



Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el Sector Norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento del Caquetá, Colombia.

ALEJANDRO MORA

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, A.A. 14490, Santafé de Bogotá;
email: fiamora@colomsat.net.co

DIEGO VENEGAS

Deminex Colombia Petroleum, Calle 114 No. 9-01, Torre A, Of. 611, Santafé de Bogotá; Fax 6292901.

LUIS VERGARA

Deminex Colombia Petroleum, Calle 114 No. 9-01, Torre A, Of. 611, Santafé de Bogotá;
email: lvergara@ciencias.ciencias.unal.edu.co

MORA, A.; VENEGAS, D.; VERGARA, L. (1998): Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el Sector Norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento del Caquetá, Colombia.- Geología Colombiana, 23, p. 31-77, 19 Figs., 2 Tablas, 4 Láminas, Santafé de Bogotá.

Resumen: Se define formalmente la nomenclatura estratigráfica para el sector norte de la Cuenca del Putumayo (Caquetá). La Formación Masaya (nueva formación) marca el comienzo de la sedimentación cretácica durante el Cenomaniano tardío, con depósitos fluviales, que pasan rápidamente a intermareales. Hacia el NE, la base de la unidad translapa progresivamente el basamento y por tanto es diacrónica. La Formación Las Iglesias (nueva formación) representa un episodio de inundación marina entre el Turoniano y el Coniaciano, con un episodio de máxima inundación en el Santonian. Despues de un período en el cual se erosionó el piso Campaniano, se depositaron entre el Maastrichtiano temprano y el Paleoceno tardío sedimentos intermareales de la Formación Rumiyaco, la cual presenta un miembro basal, de naturaleza fluvial (Miembro El Neme).

La Formación Morelia (nueva formación), cuya posición estratigráfica no había sido reportada anteriormente, es una sucesión fluvial depositada durante el Eocene medio? a tardío, que se divide en dos miembros. En esta unidad se detecta un cambio en la proveniencia de los sedimentos, del cráton guayanés a un cinturón de deformación localizado al NW del área. La Formación Pepino (Eocene tardío), representa abanicos aluviales resultantes de un pulso de levantamiento de la ancestral Cordillera Central, que previamente produjo erosión a nivel regional, especialmente de la Formación Morelia al SW del área estudiada.

El esquema estratigráfico secuencial incluye dos supersecuencias y tres secuencias. La Supersecuencia SKmi, de edad Albiano tardío a Santonian, abarca las Formaciones Masaya y Las Iglesias. Dentro de dicha supersecuencia se identifican dos secuencias. La Supersecuencia SKr depositada entre el Maastrichtiano temprano y el Paleoceno tardío comprende la Formación Rumiyaco. La Secuencia STm representa un ciclo de tercer orden que comprende la Formación Morelia (Eocene medio?-tardío), suprayacida por otra secuencia que comienza en la base de la Formación Pepino.

Palabras Claves: Estratigrafía secuencial, Sedimentología, Cretácico Superior, Terciario Inferior, Cuenca del Putumayo, Caquetá, Nomenclatura litoestratigráfica.

Abstract: A new scheme of stratigraphic nomenclature is defined formally in the northern portion of the Putumayo basin. The Masaya Formation (new formation) represents the beginning of the Cretaceous sedimentation during the late Cenomanian, exhibiting fluvial deposits that rapidly grade up-section to intertidal deposits. Towards the NE, the unit onlaps the basement progressively, thus being diachronous. The Las Iglesias Formation (new formation) represents a regional episode of marine flooding during the Turonian and Coniacian, with a maximum flooding surface dated Santonian. After an erosion period that cannibalized Campanian rocks, intertidal sedimentation during the Maastrichtian to Paleocene took place. This is represented by the Rumiyaco Formation, which bears a fluvial member (El Neme) in its lower part.

The Morelia Formation (new formation), whose stratigraphic position has not been reported previously, is a fluvial succession developed during the middle? to late Eocene. It is divided into two members. A shift in the sediment source occurred, from the previously shedding area of the Guyana Shield to the hinterland located to the NW of the area. The Pepino Formation (late Eocene) represents alluvial fans

brought about by an uplift pulse of the ancestral Central Cordillera. Prior to this, the Morelia Formation was exposed and completely cannibalized to the SW of the study area. The sequence stratigraphic scheme comprises two supersequences and three sequences. Supersequence SK_{mi}, with a late Albian to Santonian age, corresponds to the Masaya and Las Iglesias Formation. Within this supersequence two sequences are identified. Supersequence SK_r formed during the early Maastrichtian to late Paleocene, encompasses the Rumiyaco Formation. The third order Sequence ST_m involves the Morelia Formation (middle?-late Eocene), being superseded by a younger sequence that begins at the base of the Pepino Formation.

Key Words: *Sequence stratigraphy, Sedimentology, Upper Cretaceous, Lower Tertiary, Putumayo Basin, Caquetá, Lithostratigraphic nomenclature.*

INTRODUCCION

La Cuenca del Putumayo ha sido objeto de exploración de hidrocarburos desde 1941, cuando Texaco inició labores en la zona, perforando en 1947 y 1948 varios pozos (José María, La Rastra, Solita, Curbinata). Dicha compañía retornó al Putumayo a comienzos de la década de los sesenta y perforó el pozo descubridor Orito, que ha producido petróleo hasta hoy y que marcó el inicio de una serie de descubrimientos en Colombia que se extienden hacia el sur hasta el Ecuador. Con estos descubrimientos se amplió considerablemente el conocimiento geológico de la cuenca. Sin embargo, hasta la fecha no hay trabajos especializados sobre la estratigrafía de la cuenca, por lo cual se hacen necesarios nuevos estudios que permitan definir la sucesión estratigráfica con unidades formales y con información cronológica precisa.

En esta publicación se sintetizan los principales resultados del trabajo de grado de MORA (1998), presentado a la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, para optar al título de geólogo. Dicha información se complementa aquí con la cartografía y petrografía llevada a cabo por los coautores del presente artículo. De gran importancia ha sido la información palinológica, por lo cual se incluye un listado de palinomorfos que completa la caracterización de las unidades. Se discuten la configuración paleogeográfica, los ambientes de depósito y los procesos tectosedimentológicos que dieron lugar a las sucesiones estratigráficas presentes en el área, los cuales se enmarcan dentro de un esquema estratigráfico secuencial.

Con respecto a la nomenclatura estratigráfica, se siguen las normas del «North American Stratigraphic Code» (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE: NACSN 1983) para formalizar la nomenclatura en el sector norte de la Cuenca del Putumayo. Se consultó también la Guía Estratigráfica Internacional de la INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (IUGS 1994). La formalización de la nomenclatura estratigráfica no se llevó a cabo en el trabajo de grado de MORA (1998) debido a que dicho trabajo no corresponde a una publicación en un medio científico reconocido y que carece de un mapa geológico con la extensión regional de las unidades definidas, dos de los

requisitos establecidos por la NACSN (Artículos 3 y 4, 1983) para la definición de unidades formales. Estos requisitos se desean cumplir en el presente trabajo. A pesar del tratamiento formal que se le da a las unidades en este trabajo, para efectuar las correlaciones correspondientes dentro de la cuenca se debe recurrir, especialmente en el rango de miembros, a la nomenclatura informal que se ha utilizado hasta hoy en la cuenca, especialmente al nivel industrial (ver e.g. GOVEA & AGUILERA 1980; CÁCERES & TEATIN 1985).

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El área de estudio se localiza geológicamente en el extremo noroccidental de la Cuenca del Putumayo, la cual se extiende hacia el sur conformando un complejo de cuencas mucho más grande que incluye hacia el sur la gran Cuenca de Oriente en el Ecuador, y la Cuenca de Marañón en el Perú. Este complejo a su vez hace parte del sistema de cuencas subandinas que se presentan a lo largo de América del Sur, al E de la Cordillera de Los Andes, y que se encuentran separadas entre sí generalmente por arcos de basamento, como es el caso del Arco de Vaupés, que separa a la Cuenca del Putumayo de la Cuenca de los Llanos Orientales en Colombia (Fig. 1).

Las rocas más antiguas en la cuenca corresponden al basamento cristalino precámbrico del Escudo de Guayana hacia el E, y del Macizo de Garzón hacia el NW de la cuenca, cartografiado en este trabajo como «basamento», sin diferenciar. La cobertura sedimentaria desarrollada sobre una depresión estructural (o «rift») se formó en el Mesozoico temprano a causa de una tectónica distensiva que comprende la actual Cuenca del Putumayo, la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena. En cercanía de Mocoa se han reportado calizas y limolitas parcialmente metamorfosadas, que se han correlacionado con la Formación Payandé del Valle Superior del Magdalena (VSM), de edad triásica (CÁCERES & TEATIN 1985). El basamento económico de esta cuenca corresponde a areniscas arcósicas intercaladas con arcillolitas rojo púrpura, tobas y brechas volcánicas, intruídas por plutonitas y diques básicos. Esta sucesión continental se ha correlacionado con



Fig. 1. Localización y límites de la cuenca del Putumayo y la subcuenca Yari-Caguán. Modificada de CÁCERES & TEATIN (1985).

la Formación Saldaña del VSM, de edad jurásica, aunque en la Cuenca del Putumayo recibe comúnmente el nombre de Formación Motema (ver CÁCERES & TEATIN 1985), el cual también hemos utilizado en la cartografía.

Después de un período de erosión y/o no depositación en el área, durante el Jurásico Medio a Superior y parte del Cretácico Inferior, la depresión estructural preexistente comenzó a ser rellenada por sedimentos fluviales y marinos someros, a medida que ascendía el nivel relativo del mar. Tales depósitos cretácicos arenosos basales reciben en esta cuenca el nombre de Formación «Caballos», aparentemente datados con base en palinología como del Aptiano-Albiano (CÁCERES & TEATIN 1985). La sucesión lodoítica calcárea que se encuentra suprayaciendo a la Formación «Caballos» presenta un rango de edades desde el Albiano hasta el Santoniano. En el subsuelo se han reconocido seis subunidades con carácter de miembros informales, denominados de base a techo: Caliza C, Arena T, Caliza B, Arena U, Caliza A y Arena N (CÁCERES & TEATIN 1985).

En el Cretácico Superior se evidencia una regresión marina que corresponde a los depósitos de la Formación Rumiyaco, que de acuerdo con CÁCERES & TEATIN (*op. cit.*), hacia el oriente pasa a facies predominantemente arenosas denominadas por Texaco como Miembro El Neme. La edad de la Formación Rumiyaco, con base en correlaciones regionales es de Maastrichtiano a Paleoceno según Olsson (1956) y CÁCERES & TEATIN (1985).

A comienzos del Terciario, se evidencian pulsos de le-

vantamiento de la Cordillera Central y la consiguiente retirada del mar, dando paso a la acumulación de sedimentos continentales molásicos que corresponden en la Cuenca del Putumayo a la Formación Pepino. Esta unidad, acumulada en ambientes de abanicos aluviales, hasta ahora no había sido datada y se le asignaba una edad de Eoceno Medio, con base en correlaciones regionales (CÁCERES & TEATIN 1985).

A finales del Eoceno y comienzos del Oligoceno predominaban las condiciones lacustres, pantanosas y de aguas salobres que prevalecieron durante la acumulación de los sedimentos de la Formación Orteguaza (CÁCERES & TEATIN 1985). Estas condiciones lacustres predominaron hasta finales del Mioceno, con la deposición de las arcillitas abigarradas y arenitas de las Formaciones Orito-Belén y Ospina. Despues del Mioceno y hasta el reciente, el levantamiento de la Cordillera Oriental aportó continuamente sedimentos de piedemonte como los que conforman la Formación Caimán y los depósitos recientes, que pueden recibir localmente otros nombres (Formación Guamués, CÁCERES & TEATIN 1985).

AREA DE ESTUDIO Y METODOS

Geográficamente, el área de trabajo se ubica en el extremo occidental del departamento del Caquetá, al SW de Florencia. Comprende una franja alargada en sentido NE-SW que se extiende por el piedemonte de la Cordillera Oriental, incluyendo los municipios de Morelia, Belén de los Andaquíes y San José de Fragua (Fig. 2). En el área, que presenta patrones notorios de fallamiento orientados en dirección SW-NE, afloran rocas que incluyen edades desde el precámbrico hasta el reciente (Fig. 3). Hacia el NW, en la alta cordillera, aflora el basamento precámbrico del Macizo de Garzón mientras que hacia el borde SE de la cordillera afloran franjas sedimentarias del Jurásico, Cretácico y Terciario, en las que se enfoca este trabajo.

Las labores de campo incluyeron la visita de varias secciones estratigráficas y el levantamiento de 2 columnas estratigráficas a escala 1:50 en la sección de la Quebrada Masaya (SOM) y en la sección de la Quebrada Aguascalientes (SQAC). De igual manera, se levantaron dos columnas estratigráficas de referencia, en la sección de la Quebrada La Arenosa (SQLA) y en la sección del Río Bodoquero (SRB). Paralelamente a las labores estratigráficas se adelantó la cartografía geológica alrededor de las secciones a escala 1: 25000 (Figs. 4 y 5), y de toda el área a escala 1:50000 (Fig. 3). Las labores de ubicación en el campo se efectuaron con ayuda de un indicador de coordenadas GPS. Adicionalmente, se consultaron los registros compuestos de los pozos Catira 1 y 2, perforados por Repsol al S del área de estudio, y se incorporó información de pozos en el extremo SW de la Cuenca del

- 1★ : SECCION QUEBRADA MASAYA (SQM)
- 2★ : SECCION QUEBRADA AGUASCALIENTES (SQAC)
- 3★ : SECCION RIO BODOQUERO (SRB)
- 4★ : SECCION QUEBRADA LA ARENOSA (SQLA)
- A : POZOS CATIRA 1 Y 2

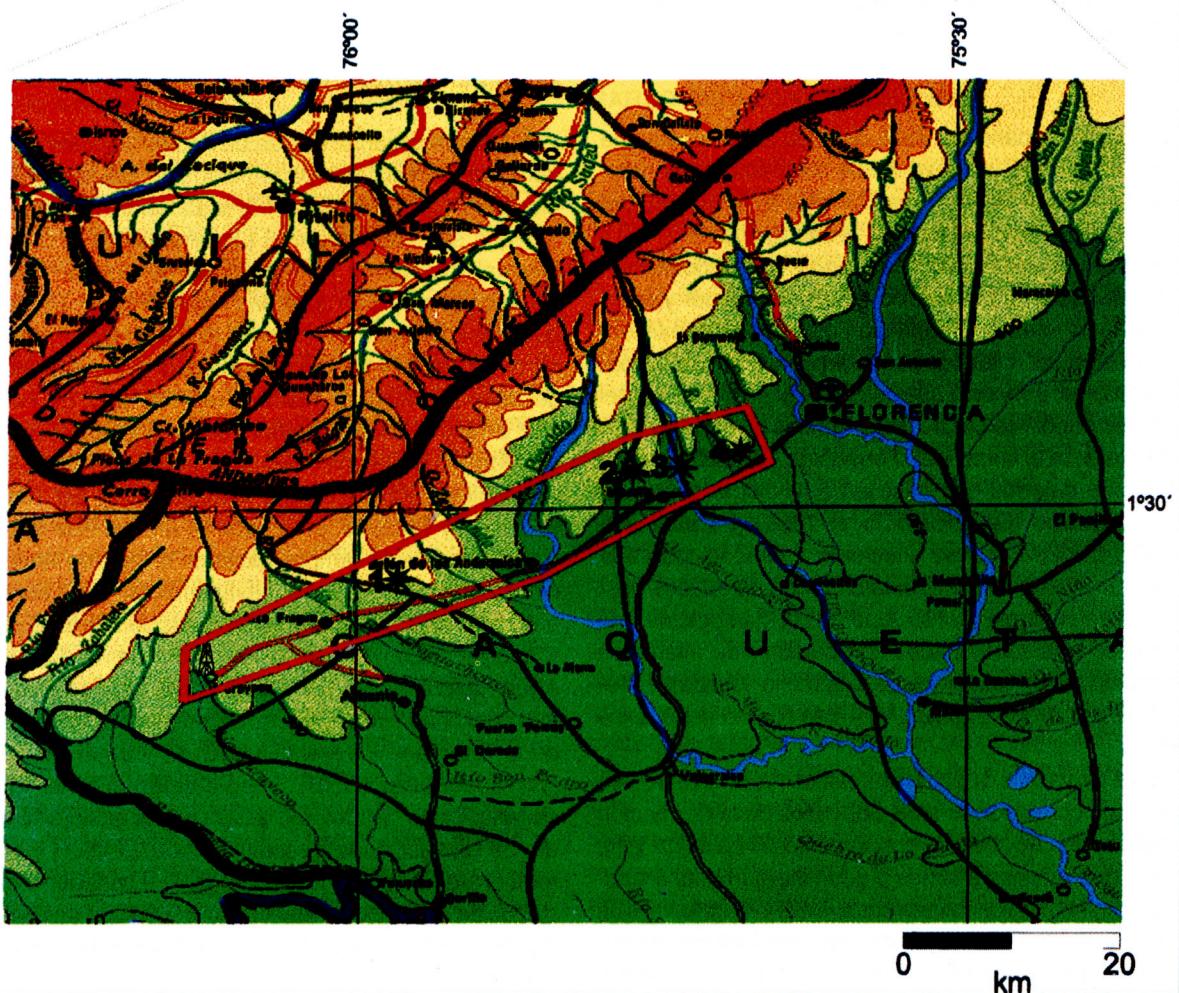
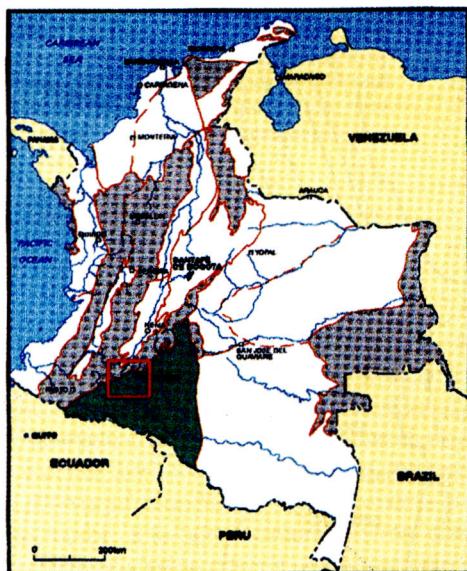


Fig. 2. Localización del área de estudio y de las secciones estratigráficas.

Putumayo, para efectuar las correlaciones estratigráficas con las columnas levantadas.

El trabajo de laboratorio incluyó el análisis petrográfico con conteo de 300 puntos de 87 secciones delgadas, 34 de ellas descritas detalladamente en MORA (1998), y el análisis bioestratigráfico de 100 muestras por parte de Geochron Ltda, cuyos taxones más importantes se reproducen en el Anexo 1. Para la clasificación composicional se utilizó el diagrama de FOLK (1974), aunque a diferencia de dicho autor, en el presente estudio el cuarzo policristalino, por provenir de cuarcita, se consideró como un fragmento de roca metamórfica.

Para el análisis facial detallado, que se encuentra en MORA (1998), se definieron 33 litofacies (ver Tabla 1) inspiradas en autores como MIAILL (1978, 1992), RUST (1978) y SALAZAR (1992), las cuales fueron agrupadas en asociaciones de facies. Dichas asociaciones de facies permitieron finalmente deducir los probables ambientes de depósito para las unidades estudiadas. Finalmente, se utilizan las palabras disconformidad y discordancia para diferenciar una superficie irregular donde ocurre un hiato significativo, de una superficie donde existe una relación de angularidad entre dos secuencias, respectivamente.

ESTRATIGRAFIA Y FACIES

Nomenclatura estratigráfica

El problema de la nomenclatura estratigráfica surge del hecho de que en la Cuenca del Putumayo no se ha establecido una nomenclatura estratigráfica formal. Como se había mencionado anteriormente, los estudios geológicos sobre dicha cuenca presentan únicamente características muy generales de su estratigrafía. Además, las dataciones de algunas unidades son imprecisas o se basan en correlaciones regionales. La consecuencia lógica de la insuficiente información es la incoherencia en el tratamiento de la nomenclatura y en las correlaciones.

Otro factor de relevancia en esta discusión es la «importación» de nombres de algunas unidades desde otras regiones a la Cuenca del Putumayo. Es el caso de las Formaciones «Caballos» y «Villeta» de la Cuenca del Putumayo, designadas de esta forma por similitudes litológicas con sus homónimos de la cuenca del VSM, aunque según JULIVERT (1968), la Formación Caballos fue mencionada por primera vez en una publicación por OLSSON (1956: Fig. 1) para la cuenca del Putumayo, donde se menciona también el nombre de Mocoa. Sin embargo, ninguna de estas unidades fue descrita por OLSSON (1956).

Un problema bien conocido concierne a la Formación «Villeta», la cual se ha empleado informal e inadecuadamente en varias cuencas o provincias geológicas del país, habiéndose definido originalmente en

la región del municipio de Villeta (HETTNER 1892). Allí, se entiende el Grupo Villeta como una unidad predominantemente lodosíntica que ocurre entre las Formaciones La Naveta y Arenisca Dura, abarcando edades de Barremiano a Campaniano, como lo ilustra e.g. JULIVERT (1968). Este autor restringe, en nuestra opinión oportuna y acertadamente, el uso del nombre Villeta al flanco W de la Cordillera Oriental.

En la Cuenca del Putumayo, la Formación «Villeta» tiene una posición estratigráfica y límites que difieren marcadamente de los del Grupo Villeta, y por su edad de Albiano a Santoniano correlaciona solo con una parte de este grupo. Teniendo en cuenta lo anterior, y de acuerdo a las consideraciones respecto a los estratotipos y a los límites de las unidades formales de la NACSN (Artículos 8 y 10, 1983), la Formación «Villeta» debe abandonarse en la Cuenca del Putumayo. Se debe recordar aquí que el uso de la Formación «Villeta» en el VSM ya ha sido cuestionado, entre otros autores por VERGARA (1994). Para solucionar la confusión en torno al nombre «Villeta» en la cuenca del Putumayo, se proponen aquí la Formación Masaya para las arenitas de la parte inferior del «Villeta» y la Formación Las Iglesias para las lodosínticas suprayacentes (ver más adelante). Esta propuesta también resulta práctica desde el punto de vista exploratorio porque asigna un nombre a una unidad almacenadora (Formación Masaya) y otro nombre a una unidad generadora de hidrocarburos (Formación Las Iglesias), evitando así que estas dos unidades con características y significado económico diferente reciban la misma denominación.

Las unidades conocidas como Formación Rumiyaco y Formación Pepino se retienen por ser unidades propias de la Cuenca del Putumayo. Finalmente, se propone la Formación Morelia para denotar una unidad litoestratigráfica de edad Eoceno, desconocida hasta ahora en la cuenca, suprayaciendo a la Formación Rumiyaco e infrayaciendo a la Formación Pepino (ver más adelante).

En la Tabla 2 se resume la nomenclatura estratigráfica del Cretácico y Terciario Inferior en la Cuenca del Putumayo y en la Cuenca de Oriente del Ecuador.

Formación «Caballos»

Derivación del nombre: Informes privados de Texaco emplearon inicialmente el nombre «Caballos». CORRIGAN (1979) lo utilizó posteriormente en una publicación. Al parecer, el nombre se deriva de la Loma Los Caballos, en jurisdicción del municipio de Ortega, Tolima, dentro de la cuenca del VSM. Aunque como se había anotado anteriormente, es cuestionable utilizar este nombre en la Cuenca del Putumayo, se optó por utilizar dicho término entre comillas debido a que se encuentra ampliamente extendido.

