

**Palinología de las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente (Aptiano-Albiano,
Santander, Colombia): Bioestratigrafía y paleoambientes**

Cindy Johanna Pacheco Torrado

Trabajo de grado para optar al título de Geóloga

Director

Victor Manuel Caballero Ortíz

Geólogo, *MsC.*

Co-director

Andrés Pardo Trujillo

Geólogo, *Ph. D*

Universidad Industrial De Santander

Facultad De Ingenierías Físico-Químicas

Escuela De Geología

Bucaramanga

2017

*A Dios, por ser el mejor maestro,
director y ayudador a lo largo de toda mi vida.*

*A mis padres Fernando y Ruth,
por su cariño, confianza y apoyo incondicional.*

*A mis apreciados hermanos,
por su valiosa compañía y amor.*

Agradecimientos

La autora expresa sus agradecimientos a:

Mi fiel compañero de almuerzos, Carlos Giraldo por sus comentarios e indicaciones.

El profesor Victor Manuel Caballero por ser tan comprensivo, incondicional, excelente mentor y guiarme con tanta paciencia en todo éste proceso.

El profesor Andrés Pardo Trujillo por compartirme sus conocimientos, abrir las puertas del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES) para llevar a cabo el presente trabajo y ser un gran maestro en el ámbito académico y personal.

Andrés David Díaz Jaramillo por todo el tiempo que me tuvo que soportar, por la colaboración en la elaboración de gráficos, por los comentarios y asesorías académicas, por brindarme su confianza, amistad y orientarme en tantos temas como sea posible imaginar, por las salidas a caminar y sobre todo por no olvidarme.

Angelo Plata por sus consejos, comentarios, colaboración y asesoría en la realización de los análisis palinológicos y gráficas.

Sandra Milena González Pabón por ser incondicional y darme el ejemplo que me motivó a seguir adelante aún en los momentos en los que creía que ya nada era posible, por ser la mejor amiga y consejera.

Raúl Trejos Tamayo por sus valiosos consejos, las correcciones, sugerencias y por invitarme al seminario y los partidos de futbol.

Todo el equipo de trabajo del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (IIES), por las preparaciones palinológicas y su gran acogida, apoyo, guianza y enseñanzas intelectuales y personales (Johana Rendón, Cony Osorio, Monica Duque, La Joha, Lucney, Albita, Maria Dolly, Don David, Jairo Mauricio Reyes, Sergio Celis, Daniel Jaramillo, el conductor del vehículo con

placa # 911, Edwin, Jonathan, Edwar, Rubén, Claudia, Valentina, Jenny, Cristian Manrique, Juan Pablo Mejía, Juan Pablo Betancour, Darwin, Camilo, Don Gustavo, Jaime Muñoz, Don Francisco, Stephanía, Fabián, Esteban y todos los que no alcanzo a nombrar).

Felipe Vallejo por sus llamados de atención cuando me retrasaba en mis labores académicas y por hacerme reír desde su oficina.

Guillermo Rodríguez por su colaboración en la revisión taxonómica de los microfósiles, sus correcciones y en especial por todo el tiempo que me dedicó para que éste trabajo fuese una realidad.

Olga, Omar y Diego por su ayuda en la revisión de la taxonomía, compartirme sus conocimientos y hacer tan agradables esos momentos en el Icp.

El profesor Francisco Velandia por infundirme el interés por la investigación y ver en mí el potencial para realizar éste tipo de trabajos.

Manuel Paez Reyes por todas sus enseñanzas, su paciencia, su tiempo y por trasmitirme el gusto por la palinología.

Juliana Otero Sequeda por su compañía y apoyo durante todo el proceso que involucró mi paso por la UIS.

Los antropólogos Natalia y Diego, por su compañía durante la preparación de las muestras, ser los mejores compañeros de laboratorio y su valiosa amistad.

Toda mi familia, por su amor, comprensión, motivación y paciencia, y a la familia Gonzalez Pabón, por abrirme las puertas de su casa, darme tanta confianza y el apoyo necesario para que este trabajo fuese llevado a feliz término.

Todos los que no logro enunciar, pero que han sido indispensables durante todo éste proceso.

Tabla de Contenido

Introducción.....	11
1. Planteamiento del problema	12
2. Justificación	12
3. Objetivos.....	14
3.1. Objetivo general	14
3.2. Objetivos específicos.....	14
4. Localización.....	14
5. Marco conceptual.....	15
5.1. Paleopalinología.....	15
5.2. Palinomorfos	16
5.3. Paleogeografía y vegetación durante el Cretácico Temprano	17
6. Antecedentes.....	19
6.1. Zonación palinológica	20
6.2. Consideraciones estratigráficas.....	22
6.2.1. Precretácico.....	22
6.2.2. Cretácico.....	23
7. Metodología.....	28
7.1. Revisión bibliográfica	28
7.2. Fase de campo	28
7.3. Fase de laboratorio	28
7.3.1. Preparación de secciones palinológicas.....	28
7.3.2. Microscopía.....	30

7.4. Identificación de los palinomorfos	31
7.5. Análisis cuantitativos.....	31
7.6. Análisis de la información	32
8. Resultados.....	33
8.1. Abundancia y calidad de los palinomorfos.....	33
8.2. Madurez termal	38
8.3. Asociación palinológica	38
9. Discusión e interpretación	41
9.1. Bioestratigrafía.....	41
9.2. Paleoambientes.....	44
9.2.1. Formación Tibú-Mercedes.....	44
9.2.2. Formación Aguardiente.	46
9.2.3. Formación Capacho.....	46
9.3. Evolución geológica	47
9.3.1. Jurásico Superior-Cretácico más temprano.	47
9.3.2. Barremiano-Aptiano Inferior.	48
9.3.3. Cretácico Superior.....	48
10. Conclusiones	50
11. Recomendaciones.....	51
Referencias Bibliográficas.....	52

Lista de Figuras

<i>Figura 1.</i> Mapa geológico del área de San Andrés y localización del área de estudio y muestras colectadas. Adaptado de Ward et al. (1977).....	15
<i>Figura 2.</i> Tipos más comunes de palinomorfos. Adaptado de Traverse (2007).	17
<i>Figura 3.</i> Configuración de los continentes durante el Aptiano-Albiano. Adaptado de Scootese (2013).	17
<i>Figure 4.</i> (a) Cicadales: <i>Nilssonia sturii</i> (Triásico). Barra = 4 cm. (Taylor, 2009). (b) Bennettitales: Hoja de <i>Pterophyllum lyellianum</i> (Cretácico). Barra = 4 cm (Taylor, 2009). (C) <i>Cycadopites nitidus</i> (Balme) de Jersey 1964 (Narváez, 2009). (d) <i>Bennettitaepollenites regalia</i> Dino, 1994 (Nascimento, 2013).....	18
<i>Figura 5.</i> Niveles de frecuencia relativa de los grupos de polen y esporas más representativos en los conjuntos de la parte superior del Aptiano-Cenomaniano de Brasil. Adaptado de Dino et al. (1999).	19
<i>Figura 6.</i> Distribución de provincias palinoflorísticas de acuerdo con Brenner (1976). Adaptado de Nascimento (2013), p. 62.....	20
<i>Figura 7.</i> Correlación sugerida entre la sección de la Concesión Barco y el E del Macizo de Santander. Adaptado de Notestein et al. 1944.	25
<i>Figura 8.</i> Columna estratigráfica generalizada del área de San Andrés y posición estratigráfica de las muestras usadas para este estudio.....	27
<i>Figura 9.</i> Abundancia relativa de grupos de palinomorfos terrestres en la Fm. Tibú-Mercedes. .34	
<i>Figura 10.</i> Abundancia relativa de grupos de palinomorfos terrestres en la Fm. Aguardiente.....	35
<i>Figura 11.</i> Palinomorfos tomados como referencia para identificar el índice de coloración de Traverse (2007).....	38

<i>Figura 12.</i> Carta de distribución de palinomorfos en la sección San Andrés, quebrada Lisgaura. Columna estratigráfica levantada por Caballero y Sierra (1991).....	40
<i>Figura 13.</i> Correlación con la biozonación palinológica propuesta para el O de África, N de Suramérica y NE de Brazil. Adaptado de Deaf, Harding & Marshall (2014).....	43
<i>Figura 14.</i> Porcentaje de palinomorfos marinos vs. continentales y variación del índice de salinidad a través de la sección. (punto rojo: muestra estéril, punto negro: muestra fértil, polígono azul: % palinomorfos marinos, polígono verde: % palinomorfos continentales).....	45
<i>Figura 15.</i> Esquemas de evolución tectónica de la paleocuenca Cordillera Oriental, durante el Cretácico. Adaptado de Fabre (1983b).	49

Lista de Tablas

Tabla 1. Lista taxonómica de palinomorfos identificados.	36
Tabla 2. Lista de géneros de dinoflegelados (Ubicada en apéndices).....	22
Tabla 3. Lista de ubicación de muestras estudiadas (Ubicada en apéndices).....	24

Lista de Apéndices

Nota: Ver apéndices en carpeta adjunta.

Apéndice A: Descripciones sistemáticas.

Apéndice B: Coordenadas y localización de muestras.

Apéndice C: Láminas fotográficas.

Apéndice D: Tabla general de conteos por muestra.

Introducción

En Colombia, las rocas sedimentarias del Cretácico se encuentran ampliamente distribuidas e incluyen secuencias acumuladas en ambientes marinos (batiales, plataforma, talud continental) y continentales (Gómez et al., 2007). Algunas de éstas litologías corresponden a sucesiones de areniscas y lodolitas (Cáceres et al., 2003), en las cuales es posible encontrar microfósiles de pared orgánica (e.g. polen, esporas, quistes de dinoflagelados, algas, hongos, etc.). Éstos se pueden estudiar para obtener pistas acerca de la vegetación en el pasado, y en conjunto con otros datos, reconstruir la historia paleoambiental y biogeográfica de una región (Traverse, 2007). Por lo anterior, la paleopalinología es una herramienta frecuentemente utilizada en diversas investigaciones estratigráficas, ecológicas y en la geología del petróleo. Esta herramienta ya ha sido empleada para datar secuencias sedimentarias en el área del Piedemonte Llanero (Herngreen & Dueñas, 1990; Guerrero y Sarmiento, 1996), así como en estudios paleoecológicos en las rocas cretácicas del Valle Superior del Magdalena (Mejía-Velásquez, 2007). Sin embargo, en la región de Santander donde afloran unidades con potencial para análisis palinológicos, este tipo de investigaciones son escasas, y por tanto existe incertidumbre en cuanto a su edad y ambientes de depósito.

En la literatura especializada se encuentran pocos reportes sobre los palinomorfos del Cretácico en el N de Colombia. En este trabajo realizado en el Laboratorio de Palinología y Palinofacies del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía (en adelante IIES) de la Universidad de Caldas (en adelante ucaldas) en convenio con la Universidad Industrial de Santander (en adelante UIS), se documenta la asociación palinológica de la sucesión del Cretácico del Flanco Oriental del Macizo de Santander, localizada en el municipio San Andrés, Santander, para tratar de conocer su edad y ofrecer datos acerca del tipo de vegetación y ambientes de depósito.

1. Planteamiento del problema

Los estudios palinológicos realizados en algunas unidades sedimentarias del Cretácico en Colombia (Herngreen & Dueñas, 1990; Guerrero y Sarmiento, 1996), se concentran principalmente en el Piedemonte Llanero, parte central de la cordillera Oriental y Valle Superior del Magdalena. En contraste, para la zona del Macizo de Santander no existen investigaciones comparables. El ambiente de depositación de las rocas Cretácicas en el flanco Este del Macizo de Santander se ha determinado mediante el análisis litofacial (Caballero y Sierra, 1991), pero existe una gran incertidumbre en cuanto a su rango temporal y condiciones paleoambientales específicas. Se hace necesario entonces emplear nuevas técnicas que permitan mejorar las reconstrucciones paleoambientales y conocer los ecosistemas vegetales que existían durante su depositación. Esta información será útil para afinar los modelos de evolución y paleogeografía de la cuenca durante finales del Cretácico inferior.

En este estudio se presenta, por primera vez, un estudio palinológico en las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente de la región de San Andrés (E del departamento de Santander). Entre las preguntas que se quieren responder en este estudio se encuentran: (1) ¿Cuál es el ambiente de depósito de las unidades muestreadas?, (2) ¿Hay alguna relación entre las asociaciones halladas y las reportadas en otras localidades de Colombia? Y (3) ¿cual es la edad de las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente?

2. Justificación

Hacia el E de Santander se encuentra un importante registro sedimentario de rocas siliciclásticas y carbonáticas del Cretácico (Royero y Clavijo, 2001). Durante este periodo se produjeron cambios importantes en la flora; la evidencia fósil indica que las plantas con flores aparecieron en el

Cretácico Temprano (~125 Ma), y se diversificaron rápidamente en el Cretácico Medio (~100 Ma). Se registran además eventos anóxicos regionales en los océanos que contribuyeron a la preservación de la materia orgánica, dando lugar a importantes recursos energéticos (Villamil, 1998; Gaona, 2013). En el área del municipio de San Andrés hay una buena exposición de estas rocas del Cretácico (formaciones Tibú- Mercedes, Aguardiente y Capacho) que afloran por la quebrada Lisgaura y la carretera que conduce a la vereda El Hato, que no han sido sometidas a estudios micropaleontológicos y pueden llegar a ofrecer información útil para la comprensión de los procesos geológicos que ocurrieron en la región..

3. Objetivos

3.1. Objetivo general

Realizar un estudio palinológico y de la materia orgánica en una sección del Cretácico al Noreste de Colombia (formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente), con el fin de precisar su edad, tipo de vegetación y ambientes de depósito.

3.2. Objetivos específicos

- Realizar un muestreo sistemático de las unidades para análisis palinológicos.
- Determinar las especies de polen, esporas y tipos de materia orgánica presentes en las muestras.
- Establecer la edad de la secuencia a partir de comparación con las zonaciones palinológicas disponibles.
- Interpretar condiciones paleoambientales de las secciones estudiadas a partir de las asociaciones de palinomorfos, así como los diferentes componentes orgánicos (ej. la relación palinomorfos marinos vs. Terrestres).

