

---

---

## **Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el Campaniano y el Paleogeno en la subcuenca de Cesar: aportes a la evolución tectónica del área**

## **Stratigraphy and provenance of Campanian-Paleogene units in Cesar sub-basin: contributions to tectonic evolution**

---

---

ROSA CAROLINA AYALA-CALVO<sup>1</sup>  
GERMÁN ALONSO BAYONA-CHAPARRO<sup>1</sup>  
CAROLINA OJEDA-MARULANDA<sup>2</sup>  
AGUSTÍN CARDONA<sup>2</sup>  
VICTOR VALENCIA<sup>3</sup>  
CRELIA ELIZABETH PADRÓN<sup>4</sup>  
FRANKLIN YORIS<sup>4</sup>  
JAVIER MESA-SALAMANCA<sup>5</sup>  
ALBERTO GARCÍA<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Corporación Geológica Ares. Calle 57 No. 24-11 of 202. Bogotá, Colombia  
E-mail: caroayalacalvo@gmail.com

<sup>2</sup>Smithsonian Tropical Research Institute. Balboa, Ancon, Panamá

<sup>3</sup>LaserChron Center. University of Arizona. Tucson, Arizona

<sup>4</sup>Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Edo. Miranda. Venezuela

<sup>5</sup>Drummond Ltd. Calle 72 No. 10-03 of 1302. Bogotá, Colombia

AYALA-CALVO, R.C.; BAYONA-CHAPARRO, G.A.; OJEDA-MARULANDA, C.; CARDONA, A.; VALENCIA, V.; PADRÓN, C.E.; YORIS, F.; MESA-SALAMANCA, J. & GARCIA, A. (2009): Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el Campaniano y el Paleogeno en la subcuenca de Cesar: aportes a la evolución tectónica del área.- GEOLOGÍA COLOMBIANA, 34, pp. 3-33, 17 Figs., Bogotá.

### **RESUMEN**

La caracterización estratigráfica y composicional de las unidades del Campaniano al Paleógeno en la Subcuenca de Cesar permite establecer el cambio en los ambientes sedimentarios en el norte de Colombia y los efectos intraplaca de la migración de la Placa del Caribe sobre la esquina noroeste de Suramérica. Los ambientes sedimentarios son, de base a tope, marinos de plataforma externa con desarrollo de carbonatos (Campaniano), marinos restringidos (Maastrichtiano), fluviales a estuarinos (Paleoceno), y finalizan con ambientes fluviales (Eoceno-Oligoceno). La secuencia total del Campaniano al Eoceno presenta un espesor aproximado de 2 km, y se encuentra deformada y parcialmente cubierta por depósitos del Oligoceno al reciente. Composicionalmente, las areniscas analizadas varían de litoarenitas a sublitoarenitas con abundantes fragmentos metamórficos y feldespatos, especialmente en el Paleoceno Tardío, donde predominan los líticos metamórficos y volcánicos. En menor proporción hay líticos sedimentarios y chert por erosión de unidades cretácicas. La geocronometría U/Pb en detritos de circón muestra en las unidades del Paleoceno Temprano a medio una respuesta asociada al reciclaje de rocas del Cretácico (circones del Escudo de Guayana y Macizo de Santander). A partir del Paleoceno Tardío ocurre una variación muy marcada, con asociaciones de circones relacionadas a la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y Cordillera Central. El avance e instalación de los ambientes continentales en la subcuenca del Cesar está ligada principalmente a los levantamientos tectónicos de diversos Macizos en la cuenca asociados a la migración de la placa del Caribe. El cambio drástico en la respuesta geocronométrica del Paleoceno tardío sumado al cambio en las proporciones y tipo de líticos se asocia a la exhumación de una nueva fuente de aporte proveniente del occidente de la

cuenca (SNSM, Cordillera Central) debido a la subducción de la placa del Caribe en el noroeste de la esquina suramericana.

Palabras Clave: *Subcuenca de Cesar, Paleogeno, Petrografía, Geocronometría, Procedencia.*

## ABSTRACT

Stratigraphic and compositional characterization of Campanian-Paleogene units in Cesar Sub-basin explain changes in sedimentary environments of northern Colombia, and intra-plate interactions in northwestern South America due to Caribbean plate migration. Sedimentary environments are, from bottom to top, carbonate-rich offshore environments (Campanian), marine-restricted (Maastrichtian), fluvio-estuarine (Paleocene) and fluvial (Eocene-Oligocene). These changes are mainly due to tectonic uplifting of surrounding massifs (induced by Caribbean plate motion). Campanian-Eocene units are near to 2 km of thickness, and they are deformed and covered by Oligocene-recent coarser units. Compositionally, analyzed sandstones are litharenites to sublitharenites, with abundant metamorphic fragments and feldspars. Late Paleocene sandstones have the most metamorphic and volcanic fragments. There are also sedimentary and chert lithic fragments by erosion of Cretaceous units. Detrital-zircon U/Pb geochronometry shows Guiana Shield-Santander Massif domains in early-middle Paleocene, and Santa Marta Massif-Central Cordillera domains after late Paleocene. Petrographic and geochronometric variations in late Paleocene suggest exhumation of a new western source area (Santa Marta Massif – Central Cordillera) due to Caribbean plate subduction at northwestern Colombia.