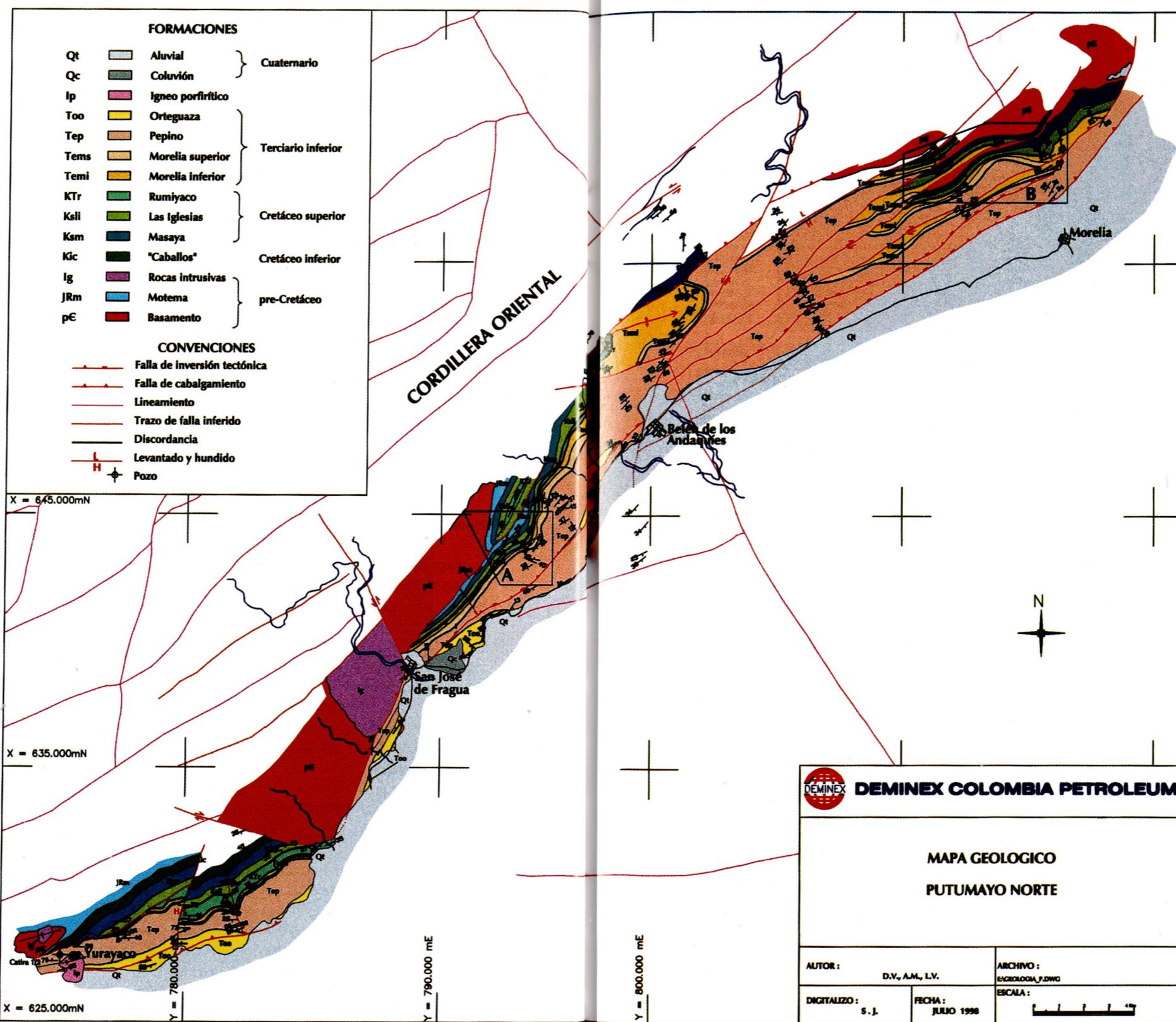


Fig. 3. Mapa Geológico del área de estudio. Los recuadros A y B corresponden a las Figs. 4 y 5.

Fig. 3. Mapa Geológico del área de estudio. Los recuadros A y B corresponden a las Figs. 4 y 5.

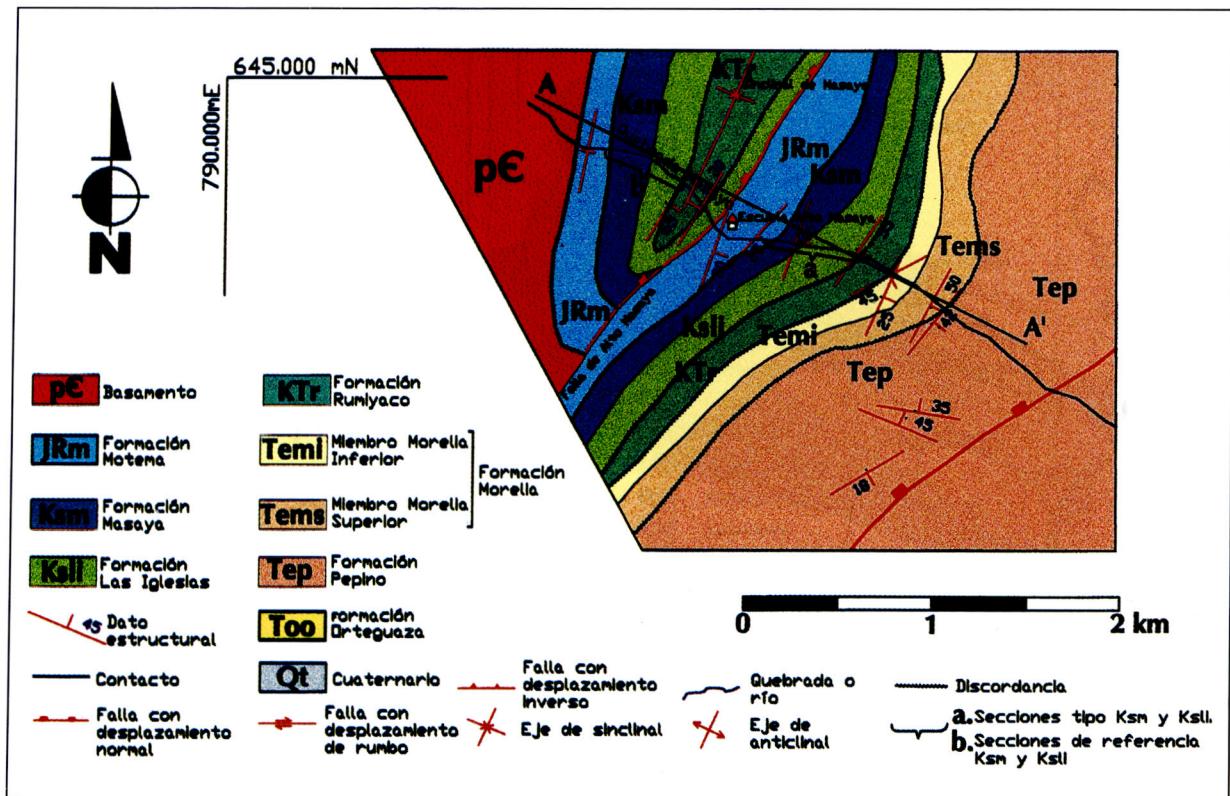


Fig. 4. Mapa Geológico de la sección Quebrada Masaya con la sección tipo de la Formación Masaya y las secciones de referencia de las Formaciones Masaya y Las Iglesias. Para localización ver Fig. 3.

do en los estudios geológicos de la cuenca. Esta unidad fue descrita en los pozos Catira 1 y 2 y cartografiada en los alrededores de dichos pozos (Fig. 3).

Localidad tipo: En el VSM se localiza en la Loma Los Caballos, Ortega, Tolima. En la Cuenca del Putumayo no se conocen mayores detalles respecto a la localidad tipo, litologías, espesores y edades, aparte de los rasgos generales descritos por GOVEA & AGUILERA (1981) y CÁCERES & TEATIN (1985).

Posición estratigráfica, límites y edad: El límite inferior de esta unidad es inconformable sobre los neises del basamento precretáceo. El límite superior con la Formación Masaya en los pozos Catira 1 y 2 se sitúa en un paquete lodosílico calcáreo delgado (10 m) que de acuerdo con la estratigrafía de Repsol, separa a la Formación «Caballos» de la denominada Arena T, la cual hace parte de la Formación Masaya, como se define a continuación. En la estratigrafía convencional de la Cuenca del Putumayo (*sensu* CÁCERES & TEATIN 1985), el límite superior de la Formación Caballos lo constituye una sucesión de lodosílicas dentro de las que se intercala la denominada Caliza C. La edad de la Formación «Caballos», con base en análisis

palinológicos efectuados en el pozo Catira 1, es de Albiano tardío a Cenomaniano. La asociación palinológica que permitió deducir tal edad es la siguiente: *Callialasporites aff. dampieri*, *Callialasporites sp.*, *Gnetaceapollenites sp.*, *Cycadopites sp.*, *Elaterosporites klaszi*, *Gnetaceapollenites similis*, *Elaterocolpites castelaine*, *Subtilisphaera perlucida* y *Criboperidinium sp. 2*, entre otros elementos, según un reporte de Bioss.

Descripción: La Formación «Caballos» fue observada y descrita en los pozos Catira 1 y 2 y en sus alrededores, donde ocurren cuarzoarenitas blancas tamaño de grano medio a grueso, con fragmentos aislados de cuarcita y neis, pirita, óxidos, cemento calcáreo y matriz arcillosa caolinítica. Presenta intercalaciones de lodosílicas grises con materia orgánica y trazas de glauconita y pirita. Su espesor es de 73 metros aproximadamente.

Según AMAYA & CENTANARO (1997), la Formación «Caballos» en la Cuenca del Putumayo representa la parte de una secuencia donde se identifica una transición desde depósitos fluviales hacia la base hasta barras de desembocadura hacia el tope, todo ello enmarcado dentro de un ambiente de estuario dominado por mareas. En el presente trabajo, la información disponible concerniente a esta

TABLA 1
Litofacies descritas y sus códigos de letras

Litofacies Arena-Grava	
Litofacies Cv:	Conglomerados clasto-soportados polimicticos, con clastos principalmente volcánicos, subangulares, estratificación maciza.
Litofacies Cch:	Conglomerados clasto-soportados polimicticos de chert y líticos metamórficos con matriz arenosa, macizos.
Litofacies Cq:	Conglomerados clasto-soportados polimicticos de cuarzo y chert, subredondeados, con matriz arenosa.
Litofacies Acg:	Arenitas conglomeráticas con intraclastos lodosos y de chert, estratificación cruzada de bajo ángulo, cóncava y planar.
Litofacies Acb:	Arenitas conglomeráticas con matriz arcillosa, intraclastos lodosos, estratificación cruzada de bajo ángulo y cóncava.
Litofacies Arena	
Litofacies Ac:	Arenitas con matriz arcillosa y láminas onduladas discontinuas.
Litofacies Amv:	Arenitas con restos de materia vegetal, granodecrescentes, macizas o con sutil laminación ondulosa o plana paralela.
Litofacies Ao(g):	Arenitas con láminas onduladas paralelas y no paralelas, continuas y discontinuas (localmente muy glauconíticas – Ao).
Litofacies Aa (g):	Arenitas con estratificación cruzada en artesa a mediana escala (localmente muy glauconíticas – Aag).
Litofacies Ap(g):	Arenitas con laminación plana paralela (localmente muy glauconíticas – Apg).
Litofacies At(g):	Arenitas con estratificación cruzada cóncava, tangencial a la base (localmente muy glauconíticas – Atg).
Litofacies Acp:	Arenitas con estratificación cruzada planar y localmente con intraclastos de arcilla.
Litofacies Am:	Arenitas macizas o con láminas negras onduladas y/o completamente irregulares.
Litofacies Ab:	Arenitas bioperturbadas y/o con madrigueras.
Litofacies Af:	Arenitas macizas, amarillas alteradas, con fósiles de bivalvos principalmente.
Litofacies Al:	Arenitas grises con restos vegetales, intraclastos arcillosos y leve estratificación cruzada .
Litofacies Ae:	Arenitas porosas, friables, abundantes juegos de estratos cruzados cóncavos y en artesa, capas macizas, grano muy grueso.
Litofacies Ai:	Arenitas con intraclastos arcillosos y limosos, materia vegetal, matriz arcillosa, láminas cruzadas finas de bajo ángulo.
Litofacies Finogranulares	
Litofacies Fa:	Lodolitas oscuras, laminación interna fina arenosa, lenticular, ondulosa o plana paralela, localmente con restos vegetales.
Litofacies Fl:	Lodolitas oscuras, fisiles y laminadas ("shales") y limolitas oscuras, con lentes delgados de arena fina.
Litofacies Fs:	Lodolitas silíceas compactas oscuras, en capas onduladas a pseudotabulares. Leve laminación interna plana paralela.
Litofacies Ff:	Arcillolitas oscuras fosíferas con laminación plana paralela, siderita, concreciones elipsoidales, localmente calcáreas.
Litofacies Fm:	Arcillolitas oscuras macizas o con sutil laminación plana paralela y localmente con restos vegetales.
Litofacies Fc:	Mantos delgados de carbón, asociados con arcillolitas oscuras carbonosas, con laminación plana paralela.
Litofacies Fg:	Arcillolitas, limolitas y limolitas arenosas macizas o con sutil laminación plana paralela, restos vegetales y nódulos de hierro.
Litofacies Fr:	Arcillolitas y limolitas rojas, grises y grises rojizas moteadas, macizas, localmente con materia vegetal y huellas de raíces.
Litofacies Fga:	Limolitas a arenitas limosas, con estratificación cruzada en artesa u ondulosa, cemento calcáreo, restos vegetales.
Litofacies Compuestas o Heterolíticas	
Litofacies Hla:	Lodolitas oscuras en cuerpos lenticulares, con lentes y capas lenticulares de arenitas, localmente hay restos vegetales.
Litofacies Hl:	Arenitas con laminaciones planas paralelas o cruzadas de bajo ángulo y/o cóncavas, con clastos de chert, intercaladas con lodolitas oscuras conglomeráticas con clastos de chert.
Otras Litofacies	
Litofacies P:	Arenitas fosfáticas o fosforitas con alto contenido de peloides fosfáticos, vértebras y huesos de peces.
Litofacies Ba:	Bioesparitas arenosas fosíferas, en capas nodulares, con conchas en desorden, localmente con madrigueras hacia la base.
Litofacies Me:	Microesparitas o micritas grises en capas tabulares.
Litofacies Ea:	Espartitas arenosas o arenitas calcáreas, localmente glauconíticas y/o con fósiles.

unidad no permite hacer interpretaciones paleoambientales.

Extensión geográfica: La Formación «Caballos» se encuentra ampliamente extendida a lo largo de la Cuenca del Putumayo, y se traslapa contra el basamento hacia los bordes de la misma. En el área de trabajo, la Formación «Caballos» descrita por los geólogos de Repsol en los pozos Catira 1 y 2, traslapa el basamento entre dichos pozos y la SQM (ver más adelante). Este traslape se evidencia al tener en cuenta que en los mencionados pozos las arenitas basales denominadas «Formación Caballos» tienen una edad de Albiano tardío a Cenomaniano, mientras que en la SQM las arenitas basales tienen una edad de Cenomaniano a Turoniano. La extensión de la Formación Caballos va ligada a la de la Caliza C, la cual permite separarla de la Formación Masaya suprayacente (ver más adelante).

FORMACION MASAYA (Nueva Formación)

Derivación del nombre y localidad tipo: Proviene de la Quebrada Masaya, entre los municipios de Belén de los Andaquíes y San José de Fragua, Caquetá. La localidad tipo se sitúa en el curso de la mencionada quebrada (Fig. 2). El acceso a la sección se realiza desde la escuela de la vereda Las Iglesias, ubicada sobre la carretera principal (plancha 413-III-C IGAC), desde donde parte un camino que lleva a la vereda Alto Masaya. Aunque se tienen fotografías aéreas del área, donde se observa la sección de la Quebrada Masaya (Vuelo C-2465, Sobre 36188, fotos 15-17), no hay cartografía topográfica del sector de la sección tipo. En la Quebrada Masaya aparte de realizar la cartografía geológica de los alrededores de la sección (Fig. 4), se levantó la poligonal que se presenta como Anexo No. 8 en MORA (1998). Las coordenadas de la sección tipo, obtenidas con ayuda de un GPS, son: Base: X= 644128 N, Y= 792824 E; Tope: X= 644122 N; Y= 793149 E. La unidad presenta un espesor total de 186 m y se divide en

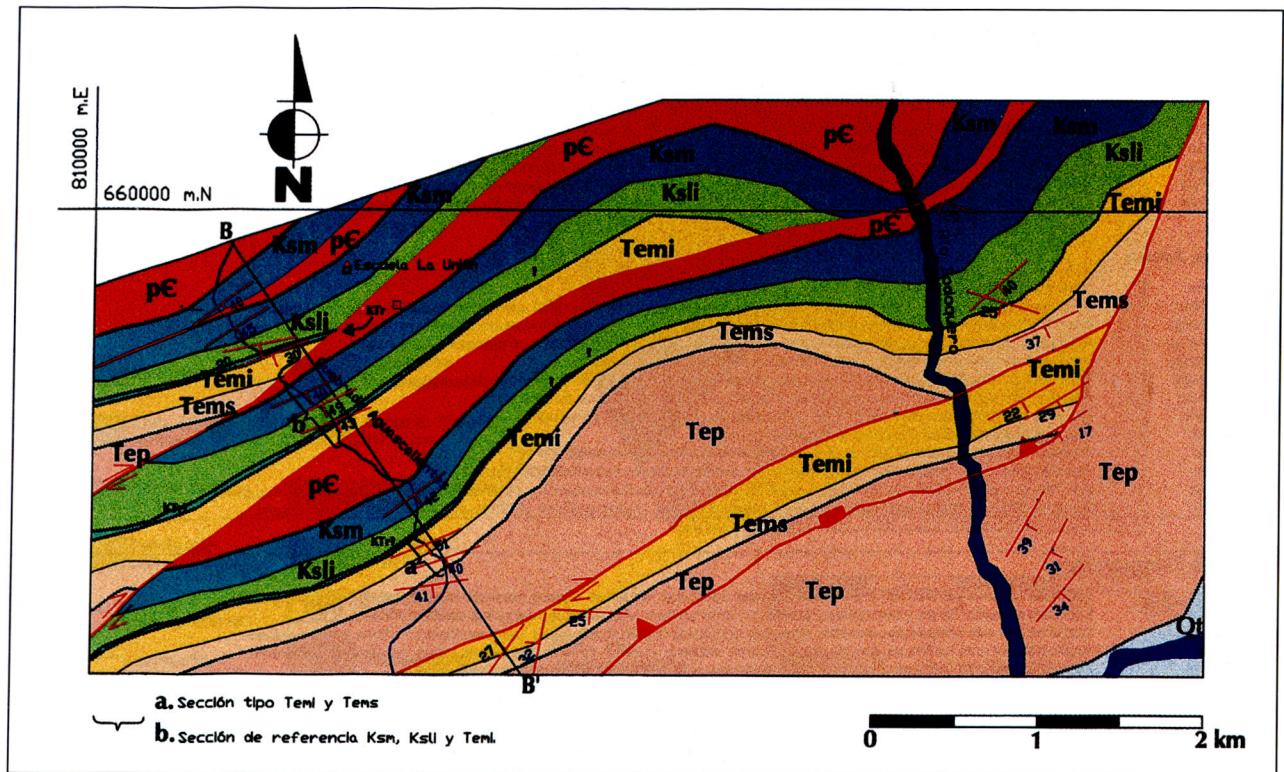


Fig. 5. Mapa Geológico de la sección Quebrada Aguascalientes con la sección tipo de la Formación Morelia y las secciones de referencia de las Formaciones Masaya, Las Iglesias y Morelia Inferior.
Para localización ver Fig. 3.

tres miembros que corresponden de base a tope a la Arena T, Caliza B y Arena U.

Las capas buzan generalmente alrededor de 45° hacia el SE, y están truncadas por fallas buzando al W con desplazamiento normal (Fig. 6). En la porción NW de la sección ocurre un pliegue sinclinal (Sinclinal de Masaya, MORA, 1998) donde aflora también la Formación Masaya. Esta exposición de la unidad coincide en espesor y sucesión de miembros (ver más adelante) con el estratotípico, lo que permitió descartar la posibilidad de que la sección tipo que se propone arriba se encuentre duplicada estructuralmente. Esto se demuestra mediante la comparación de las dos secciones mencionadas, la cual se ilustra en la Fig. 13 de MORA (1998).

Secciones de referencia: La Formación Masaya aflora muy bien en la SQAC y en la SQLA, siendo esta última donde presenta su mínimo espesor (26 m). Incluso en la SQAC la unidad aflora más de una vez a lo largo de la quebrada, debido a repeticiones por fallamiento (ver Figs. 5 y 6).

La unidad se encuentra bien expuesta también en la sección del Sinclinal de Masaya, antes mencionada, que

se localiza corriente arriba sobre la quebrada del mismo nombre (Fig. 4). Allí afloran los mismos miembros que afloran en la sección principal de la Quebrada Masaya (Arena T, Caliza B y Arena U). La Formación Masaya presenta en el Sinclinal de Masaya un espesor de 200 m aproximadamente, fácilmente comparable al de la sección principal, debido a que ocurre a tan solo 600 m de distancia de la sección tipo.

Posición estratigráfica, límites y edad: El límite inferior de esta unidad es neto sobre la Formación «Caballos» en los pozos Catira 1 y 2, y corresponde a un paquete lodo-lítico calcáreo delgado (10 m) que se correlacionaría con la Caliza C de CÁCERES & TEATIN (1985). En las zonas donde la Caliza C o su equivalente desaparece, por ejemplo entre el pozo Catira 1/2 y la SQM (Figs. 14, 16), no sería posible diferenciar las Formaciones «Caballos» y Masaya y por consiguiente la arenita basal debe denominarse Formación Masaya (ver Fig. 16). En las secciones de superficie la Formación Masaya es inconforme sobre el basamento precretácico, que en la SQM corresponde a capas rojas vulcanio-sedimentarias de la Formación Motema, mientras que en las demás secciones, hacia el

TABLA 2
Nomenclatura Litoestratigráfica del Jurásico, Cretácico y Terciario Inferior en la Cuenca del Putumayo y en la Cuenca de Oriente, Ecuador.

GROSSE (1930-35) Huila y Alto Caquetá	TSCHOPP (1953) Oriente of Ecuador	OLSSON (1956) Cuenca del Putumayo	CUCALON Y CAMACHO (1966) Cuenca del Putumayo	GOVEA Y AGUILERA (1980) Cuenca del Putumayo	CACERES Y TEATIN (1985) Cuenca del Putumayo	MORENO Y MENDEZ (1989) Cuenca del Putumayo	ESTE TRABAJO Sector Norte Cuenca del Putumayo NE SW
	TIYUACU-CHALCANA FORMATIONS	FORMATION PEPINO	FORMATION PEPINO	FORMATION PEPINO	FORMATION PEPINO	FORMATION PEPINO	FORMACION PEPINO
	TENA	FORMATION	FORMATION	FORMATION	FORMATION	FORMATION	FORMACION PEPINO
	FORMATION	RUMIYACO	RUMIYACO	RUMIYACO	RUMIYACO	RUMIYACO	MEMBRO MORELIA SUPERIOR
PISO PORFIRITICO	NAPO	FORMATION	FORMATION GUADALUPE	FORMATION GUADALUPE	ARENA N CALIZA A	CONJUNTO E LAS IGLESIAS	FORMACION RUMIYACO
PISO DE VILLETA	FORMATION	MOCOA	FORMATION VILLETA	FORMATION VILLETA	ARENA U CALIZA B ARENA T CALIZA C	CONJUNTO D CONJUNTO C CONJUNTO B CONJUNTO A	FORMACION RUMIYACO
PISO DE ARENISCAS BLANCAS	HOLLIN	FORMATION CABALLOS	FORMATION CABALLOS	FORMATION CABALLOS	FORMACION CABALLOS	FORMACION CABALLOS	FORMACION "CABALLOS"
PISO INFERIOR	"MISAHUALLI" OR UPPER CHAPIZA	FORMATION MISAHUALLI	FORMATION MOTEMA	FORMATION MOTEMA	FORMACION MOTEMA	FORMACION MOTEMA	FORMACION MOTEMA BASAMENTO

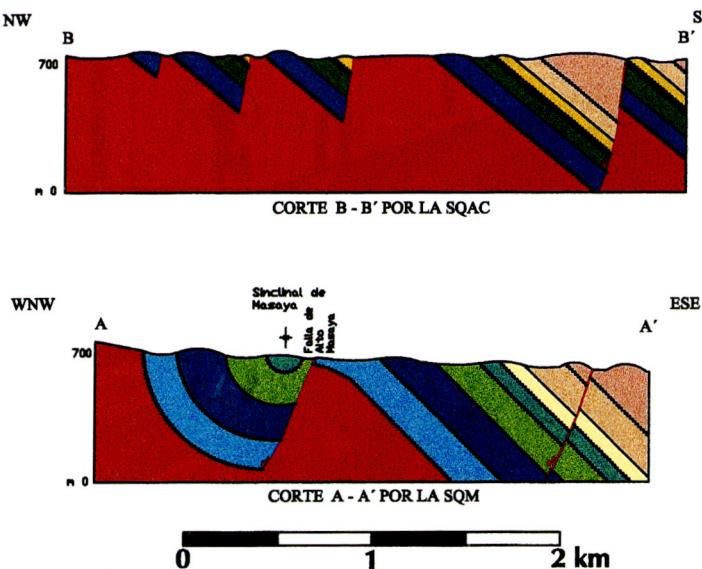


Fig. 6. Cortes geológicos esquemáticos por la Quebrada Masaya y por la Quebrada Aguascalientes. Para localización ver Figs. 4 y 5. Topografía aproximada.

