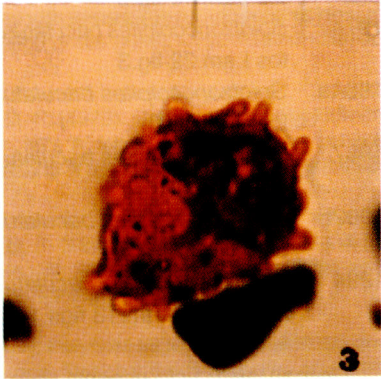
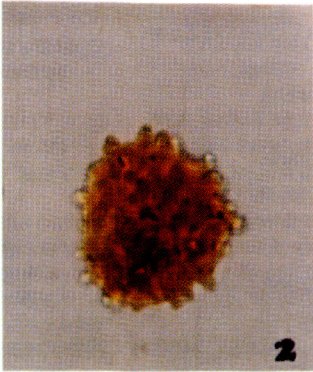
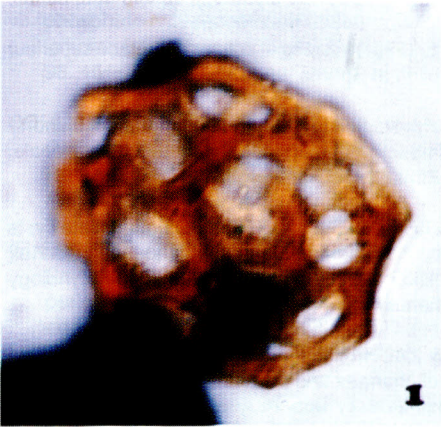
Género *Spinizonocolpites* Muller 1968

***Spinizonocolpites baculatus* Muller 1968**
 Lámina 8 fig. 6

- 1965 Incertae sedis S. Cl.204 Jardiné & Magloire Lam.5 fig.5
 1968 *Spinizonocolpites baculatus* Muller Lam.3 fig.2
 1968 *Spinizonocolpites baculatus* Germeraad, Hopping & Muller Lam.4 fig.2
 1974 *Spinizonocolpites echinatus* Regali, Uesugui &

LAMINA 8

- 1 *Buttinia andreevii* 1000x, muestra 9938
 2 *Clavatriletes mutisii* 1000x, muestra 9937
 3 *Gemmatriletes* sp. 1200x, muestra 9910
 4 y 7 *Echitriporites* sp.A 1200x, muestra 9921 y 9924
 5 *Proxapertites humberoides* 1200x, muestra 9936
 6 *Spinizonocolpites baculatus* 1200x, muestra 9938
 8 *Ulmoideipites krempii* 1200x, muestra 9941



- San tos Lam.15 fig.3
 1974 *Spinizonocolpites baculatus* Regali, Uesugui & Santos Lam.22 fig.3
 1984a *Spinizonocolpites baculatus* Schrank Lam.3 fig.6
 1987 *Spinizonocolpites baculatus* Schrank Lam.10 fig.16
 1992b *Spinizonocolpites baculatus* Sarmiento Lam.5 fig.2
 1994 *Spinizonocolpites baculatus* Schrank Lam.11 figs.19,20, Lam.13 figs.1,2

Comentario: Esta especie en la sección estudiada registra su primera aparición en la Formación Arenitas de San Luis de Gaceno del Maastrichtiano Temprano. Su última ocurrencia ha sido reportada en la parte superior de la Formación Guaduas del Paleoceno Temprano (SARMIENTO 1992b).