Key words: *Cesar sub-basin, Paleogene, Petrography, Geochronometry, Provenance.*

## INTRODUCCIÓN

La subcuenca de Cesar es una depresión morfológica limitada por altos de diversa composición y edad. Al noroeste se encuentra limitada por la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), y al este por la Serranía de Perijá y la culminación norte del Macizo de Santander (Fig. 1). Al suroeste la cuenca limita con el Valle Inferior del Magdalena (VIM) y por el trazo inferido de la terminación norte de la Falla de Bucaramanga. La subcuenca de Cesar (sur) y Ranchería (norte) se encuentran separadas por el Alto de Valledupar, donde afloran unidades del Jurásico y Cretácico. Según AYALA (2009), el anticlinal de Verdesia en la parte norte de la subcuenca de Cesar hace parte de ese sistema de altos que involucran fallas de basamento activas desde el Jurásico.

Los modelos regionales indican que las cuencas del norte de Colombia han sido afectadas desde el Maastrichtiano por el movimiento relativo entre las placas del Caribe y Suramérica (PINDELL 1990; VILLAMIL 1999; MANN *et al.* 2006). El objetivo principal de este estudio es contribuir al conocimiento Geológico del Campaniano al Eoceno en el norte de Colombia con una definición de las unidades depositadas, y determinar cómo varían las facies y composición de las rocas, además de la geometría de la cuenca en este intervalo de tiempo. De esta manera se pretende aportar un valioso conocimiento del proceso de colisión entre las placas del Caribe y Suramérica y su relación con otras cuencas del norte de Colombia.

## MARCO GEOLOGICO

Las fallas y pliegues presentes en la subcuenca de

Cesar tienen una orientación preferencial NE-SW (Fig. 1). Las fallas en su mayoría son inversas de alto ángulo con vergencia hacia el suroeste (Fig. 2); y componentes recientes de rumbo (HIGGS 2008). La resolución sísmica debajo del Cretácico es muy baja y no permite ver el comportamiento de las fallas en profundidad, sólo se observa que el estilo tectónico es predominantemente de piel gruesa (thick-skinned), a excepción de algunas fallas someras con despegues en la Formación Colón asociados a la deformación del Oligoceno Tardío y Plio-Pleistoceno. Algunos autores consideran que estas fallas de alto ángulo se horizontalizan en profundidad (ECOPETROL 1998), mientras otros las interpretan como estructuras extensionales Jurásicas que limitan cuencas de inversión (INTERABIOSS 1995). La Falla de Perijá es una falla de rumbo sinistral con orientación NE-SW que atraviesa la Serranía de Perijá (ECOPETROL 1998). Según AYALA (2009) esta falla presenta episodios de actividad con movimientos verticales en el Jurásico-Cretácico inferior (extensional) y en el Paleoceno Tardío-Eoceno (inversión).

Estudios previos en la subcuenca de Cesar han interpretado varias fases de deformación, pasando de condiciones tectónicas extensionales a compresivas. Entre el Jurásico y Neocomiano existió un dominio extensional tras-arco con desarrollo de depósitos continentales y volcánicos (MAZE 1984). Entre el Aptiano y el Maastrichtiano ocurrió una transgresión marina en una margen estable, con dos episodios importantes de inundación eustática en el Albiano Temprano y Cenomaniano-Turoniano (MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ 1992; GÓMEZ 2001). Sobre estas rocas marinas se desarrollan depósitos transicionales a continentales formados en una zona de subducción activa durante el Paleoceno (BAYONA *et al.* 2007; CARDONA