NE del área (SQAC, SRB y SQLA) corresponde a metarenitas probablemente del Macizo de Garzón. El límite superior es transicional con la Formación Las Iglesias, y se localiza en las capas que presentan las primeras evidencias de ambientes claramente marinos, arenitas y lodolitas, glauconíticas y fosilíferas.

La edad de la Formación Masaya es de Cenomaniano a Turoniano, y se sustenta con 22 muestras que presentan una asociación palinológica cuyo elemento diagnóstico principal es *Classopollis cf. classoides* (ver Anexo 1).

Descripción: Se propone formalmente el nombre de Formación Masaya para agrupar a una sucesión de cuerpos predominantemente arenosos con intercalaciones menores de lodolitas y arenitas calcáreas, que constituyen los depósitos cretácicos basales aflorantes en la mayor parte del área de estudio. Para la fácil identificación y correlación de los miembros que se distinguieron dentro de la

Formación Masaya en este trabajo, se utilizará la misma nomenclatura de los miembros informales de CÁCERES & TEATIN (1985) (ver Tabla 2).

En los pozos Catira 1 y 2, la sucesión que corresponde a la Formación Masaya comprende de base a tope a los miembros informales denominados Arena T, Caliza B, Arena U, Caliza A y Arena M, con un espesor aproximado de 130 metros (Fig. 14). Consiste de cuarzoarenitas blancas con tamaño de grano medio a fino, intercaladas con lodolitas oscuras y calizas grises. En la SQM, la Formación Masaya tiene un espesor de 186 metros, e incluye únicamente tres miembros informales (Arena T, Caliza B y Arena U, ver Fig. 8). La Arena M descrita en los pozos Catira 1 y 2 no se encuentra en ninguna de las secciones estudiadas en superficie, mientras que la Caliza A hace parte de la formación suprayacente.

La Arena T, con 78 m de espesor, presenta en la SQM sobre un conglomerado basal (Litofacies Cv, Tabla 1), una sucesión de cuarzoarenitas y

lodolitas oscuras en la que predominan las litofacies Ao, Am, Aa y Hla, como se aprecia en la Fig. 8. Las cuarzoarenitas se estratifican en capas gruesas a muy gruesas, tabulares a lenticulares, que se tornan onduladas hacia el tope del segmento (Lám. I).

La Caliza B, con un espesor de 42 m, presenta una sucesión de arenitas calcáreas y lodolitas oscuras fosilíferas que corresponden a las litofacies Ba, Ea y Ff (Tabla 1). Hacia el tope y base de dicha sucesión se encuentran capas de «shales» negros carbonosos que corresponden a la litofacies Fc.

En la sucesión que compone la Arena U, de 66 m de espesor, predominan las litofacies Ao, At y Am (Fig. 8). Hacia el tope ocurren cuarzoarenitas bioturbadas y capas delgadas de «shales» negros carbonosos que corresponden a las litofacies Ab y Fc respectivamente (Tabla 1).

En las secciones que se ubican hacia el NE del área (SQAC, SRB y SQLA) la Formación Masaya se compone de un único paquete predominantemente arenoso, cuyo espesor varía desde los 70 metros en la SQAC, hasta 26 metros en la SQLA (Fig. 14). Como se verá más adelante, dicho paquete arenoso corresponde a las capas más superiores de la Arena T y a la Arena U. La Formación Masaya presenta en tales secciones, yaciendo inconforme sobre el basamento metamórfico, una sucesión de cuarzoarenitas, conglomeráticas hacia la base (Litofacies Acb y Ac), en capas gruesas a muy gruesas lenticulares a pseudotabulares, que corresponden principalmente a las litofacies Am, Ao, At y Ac (Tabla 1). Entre los diversos rasgos sedimentológicos se destaca la estratificación cruzada en espina de pescado («herringbone», ver Fig. 10). Se intercalan con las cuarzoarenitas cuerpos irregulares y lenticulares lodolíticos (Litofacies Hla; Lám. I).



Fig. 7. Convenciones para las columnas estratigráficas.

Por su litología predominantemente arenosa, la Formación Masaya produce una expresión morfológica característica, con escarpes y riscos pronunciados.

Petrografía: Las muestras de la Formación Masaya estudiadas al microscopio fueron clasificadas en su mayoría como cuarzoarenitas, algunas de ellas con alto contenido de glauconita y/o cemento calcáreo (Fig. 13 y Lám. II). Algunas muestras de la porción inferior de la unidad fueron clasificadas como subarcosas. Las muestras restantes, correspondientes a la Caliza B, son rocas calcáreas terrígenas en las cuales el contenido de cemento (esparita y localmente dolomita) y diversos fragmentos calcáreos conforma más del 50% de la composición total.

Análisis facial: Las capas conglomeráticas basales de la Formación Masaya (Asociación facial VA, Figs. 8 y 10) evidencian ambientes de alta energía de origen fluvial, que hacia el tope evolucionan hacia ambientes intermareales, a los que se asocian las sucesiones de cuarzoarenitas que conforman la mayor parte de la unidad (Asociaciones faciales VB a VF). Lo anterior se sustenta con el contenido de dinoflagelados en las intercalaciones lodolíticas, la geometría ondulosa y lenticular de las capas (DALRYMPLE 1992: p. 200), la estratificación en espina de pescado, las laminaciones internas ondulosas y la identificación de madrigueras verticales

(*Diplocaterion, Skolithos*) de la icnofacies *Skolithos*, que se asocia a substratos arenosos en ambientes intermareales (PEMBERTON et al. 1992: p. 53; EKDALE et al. 1984:p. 26), entre otros rasgos observados. Hacia el tope de la unidad se evidencia una transición hacia ambientes marinos algo más profundos que caracterizan la unidad suprayacente (Fig. 10).

En la SQM, la sucesión de lodolitas oscuras laminadas con foraminíferos, dinoflagelados y restos de peces, que presenta intercalaciones de arenas calcáreas (Asociación facial VE, Fig. 8) evidencia ambientes de plataforma interna a media. Este y otros rasgos observados en la Formación Masaya de la SQM permiten deducir que la cuenca era más profunda hacia el SW, y se somerizaba hacia el NE, donde esta formación ocurre en un paquete arenoso único, depositado en ambientes intermareales (SQAC, SRB y SSQLA).

Extensión geográfica: Se encuentra ampliamente distribuida en la Cuenca del Putumayo, teniendo en cuenta que dentro de esta unidad se incluyen los miembros informales que CÁCERES & TEATIN (1985) reconocen en casi toda la cuenca, en la parte inferior de la por ellos denominada Formación «Villeta» (Fig. 15). La Formación Masaya se adelgaza hacia el NE dentro del área de estudio (Figs. 3 y 14).

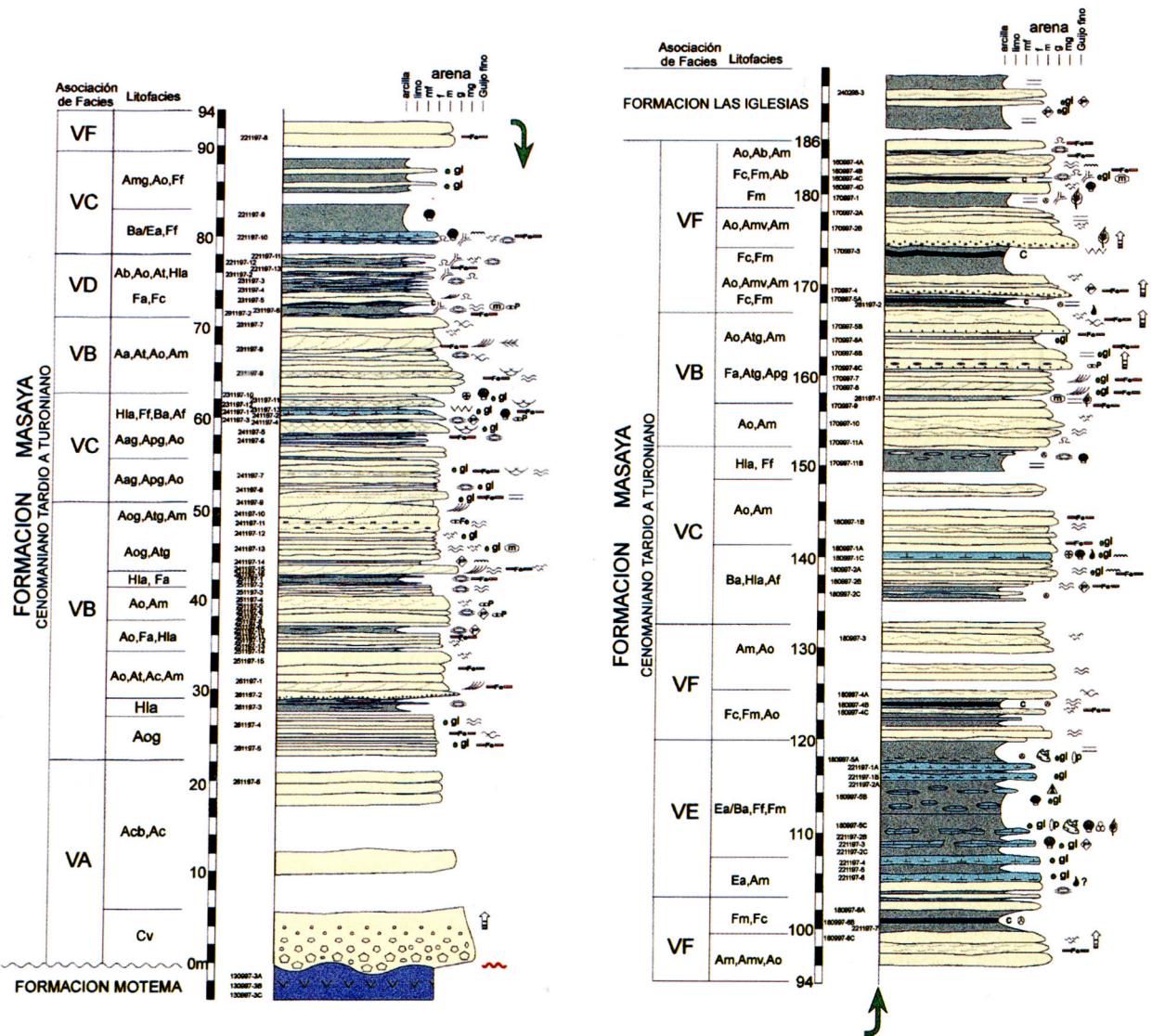


Fig. 8. Columna estratigráfica, litofacies y asociaciones de facies de la sección tipo de la Formación Masaya en la Quebrada Masaya (ver Fig. 4). Convenciones en la Fig. 7.

Formación Las Iglesias (Nueva Formación)

Derivación del nombre y localidad tipo: Proviene de la vereda Las Iglesias, contigua a la vereda Alto Masaya, entre los municipios de Belén de los Andaquíes y San José de Fragua, Caquetá. La sección tipo hace parte de la misma sección estratigráfica (SQM) donde se localiza el estratotipo de la Formación Masaya (Figs. 2, 4). Su sección tipo, por lo tanto, se sitúa también en el curso de la Quebrada Masaya (Fotos 15-17, Sobre 36188, Vuelo 2465). Las coordenadas son: base: X= 644082.2 N, Y= 792969.6 E; tope: X= 644069.1 N, Y= 793349.3 E.

Secciones de referencia: La sección del Sinclinal de Masaya presenta muy buenos afloramientos de toda la unidad y se propone como sección de referencia (base: X= 644565.4 N, Y= 792252 E; tope: X= 644493.6 N, 792434.9 E; ver Fig. 4). Adicionalmente se señala la SQAC, donde la parte inferior de la unidad aflora bastante bien (Fig. 5).

Posición estratigráfica, límites y edad: Suprayace transicionalmente a la Formación Masaya, de la cual se separa en secciones como la SQM por la predominancia de lodoletas oscuras con características propias de am-

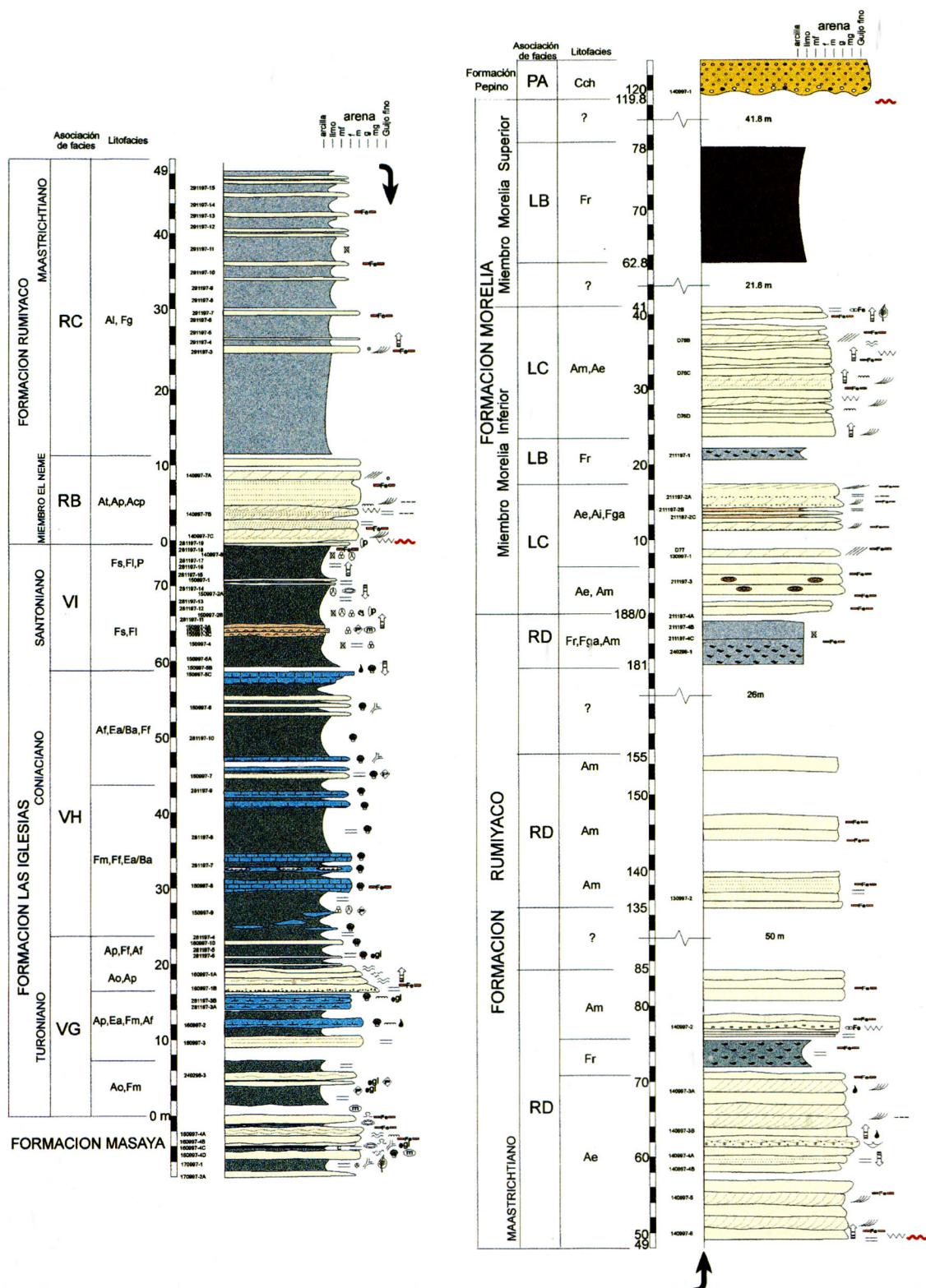


Fig. 9. Columna estratigráfica, litofacies y asociaciones de facies de la sección tipo de la Formación Las Iglesias, el lectoestratotipo de la Formación Rumiyaco y la sección de la Formación Morelia en la Quebrada Masaya (ver Fig. 4). Convenciones en la Fig. 7.

bientes marinos. Infrayace en contacto neto erosivo al Miembro El Neme de la Formación Rumiyaco. Su edad es de Turoniano a Santoniano, con base en asociaciones palinológicas obtenidas a partir de 16 muestras, que presentan como elemento diagnóstico el polen *Droseridites senonicus*, entre otros elementos (ver Anexo 1).

Descripción: Esta unidad, que en promedio presenta un espesor de 60 a 70 metros, presenta en su parte inferior, donde se incluye la Caliza A, una sucesión de arenitas calcáreas que se intercalan con lodoletas grises, en la que se incluyen las litofacies Ao, Ea, Ba, P, Ff y Fm principalmente (Figs. 9 y 10). En la porción NE del área (SQAC) ocurren capas delgadas de siderita (Foto 5, Lám I) y concreciones elipsoidales. Hacia la parte media de la formación, la proporción de arenitas disminuye y predominan las lodoletas oscuras (Litofacies Ff y Fm) con intercalaciones de capas calcáreas tabulares (Litofacies Ea, Ba y Me), algunas de ellas con madrigueras. Hacia el tope de la unidad las lodoletas se oscurecen, adquieren fisilidad («shales»), y se intercalan con arenitas fosfáticas en capas delgadas (Litofacies Fl y P). Unicamente en la SQM (Fig. 9), afloran hacia el tope de la formación capas onduladas delgadas de lodoletas silíceas grises oscuras con partición romboidal (Litofacies Fs; Foto 6, Lám. I). Esta unidad no está presente en la SQLA por razones que se discutirán más adelante.

La Formación Las Iglesias produce una expresión morfológica característica que consiste de valles y depresiones no muy amplias teniendo en cuenta que la unidad no es muy espesa.

Petrografía: Siete muestras de esta formación estudiadas al microscopio provienen de intercalaciones menores de arenitas que corresponden a cuarzoarenitas, algunas con cemento calcáreo, una biomicrita y una fosforita (ver Fig. 13 y Lám. II).

Análisis facial: Esta unidad fue depositada en ambientes de plataforma media a externa, como lo sustenta principalmente el predominio de la litología finogranular sobre las arenitas (Figs. 9 y 10). Hacia la base la presencia de cuarzoarenitas (Asociación facial VG, Figs. 9 y 10) indica un mayor aporte de terrígenos, el cual disminuye gradualmente hacia el tope. Las capas de bioesparitas y arenitas calcáreas con fósiles dispuestos de manera aleatoria con respecto a la estratificación (Asociación facial VH, Figs. 9 y 10), sugieren un origen a partir de la acción de tormentas. Adicionalmente, el alto contenido de dinoflagelados, foraminíferos, y restos de peces en las lodoletas y arenitas de esta unidad, y la presencia de madrigueras (*Thalassinoides*) asociadas con la icnofacies Cruziana, sustentan ambientes submareales, bajo el nivel

de acción de las olas, pero sobre el nivel de base de las tormentas (EKDALE et al. 1984: p. 194). En la SQM, la porción superior de la unidad presenta evidencias de ambientes de plataforma media a externa, por debajo del nivel de acción de las tormentas. Entre las evidencias que sustentan esta interpretación se encuentra la ocurrencia de capas de lodoletas silíceas, intercaladas con lodoletas oscuras fósiles («shales», Asociación facial VI, Fig. 9), y el hecho de que las muestras sometidas a análisis micropaleontológicos presenten el máximo contenido de foraminíferos y dinoflagelados en estas capas, mientras que el contenido de polen y esporas es mínimo (ver Anexo 1). La deposición de chert y rocas con un alto contenido de sílice se asocia generalmente con ambientes pelágicos y/o hemipelágicos (e.g. JENKINS 1989: Tabla 11.2). La presencia de arenitas fosfáticas casi en el tope de la unidad puede reflejar la esporádica acción de tormentas.

Extensión geográfica: La Formación Las Iglesias se encuentra ampliamente distribuida en la Cuenca del Putumayo, conformando la parte superior anteriormente denominada Formación «Villeta» (Figs. 14,15). Dentro del área de estudio se adelgaza hacia el NE hasta desaparecer como resultado de erosión durante el Terciario (Figs. 3 y 12). Su extensión original debió abarcar mayores áreas.

Formación Rumiyaco

Derivación del nombre y localidad tipo: Esta unidad fue definida por geólogos de Texaco y su localidad tipo debe encontrarse en un lugar no precisado cerca de Mocoa, Putumayo (McGirk, 1949 en CÁCERES & TEATIN 1985). Como dichos autores señalan, esta formación pasa hacia el oriente a facies predominantemente arenosas conocidas como el Miembro El Neme. Según la NACSN (1983, Artículo 8e), para aquellas unidades estratigráficas bien establecidas para las cuales nunca se especificó una sección tipo, se puede designar una sección de referencia principal, la cual se especifica a continuación.

Sección de referencia principal (Lectoestratotipo: IUGS 1994): Hasta la fecha, no se ha descrito la sección tipo de la Formación Rumiyaco en ninguna publicación. Por esta razón, se hace necesario proponer una sección de referencia principal (lectoestratotipo) en la SQM, que se ilustra en la Fig. 4. Allí, la Formación Rumiyaco alcanza un espesor aproximado de 188 m, aunque hay algunos tramos cubiertos. Adicionalmente, en la sección del Sinclinal de Masaya la unidad se encuentra expuesta, pero de manera incompleta, puesto que hacia el tope termina en el eje del sinclinal (Fig. 4).

Posición estratigráfica, límites y edad: El Miembro

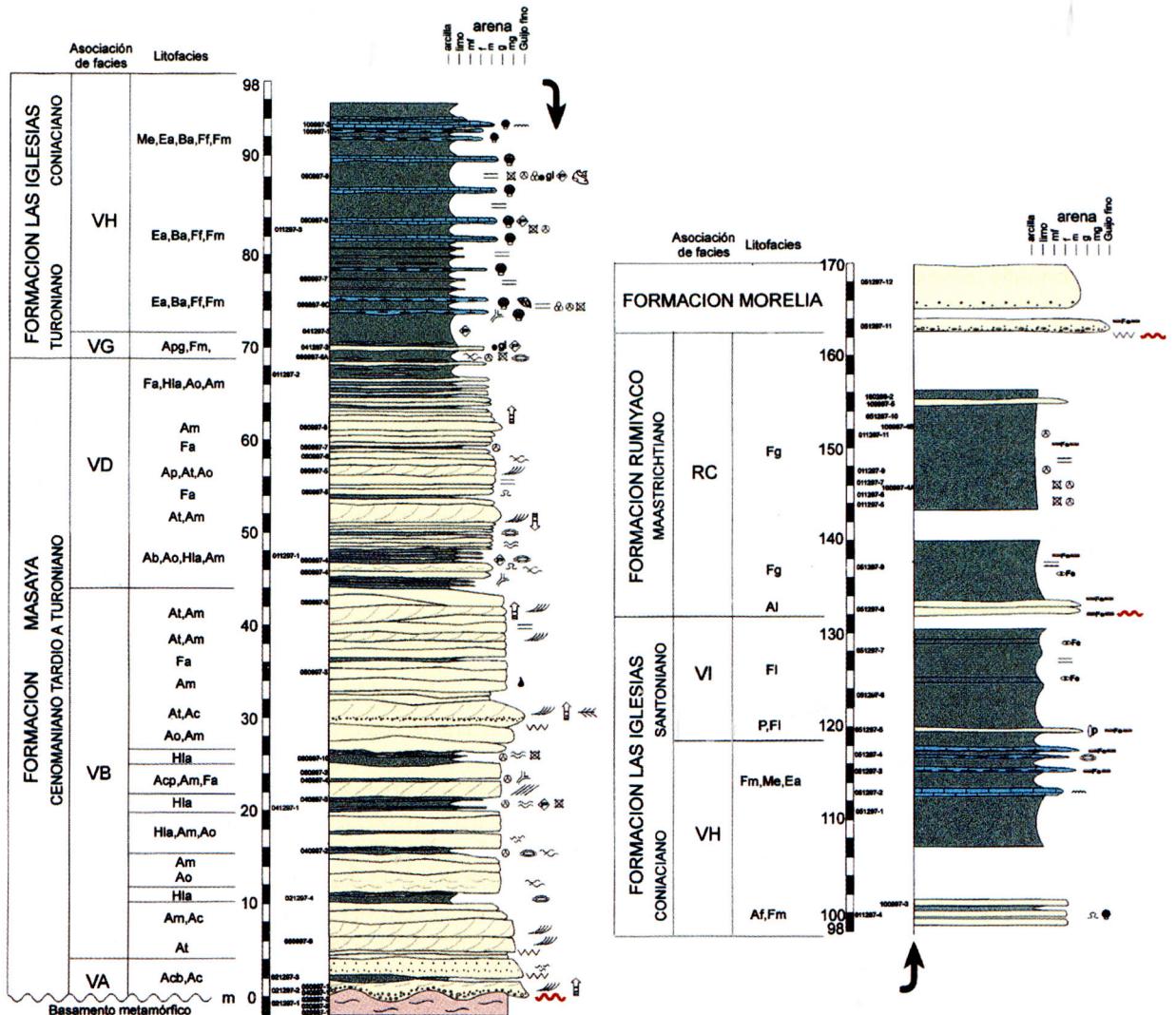


Fig. 10. Columna estratigráfica, litofacies y asociaciones de facies de parte de la sección de la Quebrada Aguascalientes (ver Fig. 5, intervalo b). Convenciones en la Fig. 7.