***Spinizonocolpites echinatus* Muller 1968**

- 1968 *Spinizonocolpites echinatus* Muller Lam.3 fig.3
 1968 *Spinizonocolpites echinatus* Germeraad, Hopping & Muller Lam.4 fig.3
 1981 *Spinizonocolpites echinatus* Hemgreen & Chlonova Lam.13 fig.5
 1987 *Spinizonocolpites echinatus* Schrank Lam.10 fig.14
 1989 *Spinizonocolpites echinatus* Dueñas Lam.1 fig.2
 1992b *Spinizonocolpites echinatus* Sarmiento Lam.5 fig.1 y 2
 1993 *Spinizonocolpites echinatus* Edet & Nyong Lam.2 fig. 8
 1994 *Spinizonocolpites baculatus* Schrank Lam.7 figs.1-3

***Ulmoideipites krempii* (Anderson 1960) Elsik 1960**
 Lámina 8 fig. 8

- 1968 *Ulmoideipites krempii* Elsik
 1974 *Ulmoideipites krempii* Regali, Uesugui & Santos Lam.14 figs. 6 y 7
 1992b *Ulmoideipites krempii* Sarmiento Lam. 7 figs. 4 y 7

REFERENCIAS

ABDEL-KIREEM, E.M.R., SCHRANK, E., SAMIR, A.M. & IBRAHIM, M.I.A. (1996): Cretaceous palaeoecology, palaeogeography and palaeoclimatology of the northern Western Desert, Egypt.- *Journal of African Earth Sciences* 22 (1): 93-112, Oxford.

AURISANO, R.W. (1989): Upper Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy of the subsurface Atlantic coastal plain of New

Jersey and Delaware, U.S.A.- *Palynology*, 13:143-179, Dallas.

BOLTENHAGEN, E. (1967): Spores et pollen du Crétacé supérieur du Gabon.- *Pollen et Spores*, 9(2): 335-356, Paris.

_____ (1980): Palynologie du Crétacé supérieur du Gabon.- *Mémoires de la Section des Sciences. Bibliothèque Nationale, Paris.* 164 p. Paris.

BRINKHUIS, H. & LEEREVELD, H., (1988): Dinoflagellate cysts from the Cretaceous / Tertiary boundary sequence of El Kef, northwest Tunisia.- *Review of Palaeobotany and Palynology* 56: 5-19, Amsterdam.

BRINKHUIS, H. & ZACHARIASSE W.J. (1988): Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia.- *Marine Micropaleontology* 13: 153-191, Amsterdam.

BUJAK, J.P. & DAVIES, E.H. (1983): Modern and fossil Peridiniineae.- *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions series* 13, 203 p. Dallas.

CLARKE, R. F. A. & VERDIER, J. P. (1967): An investigation of microplankton assemblages from the chalk of the Isle of Wight, England.- *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, ADF. Natuurkunde. Eerste Reeks* 24 (3): 1-96, Amsterdam.

COOKSON, I. & EISENACK, A. 1970. Cretaceous microplankton from the Eucla Basin, Western Australia.- *Proc. Roy. Soc. Vict.* 83, p. 137 - 157.

DUEÑAS, H. (1989): Asociaciones palinológicas de las Formaciones Colón y Molino nor-oriente Colombiano.- 6 Reuniao Paleobotanicos e Palinólogos, Sao Paulo, Brasil.

EVITT, W.R., CLARKE, R. A., & VERDIER, J. P. (1967): Dinoflagellate studies III. *Dinogymnium acuminatum* n. gen., n. sp. (Maastrichtian) and other fossils formerly referable to *Gymnodinium* Stein.- *Stanford University Publications Geological Sciences* 10 (4): 1-27, Stanford.

EDET, J.J. & NYONG, E.E. (1993) Depositional environments, sea level history and palaeobiogeography of the late Campanian-Maastrichtian on the Calabar flank, SE Nigeria.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102: 161-175, Amsterdam.

FASOLA, A. & PAREDES, I. (1991): Late Cretaceous palynological assemblages from El Furrial Area Wells.- *INTEVEP*, 11(1): 3-14, Caracas.

FENSONE, R.A., TAYLOR, F.J.R., NORRIS, G., SARJEANT, W.A.S. WHARTON, D.I. & WILLIAMS, G.L. (1993): A classification of fossil and living dinoflagellates.- *Micropaleontology, Special Publication*, 7: 1-351, New York.