4. Localización

El área de estudio se encuentra localizada en las estribaciones orientales del Macizo de Santander, comprende los alrededores del municipio de San Andrés (Santander) en el Noreste de Colombia (Figura 1). La zona se encuentra comprendida entre las coordenadas planas de Gauss:

$$X= 1'136.000 \text{ y} = 1'240.000$$

$$X= 1'139.000 \text{ y} = 1'245.000$$

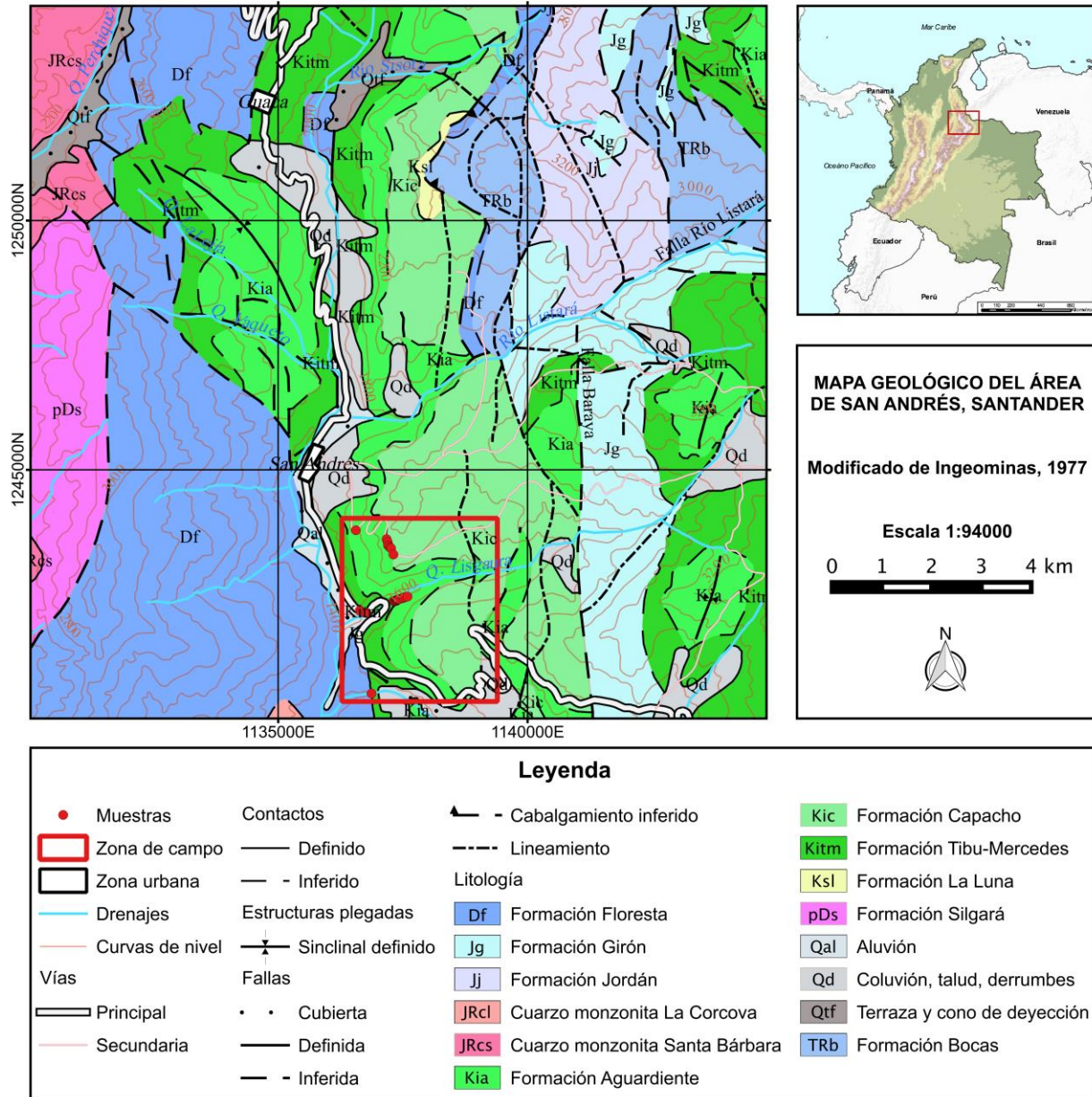


Figura 1. Mapa geológico del área de San Andrés y localización del área de estudio y muestras colectadas. Adaptado de Ward et al. (1977).

5. Marco conceptual

5.1. Paleopalinología

La paleopalinología es la rama de la palinología que se encarga del estudio de microfósiles orgánicos encontrados en rocas sedimentarias, compuestos de una sustancia quitinosa resistente al

ataque con ácidos. Éstos, conocidos como palinomorfos (e.g. esporas, polen, dinoflegelados, fitoclastos, restos de animales, entre otros...), tienen un rango de tamaño entre aproximadamente 5-500 μm , aunque muchas megaesporas pueden ser más grandes (Traverse, 2007). Su registro fósil va desde el Precámbrico al reciente y son frecuentemente utilizados en estudios bioestratigráficos para obtener información sobre paleoambientes de depósito, edades relativas y propiedades de la materia orgánica presente.

5.2. Palinomorfos

Pueden ser de origen continental o marino; los palinomorfos terrestres son constituidos por esporas (figura 2-e-f), granos de polen (figura 2-i) y fitoclastos (restos vegetales). Las esporas son las células reproductoras de plantas no vasculares, como musgos, helechos y hongos; los granos de polen corresponden a los gametos masculinos de las plantas gimnospermas (con semilla) y angiospermas (con flores).

Entre los palinomorfos de origen marino se encuentran los quistes de dinoflagelados (protozoos unicelulares). El registro fósil se basa en quistes de paredes orgánicas (figura 2-c) con tamaños entre 25–50 μm . (Taylor, 2009).

Otros microfósiles marinos son: Acritarcos (figura 2-a), organismos de origen incierto, posiblemente relacionados con algas; Escolecodontes (figura 2-d), estructuras dentales de anélidos marinos; Quitinozoos (figura 2-j), probablemente producidos por graptolites; Palinoforaminíferos (testas quitinosas de foraminíferos, ver figura 2-h) y Huevos de copépodos.

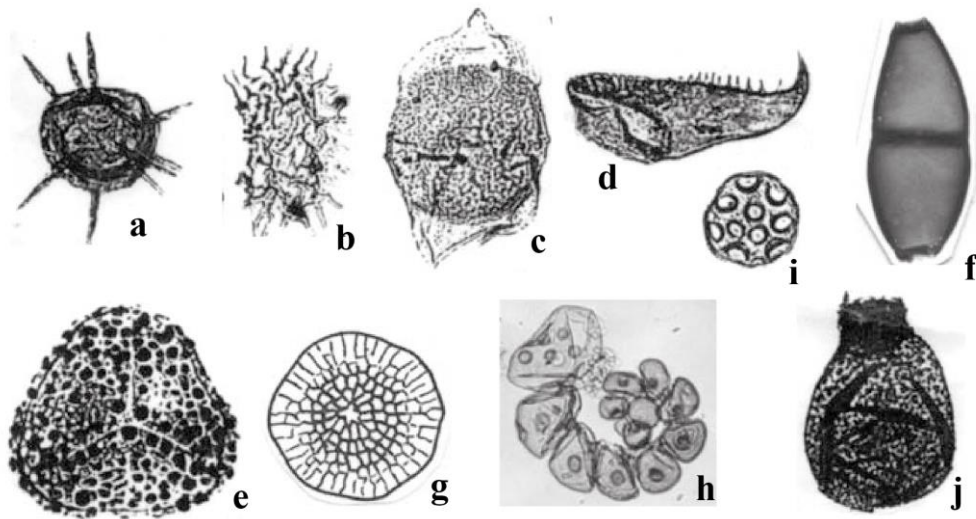


Figura 2. Tipos más comunes de palinomorfos. (a) Acritarcho: *Baltisphaeridium* sp., Ordovícico Superior, Oklahoma. 100um. (b) Colonia algal: *Pediastrum* sp., Pleistoceno Superior, Mar Negro. Longitud 50um. (c) Dinoflagelado: *Deflandrea granulifera* Manum, Cretácico Superior, Isla Ellef Ringnes. Longitud 120um. (d) Escolecodonte: *Arbellites* sp., Ordovícico Superior, Oklahoma. Longitud 150um. (e) Espora: *Trilobosporites sphaerulentus*, Cretácico Inferior, Louisiana. Diámetro 80um. (f) Espora de hongo, Pleistoceno, Mar Negro. (g) Características de cuerpo de hongo. *Asterothyrites* sp., Cenozoico. (h) Palinoforaminífero espiral, sedimentos recientes, Gran Plataforma de Bahamas. Tamaño aprox. 200um. (i) Grano de polen: *Kuylisporites lunaris*, Cretácico Medio, Isla Lougheed, Canada. Diámetro 40um. (j) Quitinozoo: *Kalochitina multispinata*. Ordovícico Superior, Oklahoma. Longitud 150um. Adaptado de Traverse (2007).

5.3. Paleogeografía y vegetación durante el Cretácico Temprano

Durante el Cretácico, África, Norteamérica y Suramérica estaban unidas y abarcaban la zona tropical. En el Aptiano-Albiano comenzaron a separarse (Ver figura 3), dando lugar al actual océano Atlántico (Scootese, 2013). Igualmente, la composición de la vegetación difería de la que actualmente se observa en los bosques neotropicales (Jaramillo, 2012).

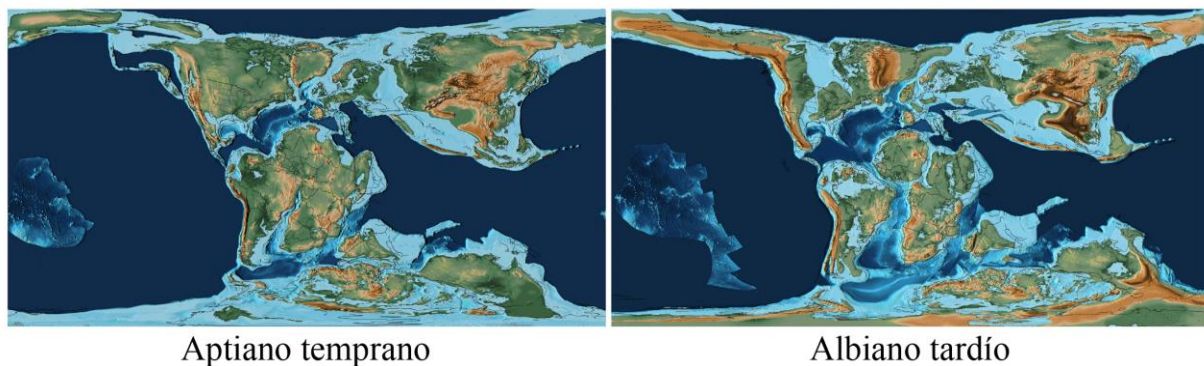


Figura 3. Configuración de los continentes durante el Aptiano-Albiano. Adaptado de Scootese (2013).

La flora se caracterizaba principalmente por la presencia de gimnospermas como Cheirolepidiaceae, Cycadales y Benetitales (Taylor, 2009). Las Cheirolepidiaceae y los Benetitales se extinguieron en el Cretácico Superior, mientras que los Cycadales van desde el Paleozoico al reciente.

El registro polínico de Cheirolepidiaceae (*Classopollis*) indica que tuvo una amplia distribución por zonas de latitudes bajas; Las Bennettiales, se encuentran en ambos hemisferios y tienen un rango desde el Triásico al Cretácico, morfológicamente su follaje es similar al de las cicadáceas, y las hojas usualmente se distinguen sólo por características epidérmicas (Taylor, 2009). La figura 4-b-d, ilustra ejemplares de un macrofósil y grano de polen característico de este grupo.

Por otra parte, la evidencia fósil de Cycadales indica pocos cambios morfológicos, siendo caracterizadas por troncos tuberosos, cortos y agachados, y algunas se asemejan a helechos arbóreos o palmas (Taylor, 2009); actualmente se distribuyen en regiones tropicales y subtropicales de América, África, Asia y Australia (Hill, 2004). En la figura 4-a-c, se muestra el fósil de una hoja y un grano de polen.

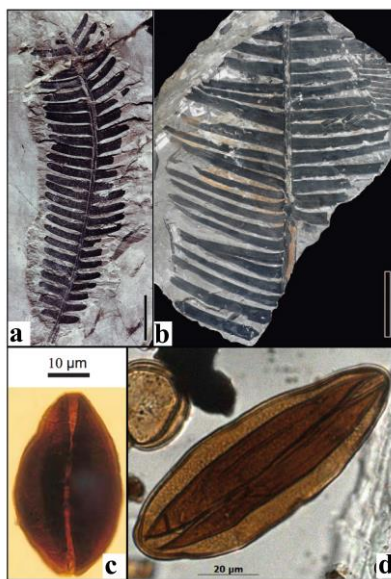


Figure 4. (a) Cicadales: *Nilssonia sturii* (Triásico). Barra = 4 cm. (Taylor, 2009). (b) Bennettiales: Hoja de *Pterophyllum lyellianum* (Cretácico). Barra = 4 cm (Taylor, 2009). (c) *Cycadopites nitidus* (Balme) de Jersey 1964 (Narváez, 2009). (d) *Bennettitaepollenites regalia* Dino, 1994 (Nascimento, 2013).

6. Antecedentes

El intervalo Aptiano - Albiano en algunas cuencas como Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental, Catatumbo y Valle Superior del Magdalena, está representado por una secuencia sedimentaria que se extiende desde el sur del Golfo de Maracaibo hasta el Macizo de Garzón (Cáceres et al., 2003). Los estudios micropaleontológicos de estas rocas, han estado restringidos a regiones de interés minero-energético y la mayor parte de ellos se llevaron a cabo con fines económicos (Santos, 2000; Ferreira y Sandoval, 2006 y Cárdenas, 2012). Las investigaciones palinológicas realizadas en sedimentos del Aptiano-Cenomaniano en África y Sur América permiten reconocer palinomorfos con distribución global (Herngreen & Dueñas, 1990); estos reportes describen además asociaciones de especies indicadoras de climas y edad (Deaf et al., 2014). Los eventos paleoceanográficos se relacionan con una transgresión al final del Aptiano que dio inicio a la depositación de una secuencia marina somera. En Brasil se evidencia que durante el Albiano temprano dominó el registro de polen de gimnospermas y hacia el Cenomaniano aumentó la frecuencia de angiospermas (figura 5) (Dino et al., 1999).

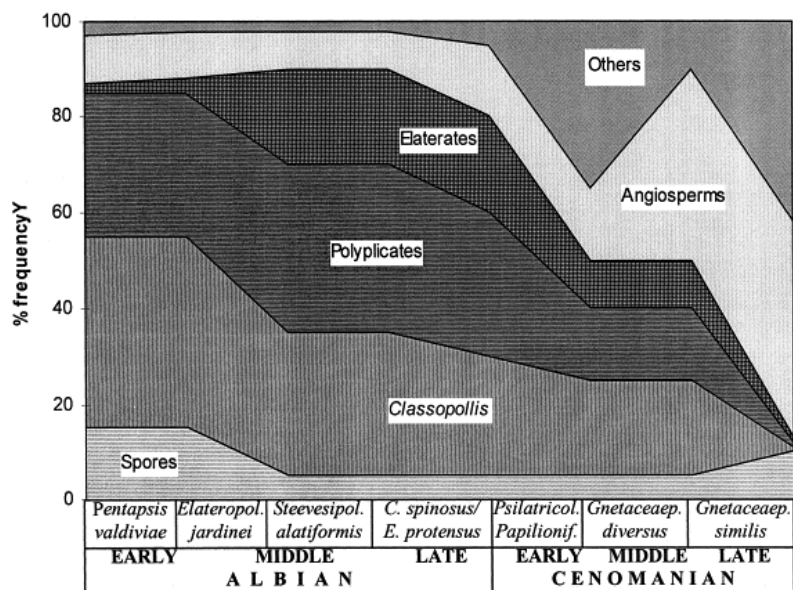


Figura 5. Niveles de frecuencia relativa de los grupos de polen y esporas más representativos en los conjuntos de la parte superior del Aptiano-Cenomaniano de Brasil. Adaptado de Dino et al. (1999).

6.1. Zonación palinológica

Se han identificado diferentes provincias palinoflorísticas durante el Cretácico (figura 6), las cuales se describen a continuación:



Figura 6. Distribución de provincias palinoflorísticas de acuerdo con Brenner (1976). Adaptado de Nascimento (2013), p. 62.

Entre el Barremiano y Cenomaniano Brenner (1976) define 4 provincias palinoflorísticas:

Provincia del Norte de Laurasia: Representada por granos de polen bisacados, *Classopollis*, *Araucariacites*, *Eucommiidites* y *Exesipollenites*. El grupo de esporas compuesto de *Cyatheaceae* y *Gleicheniaceae*. El clima fue templado-húmedo.