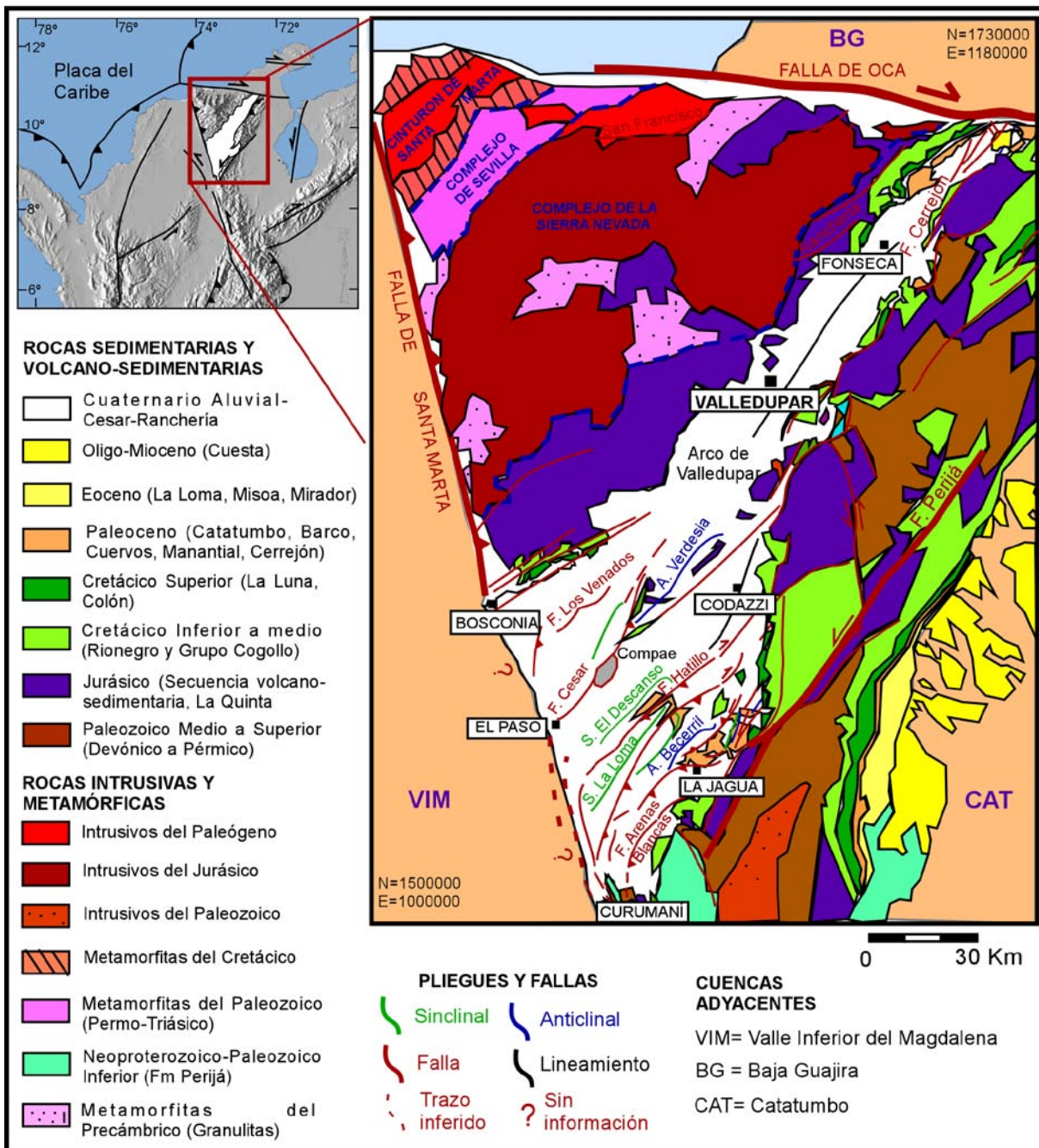


Fig. 1. Mapa geológico generalizado de la cuenca Cesar-Ranchería. En este esquema se resaltan las estructuras más importantes de la subcuenca de Cesar. Modificado de AYALA (2009), BAYONA *et al.* (2007), GÓMEZ *et al.* (2007), VILLAMIL (1999), MONTES *et al.* (2005a).

*et al.* en prensa), y en el Eoceno Temprano a Medio la acumulación fue netamente continental.