FENSONE, R.A., RIDING, J.B. & TAYLOR, F.J.R. (1996): Chapter 6. Dinoflagellates. In: Jansonius, J. & MCGREGOR, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications.*- *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 1:* 107-160, Utah.

FÖLLMI, K. B., GARRISON, R.E., RAMIREZ, P.C., ZAMBRANO,

- F., KENNEDY, W.J. & LEHNER, B.L. (1992): Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 93: 151-182, Amsterdam.
- GERMERAAD, J.H., HOPPING, C.A. & MULLER, J. (1968) Palynology of Tertiary sediments From Tropical Areas.- Review of Palaeobotany and Palynology 6: 189-348, Amsterdam.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996): Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera.- Geología Colombiana 20, p.3-66, Bogotá.
- GUERRERO, J., SARMIENTO, G. & NAVARRETE, R. (2000): The Stratigraphy of the W Side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of Selected Areas and Type Localities Including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras.- Geología Colombiana 25, p. 45-110, Bogotá.
- HAQ, B.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and sea level change.- In Wilgus et al. (eds.) Sea level Changes: an integrated approach. Society of Economic, Paleontologist and Mineralogists, Special Publication 42: 71-108, Tulsa.
- HELENES, J., DE GUERRA, C. & VASQUEZ, J. (1998): Palynology and chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas Area, Western Venezuela.- American Association of Petroleum Geologists Bulletin 82 (7): 1308-1328, Tulsa.
- HERNGREEN, G.F.W. (1975): Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil.- Mededelingen Rijks Geologische Dienst 26 (3): 39-91, Haarlem.
- HERNGREEN, G.F.W. and CHLONOVA A.F. (1981): Cretaceous microfloral provinces.- Pollen et Spores, 23, No. 3-4: 441-555, Paris.
- HERNGREEN, G.F.W., EILLEBRECHT, A.T.J.M., GORTEMAKER, R.E, REMMELTS G., SCHUURMAN, H.A.H.M. & VERBEEK, J.W. (1996): Upper Cretaceous Chalk Group stratigraphy near the Isle of Texel, the Netherlands (a multidisciplinary approach).- Mededelingen Rijks Geologische Dienst 56: 1-63, Haarlem.
- HERNGREEN, G.F.W., KEDVES, M., ROVNINA, L.V. & SMIRNOVA, S.B. (1996): CHAPTER 29C. Cretaceous palynofloral provinces: A review.- In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (ed.), Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol. 1: 107-160, Utah.
- HOEK, R.P., ESHET, Y. & ALMOGI-LABIN, A. (1996): Dinoflagellate cyst zonation of Campanian-Maastrichtian sequences in Israel.- Micropaleontology 42 (2): 125-150, New York.
- IOANNIDES, N. S. (1986): Dinoflagellate cyst from Upper Cretaceous-Lower Tertiary sections, Arctic Archipelago.- Geological Survey of Canada. Bulletin 371: 1-97, Ottawa.
- JAIN, K.P. (1977): Morphologic reinterpretation of some *Dinogymnium* species with remarks on palaeogeographic and stratigraphic distribution of the genus.- The Palaeobotanist, 24: 132-139
- JAIN, K.P. & MILLEPIED, P. (1973): Cretaceous microplankton from Senegal Basin, NW. Africa. Part I. Some new genera species and combinations of dinoflagellates.- Palaeobotanist. 20 (1): 22-32.
- JAIN, K.P. & MILLEPIED, P. (1975): Cretaceous microplankton from Senegal Basin, W. Africa. Part II. Systematic and biostratigraphy.- Geophytology 5 (2): 126 -171.
- JAN DU CHENE, R. (1977): Palynostratigraphie (Maastrichtien – Eocène inférieur) des Flyschs du Schlieren (Canton d'Obwald, Suisse centrale).- Rev. Micropaléont. 20 (3): 147-156.
- JAN DU CHENE, R., MASURE, E., BECHELER, I., BIFFI, U., DE VAINS, G., FAUCONNIER, D., FERRARIO, R., FOUCHER, J., GAILLARD, M., HOCHULI, P., LACHKAR, G., MICHOUX, D., MONTIEL, E., MORON, J., RAUSCHER, R., RAYNAUD, J., TAUGOURDEAU, J. & TURON, J. (1986): Guide pratique pour la détermination de kistes de Dinoflagellés: le complexe *Gonyualacysta*.- Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 479 p., Pau.
- JARAMILLO, C. & YEPES, O. (1994): Palinoestratigrafía del Grupo Olini (Coniaciano-Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia.- En: Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, XVII I-8, Bogotá.
- JARDINE, S. & MAGLOIRE, L. (1965): Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de Cote d'Ivoire.- Memoir BRGM 32: 187-245, Paris.
- KASKA, H. V (1989): Spore and pollen zonation of Early Cretaceous to Tertiary nonmarine sediments of Central Sudan.- Palynology 13: 79-90, Dallas.
- KEISER, G. et DU CHENE, R. J., 1979.- *Periretysyncolpites* n. gen. et *Terscissus* Tschudy 1970, grands pollen syncolpes du Maastrichtien du Senegal et du Nigéria.- Revista Española de Micropaleontología 11 (2). 321-334, Madrid.
- LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L. (1980): Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans.- American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Contribution Series 7: 1-47, Dallas.
- LENTIN, J. K. & VOZZHENNIKOVA, T.F. (1990) Fossil dinoflagellates from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of the USSR. A re-study.- American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions series 23, p.i-v, 1-221, Dallas.
- MALLOY, R.E. (1972): An Upper Cretaceous dinoflagellate cyst lineage from Gabon, West Africa.- Geoscience and Man 4: 57-65, Dallas.
- MAY, F.E. (1975): Functional morphology, Paleoecology, and systematic of *Dinogymnium* test.- Palynology 1: 103-121, Dallas.