Provincia del Sur de Laurasia: Alta diversidad de palinomorfos, principalmente del grupo de las pteridófitas (ej. *Schizaeaceae*, *Gleicheniaceae*). Reporte de polen bisacado y *Classopollis* en menor proporción que el Norte de Laurasia. Clima templado a subtropical-húmedo.

Provincia del Norte de Gondwana: Esporas dominadas por *Deltoidospora* y *Cyathidites*. Polen de *Ephedraceae*, *Classopollis*, *Araucariacites* y *Callialasporites*. Presencia de angiospermas representadas por granos tricolpados (*Eucommiidites*). De acuerdo con Doyle et al. (1982) el género *Afropollis* es exclusivo de esta provincia. Clima tropical semiárido.

Provincia del Sur de Gondwana: Se reconoce abundante polen de Podocarpaceae (granos bisacados) y *Microcachrydites* (granos trisacados). En cuanto al polen de gimnospermas se destaca la presencia de los géneros *Classopollis*, *Araucariacites* y *Callialasporites*. Esporas dominadas por las Schizaeaceae. El clima inferido es templado a subtropical-húmedo.

Herngreen et al. (1996) proponen unas provincias basándose en el principio temporal para reconocer la variación de las palinofloras del Hemisferio Norte, la Región Ecuatorial y la Región Austral. Se enuncia la segunda región definida por éstos autores por considerarse relacionada con los datos obtenidos en éste trabajo.

La Región Ecuatorial consta de 3 provincias:

Provincia de *Dicheiropollis etruscus/Afropollis*: (Barremiano-Aptiano). Representada principalmente por la presencia de *Classopollis* y otras gimnospermas como *Exesipollentites*, *Araucariacites*, *Inaperturopollenites* y Ephedraceae. Aparecen esporas de *Concavisporites*, *Gleicheniidites*, *Cicatricosisporites* y *Aequitriradites*. Las especies *Dicheiropollis etruscus*, *Tucanopollis crisopolensis*, *Afropollis* spp., *Complicatisaccus cearensis* y *Sergipea* spp., caracterizan la provincia en éste orden estratigáfico. El clima inferido es cálido y seco.

Provincia de Elaterados: (Albiano-Cenomaniano). Se caracteriza por la presencia de taxas con eláteres, gran diversidad de efedras, polen de angiospermas con alto porcentaje y diversidad morfológica, bajo porcentaje de esporas de helechos, y ausencia de granos de gimnospermas bi- o trisacados. El clima es cálido y árido a semiárido.

Provincia de *Palmae*: (Turoniano-Senoniano). Representada por un número considerable de taxones de granos monocarpados de *Palmae*. Clima cálido y húmedo.

Regali et al. (1974), establecen 6 super zonas y 24 zonas palinológicas para el Cretácico, en el NE de Brasil; las super zonas son: *Cedrites?* sp. durante el Barremiano Inferior-Neocomiano,

Exesipollenites tumulus para el Barremiano-Aptiano, *Inaperturopollenites microclavatus* en el Albiano Inferior y Medio, *Elateroplicites africaensis* para el Albiano Superior-Turoniano, *Hexaporo-tricolpites emelianovi* durante el Coniaciano-Campaniano Inferior y *Crassitricolporites brasiliensis* en el Campaniano Superior-Maastrichtiano; Muller et al. (1987) también definen 6 super zonas y 10 zonas palinológicas para el Norte de Suramérica durante el mismo intervalo.

6.2. Consideraciones estratigráficas

La zona de estudio se ubica en el flanco E del Macizo de Santander, dentro de la Paleo-Cuenca de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2011a). Limitada al Oeste con la Cuenca del Valle del Magdalena Medio y al Este con la Cuenca de los Llanos Orientales.

Según Sarmiento (2011a), el basamento pre-mesozoico está conformado por rocas ígneas y metamórficas del afloran en el norte y sur de la cordillera en los Macizos de Santander y Floresta al norte, y de Quetame y Garzón, al sur. Las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior se encuentran a lo largo de los flancos de la cordillera, que revelan tres compartimentos de la cuenca extensional del Cretácico Inferior: La subcuenca Cocuy, la subcuenca del Tablazo, separada de la subcuenca de Cocuy por el paleo-alto Santander-Floresta en el extremo norte, y la subcuenca de Cundinamarca. Las rocas sedimentarias cenozoicas sólo ocurren en la zona axial, a lo largo de la Sabana de Bogotá y la región Tunja-Sogamoso, y en los flancos de la cordillera.

6.2.1. Precretácico. Las unidades metamórficas de la paleo-cuenca, se han agrupado de la siguiente manera: Neis de Bucaramanga (Goldsmith, Marvin, & Mehnert, 1971), Floresta Metamórfoseada (Ward et al., 1973), Formación Mogotes con edad desde el Devónico hasta el Pérmico (Moreno-Sánchez-Sánchez, Gómez-Cruz, y Castillo-González, 2005), Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha del Ordovícico Temprano y Filitas de San Pedro en el área de Piedecuesta-Aratoca (Mantilla-Figueroa, Ramírez & Valencia, 2016). Las unidades ígneas,

compuestas principalmente por granitoides y gabros (Mantilla-Figueroa et al., 2016) presentan edades del Paleozoico temprano y tardío (Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Restrepo-Pace and Cediél, 2010); Eventos magmáticos durante el Tríasico tardío-Jurásico temprano, se representan en batolitos, stocks, diques, flujos lávicos y materiales volcanoclásticos y/o volcanosedimentarios (Mantilla-Figueroa et al., 2016).

Las Formaciones Floresta Metamorfoseada y Girón afloran fuera del área de estudio al Occidente y Oriente de San Andrés respectivamente, como se puede ver en la figura 1.

6.2.1.1. Formación Floresta Metamorfoseada (Df). En la zona de García Rovira, Ward et al. (1973) describe ésta unidad como una secuencia metamorfoseada que en su parte basal se compone de filitas pizarrosas gráficas de color oscuro, asociadas con mármol y estratos fosilíferos, conglomerados y cuarcitas basales, más alto en la sección meta-areniscas gris verdosas, metalimolitas y filitas limosas de edad Devónico Inferior hasta Pérmico (Moreno-Sánchez et al., 2005). Localmente en el área de San Andrés la Formación Floresta también contiene argilita gris púrpura y fósiles principalmente de briozoarios y fragmentos de crinoideos.

6.2.1.2. Formación Girón (Jg). En el área de San Andrés – Pangote está constituida por areniscas, arcillas y conglomerados de color rojo violáceo y que alternan con areniscas claras y arcillas gris verdosas, alcanzando un espesor máximo de 100 m. (Acosta, 1960).

Según Ward et al. 1973 en la sección predominan conglomerados y areniscas feldespáticas a arkósicas, cuyo feldespato es de color rosado similar al de la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara al O. Según Horton *et al.* (2010), por datación de circones detríticos se deduce que la depositación de la secuencia es posterior al Jurásico Temprano.

6.2.2. Cretácico. Para las rocas cretácicas, fue tomada como referencia la nomenclatura utilizada por Caballero y Sierra (1991) en la estratigrafía del área de San Andrés.

6.2.2.1. Formación Rionegro (Kirn). La denominación de Rionegro ha sido empleada en algunas localidades al E del Macizo de Santander y en la Sierra Nevada del Cocuy, según Vargas et al. (1976) y Fabr , A. (1981) respectivamente, y por Sarmiento (2011a) en el paleo-alto Santander-Floresta y subcuenca de Cocuy.

Ward, et al. (1973) describe en la parte basal del Cretácico, una litología de areniscas cuarzosas claras con capas conglomeráticas y limolitas con areniscas pardo rojizas de la Formación Los Santos (Formación Tambor sensu Morales *et al.*, 1958) en el Valle Medio del Magdalena (VMM) y correlaciona sus facies con la delgada sección basal de la Formación Tibú-Mercedes al E del Macizo, compuesta de areniscas cuarcíticas limpias, algo conglomeráticas.

Según Caballero y Sierra (1991) en la zona de estudio los afloramientos de la Formación Rionegro son de un espesor menor a 10 m, no cartografiables, que se encuentran restringidos a la márgen del río Guaca, en donde su litología corresponde a conglomerados polimícticos de guijas lodosas fosilíferas de color rojizo y en sección delgada corresponden a sublitoarenita conglomerática lodosa. Por su poco espesor lo incluyen en la cartografía e interpretación facial con la Formación Tibú Mercedes.

6.2.2.2. Grupo Uribante. La sucesión aflorante al E del Macizo de Santander es correlacionable litológicamente con las rocas descritas para la Concesión Barco (Julivert, 1960; Acosta, 1960; Ward et al., 1973) (Figura 7).

Notestein et al. (1944), en la Geología de la Concesión Barco define a la Formación Uribante como una secuencia sedimentaria conformada por 3 miembros que de base a tope corresponden a: Miembro Tibú, Mercedes y Aguardiente, asignando una edad Aptiano Superior-Albiano Inferior para el miembro Mercedes con base en el estudio de moluscos y equinoideos. Posteriormente, en

Ward et al. (1973) elevan a Uribante al rango de grupo y proponen dividirlo en las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente, asignando a ésta última una edad Albiano Inferior-Medio a partir del foraminífero *Orbitolina lenticularis* (Trump y Salvador, 1964).

Edad		Concesión Barco Notestein et al. (1944)	Macizo de Santander Ward et al. (1973)	
Cretácico	Superior	Catatumbo	Colón y Mito Juárez	
		Mito Juárez		
		Colón		
		La Luna	La Luna	
	Inferior	Cogollo		Capacho
		Uribante	Aguardiente	Aguardiente
			Mercedes	Uribante
Tibú				
Pre-Cretácico	Igneas y Metamórficas		Igneas y Metamórficas	

Figura 7. Correlación sugerida entre la sección de la Concesión Barco y el E del Macizo de Santander. Adaptado de Notestein et al. 1944.

Caballero y Sierra (1991) adoptan la propuesta de Ward et al. (1973) de elevar la Fm. Uribante al rango de grupo y sus respectivos miembros al nivel de formaciones, definiéndolas en base a las litologías, espesores y distribución de la siguiente manera en la zona del municipio de San Andrés:

6.2.2.2.1. *Formación Tibú-Mercedes (kitm)*. Las secciones muestreadas afloran en las márgenes de la quebrada Lisgaura, río Congreso y la carretera San Andrés - Málaga. Caballero y Sierra (1991) la describen en el área de San Andrés como una secuencia de 400 m. de espesor, en contacto transicional con la suprayacente e infrayacente Formación Aguardiente y Rionegro respectivamente. Conformada por intercalaciones de calizas, shale y areniscas calcáreas en capas

gruesas. Las calizas son fosilíferas y algunas arenosas, los shales de color negro, micáceos y carbonosos, y las areniscas son comúnmente glauconíticas.

6.2.2.2. *Formación Aguardiente (Kia)*. Algunas secciones afloran en las márgenes de la quebrada Lisgaura y la carretera San Andrés - vereda El Hato. Caballero y Sierra (1991) describen la Formación Aguardiente (400 m.) en el área de San Andrés como una secuencia en contacto neto con la suprayacente Formación Capacho y transicional con la infrayacente Tibú-Mercedes, conformada por cuarzoarenitas de grano medio a muy grueso, blancas, con estratificación cruzada, intercaladas con niveles de areniscas glauconíticas color verde claro, conglomerados con gránulos de cuarzo y algunas capas delgadas de shale micáceo-carbonoso color gris.

6.2.2.3. *Formación Capacho (Ksc)*. Sievers (1888) usó éste nombre para designar afloramientos de caliza cerca del poblado Capacho Viejo ahora llamado Libertad, Venezuela. Notestein et al. (1944) correlaciona Capacho con la Formación Cogollo en el área del Catatumbo, la cual divide en tres miembros: Cogollo Inferior, Cogollo Medio y Guayacán.

En la zona en cuestión, ésta unidad se muestreó en los afloramientos de la carretera San Andrés – vereda El Hato. Caballero y Sierra (1991) describen la Formación Capacho (314 m.) en el área de San Andrés como una secuencia en contacto neto con la infrayacente Formación Aguardiente, conformada principalmente por capas gruesas de lodolitas grises fósiles, intercaladas con láminas finas de limolitas, niveles de biomicritas, Cuarzoarenitas de grano fino, bioestartitas masivas, y algunos estratos de areniscas y calizas fosfáticas glauconíticas.

La figura 8 ilustra la columna estratigráfica generalizada para la zona de estudio en base a la estratigrafía descrita por Caballero y Sierra (1991).

7. Metodología

Para la realización de esta investigación se siguió una metodología que incluye las siguientes fases:

7.1. Revisión bibliográfica

Se hizo una compilación de trabajos geológicos realizados en la zona, imágenes satelitales, mapas geológicos con sus memorias explicativas que cubren el área, así como la información verbal transmitida por personas, definición de las transectas a realizar y los afloramientos a visitar. Se tomó como referencia el trabajo realizado por Caballero y Sierra (1991) donde se describe la estratigrafía y sedimentología de algunas secciones donde afloran las unidades de interés.

7.2. Fase de campo

Se realizó una selección de secciones geológicas del Cretácico con buenos afloramientos, especialmente con niveles ricos en materia orgánica. Las secciones escogidas fueron: quebrada Lisgaura, vía vereda El Hato, vía San Andrés-Málaga y río Congreso. Se procedió al muestreo sistemático de rocas con facies favorables en las unidades estratigráficas elegidas. Se tomaron 36 muestras con un peso >50 g procurando extraer roca fresca de las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y parte inferior de Capacho. Como el objetivo del proyecto fue el análisis de microfósiles, el muestreo se ejecutó especialmente en las lodolitas con presencia de materia orgánica (limolitas y arcillolitas de colores negro y gris principalmente).

7.3. Fase de laboratorio

7.3.1. Preparación de secciones palinológicas. La preparación de las muestras para la extracción física y química de los palinomorfos se realizó usando las técnicas de procesamiento palinológico, según la metodología descrita en Traverse (2007), la cual se emplea en el laboratorio

de preparación de muestras de Palinología y Materia Orgánica del Instituto de Investigaciones en Estratigrafía-IIES de la UCaldas, siguiendo los pasos que se describen a continuación:

- Se lavaron 50 g. de cada muestra con jabón neutro.
- Se llevaron al horno a 65°C por 12 h. para secarlas y luego se retiraron para enfriarlas. Posteriormente se tomaron aprox. 20 g. de cada muestra y se trituraron hasta obtener fragmentos de 2 mm.
- Una vez macerado el material, se llevó a recipientes de plástico y se agregó 30 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 30% en cada uno de ellos. Se taparon para evitar contaminación por polen reciente y se dejó reaccionar durante 12 h. en la cabina extractora (C4 cex 120).
- Posteriormente se neutralizaron con agua destilada, se esperó a que se diera la precipitación de las partículas en suspensión y se realizó en proceso de decantación.
- Al material precipitado se agregaron gradualmente 50 ml. de ácido fluorhídrico (HF) al 70%, se agitó para mejorar la reacción exotérmica en la que se liberó calor y CO₂ en forma de vapor. Nuevamente se cubrieron los recipientes y se dejaron reaccionar durante 60 horas en la cabina extractora.
- Se neutralizaron y se dejaron en precipitación por 12 h. para luego decantar arrojando el exceso de fluido. Posteriormente, se volvieron a neutralizar agregando agua destilada.
- El fluido y precipitados contenidos en los recipientes se pasaron por un tamiz de 150 um. desechando el material >150 um. y seguidamente el filtrado se pasó nuevamente por un tamiz de 10 um. para eliminar las partículas inferiores a éste tamaño. De este modo, se recuperó la fracción entre 10-150 um.