La colisión de arcos magmáticos del Caribe durante el Cretácico Tardío y el posterior proceso de subducción y magmatismo continental en el Paleoceno – Eoceno Temprano (CARDONA *et al.* en prensa) genera levantamientos

tectónicos en la Cordillera Central y Sierra Nevada de Santa Marta. MONTES *et al.* (2005b) y BAYONA *et al.* (2007) reportan un basculamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta en el Paleoceno Tardío, que ocasiona una fuerte subsidencia y permite acumular espesos mantos de carbón. Levantamientos de la parte norte de la Cordillera Central han sido reportados desde el Paleoceno (Tous-

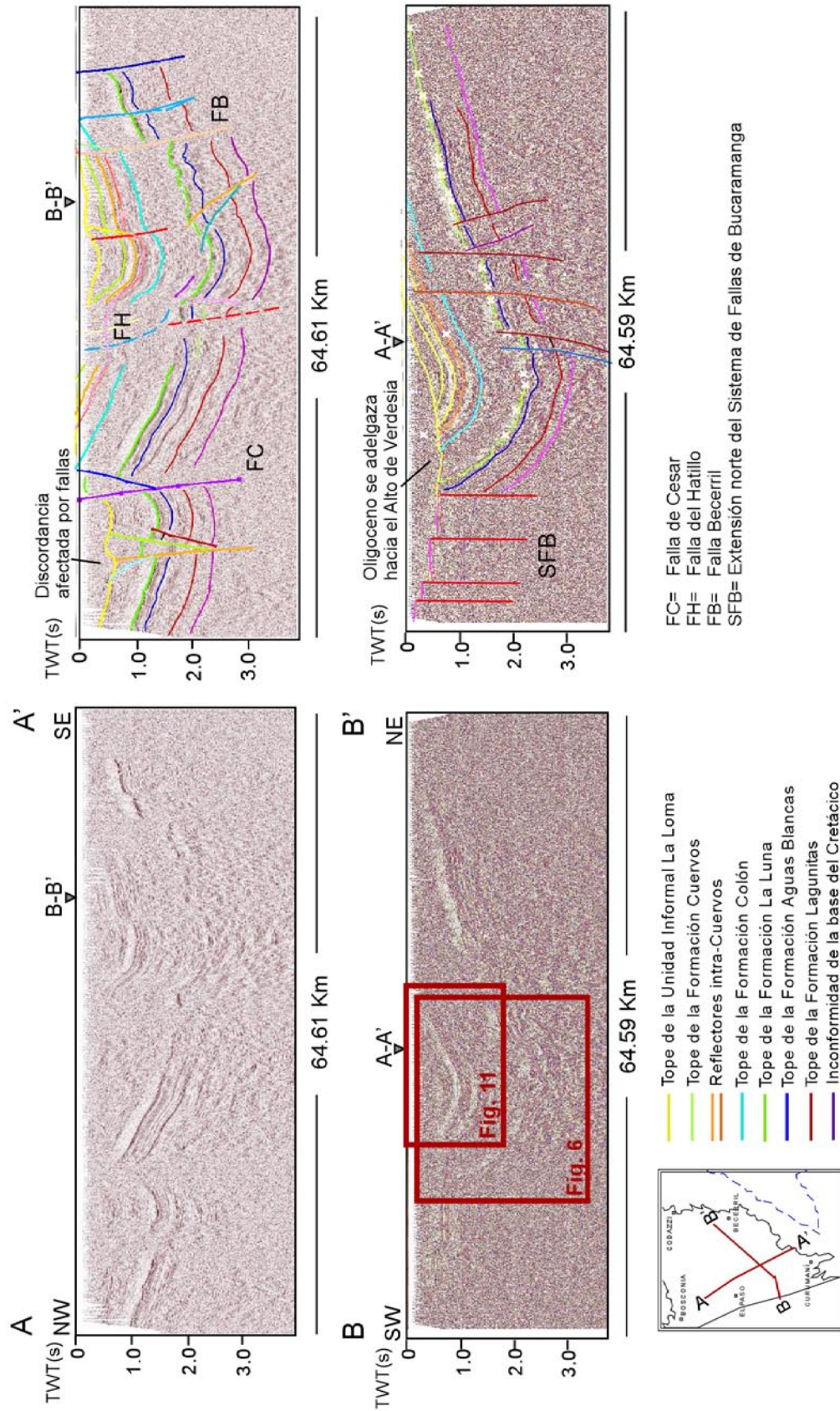


Fig. 2. Líneas sísmicas NW-SE (A-A') y SW-NE (B-B') que muestran el estilo de deformación actual de la subcuenca de Cesar. Los recuadros indican la ubicación de las figuras 6 y 11, que son acercamientos de las imágenes. Interpretación sísmica tomada de AYALA (2009) y modificada de DRUMMOND (2005a).