- MAY, F.E. (1980): Dinoflagellate cyst of the Gymnodiniaceae, Peridiniaceae, and Gonyaulacaceae from the Upper Cretaceous Mommouth Group, Atlantic Highlands, New Jersey.- *Paleontographica* Abt. B 172: 10-116, Stuttgart.
- MULLER, J. (1968): Palynology of the Pedawan and Plateau Sandstone Formations (Cretaceous – Eocene) in Sarawak, Malaysia. *Micropaleontology* 14(1): 1-37, New York.
- MULLER, J. DI GIACOMO, E. & VAN ERVE, A.W. (1987): A palynological Zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of Northern South America.- American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Contribution Series 19: 7-76, Dallas.
- MASURE, E., TEA, J. & YAO, R. (1996): The dinoflagellate *Andalusiella*: emendation of the genus, revision of species, *A. Ivoirensis* Masure, Tea and Yao, *sp. nov.*- Review of Palaeobotany and Palynology 91: 171-186, Amsterdam.
- MORA, A., VENEGAS, D. & VERGARA, L. (1998): Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario inferior en el sector norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento de Caquetá, Colombia.
- PRÖSSL, K. F. (1992): Preliminary results of palynological investigations on the Cretaceous of Colombia, South America.- Review of Palaeobotany and Palynology, 71: 255-268, Amsterdam.
- PREVOT, L., LUCAS, J. & DOUBINGER, J. (1979): Une correspondance entre le contenu palynologique et la composition minéralogique et chimique d'une série phosphatée sédimentaire (Ganntour, Maroc).- *Sciences Géologiques Bulletin*, 32 (1-2): 69-90, Strasbourg.
- PRINCE, I.M, JARVIS, I.B. & BRUCE A. TOCHER, A. (1999): High-resolution dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Santonian–basal Campanian (Upper Cretaceous): new data from Whitecliff, Isle of Wight, England.- Review of Palaeobotany and Palynology 105: 143-169, Amsterdam.
- RAUSCHER, R. & DOUBINGER, J. (1982): Les dinokystes du Maestrichtien phosphatés au Maroc.- *Sciences Géologiques Bulletin* 35: 97-116, Strasbourg.
- REGALI, M.S.P., UESUGUI, N. SANTOS, A. (1974): Palinología dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil (I)(II).- *Boletim Técnico da Petrobrás*, 17(3)(4): 177-191 / 263-301, Rio de Janeiro.
- REIGEL, W. (1974): New forms of organic-walled microplankton from an Upper Cretaceous assemblage in southern Spain.- *Revista Española de Micropaleontología* 4 (3). 347-366, Madrid.
- REIGEL, W. & SARGEANT, W.A.S. (1982): Dinoflagellate cysts from the Upper Cretaceous of southern Spain: new morphological and taxonomic observations.- *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* : 162 (3) 286-303, Stuttgart.
- SALAMI, M.B. (1984): Three new sporomorph form genera from the late cretaceous and Paleogene of southwestern Nigeria.- *Grana* 23: 163-166.
- SALVADOR, A (1994): International stratigraphic guide, second edition.- International Union of Geological Sciences and Geological Society of America, Inc, 214 p. Boulder.