- El material filtrado se llevó a recipientes de vidrio y se le hizo un retratamiento agregando 2 partes de ácido clorhídrico al 37% por una parte de muestra, más 20 ml. de agua destilada y se llevó a la plancha de calentamiento a 70°C por 15 min. para eliminar posibles fluoruros.

- Se neutralizaron y filtraron nuevamente. En éste punto se tomaron alícuotas de cada muestra procesada y se guardaron en viales (alícuota sin oxidar).

- A las muestras en los recipientes de vidrio se les siguió procesando y se les agregó ácido nítrico (HNO₃) al 65% a temperatura ambiente durante 5 min. para oxidar las muestras.

- Se neutralizaron y filtraron, se les agregó hidróxido de amonio (NH₄OH) al 5% en frío en proporción 2/1. Pasados 2 min. se neutralizaron y con una micropipeta se tomaron las alícuotas (muestra oxidada) y se contuvieron en biales.

- Una vez limpios y preparados, se colocaron los respectivos cubreobjetos sobre los portaobjetos en una plancha de calentamiento. Se agregaron 2 gotas de polivinílico a cada bial para que las muestras se conservaran y con micropipeta se tomaron alícuotas de las muestras oxidadas y no oxidadas y se colocaron sobre los cubreobjetos, donde se dejaron durante 30 min. a 60°C en la plancha de calentamiento con el fin de evaporar la fracción acuosa para mayor adherencia de la materia orgánica.

- Seguidamente se les agregó bálsamo de Canadá y se aumentó la temperatura a 85°C. Después de aprox. 15 min. se voltearon los cubreobjetos y se dejaron durante 1 h. a 120°C para adherir las muestras a los portaobjetos. Finalmente se retiraron de la plancha de calentamiento, se dejaron enfriar y se limpiaron cada una de las placas palinológicas.

7.3.2. Microscopía. La revisión de las placas y caracterización de los morfotipos se realizó en microscopio de luz transmitida, Nikon eclipse 55i a 40X. Se contó un número mínimo de 300 especímenes/placa cuando fue posible, con el fin de obtener una aproximación estadística de la

proporción de las especies más abundantes (Hayek y Buzas, 1997). Los conteos se iniciaron en la lámina oxidada y en los casos en los que no se obtenían los 300 palinomorfos se continuaba en la no oxidada. Se fotografiaron los especímenes con una cámara Nikon DS-R11 en un microscopio Nikon eclipse 80i. Este proceso se llevó a cabo en el laboratorio de Palinología y materia orgánica del IIES.

7.4. Identificación de los palinomorfos

Se elaboró la lista de palinomorfos encontrados, clasificándolos por géneros y especies teniendo en cuenta sus características morfológicas y separando las especies terrestres de las acuáticas. Se dio una descripción sistemática completa sólo de aquellos con asignación abierta, es decir, los que no fueron descritos previamente. Para ésto, se consultaron estudios realizados en el N de Suramerica y Africa (e.g. Jaramillo y Rueda 2013, Regalli et, al 1974, Muller et, al 1987 y Jardine y Magloire, 1963). Los palinomorfos de cada nivel estratigráfico fueron estudiados siguiendo la metodología de Tyson (1995) y se separaron en grandes grupos: esporas, polen, dinoflagelados y acritarcos/algas/Foraminiferal test lining (FTL). La palinología sistemática se ordenó de manera informal en orden alfabético y separando los grupos por esporas, polen de gimnospermas, polen de angiospermas, dinoflagelados y otros.

7.5. Análisis cuantitativos

La abundancia relativa de cada morfotipo se valoró como la proporción de cada grano respecto al total de palinomorfos terrestres en cada muestra; La abundancia relativa de los principales grupos de plantas se midió como la proporción de individuos de cada grupo (esporas, polen de gimnospermas y polen de angiospermas) respecto al total de individuos continentales presentes en una muestra. Como no existe un consenso sobre los rangos de valores porcentuales para definir el grado de abundancia, se proponen y emplean los siguientes: raro (<1-5%), frecuente (>5-30%) y

abundante (>30%).

También se calculó el Índice de Salinidad, que según Santos et al. (2007) representa “la frecuencia relativa de palinomorfos marinos. Sus valores oscilan entre 0 - 1, siendo 0 completamente continental y 1 marino. Los datos de SI para cada muestra y la interpretación de ambientes propuesta por Caballero y Sierra (1991), se ilustran en la figura 13.

7.6. Análisis de la información

Se indicó la calidad de la preservación de los microfósiles en base a un análisis cualitativo de las condiciones de los granos teniendo en cuenta los siguientes factores, a los cuales se les dio un valor de mayor (3) a menor (1) calidad:

- Grado de corrosión de las paredes

Corrosión baja: 3

Corrosión media: 2

Corrosión alta: 1

- Plegamientos o roturas

Sin plegamientos o roturas: 3

Pobrementemente plegados o rotos: 2

Moderadamente plegados o rotos: 1

Completamente plegados o rotos: 1

Se obtiene el valor total de calidad multiplicando los valores, siendo:

Baja: Resultados entre 1 y 3

Regular: Resultados entre 4 y 6

Alta: Resultados entre 7 y 9

La madurez termal de la roca se determinó a través del índice de coloración de la exina de

esporas y granos de polen de la escala de Traverse (2007).

La abundancia relativa de palinomorfos terrestres se calculó en Excel (con valores entre 0-100%); para conocer los principales componentes de la asociación palinoflorística en las formaciones, se obtuvo el valor promedio de la abundancia de cada morfotipo. El porcentaje de palinomorfos Marinos vs. Continentales se obtuvo para determinar la variación de la influencia marina a lo largo de la secuencia.

8. Resultados

8.1. Abundancia y calidad de los palinomorfos

Se obtuvo una buena recuperación de palinomorfos en las muestras, de 34 muestras analizadas, 11 resultaron estériles o los conteos no alcanzaron los 200 palinomorfos y por tanto fueron excluidas de los análisis cuantitativos por no ser representativas. La preservación fue de calidad regular. En algunos casos el estado de conservación de los palinomorfos, no permitió una mejor identificación de los especímenes. En total se encontraron 90 morfotipos, de los cuales 34 corresponden a esporas, 43 a polen y 13 a dinoflagelados (La tabla de conteos por muestra puede verse en el apéndice D). La tabla 1, presenta la lista taxonómica y ubicación de ejemplares de los palinomorfos.

Las esporas se encuentran en gran abundancia entre el 30-70% y están representadas principalmente por *Psilatriletes* sp. y frecuentemente *Cicatricosisporites* sp. (Schizaeaceae), *Verrutrilletes* spp., *Gleicheniidites* sp., *Hamulatisporis* spp., *Plicatella* spp. y *Aequitriradites* sp. en menor proporción. Se encuentran distribuidas a través de toda la sección muestreada. Es común que cuando disminuye el porcentaje de esporas aumente el de polen de gimnospermas, que se encuentran representadas por *Classopollis* sp., *Callialasporites* sp., *Inaperturopollenites* sp. y diversas especies de poliplicados de los géneros *Ephedripites* y *Equisetosporites*.

Simultáneamente se registra la presencia de polen de angiospermas que va aumentando paulatinamente a medida que se sube estratigráficamente y se pueden reconcer géneros de importancia bioestratigráfica, tales como *Afropollis* (e.g. *A. Jardinus*), el cual se distribuye desde la parte media de la Formación Tibú-Mercedes hasta la parte superior de la Formación Aguardiente. Se reconocen además granos de polen psilamonocolpados, psilatricolpados, retimonocolpados y echiperiporados, pero en menor proporción.

A pesar de que los porcentajes de palinomorfos marinos fluctuan a través de la columna, siempre se encuentran presentes, lo que indica influencia marina en toda la sección. Las figuras 9 y 10, muestran la abundancia relativa de los grupos de palinomorfos terrestres en las Formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente respectivamente y la figura 12 ilustra la distribución de los palinomorfos en la sección San Andrés basada en los datos obtenidos en los conteos palinológicos.

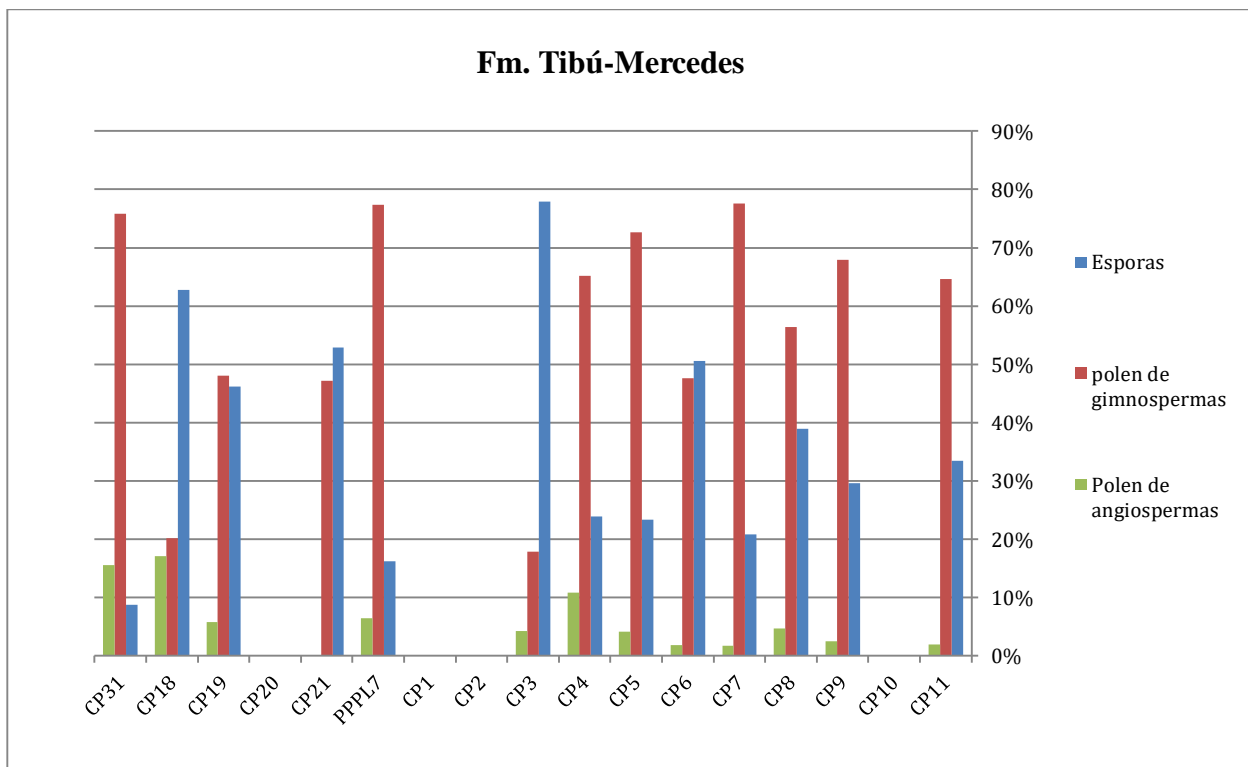


Figura 9. Abundancia relativa de grupos de palinomorfos terrestres en la Fm. Tibú-Mercedes.

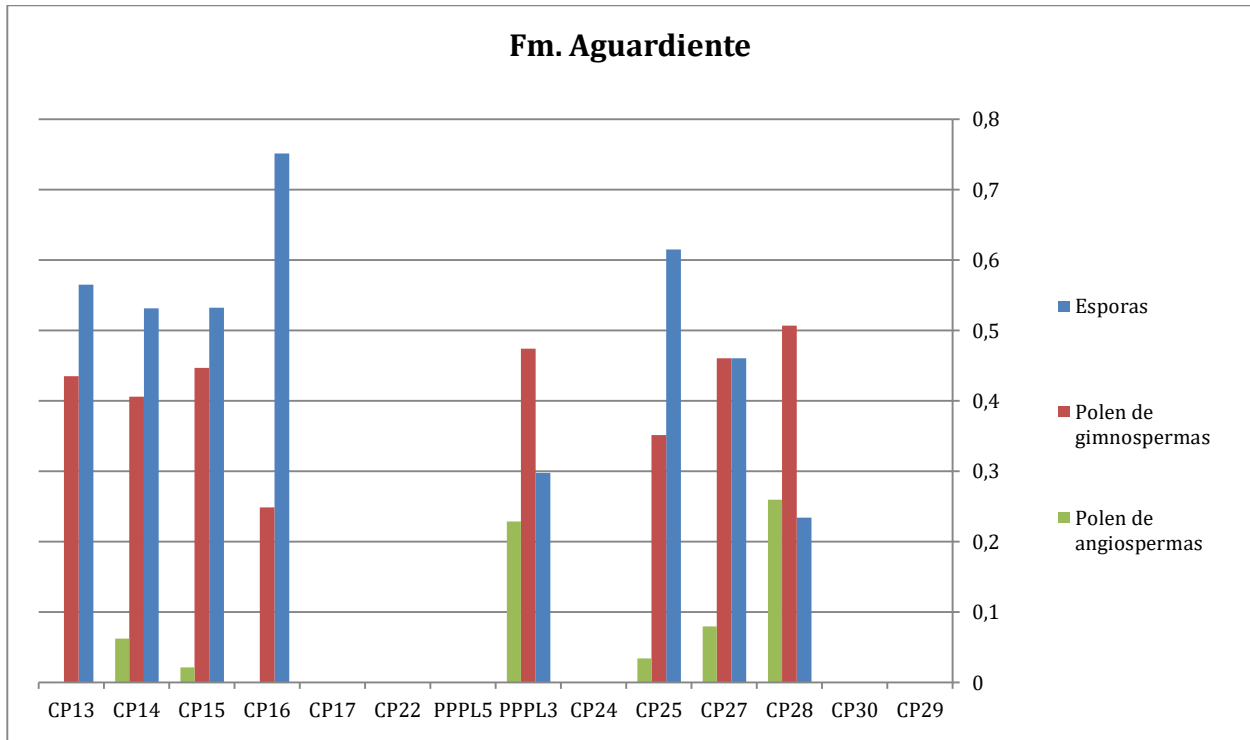


Figura 10. Abundancia relativa de grupos de palinomorfos terrestres en la Fm. Aguardiente.

Tabla 1. Lista taxonómica de palinomorfos identificados.