El Neme de la parte inferior de la Formación Rumiyaco suprayace en contacto neto erosivo a las lodoletas de la Formación Las Iglesias. Teniendo en cuenta que el tope de la Formación Las Iglesias tiene una edad de Santoniano, y que la Formación Rumiyaco es del Maastrichtiano, en el contacto entre ambas unidades está implícito un hiato que abarca el piso Campaniano. En cuanto a su límite superior, las lodoletas claras de la unidad en cuestión infiltran en contacto neto a arenas del Miembro Inferior de la Formación Morelia.

La edad de la Formación Rumiyaco en las secciones estudiadas es Maastrichtiano, con base en el análisis palinológico de ocho muestras, cuyo elemento diagnóstico es *Buttinia andreevi* (ver Anexo 1). En el pozo Catira 1, donde se tiene el mayor espesor de la unidad, los análisis

palinológicos permitieron establecer una edad de Maastrichtiano a Paleoceno tardío.

Descripción: En la porción SW del área de estudio (pozos Catira 1 y 2 y SQM) la base de la Formación Rumiyaco está constituida por un paquete arenoso delgado (Miembro El Neme), cuyo espesor varía desde 30 metros en los mencionados pozos, hasta 12 metros en la SQM (Fig. 9). En la SQM dicho miembro presenta cuarzoarenitas en capas gruesas a muy gruesas pseudotabulares a lenticulares, que corresponden a las litofacies At, Ap y Acp (Tabla 1). El Miembro El Neme que aflora en la sección del Sinclinal de Masaya presenta en una capa maciza de 3 metros de espesor, un conglomerado de cuarzo lechoso o hialino y chert, que corresponde a la litofacies Cq. En la

SQAC aflora una capa de 1.5 metros de espesor de cuarzoarenitas con fragmentos líticos oscuros (Litofacies Al), cuya posición estratigráfica corresponde a la del Miembro El Neme. En las secciones ubicadas más hacia el NE (SRB y SQLA) no se evidenció su presencia.

Con respecto a la sucesión que suprayace a este miembro, sus mejores afloramientos se encuentran en la SQM, especialmente en la sección del Sinclinal de Masaya. Esta sucesión consta de lodoletas y lodoletas arenosas grises claras localmente con moteado violáceo (Litofacies Fg y Fr) entre las que se intercalan capas medias de cuarzoarenitas (Litofacies Al, Am y Ae), localmente impregnadas de hidrocarburo y cuyos contactos con las lodoletas son comúnmente netos erosivos. El espesor total de la Formación Rumiyaco en la sección principal de la Quebrada Masaya es de 188 metros.

En la SQAC sobre el Miembro El Neme yace una sucesión monótona que comprende las litofacies Al y Fg, con un espesor total de 31 metros (Fig. 10). En las secciones ubicadas hacia el extremo NE del área (SRB y SQLA) la totalidad de la Formación Rumiyaco se encuentra ausente.

En los pozos Catira 1 y 2 esta unidad presenta su mayor espesor (378 metros), y se compone hacia la base de lodoletas grises claras, mientras que hacia el tope las lodoletas adquieren tonalidades rojas a vinotinto. Se intercalan con las lodoletas capas de cuarzoarenitas (ver Fig. 14).

Petrografía: De las ocho muestras estudiadas al microscopio de la Formación Rumiyaco, 7 fueron clasificadas como cuarzoarenitas y una como litoarenita (Fig. 13 y Lám. IV). Algunas de las cuarzoarenitas tienen un porcentaje apreciable de fragmentos líticos.

Análisis facial: Los rasgos sedimentológicos que presenta el Miembro El Neme en todas las secciones donde fue observado indican que se trata de depósitos fluviales. El conglomerado observado en la sección del Sinclinal de Masaya presenta características similares a la litofacies Gm de Miall (1992) para ambientes fluviales, interpretada como depósitos de barras longitudinales o rezagos de canal. Las cuarzoarenitas que constituyen este miembro en las demás secciones también presentan rasgos indicativos de ambientes fluviales como la presencia de intraclastos de lodo y de restos de materia orgánica (Asociación facial RB), aunque en estas secciones la corriente fluvial no tenía tanta energía como la que debió tener en el área del Sinclinal de Masaya. La sucesión predominantemente lodoletítica que suprayace al Miembro El Neme evidencia ambientes de aguas someras bajo un régimen energético bajo, y que podría presentar períodos de exposición subaérea dada la presencia de nódulos y costras

ferruginosas en tales capas (Asociación facial RC, Figs. 9 y 10). Estos ambientes de poca energía debieron tener influencia marina, teniendo en cuenta el contenido de dinoflagelados en algunas muestras recolectadas en la sucesión lodoletítica en cuestión. Así mismo, pudieron recibir esporádicamente aporte de sedimentos más gruesos, representados por las capas de cuarzoarenitas con intraclastos lodoletíticos (Asociación facial RD). Dicho aporte puede ser consecuencia de la acción de mareas o de tormentas en el caso de capas de arenas cuarzosas, o puede provenir del continente en el caso de las arenas con altos contenidos de fragmentos líticos.

Extensión geográfica: La Formación Rumiyaco se encuentra ampliamente extendida en toda la Cuenca del Putumayo (Fig. 15). Dentro del área de estudio, se adelgaza hacia el NE hasta desaparecer, también debido a erosión (Figs. 3 y 14). Casero et al. (1997) la restringen hasta la zona de Florencia, puntualizando que no hay continuidad física con la zona de los Llanos Orientales.

Formación Morelia (Nueva Formación)

Derivación del nombre y localidad tipo: Proviene del Municipio de Morelia, localizado al SW de Florencia, capital del departamento del Caquetá. La unidad se divide en los Miembros Inferior y Superior, con un espesor que varía de 120 a 184 m en las secciones estudiadas. La sección tipo que se propone se sitúa a lo largo de la Quebrada Aguascalientes. La situación geológica se representa en la Fig. 5 y la columna en la Fig. 11. La unidad aflora en varios tramos afectados por varias fallas de desplazamiento normal que repiten parte de la sucesión cretácica y terciaria varias veces (Figs. 5 y 6). La cartografía indica que estas fallas tienen un componente de rumbo en su desplazamiento (Fig. 3).

El acceso a dicha quebrada se realiza por camino de herradura partiendo de la carretera principal, a la altura de la vereda Barrialosa al W del municipio de Morelia (Fig. 2). La sección se puede ubicar en la plancha 413-III-B del IGAC y en las fotografías aéreas 114 y 115, Vuelo C-2446, Sobre 36059. Las coordenadas de la sección tipo son las siguientes: base: X= 658116.3 N, Y= 812272.2 E; tope: X= 657699.16 N, Y= 812131.04 E.

Secciones de referencia: Se propone como sección de referencia (paraestratotípico: IUGS 1994) la SQLA, donde la Formación Morelia se encuentra bien expuesta. Esta sección se localiza entre el municipio de Morelia y Florencia, en la Plancha 413-II-C del IGAC (Fig. 2). Allí, los dos miembros de la unidad afloran con un espesor total de 172 m. El acceso se realiza en primera instancia por un camino que parte de la Hacienda Ceilán, y posterior-

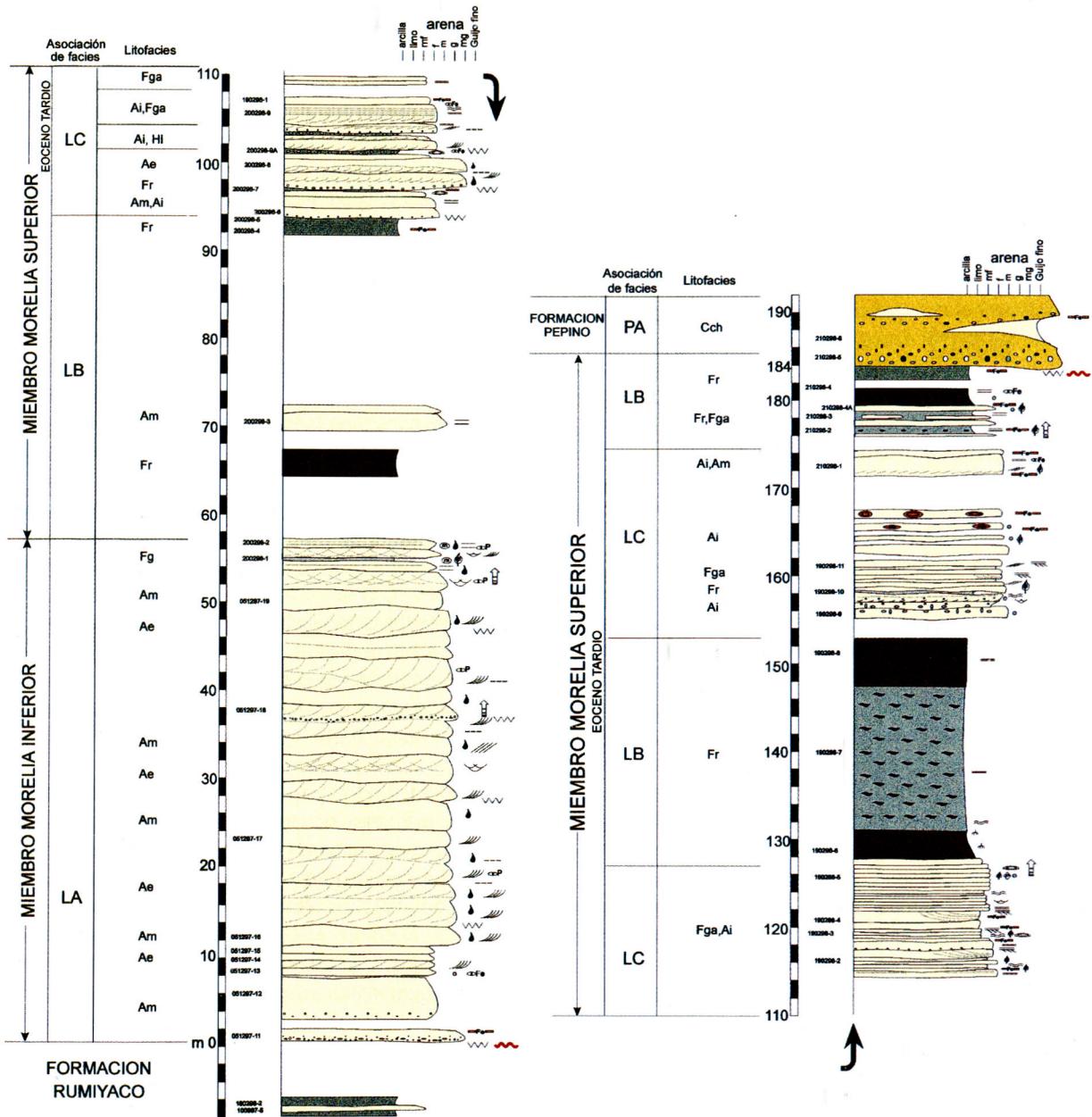


Fig. 11. Columna estratigráfica, litofacies y asociaciones de facies de la sección tipo de la Formación Morelia en la Quebrada Aguascalientes (ver Fig. 5, intervalo a). Convenciones en la Fig. 7.

mente por el curso de la Quebrada La Arenosa. Las coordenadas aproximadas de la sección son las siguientes: base: X= 666200 N, Y= 1155900 E; tope: X= 665700 N, Y= 1156200 E.

Posición estratigráfica, límites y edad: Suprayace en contacto neto erosivo a la Formación Rumiyaco. Las edades de las unidades en contacto en las secciones de

superficie indican que entre ambas unidades hay un hiato que abarca el Paleoceno y el Eoceno temprano a medio (?). En los pozos Catira 1 y 2 la Formación Rumiyaco no solo alcanza su mayor espesor en el área, sino que presenta una edad de Maastrichtiano a Paleoceno tardío, lo cual indica que el hiato hacia el SW abarca menos tiempo (Eoceno temprano a medio?). Por el contrario, en la SQLA las sublitoarenitas de la Formación Morelia yacen directamente sobre la Formación Rumiyaco.

mente sobre una delgada Formación Masaya (Cenomaniano-Turoniano), evidenciando un hiato que abarca desde el Coniaciano hasta el Eoceno medio (?). En esta sección el contacto entre ambas unidades se situó con base en la aparición de capas conglomeráticas dentro de litoarenitas y en la presencia de una superficie de erosión (Fig. 12). La unidad infrayace en contacto neto erosivo los conglomerados de la Formación Pepino.

La edad de esta unidad es de Eoceno medio (?) a tardío, sustentada con cinco muestras que presentan asociaciones palinológicas cuyos elementos diagnósticos son *Bombacacidites bellus*, *Striaticolpites catatumbus* y *Cicatricosispories dorogensis*, indicativos principalmente del Eoceno tardío (ver Anexo 1).

Descripción: La Formación Morelia ha sido dividida informalmente en dos miembros claramente diferenciables, denominados Miembro Morelia Inferior y Miembro Morelia Superior (Figs. 9 y 11).

Miembro Morelia Inferior: Este miembro, que por su litología produce expresiones morfológicas marcadas en forma de escarpes pronunciados, presenta su mayor espesor en la SSQLA (105 metros), en el extremo NE del área, y se adelgaza hacia el SW hasta desaparecer en los pozos Catira 1 y 2 (Fig. 14). En la SQAC, consta de 56 metros de sublitoarenitas muy friables y porosas, que se estratifican en capas gruesas a muy gruesas (Foto 1; Lám. III). Las litofacies predominantes en la sucesión de sublitoarenitas del Miembro Morelia Inferior son Am y Ae (Tabla 1). La unidad presenta comúnmente fuerte impregnación de petróleo y las únicas intercalaciones lodoíticas grises a crema (Litofacies Fg) se encuentran únicamente hacia el tope de la misma (Fig. 11). La SRB, por la cercanía con la SQAC presenta características litológicas y sedimentológicas similares. En cuanto a la SSQLA, allí este miembro es más espeso y presenta tamaño de grano más grueso, hasta conglomerático. Además se destaca el mayor contenido de fragmentos líticos de chert negro y lodoítas grises. Por el contrario, hacia el extremo SW del área (SQM) este miembro no aflora muy bien y se encuentra más delgado (41 metros), razón por la cual no produce una expresión morfológica muy notoria. En la SQM el miembro consta de litoarenitas a cuarzoarenitas friables y porosas, que corresponden a las litofacies Ae, Am y Ai. En esta sección son más comunes las intercalaciones lodoíticas grises y crema (Litofacies Fr y Fga, Fig. 8). En los pozos Catira 1 y 2 no se tienen indicios de la presencia de este miembro. El contacto entre los dos miembros de la Formación Morelia es neto en la SSQLA; en las demás secciones no está bien expuesto.

Miembro Morelia Superior: En la SQAC este miem-

bro, con 128 metros de espesor, se encuentra bien expuesto. Consta de una sucesión de lodoítas grises claras a moradas, limolitas y litoarenitas grises en capas lenticulares, que corresponden a las litofacies Fr, Fga y Ai respectivamente (Fig. 11). Las litoarenitas comúnmente presentan truncamientos y contienen restos vegetales e intraclastos lodoíticos (Foto 3, Lámina III). En la SRB se observaron afloramientos aislados de este miembro que presenta características similares a las descritas para la SQAC. En la SSQLA la unidad se encuentra bien expuesta, y presenta un espesor de 67 metros. Se compone allí de lodoítas grises claras y rojas a moradas, con algunas intercalaciones de litoarenitas (Fig. 12). En la SQM el Miembro Morelia Superior alcanza un espesor que oscila alrededor de los 80 metros, aunque la mayor parte del miembro se encuentra cubierto o aflorando muy pobemente. Este miembro consta de lodoítas moradas (Litofacies Fr), probablemente intercaladas con paquetes delgados de arenitas líticas (Fig. 9).

La Formación Morelia se adelgaza hacia el SW, como lo evidencian las observaciones en algunas secciones estratigráficas entre la SQM y los pozos Catira 1 y 2. Mientras que en la SQM la Formación Morelia presenta 120 metros de espesor, en la Quebrada La Danta, ubicada entre la SQM y los pozos Catira 1 y 2, al S de San José de Fragua, la Formación Morelia presenta 50 m de espesor y continúa adelgazándose hacia el SW hasta desaparecer en los pozos Catira 1 y 2.

Petrografía: En total se analizaron al microscopio 23 muestras de la Formación Morelia, las cuales fueron clasificadas en su mayoría como sublitoarenitas y litoarenitas, y en menor proporción como cuarzoarenitas y subarcosas (Fig. 13 y Lám. IV). Los líticos que se observaron en las muestras del Miembro Morelia Inferior corresponden a lodoítas y chert, y en menor proporción a rocas metamórficas (cuarcitas, esquistos). Las arenitas de esta unidad se caracterizan por su excelente porosidad (hasta del 25%). Es muy notorio el alto contenido de líticos de chert (Lám. IV) en las litoarenitas del Miembro Morelia Superior, el cual permite clasificarlas como chertarenitas.

Análisis facial: Las sublitoarenitas del Miembro Morelia Inferior presentan características sedimentológicas similares a las que presentan las litofacies Sp y St de Miall (1992), interpretadas como depósitos de barras transversales o linguoides y dunas en ambientes fluviales (Fig. 11). La geometría de las capas y las estructuras sedimentarias que contienen (Asociación de facies LA) apuntan hacia la inclusión de los cuerpos arenosos de este miembro dentro del elemento arquitectónico DA («downstream accretion») de Miall (1992), que es característico de ríos trenzados. Adicionalmente, los porcenta-

jes de grava con respecto a la arena también sugieren que se trata de depósitos de ríos trenzados distales arenosos (Miall, 1985, en EINSELE 1992: Tabla 2.2). Las sucesiones de este miembro pueden interpretarse entonces como producto de superposición de barras transversales y de la amalgamación de canales, con frecuente aparición de superficies erosivas suprayacidas por cuerpos de arena granodecrescentes. El hecho de que en las secciones ubicadas hacia el NE del área se tengan mayores espesores y mayor tamaño de grano indica que se trata de depósitos fluviales más proximales, mientras que hacia el SW se encuentran los depósitos más distales.

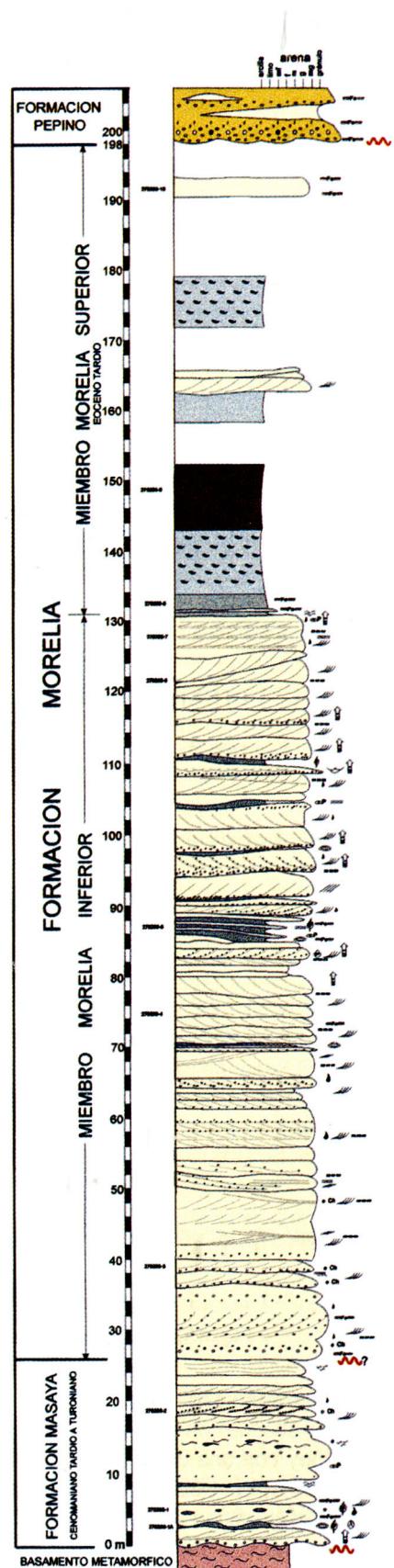
Los ambientes de ríos trenzados que caracterizan al Miembro Morelia Inferior evolucionan hacia ambientes de ríos meandriformes que caracterizan al Miembro Morelia Superior. Esta interpretación se basa en las características faciales de la sucesión, en la cual se evidencian dos tipos principales de depósitos (Fig. 11). En el primero (Asociación facial LB) se incluyen las sucesiones de lodoletas y limolitas grises y moradas que son comparables con las litofacies Fl y Fsc de MIALL (1992) y que se interpretan como depósitos de llanuras de inundación en ríos de alta sinuosidad. También se incluyen las arenitas delgadas que se intercalan con estas lodoletas y que se pueden incluir a su vez dentro del elemento SB de MIALL (1992), típico de los llamados «crevasse splays». El segundo tipo principal de depósito corresponde a los paquetes de litoarenitas con intraclastos lodosos y de chert (Foto 3; Lám.III), que entre otras estructuras, presentan truncamientos en las capas y superficies cruzadas interpretadas como del tipo «epsilon» (Asociación de facies LC), que indican acreción lateral de cuerpos arenosos. Estos depósitos encajan dentro del elemento LA («lateral accretion») de MIALL (1992), característico de las barras puntuales en ríos meandriformes.

Extensión geográfica: Una unidad con las características litológicas y la edad de la Formación Morelia, como se había mencionado anteriormente, no se había reportado hasta la fecha en la Cuenca del Putumayo. En este estudio se ha identificado únicamente hacia el NE de los pozos Catira 1 y 2, donde no se detectó su presencia. Las Figs. 3 y 14 ilustran la extensión areal de la unidad. Hemos visitado afloramientos al N de Florencia (e.g. mina de asfaltita de Pava) que corresponderían a esta unidad, razón por la cual no se descarta su extensión aún más al N, en la llamada subcuenca del Yari-Caguán. Es evidente que se requieren estudios estratigráficos más allá de los límites de nuestra área de trabajo, para delimitar mejor la extensión geográfica.