- SARMIENTO, G. (1992a) Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas.- *Bol. Geol. Bogotá*, 32 (1): 1-44, *Boletín Geológico* 32 (2): 45-126, Bogotá.
- _____ (1992b): Palinología de la Formación Guaduas (Estratigráfica y Sistemática).- *Boletín Geológico* 32 (2): 45-126, Bogotá.
- _____ (1994): Cap. 3. Paleocología de la Formación Guaduas.- En: *Estratigrafía, Palinología y Paleocología de la Formación Guaduas (Maestrichtiano - Paleoceno; Colombia)*. *Boletín Geológico, Publicación Especial* 20: 127-164, Bogotá.
- _____ (1994): Cap. 4. Visión Regional de la Formación Guaduas.- En: *Estratigrafía, Palinología y Paleocología de la Formación Guaduas (Maestrichtiano - Paleoceno; Colombia)*. *Boletín Geológico, Publicación Especial* 20: 165-180, Bogotá.
- SCHRANK, E. (1984a): Organic -walled microfossils and sedimentary facies in the Abu Tartur Phosphates (late Cretaceous, Egypt).- *Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen* 50: 177-187, Berlin.
- _____ (1984b): Organic-geochemical and palynological studies of a Dakhla Shale profile (Late Cretaceous) in southeast Egypt. Part A: Succession of microfloral and depositional environment.- *Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen* 50: 189-207, Berlin.
- _____ (1987): Paleozoic and Mesozoic palynomorphs from northeast Africa (Egypt and Sudan) with special reference to Late Cretaceous pollen and dinoflagellates.- *Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen* 75 (1): 249-310, Berlin.
- _____ (1988): Effects of Chemical processing on the preservation of peridinioid dinoflagellates: a case from the late Cretaceous of NE Africa.- Review of Palaeobotany and Palynology 56: 123-140, Amsterdam.
- _____ (1991): Mesozoic palynology and continental sediments in NE Africa (Egypt and Sudan) - a review.- *Journal of African Earth Sciences* 12 (1-2): 363-373, Oxford.
- _____ (1992): Nonmarine Cretaceous correlation in Egypt and northern Sudan: palynological and palaeobotanical evidence.- *Cretaceous Research* 13: 351- 368, London.
- _____ (1994): Palynology of the Yesomma Formation in northern Somalia: A study of pollen, spores and associated phytoplankton from the Late Cretaceous Palmae Province.- *Paleontographica* Abt. B 231: 63-112, Stuttgart.
- SCHRANK, E. & IBRAHIM, M. A. (1995): Cretaceous (Aptian-Maastrichtian) palynology of foraminifera dated wells (KRM-1, AG-18) in northwestern Egypt.- *Berliner Geowissenschaftlichen Abhandlungen* 177 (1): 1-44, Berlin.
- SCHRANK, E. & PERCH-NIELSEN, K. (1985): Late Cretaceous palynostratigraphy in Egypt with comments on Maastrichtian and Early Tertiary Calcareous Nannofossils.- *Newsl. Stratigr.* 15 (2): 81 -99, Berlin.
- SOLE DE PORTA, N. (1971): Algunos géneros nuevos de polen procedentes de la Formación Guaduas (Maestrichtiense-Paleoceno) de Colombia.- *Studia Geologica* 2: 133-143. Salamanca.