Palinomorfos	Muestra	Coordenada en E.F.	Lámina	Foto
Esporas				
<i>Aequitriradites</i> sp.	cp11	m32-3	1	1
<i>Appendicisporites</i> sp.	pppl3	h18-1	1	2
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>venustus</i>	cp11	v10	1	3
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 1	pppl7	p41-3	1	4
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 2	cp4	c12-3	1	5
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 3	cp23	q21-2	1	6
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 4	pppl1	l31-1	1	7
<i>Crassulina</i> sp.	CP6	T6-3	1	8
<i>Echinatisporis</i> sp. 1	CP4	J5-3	1	9
<i>Echinatisporis</i> sp. 2	CP5	J4-2	1	10
<i>Echitriletes</i> sp. 1	CP4	G3	1	11
<i>Echitriletes</i> sp. 2	CP6	Q17-1	1	12
<i>Foveotriletes</i> sp. 1	CP18	K29-3	8	1
<i>Foveotriletes</i> sp. 2	CP13	R9	8	2
<i>Gleicheniidites</i> sp.	CP8	O4	2	1
<i>Hamulatisporis</i> sp. 1	CP7	N11-4	2	2
<i>Hamulatisporis</i> sp. 2	CP15	X18-3	2	3
<i>Ischyosporites</i> aff. <i>variegatus</i>	CP21	H15-4	2	4
<i>Ischyosporites</i> sp. 1	PPPL7	F10-3	2	5
<i>Ischyosporites</i> sp. 2	CP8	G20	2	6
<i>Ischyosporites</i> sp. 3	CP13	X4-3	2	7
<i>Microfoveolatisporis</i> <i>skottsbergii</i>	CP28	O11	2	8
<i>Microfoveolatisporis</i> <i>skottsbergii</i> "ret"	CP28	K38-4	2	9
<i>Plicatella?</i> sp.	CP11	X50-2	2	10
<i>Plicatella</i> sp. 1	PPPL3	G17-1	2	11
<i>Plicatella</i> sp. 2	CP23	Q18-2	2	12
<i>Plicatella</i> sp. 3	CP28	W35-1	3	1
<i>Psilatrite</i> < 25um	CP27	D14-4	3	2
<i>Psilatrite</i> 25-50um	CP4; CP8; CP11	W4; C11, G20, Q8-3; C50	3	3-7
<i>Retitriletes</i> sp.	CP16	F21-4	3	8
<i>Triletes</i> <i>indet.</i>	CP27	J11-4	3	9
<i>Verrusporites</i> sp.	CP21	X5-2	8	3
<i>Verrutriletes</i> spp.	CP18; CP4; PPPL3	X32; B5; X6-1	3	10-12
Polen				
<i>Afropollis</i> <i>jardinus</i>	CP4	W21	4	1
<i>Afropollis</i> sp.	CP8; CP14	Q5; T13-4	4	2-3
<i>Baculapollenites</i> spp.	CP6; CP28	X11-3; F9-2	8	4-5
<i>Caliallasporites</i> <i>dampieri</i>	CP16	F14	4	4
<i>Caliallasporites</i> sp.	CP9; CP16	K113-1; K2-1	4	5-6
<i>Classopollis</i> <i>classoides</i>	CP11	H8-3	4	7
<i>Classopollis</i> sp.	CP18; CP3; CP4	X32-3; H22; X45	4	8-10
<i>Clavatipollenites</i> sp.	CP6	C5	8	6
<i>Echiperiporites</i> sp.	CP28	J20	8	7
<i>Echipollenites</i> sp.	CP11; CP15	O48; P16-3	8	8-9
<i>Ephedripites</i> cf. <i>jansonii</i>	PPPL7	F21-2	4	11
<i>Ephedripites</i> cf. <i>torosus</i>	PPPL7	P9	4	12
<i>Ephedripites</i> <i>elsikii</i>	CP6	C21	5	1
<i>Ephedripites</i> sp. 1	PPPL7	O5-2	5	2
<i>Ephedripites</i> sp. 2	CP7	W21-4	5	3
<i>Ephedripites</i> sp. 3	PPPL3	S37-3	5	4
<i>Ephedripites</i> sp. 4	CP5	V13	5	5
<i>Ephedripites</i> sp. 5	CP5	P2	5	6
<i>Ephedripites</i> sp. 6	CP5	D11	5	7
<i>Ephedripites</i> sp. 7	CP6	D4-2	5	8

<i>Ephedripites</i> sp. 8	CP6	B15	5	9
<i>Ephedripites</i> sp. 9	CP8	M7-1	5	10
<i>Ephedripites</i> sp. 10	CP15	Q11-4	5	11
<i>Ephedripites</i> sp. 11	CP28	O12-3	5	12
<i>Ephedripites</i> sp. 12	CP32	G4	6	1
<i>Equisetosporites</i> aff. <i>irregularis</i>	CP28	F38-3	6	2
<i>Equisetosporites</i> sp. 1	CP4	L7	6	3
<i>Equisetosporites</i> sp. 2	CP4	V5	6	4
<i>Equisetosporites</i> sp. 3	CP4	X7-1	6	5
<i>Equisetosporites</i> sp. 4	CP5	E4-3	6	6
<i>Equisetosporites</i> sp. 5	CP7	S21	6	7
<i>Equisetosporites</i> sp. 6	CP27	F7-4	6	8
<i>Inaperturopollenites</i> sp. 1	CP7	S21	6	9
<i>Inaperturopollenites</i> sp. 2	CP16	Y4-3	6	10
<i>Psilamonocolpites</i> sp.	CP28	V44-1	6	11
<i>Psilatricolpites</i> sp.	CP4	U6	6	12
<i>Retimonocolpites</i> sp.	CP18; CP4	S8-1; L5-3	7	1-2
<i>Retipollenites</i> spp.	PPPL7; CP23; CP28	E18; L21, H8-1; M50-4	7	3-6
<i>Rousea</i> sp. 1	PPPL3	U3-4	7	7
<i>Steevesipollenites</i> sp.	CP27	W4-3	7	8
<i>Striatopollis</i> sp. 1	CP18	X21-3	7	9
<i>Striatopollis</i> sp. 2	CP11	X6-2	7	10
<i>Tricolpites</i> sp.	CP27	U5-4	7	11-12
<i>Verrupollenites</i> spp.	PPPL3; CP27	J14-2; U13-4	8	10-11
Quistes de dinoflagelados				
<i>Batiacasphaera</i> sp.	CP21	E53-1	9	1
<i>Batiacasphaera?</i> sp.	CP31	W16-4	9	2
<i>Cordosphaeridium?</i> sp.	CP31	C19-3	9	3
<i>Cribroperidinium</i> sp.	CP31	G3-1	9	4
<i>Cribroperidinium?</i> sp.	CP31	P6-4	9	5
<i>Cyclonephelium</i> sp.	CP31	O5	9	6
<i>Dinopterygium</i> sp.	CP29	P5	9	7
Dinoquiste indet.			9; 10; 11	8-12; 1-12; 1
<i>Exochosphaeridium</i> spp.	CP31	M5-4, O11-4	11	2-3
<i>Hystrichodinium</i> sp.	CP32	N24	11	4
<i>Odontoquinitina operculata</i>	CP32	T19-3, O50-3	11	5-6
<i>Oligosphaeridium</i> sp.	CP13	T6-2	11	7
<i>Spiniferites</i> sp.	CP32	L21-2	11	8
<i>Subtiliphaera</i> spp.	CP21; CP4; CP5; CP6; CP7; CP13; CP15; CP25; CP28	X34-3; W17-3; X4; U8-2; G15-1; P18-3; R26-2; R5-1; F12-3	11; 12	9-10; 1-7
Otros				
Acritarcos	CP31; PPPL7; CP11; CP13; CP29; CP32	S6; F4; J16; O2-2, E3; F24, L23-2; G20-2, H18-2, M21	12; 13	8-12; 1-6
<i>Striatotheca</i> sp. (rw)	PPPL7	C9-3	13	6
<i>Pterospermopsis</i> sp.	CP4	E23-2	13	7
Revestimientos internos de foraminíferos	CP15	E5-1	13	8
Esferomorfos	CP32	H20	13	9
Esporas de hongo	CP9; CP15	G3; J10	13	10-11
Escolecodontes	PPPL1	U43	13	12

Nota. EF: Coordenada England finder.

8.2. Madurez termal

De acuerdo con el color de los palinomorfos ilustrados en la figura 11, de la escala de Traverse (2007), equivalente a un valor de reflectancia de la vitrinita entre 1.3% y 2%, se evidencia que la materia orgánica sobrepasó la ventana de generación de hidrocarburos.

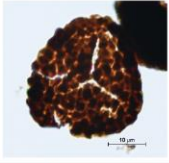
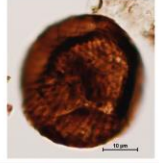
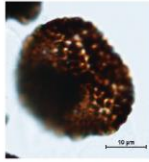
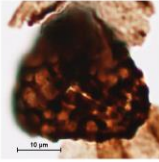

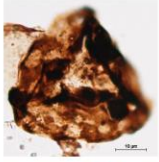

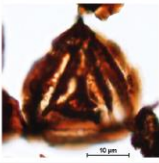
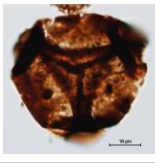
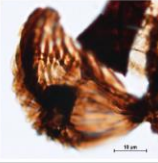
Ejemplar	muestra/coor- denada EF.	Ejemplar	muestra/coor- denada EF.
	CP18/X32		CP7/T10-3
	CP21/H15-4		CP8/G20
	PPPL7/P41-3		CP13/X4-3
	CP4/C12-3		PPPL3/H18-1
	CP6/T6-3		CP28/W35-1

Figura 11. Palinomorfos tomados como referencia para identificar el índice de coloración de Traverse (2007).

8.3. Asociación palinológica

Los palinomorfos terrestres de la Formación Tibú-Mercedes son conformados por abundantes granos de *Classopollis* y esporas de *Psilatrilletes*, son frecuentes los *Callialasporites*, *Verrutrilletes*, *Inaperturopollenites*, *Afropollis*, *Verrutrilletes*, *Retipollenites*, y rara vez se observan *Cicatricosisporites*, *Ephedripites*, *Equisetosporites*, *Psilatricolpites* *Psilamonocolpites* y *Gleicheniidites*.

En la parte Media es notable un nivel donde el *Classopollis* sp. representa el 65% del total de los palinomorfos. Sin embargo, ésta Unidad presenta además componentes marinos en todos los niveles muestreados.

Finalmente, la asociación 1 corresponde a: *Classopollis*, esporas psiladas y ornamentadas, *Callialasporites*, *Inaperturopollenites*, *Afropollis* y *Ephedripites*.

En la Formación Aguardiente abundan las esporas *Psilatrilletes* y disminuye considerablemente el polen de *Classopollis*, pero continúa siendo frecuente; *Callialasporites*, *Inaperturopollenites*, *Retipollenites*, *Verrutrilletes*, *Cicatricosisporites* y *Afropollis* aún se observan con frecuencia; *Psilamonocolpites*, *Gleicheniidites*, *Equisetosporites*, *Psiltaricolpites*, y *Ephedripites* se observan en proporciones menores a 5%. *Microfoveolatosporis skottsbergii* aparece en el Tope de esta Unidad. En base a lo anterior la asociación 2 es: esporas psiladas y ornamentadas, *Callialasporites* sp., *Callialasporites dampieri*, *Classopollis*, *Inaperturopollenites*, *Afropollis*, *Equisetosporites*, *Psilatricolpites* y otras angiospermas.

De las tres muestras tomadas cerca a la base de Capacho, dos contenían palinomorfos y sólo en la última (CP32) se alcanzaron 300 especímenes; La mayoría eran de origen marino y sólo se contaron 61 terrestres. En base a lo anterior no es posible obtener una aproximación adecuada de la abundancia relativa entre los microfósiles continentales, pero se enuncian los morfotipos observados: *Inaperturopollenites*, *Classopollis*, *Psilatrilletes*, *Callialasporites*, *Psilamonocolpites*, *Ephedripites*, y *Gleicheniidites*.

Es de resaltar que en ésta muestra de la Fm. Capacho, el dinoflagelado *Odontochitina operculata* representa cerca del 20% del total de los componentes.

9. Discusión e interpretación

9.1. Bioestratigrafía

La asociación 1 perteneciente a la Fm. Tibú-Mercedes, conformada por *Classopollis*, esporas psiladas y ornamentadas, *Callialasporites*, *Inaperturopollenites*, *Afropollis* y *Ephedripites*, puede incluirse en las zonas 3, 4 y 5 de Muller et al. (1987) del Barremiano Superior-Albiano Inferior. Sin embargo, en Regali et al. (1974) ésta asociación está representada en la super zona *Execipollenites tumulus* (PC-20) del Barremiano-Aptiano. Adicionalmente, coincide con la asociación planteada por Jardiné & Magloire (1965) en las secuencias XII y XI desde el Barremiano hasta el Albiano Medio.

Lo anterior puede compararse con las asociaciones descritas en la provincia pre-Albiana *Dicheiropollis etruscus/Afropollis*. (Herngreen et al., 1996). Sin embargo, la primera aparición (FAD) del género *Hamulatisporis* a partir de la parte Media de la unidad, el cual fue reportado por Kedves (1995) en el Barremiano Temprano-Albiano Tardío, permite sugerir que la depositación de la Formación Tibú-Mercedes comenzó durante el límite Hauteriviano-Barremiano.

La asociación 2 de la Fm. Aguardiente, representada por esporas psiladas y ornamentadas, *Callialasporites* sp., *Callialasporites dampieri*, *Classopollis*, *Inaperturopollenites*, *Afropollis*, *Equisetosporites*, *Psilatricolpites* y otras angiospermas, se correlaciona con la zona 5 de Muller et al. (1987) del Aptiano Superior al Albiano Medio, reconocida por el aumento de granos de polen tricolpados. En contraste con Regali et al. (1974), se incluye en la super zona *Execipollenites tumulus* (PC-20) del Barremiano-Aptiano, igual que la anterior asociación.

Debido a la primera aparición (FAD) *Microfoveolatosporis skottsbergii* muy cerca del Tope, siendo esta última reportada en sedimentos que van desde el Aptiano-Albiano hasta el Eoceno

Medio de Colombia (Mejia-Velasquez et al., 2012); se plantea una edad no mayor Albiano Medio para el techo de la Fm. Aguardiente en el área de estudio.

A partir de la base de la Fm. Capacho, el porcentaje de los palinomorfos continentales disminuyen significativamente y aumenta la cantidad y diversidad de quistes de dinoflagelados. Aunque sólo se tienen muestras de la base y una de la parte media, es posible notar la disminución de polen monosacado (*Inaperturopollenites*) y *Classopollis* a medida que se sube estratigráficamente en esta unidad. En la parte media se registra con frecuencia *Odontochitina operculata*, de amplio rango estratigráfico y cuyas últimas apariciones se reportan en el tope del Maastrichtiano Temprano (Bujak, & Williams, 1985). Se encuentran además *Spiniferites* e *Hystriodinium* que también tienen un amplio rango de distribución y son comunes en zonas costeras o neríticas (Shulgina, Burdykina, Basov & Årbus, 1994).

Finalmente, debido al amplio rango de edad para éstos géneros sólo se puede inferir que la base de la Formación Capacho se empezó a depositar durante el Albiano Medio.

La figura 13 muestra la correlación de la zonación palinológica propuesta para el Cretácico por diversos autores. La barra morada muestra el rango temporal propuesto para la Fm. Tibú-Mercedes en el presente trabajo y la roja el rango de la Fm. Aguardiente.