SAINT 1999), y datos de Termocronología (U-Th)/He en Apatitos para el Batolito Antioqueño sugieren que éste se levanta por encima de los 1.2 Km de profundidad en el Eoceno medio (RESTREPO *et al.* 2009). Los datos de madurez termal de las rocas del Cretácico de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (GARCÍA & PARRA 2003), sumado a la ausencia de rocas del Paleoceno Superior (CÓRDOBA *et al.* 2000), indican levantamientos de la parte norte del Valle Medio del Magdalena desde el Maastrichtiano. El cambio en el ángulo de subducción de la placa del Caribe durante el Mioceno cesó el magmatismo y facilitó la intensa deformación de la Cordillera Oriental (TABOADA *et al.* 2000; GÓMEZ 2001). Los levantamientos del Perijá, Macizo de Santander, y SNSM ocurridos durante la Orogenia Andina (COOPER *et al.* 1995; VILLAMIL 1999; INTERA-BIOSS 1995) generan una intensa deformación que elimina gran parte del registro sedimentario en la subcuenca de Cesar limitando la aparición de las unidades más recientes a los sinclinales, y dejando el Cretácico descubierto hacia los bordes de la cuenca y en el alto de Verdesia (Fig.1). Los depósitos ocurridos durante estas fases orogénicas son continentales y con predominio de granulometrías gruesa.

## ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

La sucesión Campaniano-Eoceno de la subcuenca del Cesar se ha dividido en 6 unidades litológicas: Cuatro unidades formales siguen la nomenclatura del Catatumbo – sur de Perijá (formaciones Colón, Catatumbo, Barco, y Cuervos); y dos unidades informales en la parte superior que son propias de la subcuenca del Cesar (Unidades Informales La Loma y Cuesta).

La descripción del contacto inferior, asociaciones litológicas, espesores, fósiles, edad, interpretación ambiental se basa un resumen de la información previa más el análisis de: 3 registros de pozos (Gamma Ray, resistivos, temperatura); 6 pozos estratigráficos (totalmente corazonados, en los cuales se describieron los núcleos para interpretación ambiental y se correlacionaron los registros eléctricos); información de 37 pozos exploratorios; análisis de 6 líneas sísmicas con una longitud total de 250 km (dos de ellas representadas en la figura 2). A continuación se presenta una descripción de cada unidad y se discute la correlación con unidades de similar litología y/o edad (Fig. 3).

### Formación Colón (Campaniano-Maastrichtiano)

#### Contacto inferior

El contacto inferior de la Formación Colón con la Formación La Luna es muy marcado tanto en registros eléctricos como en muestras de roca. En registros eléctricos se caracteriza por picos en el Gamma Ray causados por dos niveles con abundante Glauconita y

Fosfatos en el Miembro Tres Esquinas, y un incremento abrupto de la resistividad en la Formación La Luna (este comportamiento se observa en todos los pozos analizados). El incremento de la resistividad en la Formación La Luna puede ser causado por la abundancia de bitumen y materia orgánica en la Formación La Luna (mostrando valores de COT hasta del 6% - AYALA 2009), y la presencia de concreciones calcáreas que generan alta resistividad. En los núcleos de los pozos La Luna-3E y Verdesia-2E se reconoce el contacto por la presencia de niveles glauconíticos y hardgrounds en los Miembros Socuy y Tres Esquinas, en un intervalo de 40 m de espesor aproximadamente.

#### Litología

MARTÍNEZ & HERNANDEZ (1992) dividieron la Formación Colón en tres miembros:

El Miembro Tres Esquinas se compone de biomicritas con dos niveles ricos en fosfatos y pellets glauconíticos. En el pozo La Luna-3E se evidencian hardgrounds y se observa que la glauconita no está deformada, sugiriendo una diagénesis temprana. Según MARTÍNEZ & HERNANDEZ (1992) la glauconita es rica en potasio. La piritita framboidal y euhedral es muy común en este intervalo.

El Miembro Socuy está compuesto por biomicritas de foraminíferos con abundantes nódulos de piritita, y localmente se encuentran fosfatos y glauconita diseminados (Fig. 4a). En el tope del Miembro Socuy se encuentran packstones de bivalvos y equinodermos con abundantes pellets de glauconita, concentrados en agregados hasta de 5 cm de diámetro. MARTÍNEZ & HERNANDEZ (1992) y AYALA (2009) relacionan arcillas, cuarzo, micas, feldespato, y líticos volcánicos y plutónicos como material terrígeno en las biomicritas. Madrigueras verticales y horizontales rellenas de calcita son comunes en este miembro.

El Miembro Superior consiste de un paquete monótono de lodolitas ligeramente calcáreas, color gris olivo. Presentan estratificación planoparalela en la parte inferior a media. Hacia el tope, las lodolitas presentan nódulos de siderita, y empiezan a aparecer intercalaciones de calizas (packstones) y areniscas glauconíticas (con contenidos de glauconita hasta el 50% en el pozo Diablito-1E), con bivalvos, equinodermos, glauconita y fosfatos (Fig. 4b).