Formación Pepino

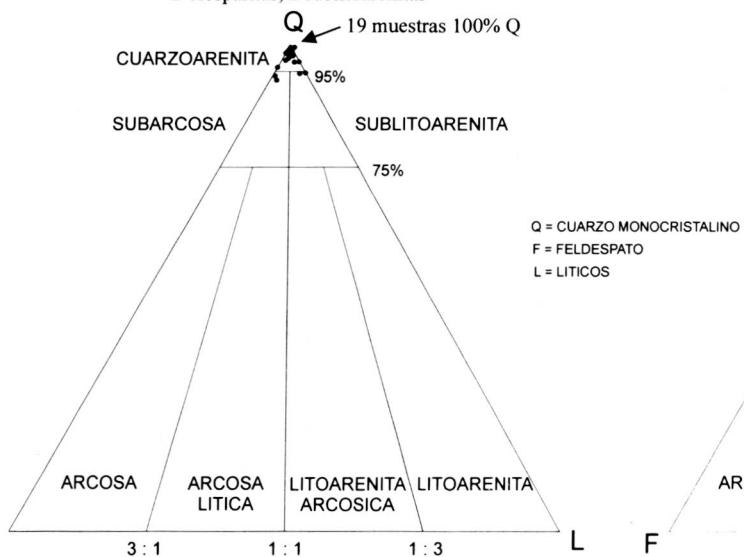
Derivación del nombre y localidad tipo: Probablemente fue definida también por geólogos de Texaco, y su nombre proviene del caserío y el río que llevan ese nombre, y que se localizan cerca de Mocoa, Putumayo.

Fig. 12. Columna estratigráfica de la sección de la Quebrada La Arenosa con la sección de referencia de la Formación Morelia. Nótese la ausencia de la mayor parte de la sucesión cretácica. Para localización ver Fig. 2. Convenciones en la Fig. 7.



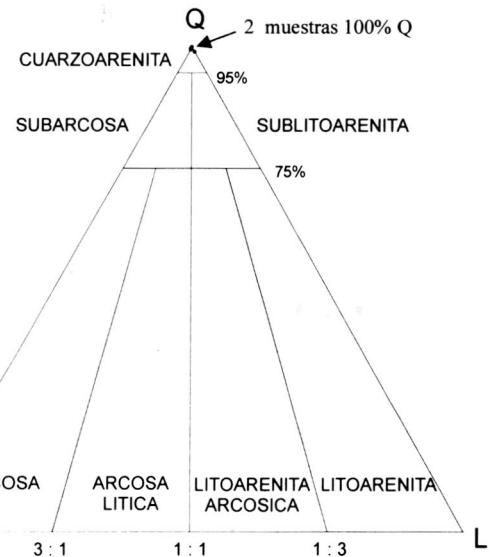
a. Formación Masaya

TOTAL: 40 muestras
34 cuarzoarenitas, 2 subarcosas,
2 biosparitas, 2 sublitoarenitas



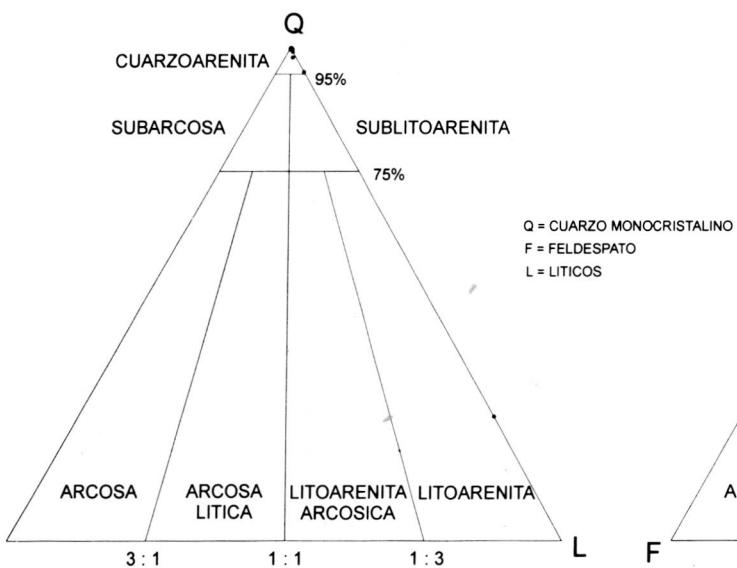
b. Formación Las Iglesias

TOTAL: 7 muestras:
5 cuarzoarenitas, 1 biomicrita, 1 fosforita



c. Formación Rumiyaco

TOTAL: 10 muestras:
8 cuarzoarenitas, 1 litoarenita, 1 lodolita



d. Formación Morelia

TOTAL: 23 muestras:
2 cuarzoarenitas, 2 subarcosas, 10 sublitoarenitas,
7 litoarenitas, 1 litoarenita arcósica, 1 lodolita

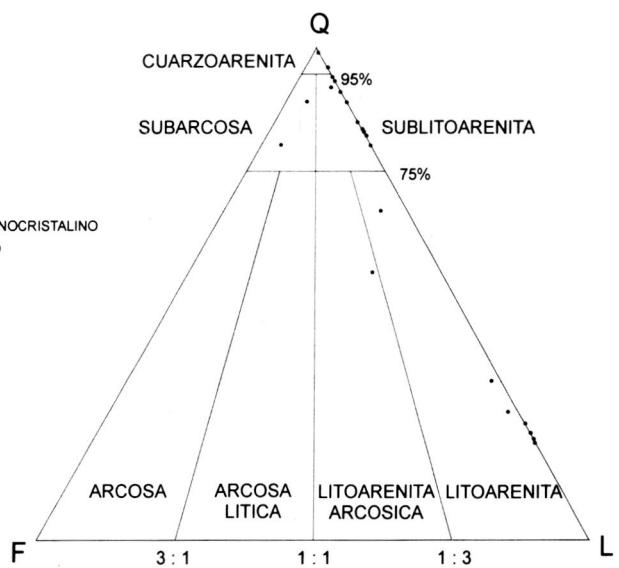


Fig. 13. Diagramas petrográficos de las unidades estudiadas, según FOLK (1974).

Posibles secciones de referencia: La Formación Pepino, como sucede con la Formación Rumiyaco, no cuenta hasta hoy con una descripción de su sección tipo en alguna publicación. Debido a que en el marco del presente trabajo esta unidad no fue estudiada completamente, no se propone una sección de referencia principal. Aún

así, la Formación Pepino se encuentra bien expuesta en varias secciones visitadas, entre las cuales se recomienda la SQLA por presentar buenos afloramientos y una sucesión no fallada, contrario a lo que sucede en las secciones de la Quebrada Aguascalientes y de la Quebrada Masaya, donde la unidad se encuentra bien expuesta, pero

presenta fallamientos evidentes.

Posición estratigráfica, límites y ejad: La Formación Pepino constituye el tope de la sucesión estratigráfica estudiada en este trabajo. Dicha unidad suprayace en contacto neto erosivo a la Formación Morelia en el NE del área de estudio, o a la Formación Rumiyaco de los pozos Catira 1 y 2 hacia el SW de la misma. La Formación infrayace concordantemente a la Formación Orteguaza, de acuerdo con CÁCERES & TEATIN (1985).

Una muestra proveniente de un lente de lodolitas ubicado hacia la parte media de la unidad contiene palinomorfos de edad Eoceno tardío. Adicionalmente, una muestra recolectada menos de un metro bajo el contacto entre la Formación Morelia y la Formación Pepino, en la SQAC, fue datada en el mismo piso. En ambas muestras se hallaron como elementos diagnósticos ejemplares de *Cicatricosisporites dorogensis* y *Verrucatosporites cf. usmensis* (ver Anexo 1).

La naturaleza erosiva del contacto sugiere que entre ambas unidades habría un hiato que se ubicaría dentro del Eoceno tardío. Sin embargo, si se tiene en cuenta que hacia el SW, en los pozos Catira 1 y 2, la Formación Pepino suprayace en contacto neto a las lodolitas rojas de la Formación Rumiyaco (Maastrichtiano-Paleoceno), el hiato pre-Pepino abarca casi todo el Eoceno.

Descripción: Esta unidad no fue estudiada en detalle puesto que constituye el límite superior de la sucesión estratigráfica objeto de este estudio. Por su litología produce una expresión morfológica marcada, con escarpes pronunciados que generalmente se cubren de una vegetación espesa. Se compone de conglomerados compactos granoportados (Foto 4, Lám. III), con clastos tamaño guijo fino a muy grueso de chert negro y gris, y de calcedonia en colores claros (Litofacies Cch, Asociación de facies PA, Tabla 1). Son comunes los lentes y cuerpos irregulares arenosos o lodosos y puede haber imbricación en los cantos.

Petrografía: Siete secciones delgadas de la Formación Pepino fueron analizadas al microscopio. El conteo de puntos en cuatro arenitas las permitió clasificar como chertarenitas, las cuales contienen entre 62 % y 75% de fragmentos líticos.

Análisis facial: Las características litológicas y sedimentológicas antes descritas permiten comparar a la sucesión de la Formación Pepino con las litofacies Gm y Gms de MIALL (1992), que se interpretan como depósitos de flujos de detritos, barras longitudinales o rezagos de canal. El elemento arquitectónico equivalente de MIALL (1992) es el GB (cuerpos y barras de grava). Las observa-

ciones de campo permiten sugerir un origen fluvial, posiblemente en flujos de alta energía o abanicos aluviales.

Extensión geográfica: La Formación Pepino se encuentra ampliamente distribuida en la Cuenca del Putumayo.

CORRELACIONES

Las Figs. 14, 15 y 16 ilustran la correlación de las unidades del Cretácico y Terciario Inferior del sector norte de la Cuenca del Putumayo y sus relaciones cronoestratigráficas. En los pozos Catira 1/2 se reportó una edad de Albiano tardío a Cenomaniano en las arenitas basales (Formación «Caballos»), mientras que en ninguna de las cuatro secciones ubicadas hacia el NE de dichos pozos hay evidencias de sedimentos cretácicos más antiguos que el Cenomaniano tardío. Esto evidencia un traslape contra el basamento de la Formación «Caballos» entre los pozos Catira 1/2 y la SQM (Figs. 14 y 16).

En los pozos Catira 1/2 se reconocen cinco miembros informales en la Formación Masaya, de base a tope, Arena T, Caliza B, Arena U, Caliza A y Arena M, con edades que oscilan entre el Cenomaniano y el Turoniano. La Caliza C, que permite separar a la Formación «Caballos» con la Arena T de la Formación Masaya en el extremo SW de la Cuenca del Putumayo (CÁCERES & TEATIN 1985), está representada en los mencionados pozos como un paquete lodolítico calcáreo delgado sobre la base de la Formación Masaya. En la SQM, la Formación Masaya presenta solo tres miembros (Arena T, Caliza B y Arena U). Ni la Caliza A ni la Arena M descrita en los pozos Catira 1/2 ocurren en ninguna de las secciones hacia el NE.

Aún más hacia el NE, en las dos secciones siguientes (SQAC y SRB) la Formación Masaya se presenta como un único paquete arenoso basal, que corresponde a la parte más superior de la Arena T y a la Arena U (ver Fig. 14), en tanto que la Caliza B se ha acuñado. Esta correlación se apoya en considerar la base de la Formación Las Iglesias como una superficie de inundación (ver más adelante) que cubre todos los cuerpos de arena regionales («datum»), el más joven de los cuales es la Arena U, ya que la Arena M solo ocurre en los pozos Catira 1 y 2, ambos perforados en la misma localidad (Yurayaco).

La Formación Masaya continúa adelgazándose hacia el NE, donde en la SQLA solo los 26 metros inferiores han sido preservados de la erosión (Figs. 12 y 14). Así mismo, la Formación Las Iglesias (Turoniano-Santoniano) fue erosionada hacia el NE hasta desaparecer en la SQLA. Por lo demás, como lo muestra la Fig. 15, la correlación de las unidades arenosas de la Formación Masaya así como la Formación «Caballos» en la parte S de la cuenca no presenta complicaciones.

La Formación Rumiyaco (Maastrichtiano-Paleoceno) alcanza su mayor espesor (378 m) en los pozos Catira 1/2, incluyendo al Miembro El Neme con 30 metros de espesor. La unidad presenta un espesor de 188 m en la SQM, donde los depósitos del Paleoceno están ausentes. Dicha formación continúa adelgazándose hacia el NE hasta finalmente desaparecer en la SSQLA, igualmente por causa de un período erosivo. Como se ha mencionado anteriormente, bajo la Formación Rumiyaco se encuentran ausentes los depósitos del Campaniano (ver Fig. 16).

Sobre los depósitos del Paleoceno de la Formación Rumiyaco, en los pozos Catira 1/2, reposan los conglomerados de la Formación Pepino (Eoceno tardío). Sin embargo, sobre la Formación Rumiyaco yace en el sector N de la cuenca la Formación Morelia (Eoceno medio?-tardío), bajo la cual hay un hiato que en los pozos Catira 1/2 comprende el Eoceno inferior a medio, mientras que en las secciones de superficie abarca desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio. Además del hiato, la naturaleza erosiva del contacto y el marcado contraste litológico entre las unidades en contacto, indican que el límite superior de la Formación Rumiyaco representa en el área una segunda disconformidad de importancia, posiblemente generada durante el Eoceno medio.

Por su parte, la Formación Morelia es relativamente constante en su espesor entre las cuatro secciones estudiadas en superficie, pero se adelgaza considerablemente hacia el SW, hasta desaparecer en los pozos Catira 1/2. Su contacto superior neto erosivo con la Formación Pepino (Eoceno tardío), y el dramático cambio litológico implicado, permiten evidenciar la presencia de una tercera disconformidad dentro del Eoceno tardío. Este límite se puede tomar como «datum» (ver Fig. 14), no por la cantidad de tiempo involucrado, que puede ser variable, sino por la contemporaneidad en el inicio de la sedimentación por encima del límite. Esto permite descartar cambios de facies de la Formación Morelia con la parte inferior conglomerática de la Formación Pepino, la cual, además, es más joven. La Formación Morelia, por consiguiente, es una secuencia independiente.

De esta forma, como sugieren las Figs. 14 y 16, la disconformidad del Eoceno tardío representa mayor erosión al SW del área (pozos Catira 1 y 2), donde no se conservó la Formación Morelia, mientras que la disconformidad del Eoceno medio debió haber erosionado menos cantidad de sedimentos en esa misma área, donde se conservó el mayor espesor de la Formación Rumiyaco. Por el contrario, esta última disconformidad adquiere mayor importancia en la SSQLA, donde, como se había anotado antes, las Formaciones Las Iglesias y Rumiyaco fueron erosionadas (Fig. 12).

Las correlaciones que se plantean aquí permiten obte-

ner algunas conclusiones con respecto a la configuración de la cuenca. El sector SW es más cercano al depocentro situado en alguna parte de la Cuenca de Oriente. En el S del Putumayo, unidades como la Formación Las Iglesias, depositada con menor influencia del paleorelieve, son más espesas. Además, algunos reportes afirman que la sedimentación comenzó inclusive durante el Aptiano, aunque no hay documentación paleontológica precisa. Hacia el NE el basamento se encontraba a menor profundidad, ya que las unidades se adelgazan y se tornan más arenosas. Como consecuencia de esto, las arenas cretácicas basales traslanan el basamento en la misma dirección. Igualmente, las disconformidades se hacen más notorias hacia el NE, donde incluso algunas llegan a «amalgamarse». Volveremos sobre estos puntos en el siguiente capítulo.

Desde el punto de vista regional, la Formación «Cabillos» de la cuenca del Putumayo parece ser más joven en su tope que la verdadera Formación Caballos del Valle Superior del Magdalena (VSM), la cual alcanza solo el Albiano medio, pero aproximadamente coetánea con el tope de la Formación Une del Piedemonte Llanero (Cenomaniano tardío según GUERRERO & SARMIENTO 1996). La Formación Caballos equivale a la Formación Hollín del Ecuador (ver Tabla 2). Por su parte, la Formación Masaya (Cenomaniano tardío-Turoniano) no parece tener equivalente litoestratigráfico en el VSM, donde se depositó en ese tiempo la Formación Hondita (Albiano medio-Coniaciano según VERGARA 1994), pero equivale con la parte inferior de la Formación Chipaque del Piedemonte Llanero, la cual también contiene importantes cuerpos de arena. En el Ecuador, la parte inferior de la Formación Napo («Basal + Lower Napo» =Albiano tardío-Cenomaniano temprano) de POCKNALL *et al.* (1997: Fig. 2) equivaldría a la Formación Masaya.

La Formación Las Iglesias (Turoniano-Santoniano) se correlaciona con la parte superior de la Formación Chipaque en la Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero (GUERRERO & SARMIENTO 1996; VERGARA & RODRÍGUEZ 1997), y con una gran parte de la Formación Hondita más la Formación Lomagorda del VSM (VERGARA 1994). En Ecuador equivale a la parte media y superior de la Formación Napo, según el esquema que presenta POCKNALL *et al.* (1997).

La Formación Rumiyaco equivale en edad a las Formaciones Seca (VSM) y Guaduas, cuyas litologías son fácilmente comparables con las del Rumiyaco. Es de anotar que estas tres unidades han perdido en varias localidades una buena parte de sus depósitos originales por erosión durante el Eoceno o Paleoceno. En cuanto a la Formación Morelia, podría corresponder, al menos en parte, a la Formación Mirador del Piedemonte Llanero, cuya datación

SW

NE

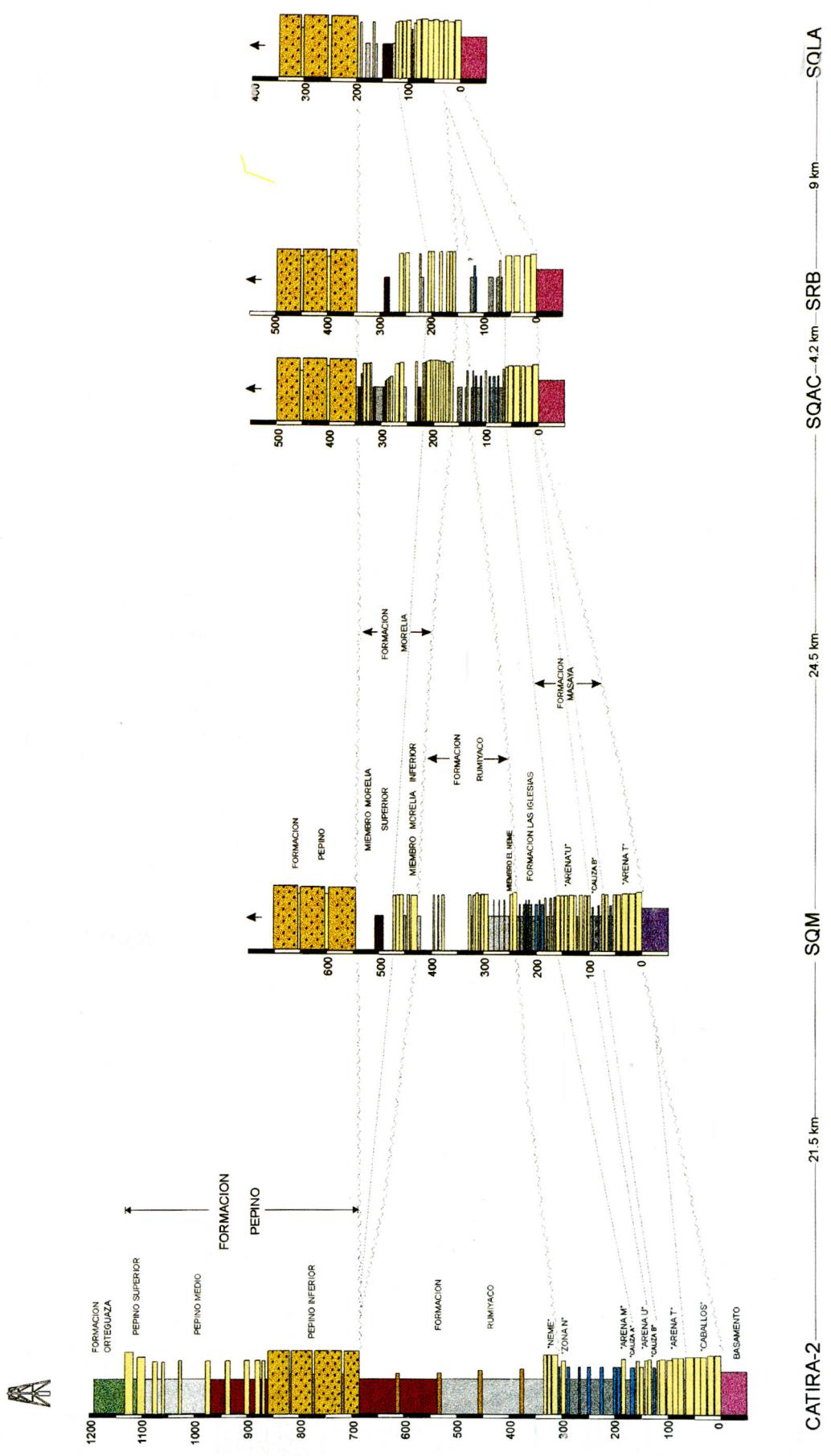


Fig. 14. Correlación de las secciones estratigráficas del sector norte de la cuenca del Putumayo.

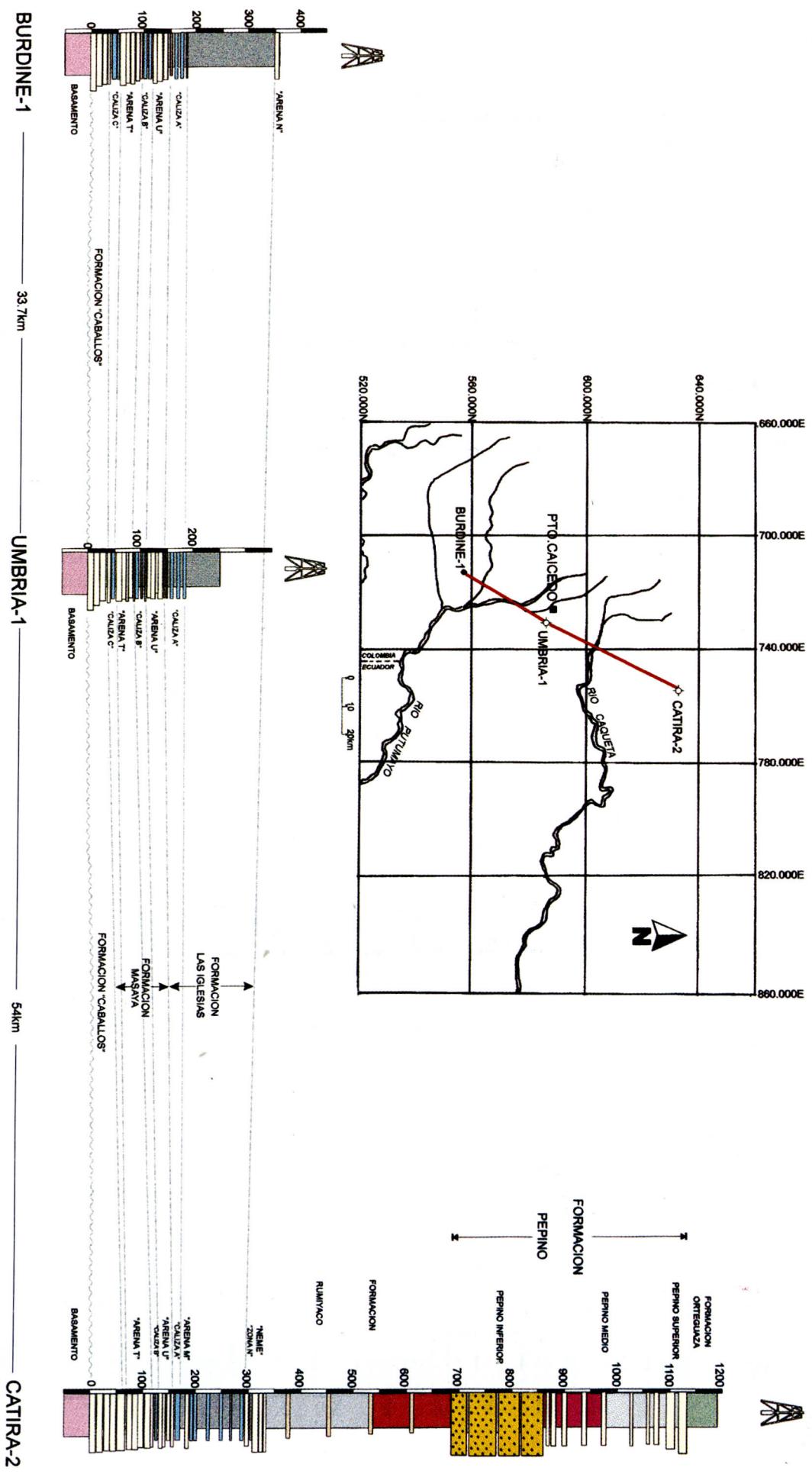


Fig. 15. Correlación de pozos del sector sur de la cuenca del Putumayo. Para localización ver recuadro.