		Oeste de África	Norte de Sur América						
		Senegal y Costa de Marfil Jardine & Magloire 1965	NE Brazil Regali et al., 1974		N Sur América Muller et al., 1987		Presente estudio		
		Secuencia	C.	Super zona	Código	Zona	Super zonas	Zonas	Unidad estratigráfica
Maastrichtiano	II	<i>Aquilapollenites</i> <i>Echitriporites</i>	PC-60	<i>Crassitricolporites brasiliensis</i>	PC-66		VI	13 <i>Proteacidites dehaani</i>	
	III	<i>Tricolpado-sincolpado</i>			PC-64			12 <i>Crassitricolporites</i>	
Camp	IV	<i>Proteacidites</i> , <i>Triorites</i>			PC-62			11 <i>Auriculiidites reticularis</i>	
Sant.	V	<i>Monocolpopollenites</i> <i>Droseridites senonicus</i>	PC-50	<i>Hexaporitricolpites emelianovi</i>	PC-56		10	<i>Droseridites senonicus</i>	
	Con.	Vla			Grupo <i>Foveotricolpites giganteus</i>	PC-52			
Tur. M.-T.	Vlb	<i>Cretacaeiporites</i>			PC-48		9	Zona Intervalo	
Cenom. tardío	VII	<i>"Triorites" africaensis</i> <i>Cretacaeiporites polygonalis</i> <i>Afropollis</i> <i>Galeacornea</i> <i>Ephedroides</i> <i>Classopollis</i> <i>Cicatricosisporites</i>	PC-40	<i>Elateropollites africaensis</i>	PC-46		IV	8 <i>"Triorites" africaensis</i>	
		<i>Elaterocolpites</i> <i>Eucommidites</i> <i>Araucariacites</i>			PC-44			7 <i>Elateropollenites protensus</i> <i>E. verrucatus</i> <i>Afropollis</i>	
Alb. tardío	IX	<i>Cretacaeipor. polygonalis</i> <i>Galeacornes, perotrilites</i> <i>tricolporados, tricolpados</i> <i>Cicatricosisporites</i>					PC-42		
Albiano	XI	<i>Afropollis</i> <i>Classopollis</i> <i>Ephedroides</i> <i>Cicatricosisporites</i>	PC-30	<i>Inaperturopollenites microclavatus</i>	PC-36		III	5 <i>"Tricolpites"</i> <i>Exesipollenites tumulus</i>	
					PC-34				
Aptiano	XII	<i>Classopollis</i> <i>Cycadopites</i> <i>Ephedripites</i> <i>Inaperturopollenites</i> <i>Araucariacites</i> <i>Concavisporites</i>	PC-20	<i>Exesipollenites tumulus</i>	PC-28		II	4 <i>Inaperturopollenites crisopolensis</i> <i>Afropollis</i>	
						PC-27			3 <i>Aequitridites espinulosus</i> <i>Exesipollenites tumulus</i>
Barremiano-Neocomiano			PC-10	<i>Cedridites? sp.</i>	PC-26		I	2 <i>Densoisporites perinatus</i>	
						PC-25			1 <i>Alisporites Dicheiropollis etruscus</i>
					PC-24				
					PC-23				
					PC-22				
					PC-18				
					PC-16				
					PC-14				
					PC-12				

Figura 13. Correlación con la biozonación palinológica propuesta para el O de África, N de Suramérica y NE de Brazil. Adaptado de Deaf, Harding & Marshall (2014).

9.2. Paleoambientes

La influencia marina en la secuencia sedimentaria se estableció mediante un Índice de Salinidad (SI), éste se emplea para conocer la relación entre los palinomorfos marinos y continentales (Santos et al., 2007) (Figura 14).

Los SI obtenidos en éste trabajo sugieren una influencia marina que está registrada en la base y tope de la Fm. Tibú-Mercedes y techo de la Fm. Aguardiente. Las partes medias de Tibú-Mercedes y Aguardiente presentan valores bajos de SI lo que indica mayor influencia continental. A continuación, se analizan los resultados de cada formación.

9.2.1. Formación Tibú-Mercedes. Caballero y Sierra (1991) en su estudio de la estratigrafía del área de San Andrés, proponen un ambiente nerítico de plataforma de carbonatos con abundante suministro de clastos provenientes del continente o de un delta cercano. Según los datos palinológicos obtenidos en el presente estudio, los valores de SI son cercanos a 0.5 en la base de la secuencia y de 0.7 en el tope; la presencia de palinoforaminíferos y diversos géneros de dinoflagelados como *Exochosphaeridium*, *Cribroperidinium*, *Cyclonephelium* y *Subtilisphaera* con diversos porcentajes de abundancia relativa a lo largo de toda la secuencia, afirman la continua influencia marina y sustentan lo planteado por los autores.

Por otro lado, en la parte media de la formación se registra una importante disminución del SI con valores que oscilan entre 0.05 - 0.12 y un máximo de granos de polen de *Classopollis* afines a Cheirolepidiaceae. Este grupo tuvo una amplia distribución geográfica y gran abundancia en regiones costeras de clima árido, principalmente en áreas elevadas (Srivastava, 1976). Según Lima (1976; 1978a) los sedimentos con alto porcentaje de *Classopollis* se asocian a una depositación en tierras altas de zonas costeras cercanas al litoral.

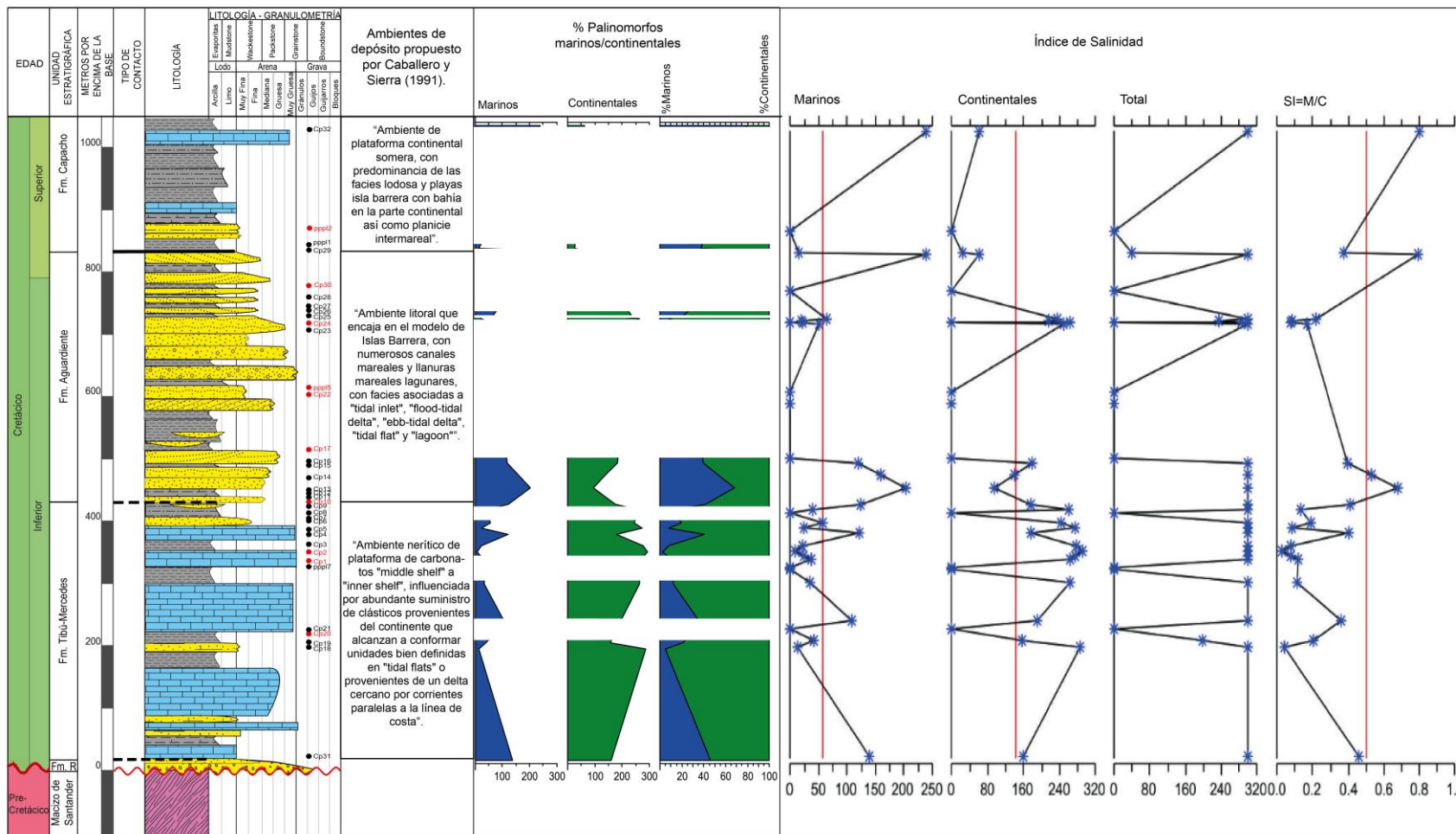


Figura 14. Porcentaje de palinomorfos marinos vs. continentales y variación del índice de salinidad a través de la sección. (punto rojo: muestra estéril, punto negro: muestra fértil, polígono azul: % palinomorfos marinos, polígono verde: % palinomorfos continentales).

Por consiguiente, se infiere un ambiente marino somero cercano a la línea de costa que alcanzó su máximo nivel cerca del Tope, y con una fuerte influencia de sedimentos provenientes del continente, durante la depositación de la parte media de la Unidad.

9.2.2. Formación Aguardiente. La curva de SI presenta una importante fluctuación cayendo desde valores de 0.7 y 0.8 en su base y tope respectivamente, hasta 0.08 en la parte media; en su base presenta alto porcentaje de dinoquistes de los géneros *Subtilisphaera* y *Oligosphaeridium*, palinoforaminíferos y en cuanto a los palinomorfos continentales, son representativas las esporas de Schizeaceae que se relacionan con climas cálidos (Lima, 1978a); la parte media está compuesta por mayor proporción de continentales, principalmente esporas y *Classopollis* en menor medida; la escasez de organismos marinos, sumada a la presencia de niveles de areniscas con geometría lenticular permite inferir para este intervalo un ambiente fluvial y fluvio-lacustre con ocasional influencia marina

El alto contenido de organismos marinos sugiere que la parte inferior de la formación se depositó en un ambiente conformado por lagos en una llanura de inundación costera. Lo anterior se relaciona con lo propuesto por Caballero y Sierra (1991), quienes refieren un ambiente litoral asociado a Islas Barrera, con canales mareales y llanuras mareales lagunares; sin embargo, la asociación palinológica en el resto de la formación, indica ambientes más continentales de tipo estuarinos y fluvio-deltáicos.

9.2.3. Formación Capacho. Caballero y Sierra (1991) propusieron un ambiente de plataforma continental somera para esta Formación, con predominancia de las facies lodosa y playas isla barrera. Lo anterior es corroborado para la parte inferior y media por la presencia de los dinoflagelados *Odontochitina opercualta*, *Hystrichodinium* y *Spiniferites* que están asociados a zonas neríticas (Shulgina et al., 1994). Además, Cárdenas (2012) en base a el IH y foraminíferos propone un ambiente marino somero con gran influencia continental para la parte

basal, y de plataforma marina interna que no supera los 200 m de profundidad en la parte media de la Unidad.

Los datos de SI en la base y parte media de Capacho arrojan valores de 0.8, lo que indica una secuencia predominantemente marina con palinomorfos marinos representados en su mayoría por quistes de dinoflagelados (*Odontochitina opercualta*, *Hystrichodinium*, *Spiniferites* y abundantes dinoquistes *indet.*) y palinoforaminíferos; de lo anterior se confirma que el segmento muestreado de la Fm. Capacho corresponde a un ambiente marino somero. Es también, el nivel más profundo de la secuencia analizada en el presente estudio.

9.3. Evolución geológica

La información bioestratigráfica obtenida en este trabajo, corresponde a las estribaciones orientales del Macizo Santander-Floresta, el cual dividía las subcuencas Cocuy y Tablazo-Magdalena en el extremo norte de la paleocuenca cretácica Cordillera Oriental, y es concordante con la historia evolutiva de la cuenca durante el final del Cretácico Inferior.

9.3.1. Jurásico Superior-Cretácico más temprano. Se ha atribuido el origen de la cuenca a la extensión Mesozoica (Fabre, 1983a, b; Moreno-Murillo, Concha-Perdomo & Lozano, 2007 y Horton et al., 2010) o contexto tectónico de rift intracontinental que se venía dando desde el Jurásico Superior. Ésta subsidencia tectónica provocó: un significativo adelgazamiento de la corteza y de la litosfera infrayacentes (Fabre, 1983a), cuencas extensionales locales desconectadas, con aportes detríticos del basamento andino y limitadas por fallas normales (Horton et al., 2010), y un magmatismo básico producto del fallamiento y adelgazamiento de la corteza, evidenciado por las rocas gabroides del Cuerpo Intrusivo de Pajarito, generado durante el Berriasiano-Valanginiano (Moreno-Murillo et al., 2007) (figura 15a).

En la zona de estudio, no se observaron evidencias de magmatismo, pero si existen diversas fallas inversas de alto ángulo que probablemente fueron en su inicio las enunciadas fallas normales y que, por procesos de compresión o levantamiento posteriores se invirtieron.

9.3.2. Barremiano-Aptiano Inferior. La extensión, subsidencia inicial y adelgazamiento de la corteza continuaron hasta el Aptiano Inferior, provocando un aumento del flujo térmico inicial (f), como se observa en la figura 15b. Durante ese tiempo se depositaron sedimentos en paleoambientes continentales (Fm. Girón), litorales (Fm. Rionegro) y neríticos (Fm. Tibú-Mercedes), en los que factores sensibles a la variación del gradiente geotérmico como reflectancia de la vitrinita o color de los granos de polen pudieron verse afectados por el flujo térmico elevado (ff). Aunque, según Fabre (1983b) no hay evidencias de adelgazamiento cortical en el Macizo de Santander, en el presente estudio los valores de reflectancia de la vitrinita obtenidos a partir del índice de coloración de las esporas en la Fm. Tibú Mercedes (Barremiano-Aptiano) es aproximadamente 2% (sobrepasa el límite de generación de hidrocarburos). Sin embargo, éste grado de madurez térmica pudo ser influenciado por factores como el aumento de temperatura debido a la carga litostática de las litologías suprayacentes ó acumulación de eventos posteriores de calentamiento.

9.3.3. Cretácico Superior. Se expande la cuenca y disminuye la velocidad de hundimiento, según Fabre (1983a), a partir del Aptiano Superior inicia la etapa de subsidencia térmica debido al enfriamiento por conducción de la litósfera (figura 15c); esto es coherente con el valor de 1,3% para la reflectancia de la vitrinita en el tope de la Fm. Aguardiente y base de Capacho en base a los palinomorfos fósiles, mostrando un descenso de la temperatura que afectó los sedimentos pero que aún no se puede atribuir a la disminución del flujo térmico.

Por otro lado, las facies reflejan las variaciones del nivel eustático e indican un ambiente marino un poco más profundo por causa de una transgresión del mar en el Coniaciano-Santoniano, que cubre el paleomacizo, y el escudo de Guyana se convierte en la fuente de sedimentos (Horton et al., 2010).

Los anteriores autores, sugieren un acortamiento que provoca el levantamiento inicial del terreno en el Maastrichtiano o Cenozoico más inferior, mientras en el depocentro se acumulan facies litorales ricas en materia orgánica.