#### Espesor

La Formación Colón presenta un espesor promedio entre 520 y 600 m en la cuenca Cesar-Ranchería (ver Fig.

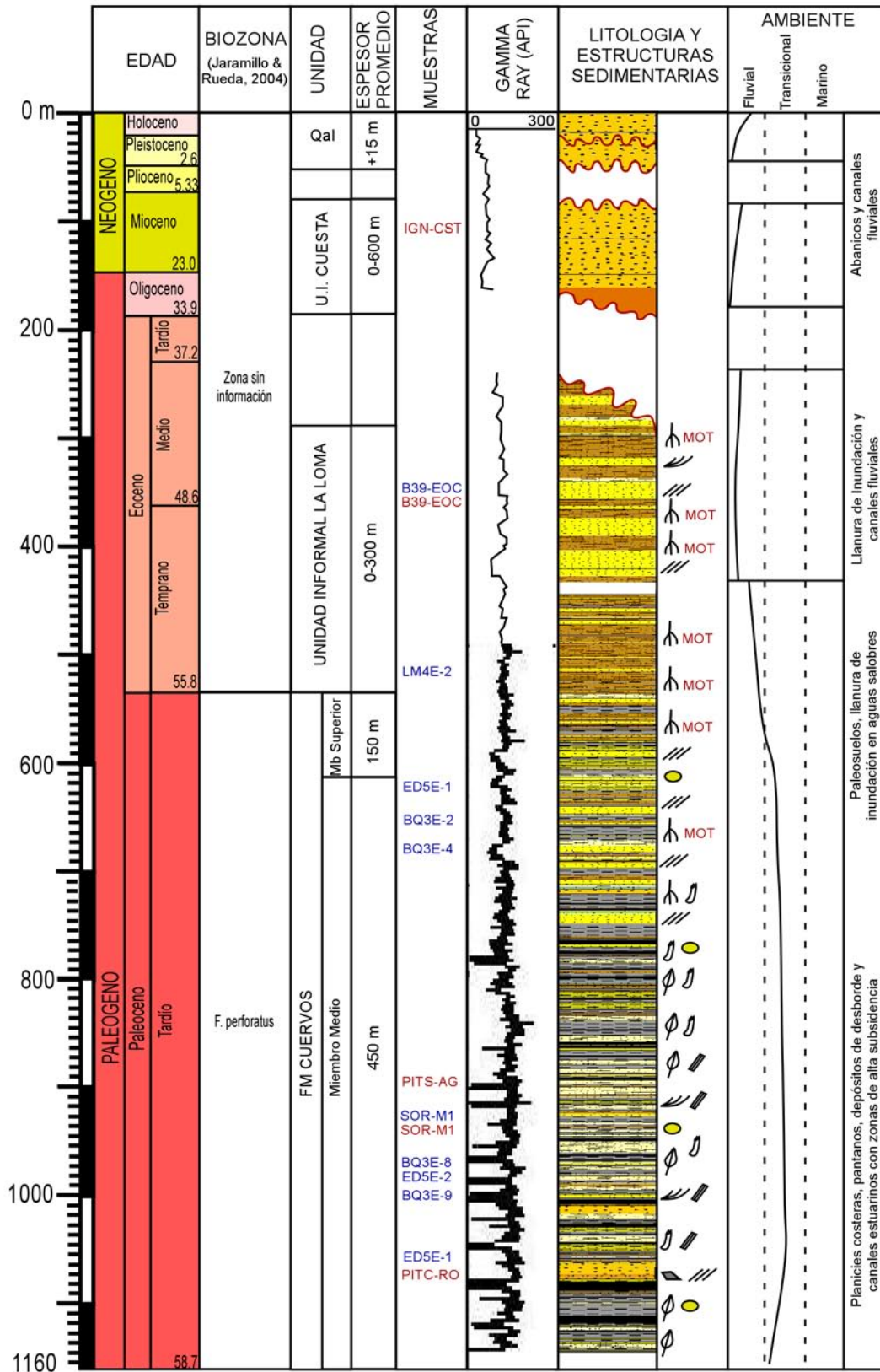


Fig. 3. Columna estratigráfica generalizada para el Intervalo Campaniano-Reciente en la subcuenca de Cesar. Modificado de AYALA (2009), y MORA *et al.* (2006).