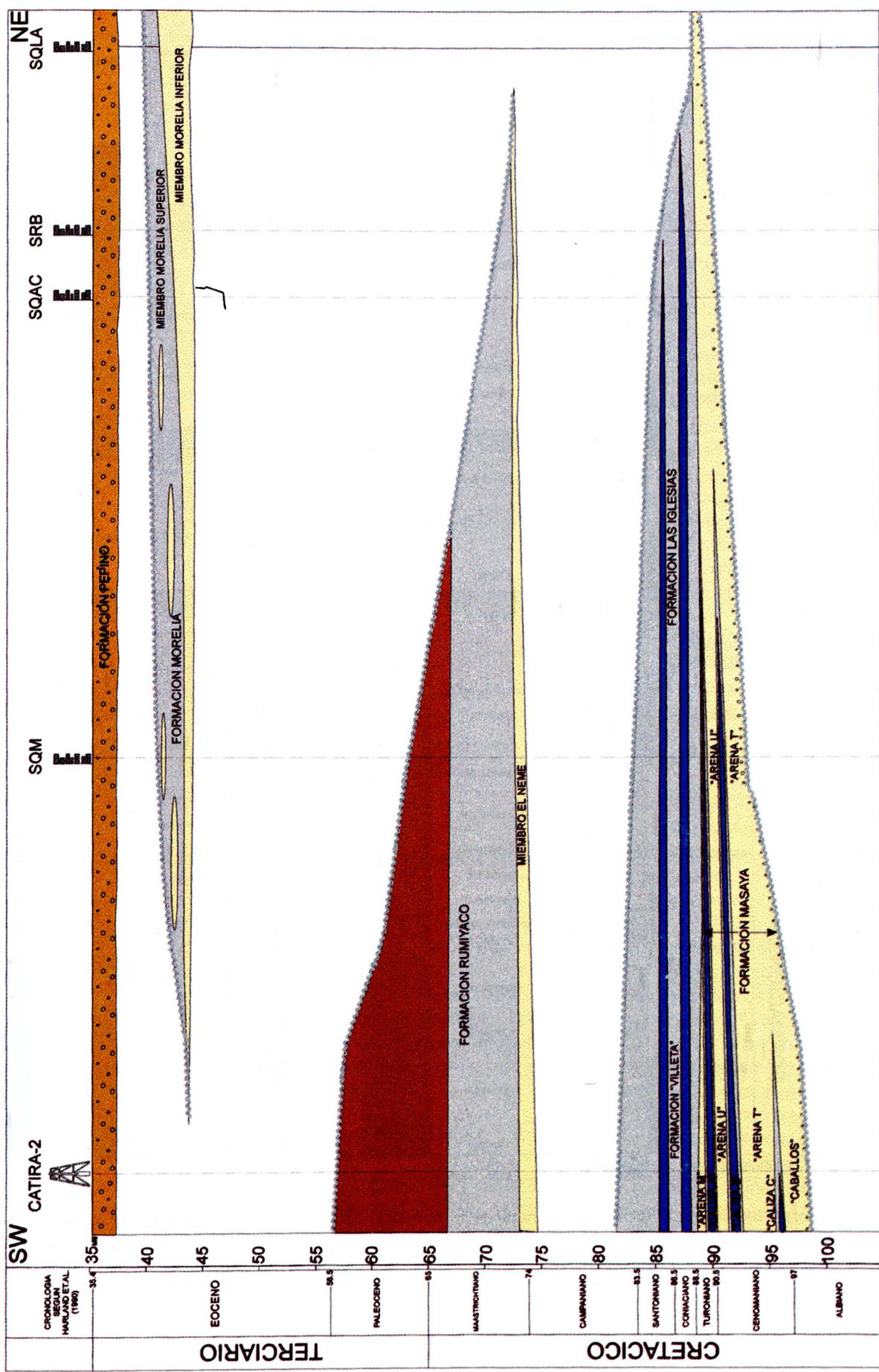


Fig. 16. Diagrama cronoestratigráfico con base en las secciones correlacionadas en la Fig. 14. Cronología según HARLAND et al. (1990).

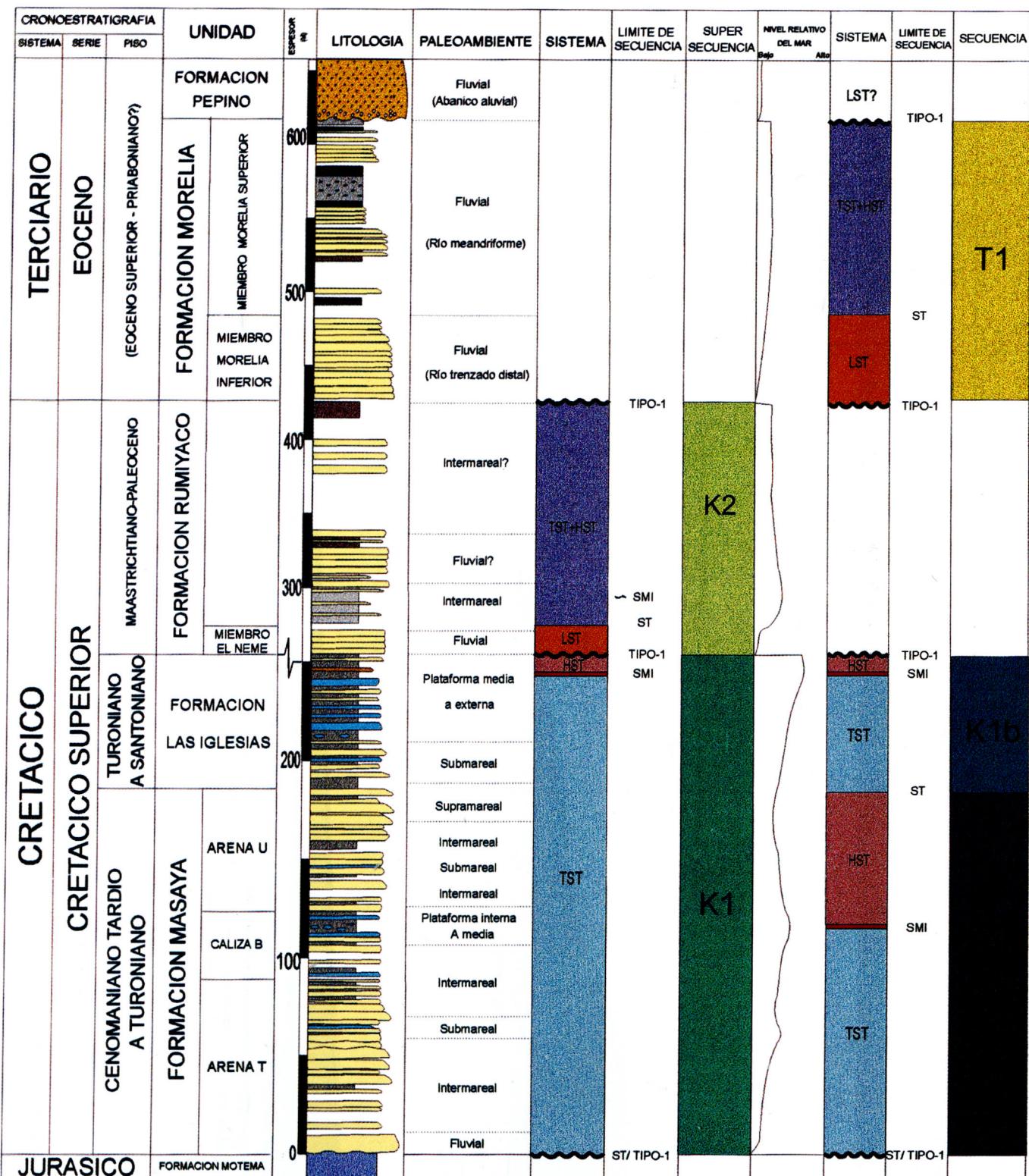


Fig. 17. Interpretación estratigráfica secuencial de la sucesión estratigráfica en la sección de la Quebrada Masaya. LST: Sistema de bajo nivel; TST: Sistema transgresivo; SMI: Superficie de máxima inundación; HST: Sistema de alto nivel; ST: Superficie transgresiva. La interpretación de la Secuencia STm se basa en la sección de la Quebrada Aguascalientes, donde está mejor expuesta.

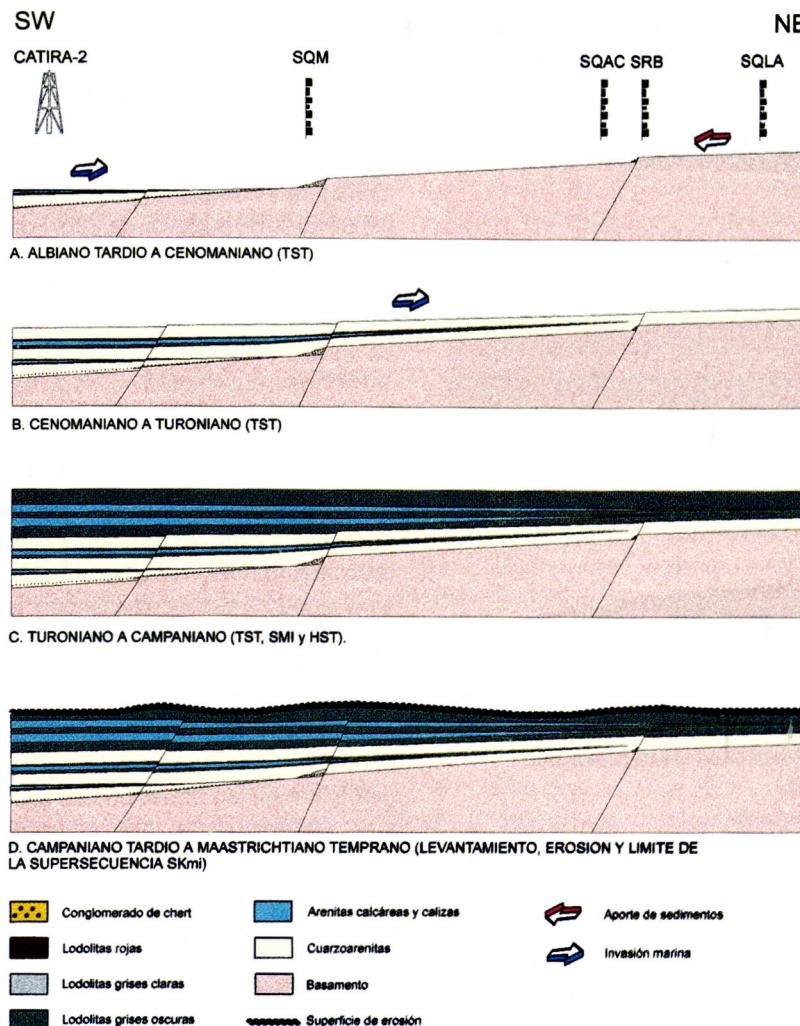


Fig. 18 A.-D. Evolución tectónica de la Supersecuencia SKmi.
Para explicación ver texto.

más recientemente publicada es Eocene tardío (AURISANO *et al.* 1997). Esta edad coincidiría también con la de la Formación Pepino reportada en este trabajo.

EVOLUCION TECTONICA Y ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

En el análisis estratigráfico secuencial que se presenta a continuación, se siguen los conceptos introducidos por VAIL *et al.* (1977) y MITCHUM *et al.* (1977), resumidos y ampliados por VAN WAGONER *et al.* (1990). Con respecto a la duración de los ci-

clos de primer a tercer orden, se siguen los rangos de tiempo propuestos originalmente por VAIL *et al.* (1977). En la Fig. 17 se sintetiza el análisis estratigráfico secuencial llevado a cabo en este trabajo y la evolución del relleno de la cuenca se ilustra en las Figs. 18 y 19.

Supersecuencia SKmi

A comienzos del Cretácico, en el área que incluye el VSM, la Cordillera Oriental y la Cuenca del Putumayo había una depresión estructural (*«rift»*) cuyas partes más bajas se

hallaban al W y SW del área de estudio y se hacia más alta hacia el E (Fig. 18a). Mientras que en zonas más profundas de la Cuenca del Putumayo la sedimentación pudo comenzar en el Aptiano-Albiano, en el área de estudio comenzó en el Albiano Tardío (pozos Catira 1 / 2). Más al N, el área se inundó en algún momento comprendido entre el Cenomaniano tardío al Turoniano temprano, posiblemente como resultado del ascenso eustático bien conocido para ese tiempo. La base de la secuencia es por lo tanto, diacrónica hacia el N.

A parte del evento eustático, el control tectónico de la sedimentación en este lapso se ve reflejado en cambios de espesores de las unidades de arenitas basales (ver Fig. 18b). Como ya se ha mencionado, dentro del área de estudio dichos sedimentos basales son paulatinamente más jóvenes hacia el NE y traslanan el basamento en esa dirección, lo que sugiere que la zona al N del área de estudio actuó como un umbral durante el relleno de la cuenca. Dicho umbral podría corresponder al denominado «Arco del Vaupés» (Fig. 4), o a la zona del Caquetá-Caguán mencionada por CASERO *et al.* (1997), quienes incluso llegan a sugerir que a partir del Cenomaniano tardío dicha zona separaba la cuenca de los Llanos de la Cuenca del Putumayo.

La sedimentación cretácica comenzó con ambientes fluviales que pasan de manera rápida a ambientes más distales, principalmente transicionales a marinos someros (Formación Masaya). El alto contenido de cuarzo y las altas proporciones de feldespato potásico con respecto a la plagioclasa, en las arenitas de la mencionada formación, reflejan erosión intensa en cratones con bajo relieve y un transporte prolongado a lo largo de superficies continentales con bajos gradientes (DICKINSON & SUCZEK 1979: p. 2175). De acuerdo con lo anterior, las arenitas de la Formación Masaya deben provenir del Escudo de

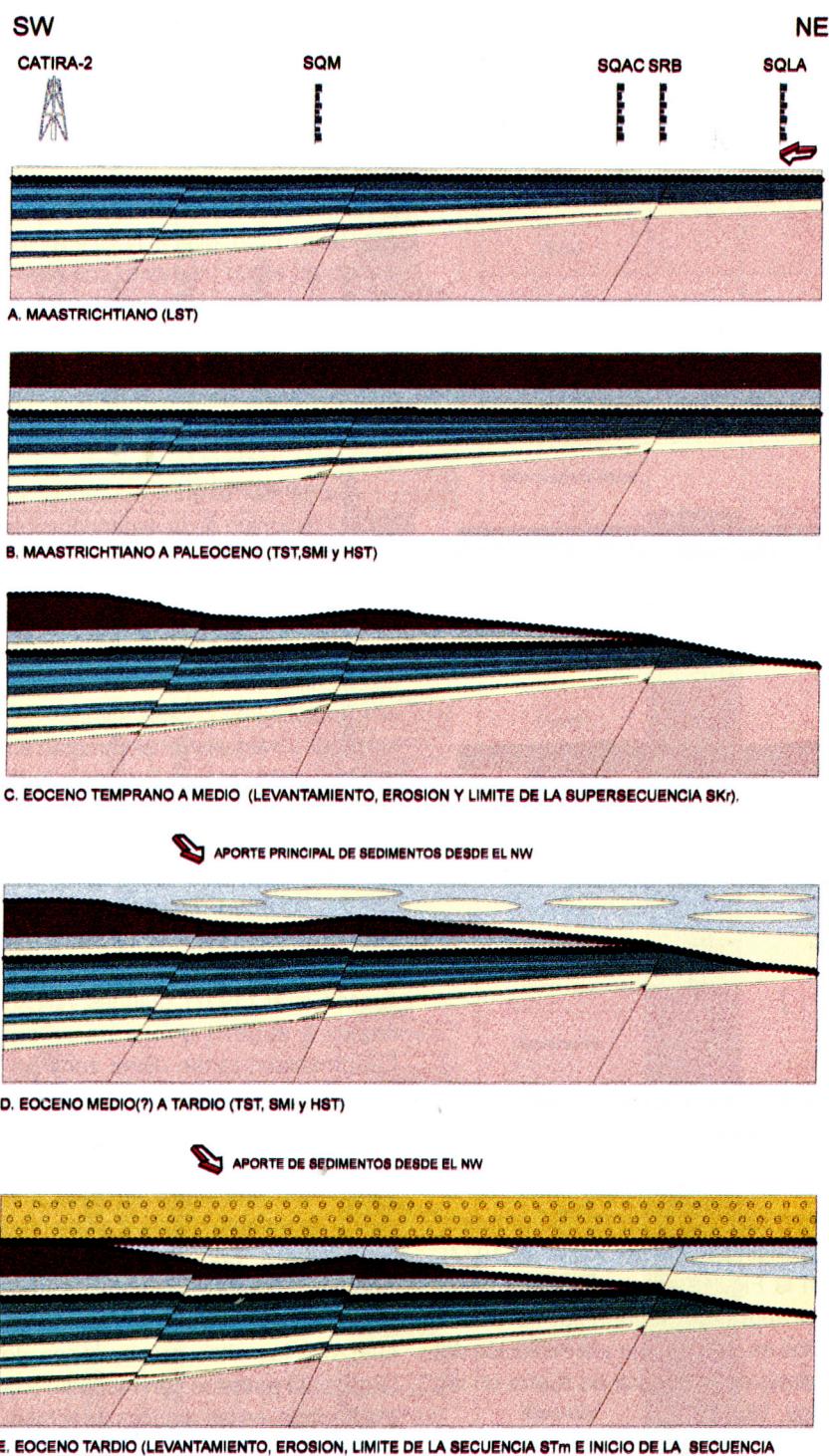


Fig. 19. A.-E. Evolución tectónica de la Supersecuencia SKr y de la Secuencia STm. Para convenciones ver Fig. 18 y para explicación ver texto.

Guyana, al NE y E del área.

La base de la suprayacente Formación Las Iglesias representa el paso a ambientes netamente marinos, predominantemente someros (plataforma interna a media), cuya máxima profundidad (plataforma externa a media) se evidencia en su parte superior. El límite superior de esta Formación coincide con el de la supersecuencia y representa el límite de la Supersecuencia SKmi (Fig. 16). La duración del ciclo, entre el Albiano Tardío hasta el Campaniano, ha de ser mayor a 25 Ma (Fig. 16) y permite clasificar la secuencia como de segundo orden (supersecuencia).

En cuanto a sus unidades genéticas, los depósitos basales continentales que inician la sedimentación en una cuenca y presentan tendencia hacia ambientes marinos han de representar un sistema transgresivo (TST), según discuten VERGARA & GUERRERO (1996). De esta manera, las Formaciones «Caballos» y Masaya y gran parte de la Formación Las Iglesias hacen parte del sistema transgresivo de la Supersecuencia SKmi, enmarcado en la base por una superficie transgresiva que coincide con el límite de secuencia tipo-1, y en el tope por la superficie de máxima inundación (SMI). Esta superficie debe ubicarse en las capas delgadas de lodoletas silíceas (litofacies Fs), donde se interpretan los ambientes más profundos. La Supersecuencia SKmi culmina con la sucesión que suprayace a la SMI, que corresponde al sistema de alto nivel (HST). El reducido espesor del HST y la ausencia del piso Campaniano, indican que durante el ciclo subsiguiente gran parte de los depósitos de dicho sistema sufrieron «canibalismo».

Secuencias menores dentro de la Supersecuencia SKmi

Dos ciclos sedimentarios de tercer orden dentro de la Supersecuencia SKmi se describen a continuación. En

la SQM, dentro de la Formación Masaya se propone una secuencia asociada a un ciclo de tercer orden (Secuencia SKm), entre el Ceno-maniano tardío y el Turoniano. En el segmento intermedio de dicha formación, se ubica una SMI datada Cenomaniano tardío a Turoniano temprano. Este segmento lodoítico calcáreo, que también está presente en el pozo Catira-2 con el nombre de Caliza B, separa la Arena T de la Arena U. De esta forma, la Arena T de la Formación Masaya representa el TST de la Secuencia SKm, mientras la Arena U representa el HST. En la SQAC, donde la Formación Masaya está representada prácticamente solo por la Arena U, los dinoflagelados en las intercalaciones lodoíticas indican una mayor influencia marina en el inicio de la sedimentación en esta localidad. La interface arenita-basamento en la SQAC corresponde entonces a la inundación del segmento intermedio de la Formación Masaya en la SQM y de la Caliza B en el pozo Catira-2 (Figs. 16 y 17).

En la Caliza B pero más claramente hacia el tope de la Arena U en la SQM, se observan algunas sucesiones repetitivas granodecrescentes, con arenitas en la base, y lodoítas carbonosas y carbón hacia el tope (Fig. 8). Estas sucesiones se identifican como parasecuencias, tal como las describen VAN WAGONER *et al.* (1990: Fig. 3D) para ambientes intermareales, y han de representar la última fase de progradación de la Secuencia SKm.

El límite inferior de la Formación Las Iglesias es a su vez una superficie transgresiva identificada en toda el área de estudio, que limita en la base la Secuencia SKi subsiguiente (Fig. 17). La Fig. 18c ilustra la premisa que este evento ha «fossilizado» el relieve remanente del proceso de «*lifting*» que dio lugar a la sedimentación de las arenitas infrayacentes. La Formación Las Iglesias es otra secuencia de tercer orden (Secuencia SKi), depositada entre el Turoniano y el Campaniano. El TST de esta secuencia está conformado por la sucesión de lodoítas y arenitas calcáreas situada entre la mencionada superficie transgresiva y la SMI que coincide con la señalada para la Supersecuencia SKmi. De igual manera, el HST coincide con el descrito para la Supersecuencia SKmi.

Supersecuencia SKr

A finales del Campaniano o comienzos del Maastrichtiano, un descenso relativo en el nivel del mar causó que el área estuviera sometida a erosión subaérea y produjo la pérdida del registro del Campaniano (Fig. 16). El límite de secuencia resultante se observa como una superficie de erosión con un cambio paleoambiental notorio que indica una caída abrupta del nivel relativo del mar, lo cual se adjudica a un evento tectónico que reactivó fallas preexistentes para levantar el terreno (Fig. 18d). Pensamos que no se debió a un descenso eustático porque

todo el piso Campaniano está presente en varias otras cuencas, aún en zonas proximales como el Piedemonte Llanero (ver GUERRERO & SARMIENTO 1996; VERGARA & RODRÍGUEZ 1997). Adicionalmente, durante el Campaniano/Maastrichtiano no parece haber ocurrido un descenso eustático de segundo orden, al comparar con la carta eustática de HAO *et al.* (1988), la cual parece conservar aún cierto valor para los ciclos de primer y segundo orden.

La Supersecuencia SKr comienza con arenitas y conglomerados (Figs. 17 y 19a) interpretados como de ambientes fluviales (Asociación facial RB del Miembro El Neme, Formación Rumiyaco). Este miembro corresponde al sistema de bajo nivel (LST). Los ambientes evolucionaron rápidamente a transicionales de menor energía, con influencia marina clara (Asociación facial RC) razón por la cual el tope de dicho Miembro se considera como una superficie de transgresión. La sedimentación predominantemente finogranular que caracteriza la mayor parte de dicha unidad es un reflejo de la estabilidad tectónica que perduró en el área hasta finales del Paleoceno (Fig. 19b). No se identificó claramente una SMI que diferencie el TST del HST, aunque hay intervalos lodoíticos que exhiben algún contenido de dinoflagelados. La parte superior de la secuencia, de edad Paleoceno, fue «canibalizada» durante la siguiente secuencia.

La duración de esta secuencia pudo ser de alrededor de 17 Ma (Maastrichtiano a Paleoceno; Fig. 16) y revela nuevamente un ciclo de segundo orden.

Secuencia STm

El contacto inferior de la Formación Morelia (Eoceno medio? a tardío), implica un cambio litofacial marcado y un hiato prolongado que implica la ausencia de depósitos del Paleoceno (excepto en los pozos Catira 1 y 2) y Eocene temprano a medio (Fig. 16). Esto indica que gran parte de la Formación Rumiyaco fue erosionada a comienzos o mediados del Eocene (Fig. 19c), probablemente durante un evento de deformación (Fig. 19c) que se ha relacionado con un cambio en la dirección o velocidad de la subducción (Daly, 1989, en COOPER *et al.* 1995: p.1433). Esta superficie, la cual no se observa como discordancia angular sino como disconformidad, es el límite de la Secuencia STm.