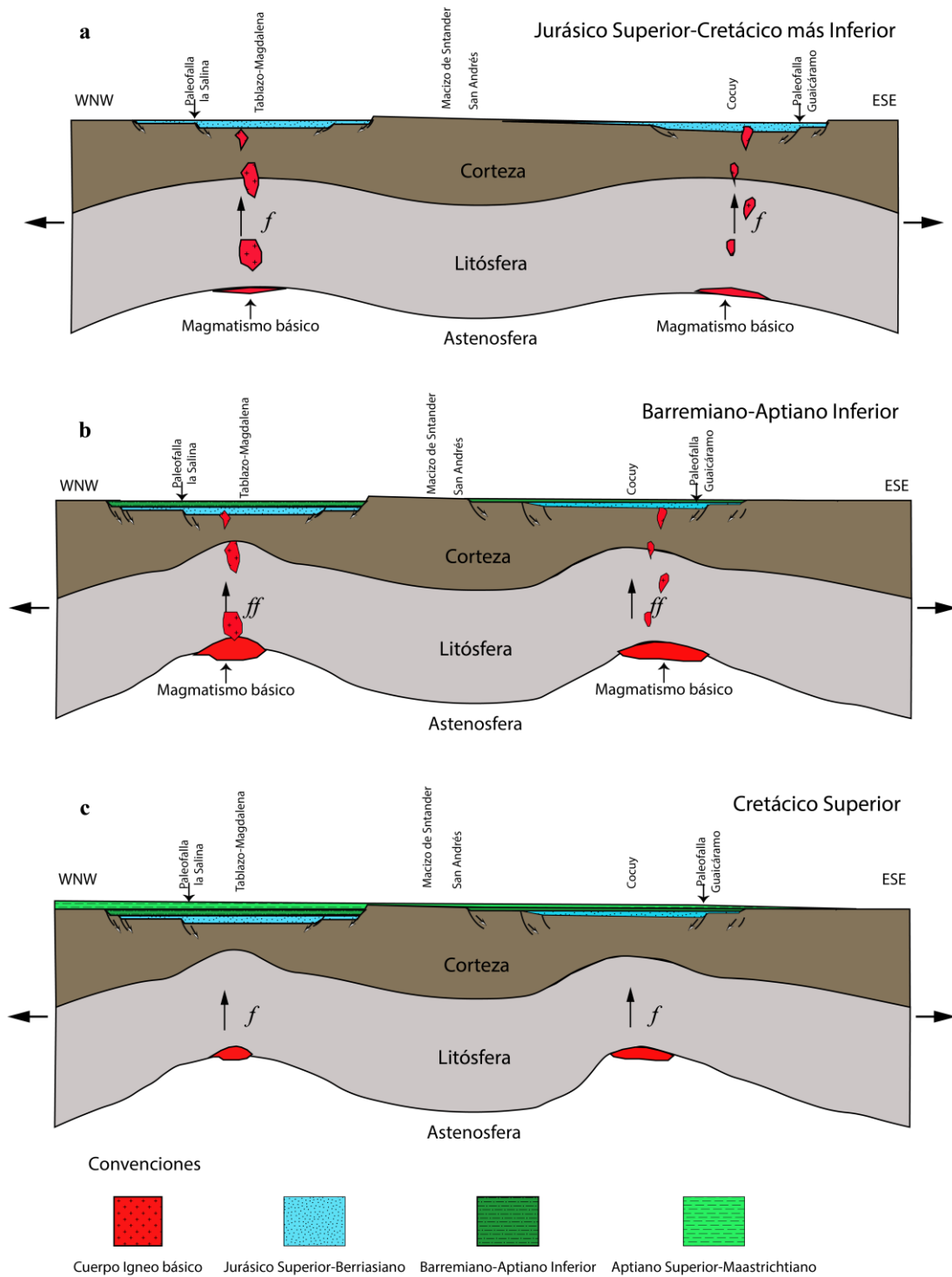


Figura 15. Esquemas de evolución tectónica de la paleocuenca Cordillera Oriental, durante el Cretácico. Adaptado de Fabre (1983b).

10. Conclusiones

•En la sucesión sedimentaria cretácica al Este del Macizo de Santander conformada por las Formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y parte basal de Capacho, se identificaron 90 morfotipos de palinomorfos, de los cuales 34 géneros corresponden a esporas, 43 a granos de polen y 13 a quistes de dinoflagelados.

•En base a las asociaciones palinológicas obtenidas se puede establecer que la depositación de la sucesión estudiada inicia durante el límite Hauteriviano-Barremiano hasta el Albiano medio y se relacionan con la super zona palinológica Exesipollenites tumulus de Regali et al. (1974). Además, las asociaciones también coinciden con la mayoría de las especies características de las zonas 3, 4 y 5 de Muller et al. (1987) del Barremiano-Albiano Medio, igualmente con la provincia *Dicheiropollis etruscus/Afropollis* definida por Herngreen et al. (1996) para el intervalo Barremiano-Aptiano, pero no se reconoce la presencia de *Dicheiropollis etruscus*.

•Por lo tanto, se infiere un rango de edad que va desde el límite Hauteriviano Tardío-Albiano Medio para las rocas sedimentarias cretácicas aflorantes en las estribaciones orientales del Macizo de Santander; específicamente la Formación Tibú-Mercedes al Hauteriviano Tardío-Aptiano y Aptiano Superior?-Albiano Medio para la Formación Aguardiente. Adicionalmente, se puede considerar una edad Albiano Medio para el inicio de la depositación de la Formación Capacho.

•Los datos palinológicos permiten interpretar en la Formación Tibú-Mercedes un paleoambiente marino somero, caracterizado por una plataforma carbonatada, que probablemente tuvo importante aporte de material continental, evidenciado en la abundancia de palinomorfos terrestres; la vegetación estaba dominada por gimnospermas como Cheirolepidiaceae y Ephedraceae indicadoras de climas cálidos y áridos.

- La Formación Aguardiente representa un paleoambiente mas transicional conformado por lagos en una llanura de inundación costera que varía gradualmente hacia un ambiente fluvial y fluvio-deltáico con ocasional influencia marina, y cuya vegetación correspondía a pteridófitas y en menor proporción gimnospermas, siendo algunas de éstas indicadoras de climas cálidos áridos a semiáridos.

- Por último, en la Base de la Formación Capacho aumenta la influencia marina indicando ambientes de llanuras mareales lagunares a condiciones marinas someras de plataforma continental.

- La coloración de palinomorfos y su reflectancia de vitrinita equivalente, evidencian que los sedimentos fueron expuestos a una temperatura con la cual la materia orgánica sobrepasó la ventana de generación de hidrocarburos.

11. Recomendaciones

Es importante realizar estudios bioestratigráficos de alta resolución en las rocas sedimentarias cretácicas de ésta región, con el fin establecer y comparar posibles biozonas a partir de múltiples herramientas; así reconocer si la diferenciación con las asociaciones palinológicas reportadas en secuencias correlacionables litológicamente en algunas cuencas de Colombia y Brasil, representa otro rango temporal para la depositación de los sedimentos, ó se debe a variaciones faciales.

Para saber si la corteza bajo el Macizo de Santander-Floresta fue adelgazada, provocando aumento y posterior disminución del gradiente geotérmico, durante el Cretácico. Es necesario, llevar a cabo estudios sistemáticos de factores sensibles a cambios térmicos en los alrededores y centro de la cuenca.

Referencias Bibliográficas

- Aasp – The Palynological Society (Aasp-Tps). [Sitio Web]. [Consulta: 12 noviembre 2016]. Spores. Disponible En: [Http://Palynology.Org/Spores/](http://Palynology.Org/Spores/)
- Acosta, C. E. (1960). Estratigrafía de garcía rovirá. *Boletín De Geología*, 5(1).
- Archangelsky, S., & Archangelsky, A. (2005). Aequitriradites Delcourt & Sprumont y Couperisporites Pocock, esporas de hepáticas en el cretácico temprano de Patagonia, Argentina. *Revista Del Museo Argentino De Cs Naturales*, 7, 119-138.
- Archangelsky, S., & Archangelsky, A. (2010). Revisión taxonómica y estratigráfica de esporas cicatricosas del Cretácico Inferior de Patagonia: 1. Géneros Appendicisporites Weyland & Krieger, Nodosisporites Deák y Plicatella Maljavkina. *Revista Del Museo Argentino De Ciencias Naturales*, 12(1), 23-40.
- Archangelsky, S., & Archangelsky, A. (2010). Revisión taxonómica y estratigráfica de esporas cicatricosas del Cretácico Inferior de Patagonia: 2. Géneros Cicatricosisporites Potonié & Gelletich Y Ruffordiaspora Dettmann & Clifford. *Revista Del Museo Argentino De Ciencias Naturales*, 12(2), 179-201.
- Atta-Peters, D., & Kyorku, N. A. (2013). Palynofacies Analysis and Sedimentary Environment of Early Cretaceous sediments from Dixcove 4-2x Well, Cape Three Points, Offshore Tano Basin, Western Ghana. *International Research Journal of Geology and Mining*, 3(7), 270-281.
- Balme, B.E. 1957. Spores and pollen grains from The Mesozoic of Western Australia. C.S.I.R.O.Aust. Commonwealth Scientific and Industrial Rresearch Organization. Coal. Res. Sect.Reference, Melbourne, T.C. V. 25, P.1-48.
- Barrón López, E., Rengifo, C., José, M., & Elorza, L. (2001). Contribuciones al estudio palinológico del Cretácico Inferior de la cuenca Vasco-Cantábrica: los afloramientos ambarígenos de peñacerrada (España). *Coloquios De Paleontología*, 52, 135-156.
- Batten, D. J. (1984). Palynology, climate and the development of Late Cretaceous floral provinces in the northern hemisphere; A Review. *Fossils and Climate. John Wiley and Sons Ltd*, 127-164.
- Bint, A. N. (1986). Fossil Ceratiaceae: A restudy and new taxa from the Mid - Cretaceous of the Western Interior, Usa. *Palynology*, 10(1), 135-180.
- Bolkhovitina, N. A. (1953). Spores and pollen characteristic of Cretaceous deposits of Central Regions of Ussr.

- Trudy Geologičeskago Instituta Russkoj Akademii Nauk*, 145(61).
- Brenner, G. J. (1976). Middle Cretaceous floral provinces and early migrations of angiosperms. *Origin and Early Evolution of Angiosperms*. Cb Beck, Ed.
- Brenner, G. J., & Bickoff, I. S. (1992). Palynology and age of the Lower Cretaceous Basal Kurnub Group from The Coastal Plain to the Northern Negev of Israel. *Palynology*, 16(1), 137-185.
- Brenner, E. D., Stevenson, D. W., & Twigg, R. W. (2003). Cycads: evolutionary innovations and the role of plant-derived neurotoxins. *Trends in Plant Science*, 8(9), 446-452.
- Bujak, J. P., & Williams, G. L. (1985). Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 847-965.
- Burden, E. T., & Hills, L. V. (1989). *Illustrated key to genera of lower cretaceous terrestrial palynomorphs (excluding megaspores) of Western Canada* (No. 21). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
- Caballero, V., & Sierra, H. (1991). Estratigrafía del cretácico en el area de san andrés, santander: Universidad Industrial De Santander, 121 P. Bucaramanga.
- Cáceres, C., Cediél, F., & Etayo, F. (2003). Mapas de distribución de facies sedimentarias y armazón tectónico de colombia a través del Proterozoico y del Fanerozoico. *Bogotá, Colombia, Ingeominas*, 40.
- Campiño, L. F., Mantilla, P. P., & Mora, C. (2007). Palinofacies y geoquímica orgánica en las rocas del Aptiano-Coniaciano (Valle Superior Del Magdalena). *Boletín De Geología*, 29(2).
- Cárdenas G., Claudia. (2012). Análisis micropaleontológico y caracterización sedimentológica de la Formación Capacho, en muestras de afloramiento, sección Sardinata, cuenca del Catatumbo, Norte de Santander, Colombia. Trabajo de grado Geología. Universidad Industrial De Santander, 104 P. Bucaramanga.
- Colombiano, S. G. (2015). Mapa geológico de Colombia A Escala 1: 1.000. 000.
- Cookson, I. C., & Dettmann, M. E. (1961). Reappraisal of the mesozoic microspore genus *Aequitriradites*. *Palaeontology*, 4(3), 425-427.
- Couper, R. A. (1953). *Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand* (Vol. 22). New Zealand Geological Survey.

- Couper, R.A. (1958). Bristh Mesozoic microspores and pollen grains: A systematic and stratigraphic study. *Paleontogr. Abt. B*, V.103, N.4-6, P. 75-179.
- Daugherty, L. H., & Stagner, H. R. (1941). Upper Triassic flora of Arizona.
- Davey, R. J., & Williams, G. L. (1966). The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies. *Studies On Mesozoic and Cainozoic Dinoflagellate Cysts*, 3, 53-106.
- Davey, R.J. (1970) Non-Calcareous microplankton from the Cenomanian of England, Northern France, and North America, Part Ii. *Bulletins of The British Museum (Natural History), Geology*, 18, 333-97.
- Deaf, A. S., Harding, I. C., & Marshall, J. E. (2014). Cretaceous (Albian-? Early Santonian) palynology and stratigraphy of the Abu Tunis 1x Borehole, Northern Western Desert, Egypt. *Palynology*, 38(1), 51-77.
- Deflandre, G. (1935). Considérations Biologiques Sur Les Microorganismes d'origine Planctonique Conservés Dans Les Silex De La Craie. *Bulletin Biologique De La France Et De La Belgique*, 69, 213-244.
- Deflandre, G. (1937). *Microfossiles des silex Crétacés. 2. Flagellés Incertae Sedis, Hystrichosphaeridés, Sarcodinés. Organismes Divers*. Masson.
- Deflandre, G., & Cookson, I. C. (1955). Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. *Marine and Freshwater Research*, 6(2), 242-314.
- Delcourt, A., Potonié, R., & Sprumont, G. (1955). *Les spores et graines de pollen du Wealdien du Hainaut*.
- Dev, S. (1961). The fossil flora of the Jabalpur Series-3. Spores and Pollen Grains. *The Palaeobotanis*, Lucnow, V.8, N.1-2, P.43-56.
- Dino, R., Pocknall, D. T., & Dettmann, M. E. (1999). Morphology and ultrastructure of elater-bearing pollen from the Albian to Cenomanian of Brazil and Ecuador: Implications for Botanical Affinity. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 105(3), 201-235.
- Doyle, J. A., Jardiné, S., & Doerenkamp, A. (1982). '*Afropollis*', a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the Cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*.
- Drugg W.S. (1970). Some New Gnci-A. Species and combinations of phytoplankton from the Lower Tertiary of the Gulf Coast. U.S.A. North American Paleontological Convention. Chicago. 1969. Proceedings G. 809-843.

- Eisenack, A. (1963). Hystrichosphären. *Biological Reviews*, 38(1), 107-139.
- El-Mehdawi, A. D. (1998). Odontochitina Tabulata Sp. Nov. A Late Santonian–Early Campanian Dinoflagellate Cyst from Se Sirte Basin, Libya. *Journal of Micropalaeontology*, 17(2), 173-178.
- Evitt, W. R. (1969). Dinoflagellates and other organisms in palynological preparations. *Tschudy, Rh, Ed. Aspects Of Palynology*.
- Fabre, A. (1981). Estratigrafía de la Sierra Nevada Del Cocuy. Boyacá y Arauca, Cordillera Oriental (Colombia): *Geología Norandina*, 4, 3-12.
- Fabre, A. (1983). La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario primera parte estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina*, 8, 49-61.
- Fabre, A. (1983). La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución y tectónica. *Geología Norandina*, 8, 21-28.
- Fensome, R. A. (1987). *Taxonomy and biostratigraphy of Schizaealean spores from tJurassic-Cretaceous boundary beds of the Aklavik range, district of Mackenzie* (No. 4). Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Ferreira A. Erwin Y Sandoval R. Jose. (2006). Definición del modelo estático para el Grupo Uribante, Campo Tibú, cuenca del Catatumbo, Colombia. Tesis De Pregrado. Universidad Industrial De Santander. Bucaramanga.
- Gaona-Narvaez, T., Florentin, J. M. M., & Etayo-Serna, F. (2013). Geochemistry, palaeoenvironments and timing of Aptian Organic-Rich Beds of the Paja Formation (Curití, Eastern Cordillera, Colombia). *Geological Society, London, Special Publications*, 382(1), 31-48.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N. E. R., Tejada, M. L. A., Jiménez, D. M. M., Sepúlveda, M. J. O., ... & Mora, M. P. (2007). Mapa geológico de Colombia Escala 1: 1.000. 000. *Instituto Colombiano De Geología Y Minería*.
- 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, 3-66.
- Hammen, T. Van Der and Wijmstra, Ta (1964): A palynological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana. *Leidse Geologische Mededelingen*, 30, 183-241.
- Hayek, L., And M. Buzas. 1997. Surveying natural populations. Columbia Univeristy Press, New York.