- _____ (1972): Palinología de la Formación Cimarrona (Maastrichtiense) en el Valle Medio del Magdalena, Colombia.- *Studia Geologica* 4: 103-142. Salamanca.
- SONCINI, M. & RAUSCHER, R. (1988): Associations de dinokystes du Maastrichtien-Paléocène phosphaté au Maroc.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 12 (1): 427-450, Pau.
- SONCINI, M. & RAUSCHER, R. (1990): Morphologies particulières chez les dinokystes des genres *Isabelidium*, *Manumiella* et *Dinogymnium* dans les phosphates Maastrichtiens et Paléocènes du Maroc.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 14 (1): 583-596, Pau.
- STOVER, L.E., BRINKHUIS, H., DAMASSA, S.P., de VERTEUIL, L., HELBY, R.J., MONTEIL, E., PARTRIDGE, A.D., POWELL, A.J., RIDING, J.B., SMELROR, M & WILLIAMS, G.L. 1996: Chapter 19. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes.- In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Vol.2 p.641-750, Texas.
- TCHEGLIAKOVA, N., SARMIENTO, G. & GUERRERO, J. (1997): Bioestratigrafía y Paleoecología de los foraminíferos bentónicos de la Formación Chipaque y el Grupo Guadalupe. Turoniano-Maastrichtiano del Piedemonte Llanero de los Andes Colombianos.- *Geología Colombiana* 22: 103-119, Bogotá.
- TRAVERSE, A. 1988. *Paleopalynology*.- Unwin Hyman, 600p, Boston.
- VAN DER HAMMEN, Th. (1954): El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos, I. Maastrichtiano hasta Terciario más inferior.- *Boletín Geológico* 2 (1): 49-196, Bogotá.
- _____ (1957): Periodicidad climática y evolución de floras suramericanas del Maastrichtiano y del Terciario.- *Boletín Geológico* 5 (2): 5-48, Bogotá.
- VAN DER HAMMEN, Th. & GARCIA DE MUTIS, C., (1966): The Paleocene Pollen Flora of Colombia.- *Leidse Geologische Mededelingen*, 35: 105-116, Leiden.
- VAN HOEKEN-KLINKENBERG, P.M.J. (1964): A Palynological investigation of some Upper Cretaceous sediments in Nigeria.- *Pollen et Spores* 4 (1), Paris.
- VERGARA, L. (1997) Stratigraphy, Foraminiferal Assemblages and Paleoenvironments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. (Part I).- *Journal of South American Earth Sciences* 10 (2): 111-132, Oxford.
- WILLIAMS, G. L. & BRIDEAUX, W.W. (1975): Palynological analyses of Upper Mesozoic and Cenozoic rocks of the Grand Banks, Atlantic continental margin.- *Geological Survey of Canada* 236: 163p, Ottawa.
- WILLIAMS, G. L. & BUJAK, J.P. (1985): Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates.- In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (ed.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, p. 847-964, Cambridge.
- WILLIAMS, G. L., STOVER, L. E. & KIDSON, E. J. 1993: Distribution of some of biostratigraphically significant Cenozoic and Mesozoic dinoflagellates in the Northern Hemisphere.- *Geological Survey of Canada, Paper 92-10*: 1-137, Ottawa

Manuscrito recibido, Julio de 2000