A mediados o finales del Eocene, la reanudación de la sedimentación en el área se manifiesta con la deposición de las arenitas fluviales del Miembro Morelia Inferior de la Formación Morelia (Fig. 19). Las sublitoarenitas a litoarenitas ricas en chert de este miembro indican un cambio en la proveniencia de los sedimentos. DICKINSON & SUCZEK (1979) postulan dos ambientes tectónicos principales que pueden aportar sedimentos con cantidades apreciables de chert: los complejos de subducción y los complejos de levantamientos en el antepaís («foreland uplifts»).

Criterios regionales y de configuración de la cuenca nos permiten favorecer la segunda opción.

En este esquema, la cuenca de antepaís recibió sedimentos, no solo del cinturón de deformación que se ubicaría al NW del área de estudio, sino del cráton al E (*cf. COOPER et al. 1995: Fig. 14*). Esta situación se pudo presentar en el Miembro Morelia Inferior, donde la relación chert/cuarzo es muy baja, lo que sugiere un mayor aporte del Escudo de Guayana que del NW. Adicionalmente, algunos datos de paleocorrientes en el Miembro Morelia Inferior indican direcciones de paleodrenaje hacia el SSW, lo cual concuerda con depósitos más proximales al NE y más distales al SW en esta unidad. Esto apoya la hipótesis que a mediados o finales del Eoceno en el área había un sistema de ríos trenzados que fluía hacia el SSW. Posteriormente, los ambientes de ríos trenzados evolucionaron a ambientes de ríos meandriformes (Morelia Superior), cuyos depósitos están compuestos de litoarenitas (sedarenitas-chertarenitas) que revelan más claramente una proveniencia del cinturón deformado del NW.

El contacto neto irregular de la Formación Morelia con la suprayacente Formación Pepino, el notorio cambio litofacial y ambiental entre ambas unidades y la ausencia parcial o total de la Formación Morelia en algunos sectores del área de estudio, son evidencias de un período de erosión cuyo faltante inferido de tiempo se ubica dentro del Eoceno tardío (Fig. 16). Por lo tanto, el límite superior de la secuencia de la Formación Morelia es claramente disconforme. La duración aproximada de esta secuencia es de 5 Ma, dentro del Eoceno tardío, rango de tiempo que permite asociar la Secuencia STm a un ciclo de tercer orden.

Con respecto a la asignación de sistemas deposicionales a secuencias fluviales, se tienen en cuenta los modelos de Wright & Marriot (1993 en MIAILL 1996) y SHANLEY & McCABE (1994), cuyos principales aspectos han sido discutidos, entre otros autores, por RICHARDS (1996) y MIAILL (1996). De acuerdo con este último autor, los modelos propuestos favorecen el hecho de que los depósitos fluviales correspondientes al sistema de bajo nivel (LST) ocupan los valles de incisión, teniendo por lo tanto una limitada extensión lateral, y consisten en canales amalgamados que exhiben altas proporciones de arena. A su vez, los depósitos de los TST y HST se componen de canales más aislados dentro de depósitos más espesos de llanura aluvial (Wright & Marriot, 1993 en MIAILL 1996: Fig. 13.4).

Esta situación es aplicable a la Secuencia STm (ver Fig. 19d). El Miembro Morelia Inferior correspondería a depósitos de barras transversales y canales amalgamados de ríos trenzados de un LST. Dicho sistema se encuentra mejor desarrollado hacia el NE del área de estudio (SQAC y SQLA) donde el Miembro Morelia Inferior presenta mayor tamaño de grano y mayores espesores. Es

probable que en la SQM el Morelia Inferior no represente el LST sino el TST que se depositó directamente sobre el límite de secuencia. Posteriormente, la evolución de los ambientes de ríos trenzados del Miembro Morelia Inferior a ambientes de ríos meandriformes del Miembro Morelia Superior, sugiere un ascenso relativo en el nivel de base y por lo tanto el contacto entre ambos miembros representaría el equivalente de una superficie transgresiva que limita el LST con el TST de la Secuencia STm (*cf. MIAILL 1996*).

Esta interpretación de sistemas deposicionales puede resultar conflictiva si se toma en cuenta que la existencia de verdaderos depósitos del LST en secuencias continentales ha sido cuestionada por autores como SHANLEY & McCABE (1994) o RICHARDS (1996), lo que se adjudica a que la estratigrafía secuencial en depósitos continentales está en una etapa inmadura de entendimiento, así como nuestro conocimiento de la Formación Morelia. Se deja planteada la posibilidad de que el Morelia Inferior sea un TST y el Morelia Superior un HST, como aparece en la interpretación original de MORA (1998).

En cuanto a una posible SMI dentro de la secuencia, se tuvo en cuenta que SHANLEY & McCABE (1994) señalan que los depósitos fluviales con influencia mareal son los equivalentes continentales de esta superficie. Desafortunadamente, en la sucesión de la Formación Morelia no se identificaron depósitos o muestras que por sus palinofacies presenten influencia mareal evidente. Por tal razón, no fue posible separar el TST del HST en la Secuencia STm.

A finales del Eoceno, el área fue nuevamente sometida a levantamiento y la erosión arrasó con gran parte de los sedimentos eocenos recién depositados (Fig. 19e), generándose el límite de la secuencia suprayacente. Sobre esta superficie se depositaron abanicos aluviales (Formación Pepino) como resultado de un pulso de levantamiento en la zona de la Cordillera Central. Aunque esta nueva secuencia no fue estudiada en su totalidad, las relaciones anteriormente descritas sugieren la presencia de un límite secuencia del tipo-1 seguido por un LST.

CONCLUSIONES

El registro estratigráfico del Cretácico y Terciario Inferior en el área de estudio se define formalmente mediante secciones tipo y secciones de referencia descritas detalladamente y datadas por palinología. El mapa geológico demuestra su extensión a nivel regional en la cuenca del Putumayo. La Formación «Caballos» (Aptiano?-Albiano) se compone de arenitas basales que se desarrollaron mejor en zonas más profundas de la cuenca, al SW del área de estudio. Se proponen las Formaciones Masaya y Las Iglesias por ser útiles para solucionar el problema de nomenclatura que ha representado hasta ahora el uso informal

del nombre «Villeta» en la Cuenca del Putumayo. Además, tiene sentido práctico puesto que diferencia una unidad almacenadora de otra generadora de hidrocarburos, respectivamente.

La Formación Masaya (Cenomaniano tardío-Turoniano) representa depósitos de ambientes fluviales que pasan rápidamente a ambientes intermareales. La suprayacente Formación Las Iglesias (Turoniano-Santoniano) fue depositada en ambientes de plataforma media a externa, bajo la influencia periódica de tormentas. La Formación Rumiyaco (Maastrichtiano-Paleoceno) suprayace discordantemente a la Formación Las Iglesias, y presenta un miembro arenoso basal (Miembro El Neme) de origen fluvial que infrayace a una sucesión monótona de lodoletas depositadas en ambientes fluviales a intermareales de baja energía.

Por su parte, la Formación Morelia (Eoceno medio?-tardío), suprayace discordantemente a la Formación Rumiyaco. Su edad y posición estratigráfica indican que se trata de una unidad que no se había reportado en la cuenca del Putumayo. Esta unidad se divide informalmente en dos miembros, el Miembro Inferior, compuesto predominantemente por (sub)litoarenitas, y el Miembro Superior, donde predominan lodoletas grises rojizas con intercalaciones de litoarenitas (chertarenitas). El Miembro Inferior se interpreta como producto de ríos trenzados distales, mientras que el Miembro Superior representa depósitos de ríos meandriformes. La Formación Pepino (Eoceno tardío), que yace discordantemente sobre la Formación Morelia, presenta conglomerados que se interpretaron como depósitos de abanicos aluviales.

Las arenitas basales son progresivamente más jóvenes hacia el NE, traslanan el basamento en esa dirección como consecuencia del ascenso eustático y de la configuración de la cuenca, la cual era más profunda al SW y más somera al NE, entre el Albiano tardío y el Santoniano. A finales del Campaniano o comienzos del Maastrichtiano, una fase de levantamiento y erosión arrasó con los depósitos del Campaniano. Durante el Maastrichtiano y el Paleoceno la cuenca mantuvo estabilidad tectónica y se depositaron sedimentos de ambientes intermareales. A comienzos o mediados del Eoceno, un episodio importante de deformación al W del área de estudio posibilitó la erosión parcial o total de los depósitos del Paleoceno. Se desarrolló un sistema de ríos que fluieron hacia el SW, inicialmente trenzados, posteriormente meandriformes (Formación Morelia). La fuente de sedimentos cambió para entonces a un complejo deformado que se estaba levantando al NW del área de estudio, aunque inicialmente persistió la proveniencia del escudo guayanés. A finales del Eoceno un nuevo pulso de levantamiento del complejo localizado al NW del área posibilitó la erosión parcial o total de la Formación Morelia. Así mismo, como respuesta a

dicho levantamiento, se depositaron flujos de detritos y abanicos aluviales que corresponden a la Formación Pepino.

El modelo estratigráfico secuencial implica dos supersecuencias y tres secuencias de tercer orden. La más antigua es la Supersecuencia SKmi, cuyo ciclo se inicia con la primera inundación cretácica y alcanza un período de máxima inundación durante el Santoniano. Dos secuencias de tercer orden fueron identificadas dentro de la Supersecuencia SKmi: una corresponde prácticamente a la Formación Masaya (SKm) y otra a la Formación Las Iglesias (SKi). Después de un levantamiento tectónico, se depositó la Supersecuencia SKr (Formación Rumiyaco), delimitada en la base por la disconformidad donde el Campaniano está ausente. La duración aproximada de este ciclo fue de 17 Ma, incluye el Maastrichtiano y el Paleoceno. La superficie de máxima inundación de esta supersecuencia se infiere en depósitos de edad maastrichtiana.

Los depósitos continentales del Eoceno medio?-tardío se agrupan en una secuencia de tercer orden. El sistema de bajo nivel puede estar representado por los depósitos de ríos trenzados distales, mientras que los sistemas transgresivo y de alto nivel se limitan en la base por el cambio sedimentológico a ambientes de ríos meandriformes, como resultado de un ascenso en el nivel de base equivalente a una superficie de transgresión. Sobre esta secuencia reposan discordantemente depósitos de abanicos aluviales, que pueden representar el sistema de bajo nivel de otra secuencia más joven.

AGRADECIMIENTOS

Los conceptos emitidos en este trabajo son responsabilidad de los autores y no necesariamente corresponden con la opinión de Deminex. Agradecemos a la compañía Deminex por permitir la publicación de este trabajo y a todos los miembros de la filial Colombia, especialmente a W. Schoeler. A la Universidad Nacional de Colombia y a los Profesores G. Sarmiento, J. Guerrero, O. Forero y A. Kammer, quienes aportaron discusión e interés en el proyecto. S. Jaramillo digitalizó el mapa geológico.

REFERENCIAS

- AMAYA, C. & CENTANARO, J. (1997): Ambiente Depositional y Modelamiento del Yacimiento Caballos en el Campo Orito, Cuenca Putumayo, Colombia.- VI Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuenca Subandinas», Memorias, Tomo II, p. 26-29, Cartagena.
- AURISANO, R.; ESPEJO, I.S. & HAUN, D.D. (1997): A Composite Standard and Graphic Correlation Example from Northern Llanos, Colombia.- VI Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuenca Subandinas». Memorias, Tomo II, p. 30-33, Cartagena.
- CACERES, H. & TEATIN, P. (1985): Cuenca del Putumayo, Provincia Petrolera Meridional de Colombia.- II Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuenca

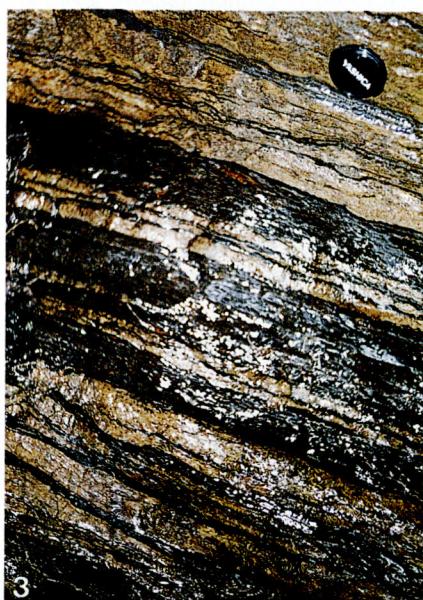
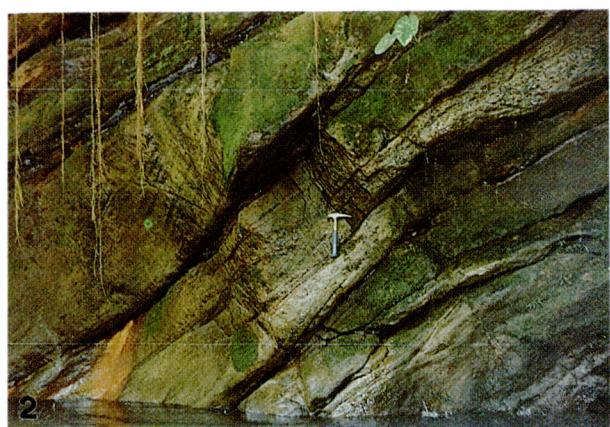
- Subandinas», Memorias, Vol. I, p. 1-80, Bogotá.
- CASERO, P.; SALEL, J.F. & ROSSATO, A. (1997): Multidisciplinary (*sic*) correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia).- VI Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas», Memorias, Tomo I, p. 100-118, Cartagena.
- COOPER, M.; ADDISON, F.T.; ALVAREZ, R.; CORAL, M.; GRAHAM, R.; HAYWARD, A.; HOWE, S.; MARTINEZ, J.; NAAR, J.; PEÑAS, R.; PULHAM, A. & TABORDA, A. (1995): Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 79, No. 10, p. 1421-1443, Tulsa.
- CORRIGAN, H.T. (1979): The Geology of the Upper Magdalena Basin (northern portion). *En:* Geological Field Trips 1958-1978, Colombia (Editado por Geotec).- Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Bogotá (1967), 221-252.
- DALRYMPLE, R.W. (1992): Tidal Depositional Systems. *En:* Walker, R.G., James, N.P. (eds.).- Facies Models, Response to Sea Level Change, Geological Society of Canada, p. 195-218, St. John's, Newfoundland.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEC, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 63, No. 12, p. 2164-2182, Tulsa.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget, 628 p.- Springer Verlag, Heidelberg.
- EKDALE, A.A.; BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G. (1984): Ichnology: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 15, 317 p., Tulsa.
- FOLK, R. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks.- Hemphill's Publishing Co., 170 p., Austin.
- GOVEA, C. & AGUILERA, H. (1980): Geología de la Cuenca del Putumayo.- Boletín de la Universidad Industrial de Santander, 14 (28), p. 45-71, Bucaramanga.
- GUERRERO, J. & SARMIENTO, G. (1996): Estratigrafía Física, Palinológica, Sedimentológica y Secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en Exploración Petrolera.- Geología Colombiana 20, p. 3-66, Bogotá.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-level Change. *En:* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.). Sea-level changes: an integrated approach.- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 71-108, Tulsa.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.; COX, A.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A Geologic Time Scale 1989.- Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.
- HETTNER, A. (1892): Die Kordillere von Bogotá.- Ergänzungsheft 104 zu Pettermanns Mitteilungen, 131 p.- Justus Pertha, Gotha.
- IUGS INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (1994): International Stratigraphic Guide. Salvador, A. (ed.) Second Edition.- Geological Society of America, p. 214, Boulder.
- JENKYNS, H.C. (1989): Pelagic Environments. *En:* Reading, H.G. (ed.), Sedimentary Environments and Facies, p. 343-397.- Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- JULIVERT, M. (1968): Lexique Stratigraphique International, Colombie. Volume V, Fascicule 4a, première partie.- Centre National de la Recherche Scientifique, 652 p., Paris.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *En:* Miall, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology.- Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 597-604.
- ____ (1992): Alluvial Deposits. *En:* Walker, R.G., James, N.P. (eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change.- Geological Association of Canada, p. 119-142, St. John's, Newfoundland.
- ____ (1996): The Geology of Fluvial Deposits.- 582 p., Springer Verlag, Berlin.
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P.R. & THOMPSON, S. III (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit For Stratigraphic Analysis. *En:* Payton, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 53-62, Tulsa.
- MORA, J.A. (1998): Estudio Estratigráfico del Cretácico y Terciario Inferior en el Extremo Norte de la Cuenca del Putumayo, Alrededores de Belén de los Andaquíes y Morelia, Caquetá. (Trabajo de Grado No. 412), 69 p.- Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983): North American Stratigraphic Code.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists v. 67, n. 5, p. 841-875, Tulsa.
- OLSSON, A.A. (1956): Colombia.- *En:* Jenks, W.F. (ed.), Handbook of South American Geology. An explanation of the Geologic Map of South America.- Geological Society of America, Memoir 65, p. 293-326, New York.
- PEMBERTON, S.G.; MACEACHERN, J. & FREY, R. (1992): Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. *En:* Walker, R.G., James, N.P. (eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change.- Geological Association of Canada, p. 47-72, St. John's, Newfoundland.
- POCKNALL, D.; STEIN, J.; McCULLOUGH, R.; MANZOLILLO, C.; ZAMBRANO, I.; ORDOÑEZ, M. & JIMENEZ, N. (1997): Refined Age Correlations for the Hollin and Napo Formations, Oriente Basin, Ecuador: Implications for Sequence Stratigraphy and Basin Evolution.- VI Simposio Bolivariano «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas». Memorias, Tomo II, p. 105-108, Cartagena.
- RICHARDS, M.T. (1996): Fluvial Systems. *En:* Emery, D. & Myers, K.J. (eds.): Sequence Stratigraphy.- p. 111-133, Blackwell

- Science, Reprinted 1998, Oxford.
- RUST, B. (1978): Depositional Models for Braided Alluvium. *En:* Miall, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology.- Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 605-625,
- SALAZAR, A. (1992): Depositional and Paleotectonic Settings of the Cretaceous Sequence, Upper Magdalena Valley, Colombia, S.A. (Ph.D. Dissertation). 200 p., Vol. 1.- University of South Carolina.
- SHANLEY, K. & McCABE, P. (1994): Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata.- Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 78, No. 4, p. 544-568, Tulsa.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Jr. & THOMPSON, S. III (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *En:* Payton, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration.- American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 83-97, Tulsa.
- VAN WAGONER, J.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops.- American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, No. 7, 55 p., Tulsa.
- VERGARA, L. (1994): Stratigraphic, Micropaleontologic and Organic Geochemical Relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.-Giessener Geologische Schriften 50, p. 1-179, Giessen.
- VERGARA, L. & GUERRERO, J. (1996): Significado Estratigráfico Secuencial de Algunos Depósitos Basales del Cretácico en Colombia: Caso de las Formaciones Yaví y Tibasosa.-Geología Colombiana No. 20, p. 133-140, Bogotá.
- VERGARA, L. & RODRIGUEZ, G. (1997): The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogotá Plateau and Llanos Thrustbelt, Colombia: Alternative Appraisal to the Nomenclature and Sequence Stratigraphy.- Geología Colombiana 22, p. 51-79, Bogotá.

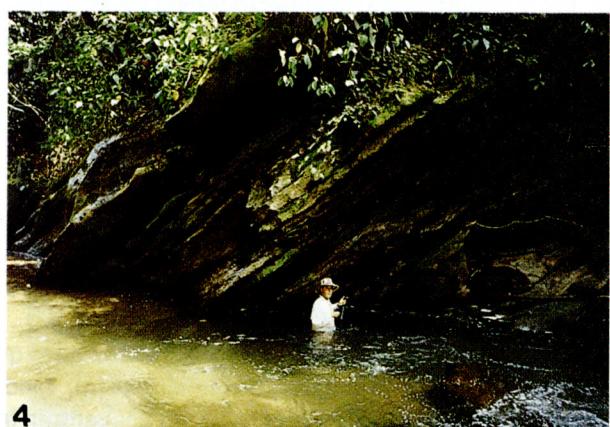
Manuscrito recibido: Agosto de 1998

LAMINA I

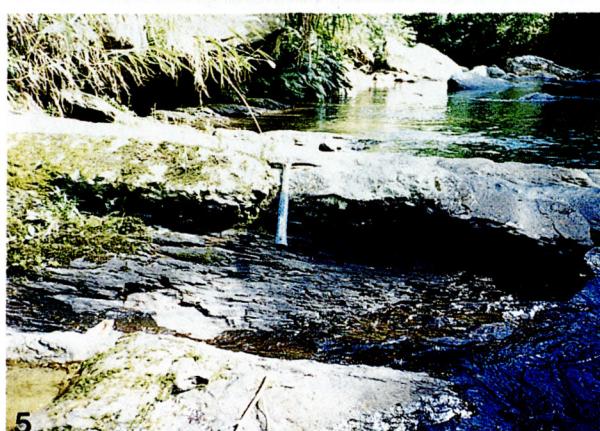
1. Sucesión de cuarzoarenitas en capas tabulares y lodoletas oscuras hacia la base de la Formación Masaya (Arena T) en la SQM.
2. Capas gruesas lenticulares de cuarzoarenitas con estratificación cóncava tangencial a la base, y con delgadas intercalaciones lodoletíticas. Formación Masaya en la SQAC.
3. Detalle de las laminaciones lodoletíticas onduladas que ocurren con frecuencia dentro de las cuarzoarenitas que componen la Formación Masaya en la SQAC.
4. Cuarzoarenitas en capas medias onduladas, con intercalaciones lodoletíticas, que ocurren hacia el tope de la Formación Masaya en la SQAC.
5. Sucesión de lodoletas grises oscuras fosilíferas, arenitas calcáreas y capas delgadas rojas de siderita, que ocurre hacia la base de la Formación Las Iglesias en la SQAC.
6. Detalle de las capas de lodoletas silíceas que ocurren hacia el tope de la Formación Las Iglesias en la SQM.