- Helenes, J. (1984). Morphological analysis of Mesozoic - Cenozoic Cribroperidinium (Dinophyceae), and taxonomic implications. *Palynology*, 8(1), 107-137.
- Helenes, J. (2000). Exochosphaeridium Alisitosense N. Sp., A New Gonyaulacoid dinoflagellate from the Albian of Baja California, Mexico. *Micropaleontology*, 135-142.
- Herngreen, G. F. W. (1973). Palynology of Albian-Cenomanian strata of Borehold L-Qs-L-Ma, state of Maranhao, Brazil. *Pollen Et Spores*.
- Herngreen, G. F. W., & Herngreen, G. F. W. (1975). *Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil*. Drukkerij H. Van Der Marck & Zonen.
- Herngreen, G. F. W., & Jimenez, H. D. (1990). Dating of the Cretaceous Une Formation, Colombia and the relationship with the Albian-Cenomanian African-South American Microfloral Province. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66(3-4), 345-359.
- Herngreen, G. F. W., Kedves, L. V. Rovnina, & Smirnova Sb (1996). Cretaceous palynofloral provinces: A review. *Palynology: principles and Applications-American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 3(1), 157-1.
- Hill, K. D. (2004). Character evolution, species recognition and classification concepts in the Cycadaceae. *Cycad Classification, Concepts and Recommendations*. Wallingford: Cabi Publishing, 23-44.
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9-10), 1423-1442.
- Jansonius, J. Y Hills, L.V. (1990). Genera file of fossil spores, suplement 10, Special Publication, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Canada.
- Jaramillo, C. A., & Dilcher, D. L. (2001). Middle Paleogene palynology of Central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes. *Palaeontographica Abteilung B*, 87-213.
- Jaramillo, C., Rueda, M., & De La Parra, F. (2011). A morphological electronic database of Cretaceous-Tertiary fossil pollen and spores from Northern South America. Colombian Petroleum Institute & Smithsonian Tropical Research. Available from: [Ht Tp. Biogeodb. Stri. Si. Edu/Jaramillo/Palynomorph](http://HtTp.Biogeodb.Stri.Si.Edu/Jaramillo/Palynomorph).

- Jaramillo, C. (2012). Historia geológica del bosque húmedo neotropical. *Revista De La Academia Colombiana De Ciencias Exactas, Físicas Y Naturales*, 36(138), 57-77.
- Jaramillo, C., And Rueda, M., (2013). A morphological electronic database of Cretaceous-Tertiary fossil pollen and spores from Northern South America, Colombian Petroleum Institute & Smithsonian Tropical Research Institute. ([Http://Biogeodb.Stri.Si.Edu/Jaramillo/Palynomorph/](http://Biogeodb.Stri.Si.Edu/Jaramillo/Palynomorph/))
- Jardiné, S., & Magloire, L. (1963). *Palynologie et stratigraphie du Crétacé des Bassins Du Sénégal Et De Côte D'ivoire*.
- Jarzen, D. M., & Dettmann, M. E. (1989). Taxonomic revision of *Tricolpites Reticulatus* Cookson Ex Couper, 1953 with notes on the biogeography of *Gunnera* L. *Pollen Spores*, 31, 97-112.
- Jimenez, H. D. (1989). Presencia del genero *Afropollis* en Colombia. *Boletim Ig-Usp. Publicação Especial*, (7), 155-161.
- Julivert, M. (1959). Geología de la vertiente W Del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. *Boletín De Geología*, 3.
- Julivert, M. (1960). Geología de la región occidental de García Rovira. *Boletín De Geología*, 5(1).
- Kareva, E. A. (1959). The Upper Paleozoic and Lower Mesozoic of the Eastern Slope of the Urals and the Western Part of the Western Siberian Lowlands. (In: geology and petroleum resources of the Western Parts of the Western Siberian Lowlands. S.G. Galerkina, Editor).
- Kedves, M. (1995). *Upper Cretaceous spores from Egypt*. M. Kedves.
- Krutzsch, W. (1959). *Mikropaläontologische (Sporenpaläontologische) Untersuchungen in Der Braunkohle des Geiseltales*. Akademie-Verlag.
- Lejeune-Carpentier, M. (1939). L'étude microscopique des silex. *Areoligera*: Nouveau genre D'hystrichosphaeridée (6. Note). *Ann. Soc. Géol. Belg*, 62, 163-174.
- Lejeune-Carpentier, M. (1939). L'étude microscopique des Silex. Un nouveau peridinien Creticique: *Gonyaulax Wetzeli* (Septieme Note). *Ann. Soc. Geo. Belg*, 62, 525-529.
- Lentin, J. K., & Williams, G. L. (1975). Fossil dinoflagellates: index to genera and species. Supplement 1. *Canadian Journal of Botany*, 53(19), 2147-2157.

- Lima, M. R. (1976). O gênero *Classopollis* e as bacias Mesozoicas do Nordeste Do Brasil. *Ameghiniana*, Buenos Aires, V. 13, P. 3-4.
- Lima, M. R. (1978 A). Palinologia da Formação Santana (Cretáceo Do Nordeste Do Brasil) São Paulo. Instituto de Geociências, Usp. São Paulo, Tese De Doutorado, 338p.
- Lima, M. D. (1980). Palinologia da Formação Santana (Cretáceo Do Nordeste Do Brasil). Iii-Descrição sistemática dos polens da turma plicates (Subturma Costates). *Ameghiniana*, 17(1), 15-47.
- Mädler, K. (1964). Die geologische verbreitung von sporen und pollen-In Der Deutschen Trias.
- Mantell, G. A. (1850). *A pictorial atlas of fossil remains: Consisting of coloured illustrations selected from Parkinson's "Organic Remains of a Former World," And Artis's "Antediluvian Phytology."*. Hg Bohn.
- Mejia-Velasquez, P. J., Dilcher, D. L., Jaramillo, C. A., Fortini, L. B., & Manchester, S. R. (2012). Palynological composition of a Lower Cretaceous South American tropical sequence: climatic implications and diversity comparisons with other latitudes. *American Journal of Botany*, 99(11), 1819-1827.
- Moreno-Murillo, J.M., Concha-Perdomo, A.E. & Lozano, E.L. (2007): Petrogenesis y Geoquímica del cuerpo ígneo de Pajarito, Boyacá – Colombia. - *Geología Colombiana*, 32, pp. 111-126, 29 Figs., Bogotá.
- Muller, J., De Di Giacomo, E., & Van Erve, A. W. (1987). *A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of Northern South America*. Aasp.
- Muller, J. (1968). Palynology of The Pedawan and Plateau Sandstone Formations (Cretaceous-Eocene) in Sarawak, Malaysia. *Micropaleontology*, 1-37.
- Narváez, P. L. (2009). Palinoestratigrafía, paleoambientes y cambios climáticos durante el Cretácico final y Paleógeno de la Cuenca del Grupo Salta, República Argentina. *Mendoza (Argentina): Universidad Nacional de Cuyo*.
- Nascimento, L. R. D. S. L. (2013). Palinoestratigrafia e paleoecologia da sequência lacustre do Cretáceo Inferior, em Serra Negra-Pe, bacia sedimentar do Jatobá, NE do Brasil.
- Notestein, F. B., Hubman, C. W., & Bowler, J. W. (1944). Geology of the barco concession, republic of Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 55(10), 1165-1216.
- Núñez-Betelu, K., & Hills, L. V. (1998). A Late Coniacian ceratioid dinoflagellate cyst, *Odontochitina Octopus* Sp. Nov., from the Kanguk Formation, Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(8), 923-930.

- Pierce, R.L. (1961). Lower Upper Cretaceous plant microflora from Minnesota. *Bulletin of the Minnesota Geological Survey* 42: 1-86.
- Pocock, S. J., & Jansonius, J. (1961). The pollen genus *Classopollis* Pflug, 1953. *Micropaleontology*, 439-449.
- Pocock, S. A. (1964). Pollen and spores of the Chlamydospermidae and Schizaeaceae from Upper Mannville strata of the Saskatoon area of Saskatchewan. *Grana*, 5(2), 129-209.
- Potonié, R. (1956). Synopsis der gattungen der spora dispersae. I. Teil: Sporites. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 23: 1-103.
- Potonié, R. (1966). Synopsis der gattungen der spora dispersae. Iv. Teil: Nachträge zu Allen Gruppen (Turmae). *Beih.Geol. Jahrb, Hannover, N.72, P. 1-244.*
- Regali, M. D. S. (1974). Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. *Bol. Tecn. Petrobrás*, 17, 263-301.
- Regali, M. S. P. (1989). Evolucao da paleoflora no Cretaceo das margens equatorial de Nordest do Brazil. *Revista Escola de Minas*, 42(1).
- Royero, J. M., & Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado departamento de Santander, Escala 1.400. 000. *Memoria explicativa, Ingeominas, Bogotá, 92p.*
- Rubinstein, C. V., Gerrienne, P., De La Puente, G., Astini, R. A., & Steemans, P. (2010). Early Middle Ordovician evidence for land plants in Argentina (Eastern Gondwana). *New Phytologist*, 188(2), 365-369.
- Sánchez, M. M., Cruz, A. D. J. G., & González, H. C. (2007). *Frenelopsis* y *Pseudofrenelopsis* (Coniferales: Cheirolepidiaceae) En el Cretácico Temprano de Colombia. *Boletín De Geología*, 29(2).
- Santos, J. P. R., Díaz, A. F., Monsalve, M. M., & Barragán, M. (2000). Secuencia calcárea del Cretáceo del Valle Medio Del Magdalena, Colombia, una nueva frontera exploratoria [Paper In Spanish] *Cretaceous Limestone Sequence Of The Middle Magdalena Valley, Colombia, A New Exploration Frontier.*
- Santos, C., Jaramillo, C., Torres, V., Rueda, M., Flórez, P., & Rodríguez, G. (2007). Influencia marina en el Eoceno Tardío del Oriente Y Suroriente De Colombia. *Boletín De Geología*, 29(2).
- Sarjeant, W. A. S., & Downie, C. (1966). The classification of dinoflagellate cysts above generic level. *Grana*, 6(3), 503-527.
- Sarjeant, W. A. S. (1970). The genus *Spiniferites* Mantell, 1850 (Dinophyceae). *Grana*, 10(1), 74-78.

- Sarjeant, W. A. (1981). A restudy of some dinoflagellate cyst holotypes in the University of Kiel Collections II. The Eocene holotypes of Barbara Klumpp (1953); With a revision of the genus *Cordosphaeridium* Eisenack, 1963. *Meyniana*, 33(97), E132.
- Sarmiento, G. (1992). Palinología de la Formación Guaduas-estratigráfica y sistemática. *Boletín Geológico*, 32 (1-3).
- Schulz, E. (1967). *Sporenpaläontologische untersuchungen rätoliassischer schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens*.
- Scotese, C.R., (2013). Map Folio 23, Early Cretaceous (Late Albian, 101.8 Ma), paleomap paleoatlas for arcgis, Volume 2, Cretaceous paleogeographic, paleoclimatic and plate tectonic reconstructions, Paleomap Project, Evanston, IL.
- Scotese, C.R., (2013). Map Folio 27, Early Cretaceous, (Early Aptian, 121.8 Ma), paleomap paleoatlas for arcgis, Volume 2, Cretaceous paleogeographic, paleoclimatic and plate tectonic reconstructions, Paleomap Project, Evanston, IL.
- Sievers, W. (1888). *Die Cordillere von Mérida: Nebst Bemerkungen Über Das Karibische Gebirge; Ergebnisse Einer Mit Unterstützung der Geographischen Gesellschaft zu Hamburg 1884-1885 Ausgeführten Reise*. Hölzel.
- Shulgina, N. I., Burdykina, M. D., Basov, V. A., & Årbus, N. (1994). Distribution of ammonites, foraminifera and dinoflagellate cysts in the Lower Cretaceous Reference sections of the Khatanga basin, and Boreal Valanginian Biogeography. *Cretaceous Research*, 15(1), 1-16.
- Skarby, A. (1964). *Revision of Gleicheniidites Senonicus Ross*. Distributor, Almqvist & Wiksell.
- Srivastava, S. K. (1969). Assorted angiosperm pollen from the Edmonton Formation (Maestrichtian), Alberta, Canada. *Canadian Journal of Botany*, 47(6), 975-989.
- Srivastava, S. K., 1972, Some spores and pollen from the Paleocene Oak Hill member of the Naheola Formation, Alabama (USA): *Review of Palaeobotany and Palynology*, V. 14, P. 217-285.
- Srivastava, S. K. (1976). The fossil pollen genus *Classopollis*. *Lethaia*, 9(4), 437-457.
- Srivastava, S. K. (1994). Palynology of the Cretaceous-Tertiary boundary in the Scollard Formation of Alberta, Canada, And Global Kib Events. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 83(1-3), 137-158.

- Stemans, P., Lepot, K., Marshall, C. P., Le Hérisse, A., & Javaux, E. J. (2010). Ftr characterisation of the chemical composition of Silurian miospores (Cryptospores and Trilete Spores) from Gotland, Sweden. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162(4), 577-590.
- Stover, L. E. (1964). Cretaceous Ephedroid pollen from West Africa. *Micropaleontology*, 145-156.
- Stover, L. E., & Evitt, W. R. (1978). *Analyses of Pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates* (Vol. 15). Stanford University Publications.
- Tappan, H. N. (1980). *The paleobiology of plant protists*. Wh Freeman.
- Taylor, E. L., Taylor, T. N., & Krings, M. (2009). *Paleobotany: The biology and evolution of fossil plants*. Academic Press.
- Traverse, A. (2nd Ed.). (2007). *Paleopalynology*. Dordrecht, Países Bajos: Springer, (813 Pp.).
- Trump, G. W., & Salvador, A. (1964). *Guidebook to the geology of Western Táchira*. Publisher Not Identified.
- Tyson, R.V. (1995). Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. London, Chapman & Hall, (615 P.).
- Van Der Hammen, T., (1954). El desarrollo de la flora colombiana en los periodos geológicos. 1. Maestrichtiano hasta Terciario más Inferior. *Boletín Geológico* 2: 49-106.
- Van Der Hammen, T., & De Mutis, C. G. (1966). *The Paleocene pollen flora of Colombia*. Leidse Geologische Mededelingen.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. & Téllez, N.A. (1976). Geología de la plancha 136 Málaga. Escala 1:100 000. Ingeominas. Bogotá.
- Velasquez, P. J. M. (2007). *Floral composition of a Lower Cretaceous paleotropical ecosystem inferred from quantitative palynology*. University of Florida.
- Villamil, T. (1998). Chronology, relative sea-level history and a new sequence stratigraphic model for Basinal Cretaceous facies of Colombia.
- Waksmundzka, M. 1992 Revision of taxonomy of the Lower Cretaceous miospores on the Polish Lowland. *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego* 136.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga Y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Us Geological Survey E Ingeominas. Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-132.

Ward, D.; Goldsmith, R.; Cruz, B. J.; Jaramillo, C. L. Y Vargas, R. I. (1977). Mapa geológico de la plancha H-13 a Escala 1:100.000.

Wicander, R. (2002, February). Acritarchs: Proterozoic and Paleozoic enigmatic organic-walled microfossils. In *International Symposium On Optical Science and Technology* (Pp. 331-340). International Society for Optics and Photonics.

White, H. H. (1842). On fossil Xanthidia. *Transactions of the Microscopical Society & Journal*, 1(1), 35-40.