LAMINA I



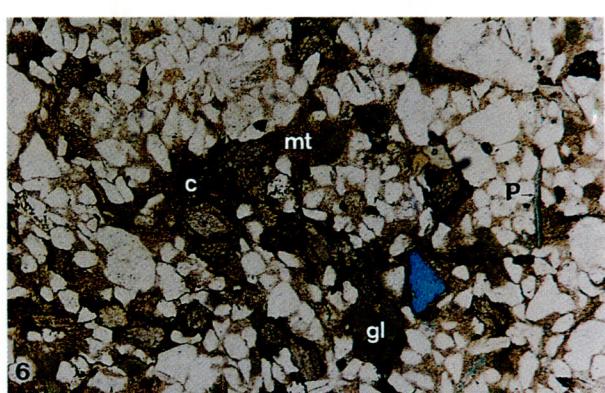
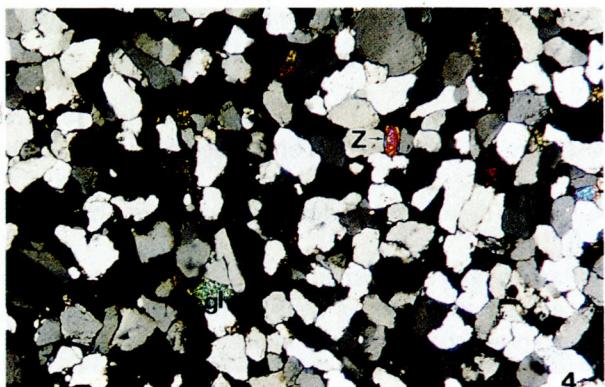
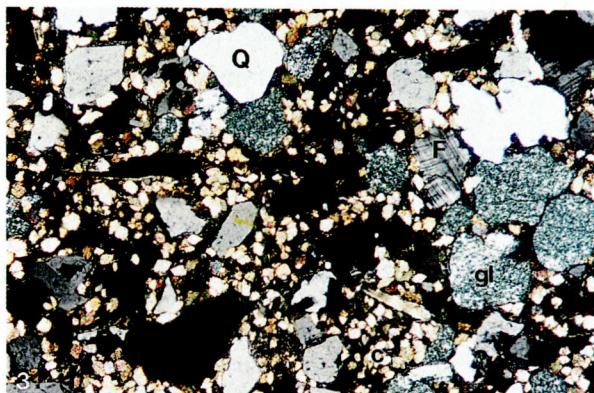
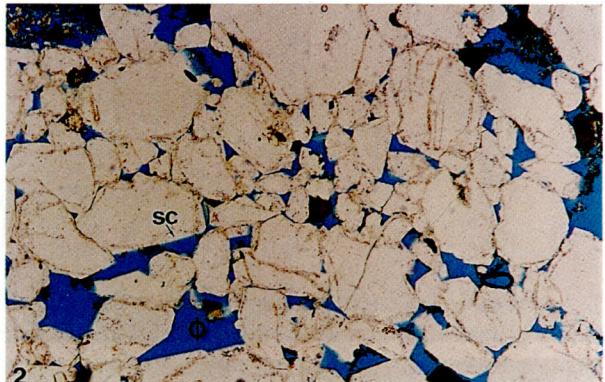
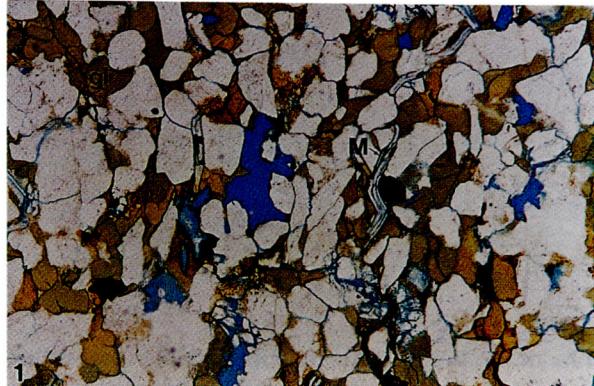
6



LAMINA II

1. Arenita de cuarzo con un considerable contenido de glauconita (gl), de la Formación Masaya (Arena T) recolectada en la SQM. Obsérvese la moscovita (M) doblada por efecto de la compactación, junto a un mineral pesado (Muestra 241197-13).
2. Microfotografía de una cuarzoarenita de la Formación Masaya (Arena T) recolectada en la SQM. Se pueden apreciar los sobrecrecimientos de sílice (sc) alrededor de los granos de cuarzo, algunos granos de glauconita oxidada, algo de matriz arcillosa y la porosidad intergranular (Φ) (Muestra 231197-5).
3. Esparita arenosa mal seleccionada en la que se observan granos de cuarzo (Q), feldespato potásico (F = microclina) y de glauconita (gl), conformando un armazón cementado por esparita (c). Formación Masaya (Caliza B), muestra proveniente de la SQM (Muestra 221197-4).
4. Cuarzoarenita bien seleccionada, con granos aislados de circón (Z) y de glauconita (gl), de la Formación Masaya (Arena U), recolectada en la SQM (Muestra 170997-11A).
5. Microfotografía de una bioesparita arenosa en la que se observa en primer plano un ictiolito fosfático, acompañado de granos de cuarzo y de glauconita (gl), todo lo anterior cementado por esparita (c). Se observa algo de matriz arcillosa oscura (mt) en la que se encuentran fragmentos negros redondeados que corresponden a pirita framboidal (pt). Formación Las Iglesias, SQAC (Muestra 090997-6B).
6. Microfotografía de una cuarzoarenita con cemento calcáreo (c), que además contiene granos de glauconita (gl), algunos fragmentos fosfáticos (P) y matriz arcillosa (mt). Formación Las Iglesias, SQAC (Muestra 041297-2).

LAMINA II

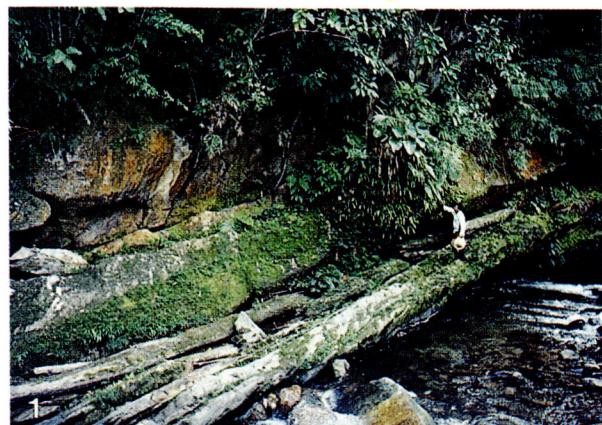


0.5mm

LAMINA III

1. Aspecto de las capas basales del Miembro Morelia Inferior en la SQAC. Corresponden a sublitoarenitas en capas gruesas con estratificación cruzada cóncava tangencial a la base, que presentan fuerte impregnación de hidrocarburos.
2. Detalle de las arenitas del Miembro Morelia Inferior en la SSQLA. Se observa la estratificación cruzada y las superficies de reactivación.
3. Litoarenitas con un apreciable contenido de intraclastos de lodoletas grises, que integran la sucesión del Miembro Morelia Superior en la sección tipo de la Quebrada Aguascalientes.
4. Detalle de los conglomerados granosportados de chert que caracterizan a la Formación Pepino, SQAC.
5. Panorámica del área de la Quebrada Aguascalientes, en dirección corriente arriba, en la cual se destacan los escarpes pronunciados de la Formación Pepino, en primer plano. Hacia el fondo se aprecia la morfología más suave que producen las unidades infrayacentes.

LAMINA III



SE

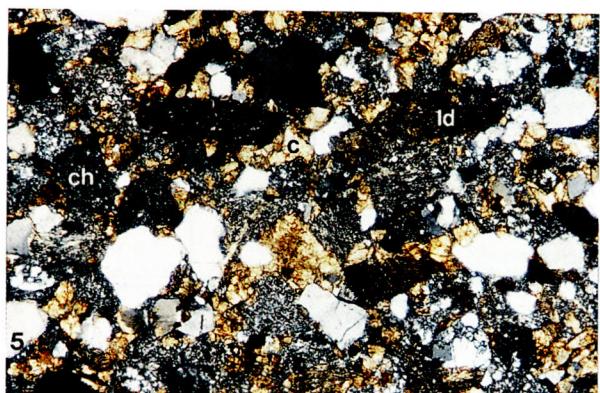
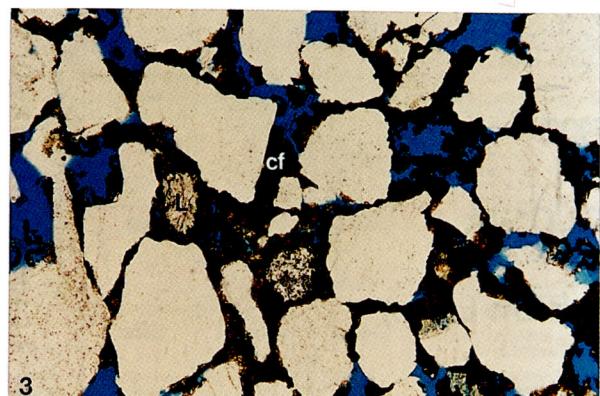
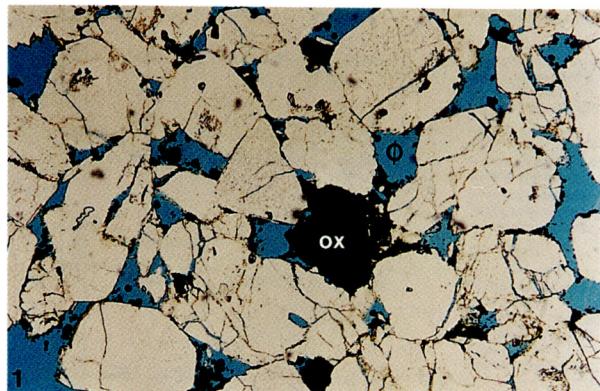
NW



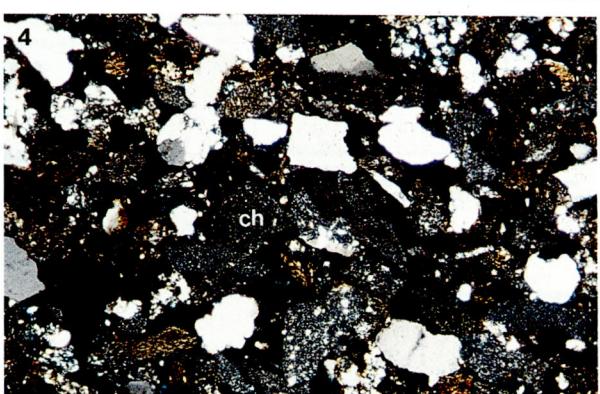
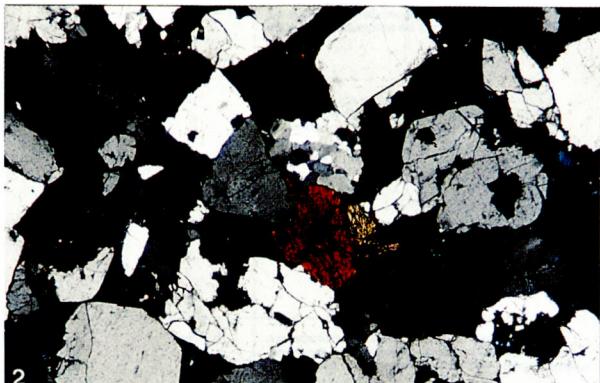
LAMINA IV

1. Microfotografía con nícoles paralelos de una cuarzoarenita con cemento ferruginoso, fragmentos aislados de óxidos de hierro (ox) y buena porosidad (Φ). Miembro El Neme de la Formación Rumiyaco, SQM (Muestra 140997-7B).
2. Vista de la microfotografía anterior con nícoles cruzados en la que se destaca un fragmento ferruginoso y un grano de cuarzo policristalino.
3. Sublitoarenita con cemento ferruginoso (cf), fragmentos líticos (L) y con buena porosidad, que constituye el Miembro Morelia Inferior, en la sección tipo de la Formación Morelia (Muestra 151297-16).
4. Litoarenita (chertarenita) característica del Miembro Morelia Superior en su sección tipo. En esta muestra, el contenido de fragmentos líticos de chert (ch) y lodoletas es del 71% (Muestra 210298-1).
5. Microfotografía con nícoles cruzados de una litoarenita (sedarenita) característica del Miembro Morelia Superior, recolectada en su sección tipo (SQAC). Se observan los fragmentos líticos de lodoletas (ld) y chert (ch), granos de cuarzo, matriz arcillosa y cemento esparáctico (c) (Muestra 190298-2).
6. Vista de la microfotografía anterior con nícoles paralelos, en la cual se hace más evidente el contenido de matriz arcillosa (mt) que arruina la porosidad de la roca por completo.

LAMINA IV



0.5mm



ANEXO 1
PALINOLOGIA
(Según Geochron Ltda.)

FORMACION MASAYA

UNIDAD	LOCALIDAD	MUESTRA	ASOCIACION	No. ESPECIMENES	COMENTARIOS/EDAD	
ARENA U	SQM	170997-11B	ESPORAS POLEN OTROS	Grup <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites</i>) Polen tricolorado estriado Ostrácodos <i>Cythereoidea</i> sp. (?)	3 2	El tipo "tricolorado estriado" se ha reconocido en otras muestras asociado con elementos del Turoniano-Coniaciano.
	SQM	180997-2C	ESPORAS POLEN	Grup <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Microveolatosporis</i> sp. <i>Foveotriletes</i> sp. <i>Camarazonosporites</i> sp. <i>Psilatricolporites</i> sp	62 2 2 2 3	<i>Microveolatosporis</i> sp., <i>Camarazonosporites</i> sp y <i>Foveotriletes</i> sp. se encuentran en otras muestras asociadas a elementos del Turoniano-Coniaciano.
CALIZA B	SQM	221197-2B	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Microveolatosporis</i> sp. <i>Droseridites senonicus</i> <i>Tricolopollenites krempii</i> <i>Foveomonocolpites</i> sp <i>Spinifertes</i> sp.	6 7 4 2 5 1	Esta asociación, que incluye <i>Droseridites senonicus</i> , estando ausente el género <i>Dinogymnum</i> , permite evidenciar el Turoniano tardío.
	SQM	221197-9	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Foveotriletes</i> sp. <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Monocolopollenites</i> sp. <i>Ephedripites</i> sp-1 <i>Araucaracites australis</i>	43 6 14 1 1 6	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
ARENA T	SQM	231197-13	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Monocolopollenites</i> sp <i>Tricolopollenites krempii</i> <i>Araucaracites australis</i>	10 2 5 1 2	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQM	251197-2	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Foveotriletes</i> sp. <i>Cicatricosporites</i> cf. <i>australiensis</i> <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Araucaracites australis</i> <i>Ephedripites</i> sp-1 <i>Ephedripites ovalis</i>	17 1 1 9 15 1 1	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQM	261197-3	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Cicatricosporites</i> cf. <i>Australiensis</i> <i>Camarazonosporites</i> sp A <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Araucaracites australis</i>	16 2 5 8 4	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQAC	060997-10	ESPORAS POLEN DINOFLAGELADOS	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Microveolatosporis</i> sp. <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Monocolopollenites</i> sp. Dinoflagelados no identificables	10 2 5 1 2	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQAC	040997-3	ESPORAS POLEN DINOFLAGELADOS	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Klikisporites</i> cf. <i>variegatus</i> <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Araucaracites australis</i> <i>Subtilisphaera</i> (?) <i>Oligospendum</i> sp	39 3 7 9 3 1	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQAC	021297-3	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Klikisporites</i> cf. <i>variegatus</i> Espora trilete microverrugada <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> Polen tricolrado estriado	3 2 1 1 2	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQLA	270298-1	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Camarazonosporites</i> sp. A <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Tricolopollenites krempii</i> <i>Araucaracites australis</i> <i>Monocolopollenites</i> sp	2 2 2 4 2 2	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.
	SQLA	270298-1A	ESPORAS POLEN	Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>) <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> <i>Monocolopollenites</i> sp <i>Tricolopollenites krempii</i>	9 4 1 1	La asociación representada principalmente por la ocurrencia de <i>Classopolis</i> cf. <i>classoides</i> permite asignar una edad de Cenomaniano tardío - Turoniano temprano.

FORMACION LAS IGLESIAS

UNIDAD	LOCALIDAD	MUESTRA	ASOCIAACION		No. ESPECIMENES	COMENTARIOS/EDAD
	SQAC	051297-6	POLEN	<i>Araucariacites australis</i> <i>Psilatriporites</i> sp.	2 1	Esta asociación se encuentra en otras muestras relacionada con <i>Droseridites senonicus</i> , que permite evidenciar el rango Turoniano tardío - Santoniano.
			DINOFLAGELADOS	<i>Palaeohystriophora infusoriooides</i> <i>Dinogymnium cf. albertii</i> <i>Spiniferites</i> sp. <i>Trichodinium castanea</i>	4 8 2 4	
	SQAC	100997-4A	POLEN	<i>Psilatriporites</i> sp.	2	La presencia de <i>Dinogymnium cf. albertii</i> es evidencia del intervalo Coniaciano-Santoniano.
			DINOFLAGELADOS	<i>Dinogymnium cf. Albertii</i>	1	
			FORAMINIFEROS	<i>Ammobaculites subcretaceus</i> y <i>batysiphon</i> sp		
	SQAC	011297-3	ESPORAS	Grupo <i>Psilatrilletes</i> (<i>Cyathidites/Deltoidospora</i>)	28	La presencia de <i>Droseridites senonicus</i> y la ausencia del género <i>Dinogymnium</i> permiten la muestra al Turoniano tardío.
			POLEN	<i>Diversipores</i> sp.	2	
			DINOFLAGELADOS	<i>Droseridites senonicus</i> <i>Triclopollenites krempii</i> <i>Araucariacites australis</i> <i>Inaperturites aff. proxapertites</i>	6 4 10 1	
				<i>Spiniferites</i> sp	1	
	SQAC	090997-6C	ESPORAS	Grupo <i>Psilatrilletes</i> (<i>Cyathidites</i>)	2	La presencia de <i>Droseridites senonicus</i> permite evidenciar el rango Turoniano tardío-Santoniano.
			POLEN	<i>Droseridites senonicus</i>	1	
			DINOFLAGELADOS	<i>Trityrodinium</i> (?)	1	
			FORAMINIFEROS	<i>Ammobaculites colombianus</i> . A. <i>Subplanatus</i> , A. <i>Coprolithiformis</i> , <i>Haplophragmoides gugas</i> , <i>H. Glabra</i> y <i>Textularia</i> sp		
			OTROS	Ostrácodos del género <i>Neocythere</i> , microgasteró-podos, microbivalvos.		
	SQM	281197-18	DINOFLAGELADOS	<i>Dinogymnium cf. westralium</i> <i>Dinogymnium digitus</i> <i>Trythrodinium</i> sp.	4 1 9	La asociación representada por la ocurrencia de <i>Dinogymnium cf. westralium</i> y <i>Dinogymnium digitus</i> permite asignar una edad de Santoniano
	SQM	281197-16	POLEN	<i>Psilomonocolpites medius</i>	1	Esta asociación, que incluye <i>Dinogymnium digitus</i> como elemento diagnóstico, es considerada del Santoniano.
			DINOFLAGELADOS	<i>Trichodinium</i> sp. <i>Dinogymnium digitus</i> <i>Pterospermopsis cf. helios</i>	1 1 1	
	SQM	150997-4	POLEN	<i>Droseridites senonicus</i> <i>Inaperturites aff. proxapertites</i> <i>Ephedrites ovalis</i> <i>Psilomonocolpites cf. medius</i>	1 5 1 3	Esta asociación incluye <i>Droseridites senonicus</i> , lo cual permite evidenciar el rango Coniaciano-Santoniano.
			DINOFLAGELADOS	(?) <i>Senegallinium</i>	1	
			FORAMINIFEROS	<i>Pelosina complanata</i> , <i>Batysiphon</i> sp., <i>Reophax</i> sp., <i>Dentalina</i> sp.		
	SQM	150997-9	ESPORAS	<i>Foveotriletes</i> sp <i>Microfoveolatosporis</i> sp.	3 1	La asociación <i>Foveotriletes</i> sp., <i>Microfoveolatosporis</i> sp., <i>Inaperturites aff. proxapertites</i> , <i>Foveomonocolpites</i> sp Y <i>Eucommidites</i> sp. Se relaciona en otras muestras con elementos del Turoniano-Coniaciano.
			POLEN	<i>Eucommidites</i> sp. <i>Foveomonocolpites</i> sp. <i>Inaperturites aff. Proxapertites</i>	2 3 3	
			FORAMINIFEROS	<i>Angulogavelinella gracilis</i> , <i>Gavelinella</i> sp., <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Ammobaculites</i> sp., <i>Robulus</i> sp. y <i>Planulina</i> sp.		

UNIDAD	LOCALIDAD	MUESTRA	ASOCIACION	No. ESPECIMENES	COMENTARIOS/EDAD	
FORMACION PEPINO	RIO PESCADO	D-122	ESPORAS Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Psilatriletes guaduensis</i>) <i>Verrucatosporites</i> cf. <i>usmensis</i> <i>Cicatricosporites</i> cf. <i>dorogensis</i> POLEN <i>Psilamonocolpites medius</i> <i>Ulmoideipites krempii</i>	2 16 1 39 103	La presencia conjunta de <i>Verrucatosporites</i> cf. <i>usmensis</i> (formas ancestrales? menos verrugadas) y de <i>Cicatricosporites</i> cf. <i>dorogensis</i> permite evidenciar el Eoceno tardío .	
FORMACION MORELIA	MIEMBRO MORELIA SUPERIOR	SQAC	210298-5	ESPORAS Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Psilatriletes guaduensis</i>) <i>Cicatricosporites</i> <i>dorogensis</i> <i>Psilamonoletes tibui</i>	2 2 1	<i>Cicatricosporites</i> <i>dorogensis</i> permite evidenciar el Eoceno Tardío .
		SQAC	210298-3	ESPORAS Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Psilatriletes guaduensis</i>) <i>Cicatricosporites</i> <i>dorogensis</i> <i>Verrucatrlletes</i> sp. POLEN <i>Striatricolpites catatumbus</i>	2 2 3 2	La presencia conjunta de <i>Striatricolpites catatumbus</i> y de <i>Cicatricosporites</i> <i>dorogensis</i> permite evidenciar el Eoceno Tardío .
		SQAC	190298-10	ESPORAS <i>Polypodiaceaisporites</i> sp. Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Psilatriletes guaduensis</i>) POLEN <i>Psilamonocolpites medius</i>	1 5 1	<i>Polypodiaceaisporites</i> sp. se encuentra asociado en otras muestras con <i>Bombacacidites bellus</i> de edad Eoceno .
		SQAC	200298-5	ESPORAS <i>Polypodiaceaisporites</i> sp. <i>Psilamonocolpites medius</i> POLEN <i>Bombacacidites bellus</i> <i>Psilatriportes simpliformis</i>	2 2 1 1	La presencia de <i>Bombacacidites bellus</i> indica una edad de Eoceno
		SQAC	200298-1	ESPORAS <i>Psilamonoletes tibui</i> <i>Echitriletes</i> sp. POLEN <i>Bombacacidites bellus</i> <i>Psilamonocolpites medius</i>	1 1 1 2	La presencia de <i>Bombacacidites bellus</i> indica una edad de Eoceno
	MIEMBRO MORELIA INFERIOR	SQAC	270298-5	ESPORAS Gr. <i>Psilatriletes</i> (<i>Psilatriletes guaduensis</i>) POLEN <i>Psilamonocolpites medius</i> <i>Ulmoideipites krempii</i> <i>Araucariacites australis</i> <i>Annutriportes iversenii</i>	2 4 1 1 1	<i>Ulmoideipites krempii</i> presenta una dispersión desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno .
		SQAC	011297-11	ESPORAS Gr. <i>Psilatrietes</i> (<i>P. guaduensis</i>) POLEN <i>Buttinia andreevi</i> <i>Colombipollis tropicalis</i> <i>Spinizonocolpites baculatus</i> <i>Psilamonocolpites medius</i> <i>Psilatriportes</i> sp	3 4 2 2 5 2	La presencia de <i>Buttinia andreevi</i> prácticamente se restringe al Maastrichtiano .
FORMACION RUMIYACO	SQAC	100997-4B	ESPORAS Gr. <i>Psilatrietes</i> (<i>P. guaduensis</i>) POLEN <i>Buttinia andreevi</i> <i>Colombipollis</i> sp. <i>Araucariacites australis</i> <i>Echimonocolpites</i> sp	4 3 2 1 1	La presencia de <i>Buttinia andreevi</i> prácticamente se restringe al Maastrichtiano .	
	SQAC	011297-7	ESPORAS Gr. <i>Psilatrietes</i> (<i>P. guaduensis</i>) <i>Gemmatriletes</i> sp. DINOFL. <i>Dinogymnum</i> sp.	2 1 1	La presencia del género <i>Dinogymnum</i> indica el intervalo Coniaciano-Maastrichtiano .	
	SQAC	011297-5	POLEN <i>Psilatriportes</i> sp. DINOFL. <i>Senegalinium bicavatum</i>	1 2	La presencia de <i>Senegalinium bicavatum</i> indica el Campaniano Tardío - Maastrichtiano Temprano .	
	SQM	031297-10	ESPORAS Gr. <i>Psilatrietes</i> (<i>P. guaduensis</i>) POLEN <i>Buttinia andreevi</i> <i>Colombipollis tropicalis</i> <i>Spinizonocolpites baculatus</i> DINOFL. <i>Dinogymnum</i> sp.	3 1 1 1 1	La presencia de <i>Buttinia andreevi</i> prácticamente se restringe al Maastrichtiano .	
	SQM	031297-7	POLEN <i>Buttinia andreevi</i> <i>Colombipollis tropicalis</i>	1 1	La presencia de <i>Buttinia andreevi</i> prácticamente se restringe al Maastrichtiano .	
	SQM	031297-6	POLEN <i>Colombipollis tropicalis</i> <i>Spinizonocolpites baculatus</i> <i>Proxapertites humbertoides</i>	2 2 1	<i>Colombipollis tropicalis</i> y <i>Spinizonocolpites baculatus</i> se encuentran en otras muestras con <i>Buttinia andreevi</i> , restringido al Maastrichtiano .	