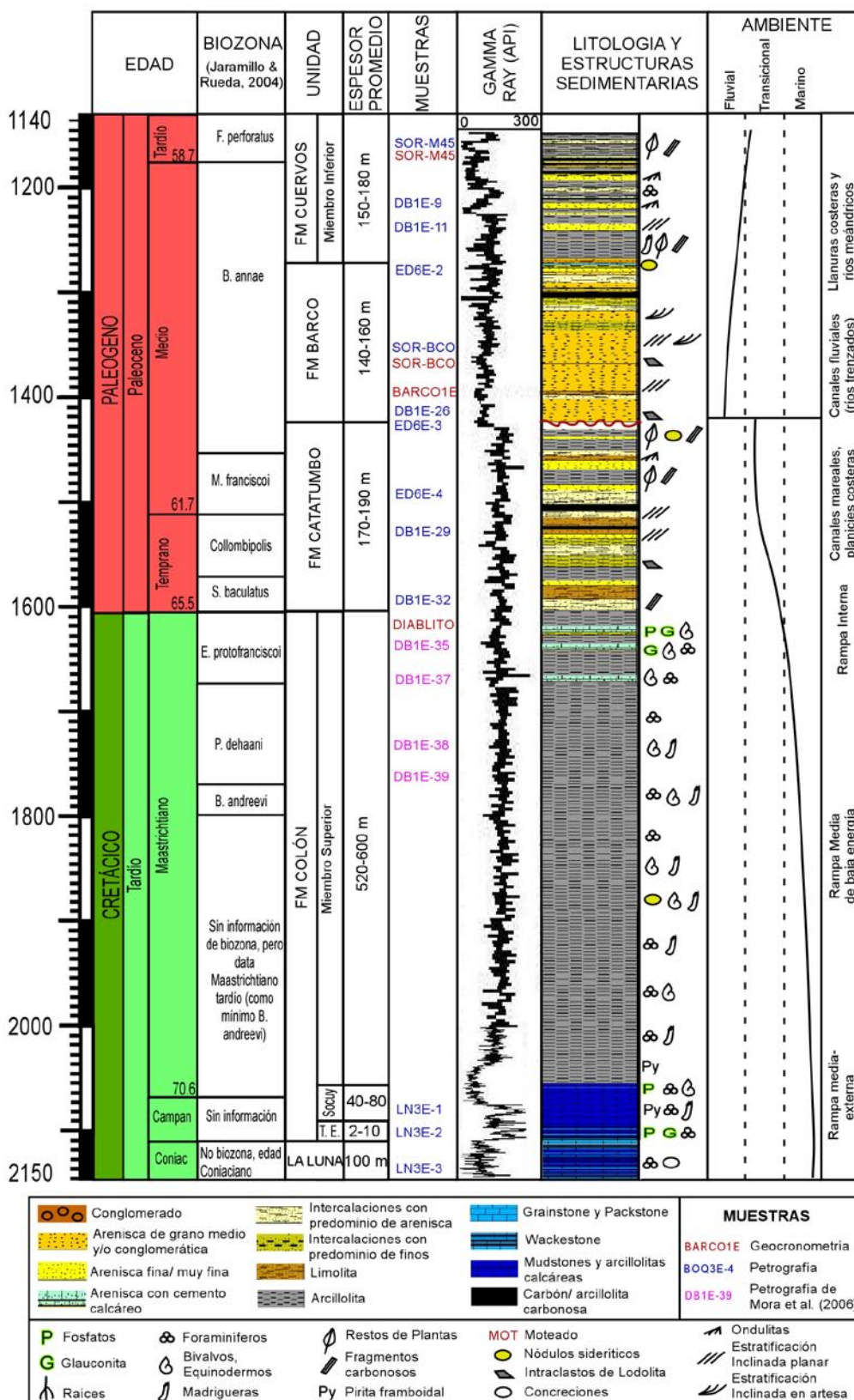
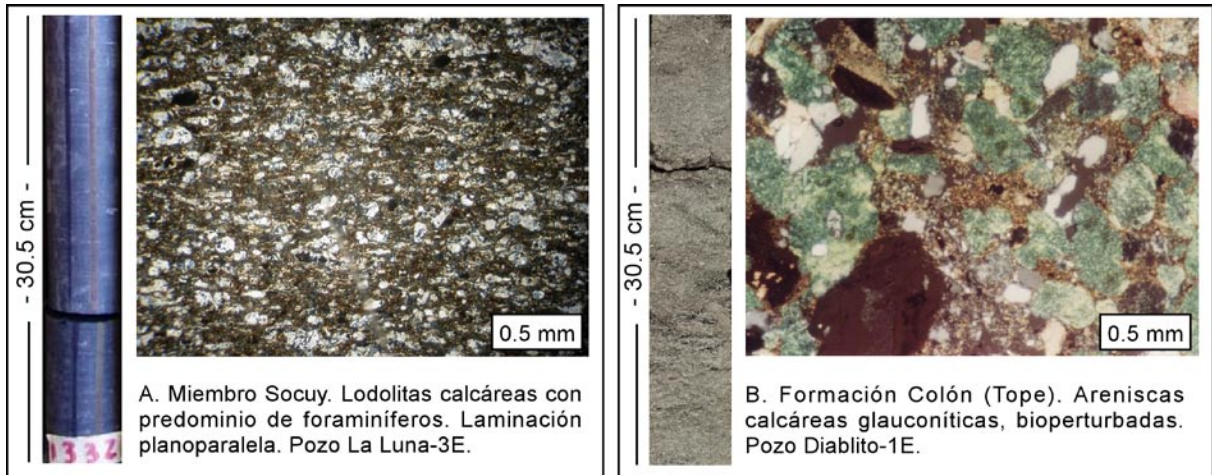
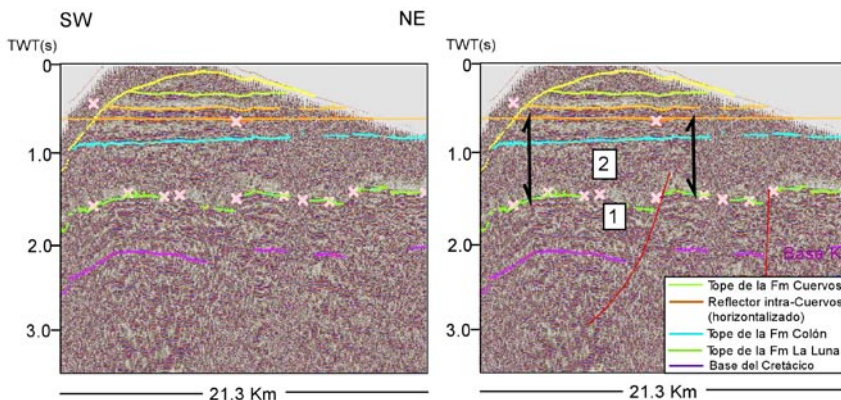
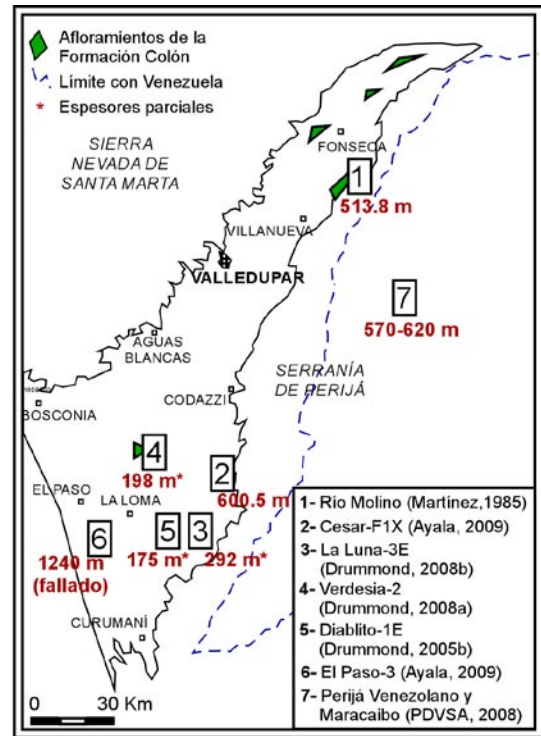


Fig. 3. Continuación.



**Fig. 4. Litologías representativas de la Formación Colón. La ubicación de los pozos se encuentra en la figura 5.**

**Fig. 5. Ocurrencia y espesores de la Formación Colón en la cuenca Cesar-Ranchería.**



1- Estratos de Crecimiento en la Formación Colón y pliegues roll-over en la Luna y Cogollo  
2- Cambios de espesor del Maastrichtiano al Paleoceno medio

**Fig. 6. Imagen sísmica SW-NE de la subcuenca de Cesar, horizontalizada en el Miembro medio de la Formación Cuervos (ver estado deformado y ubicación en la figura 2). Nótese que la Formación Colón se deposita sobre una superficie deformada, y también el aumento de espesor de las Formaciones Colón y Barco hacia el Suroeste. Modificado de: AYALA (2009).**



5), de los cuales los primeros 50 m corresponden a los Miembros Tres Esquinas (2-10 m) y Socuy.

### **Fósiles y Edad**

Según MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ (1992), en el Miembro Tres Esquinas Predominan los foraminíferos planctónicos (P/B del 90%). En el Miembro Socuy la proporción se reduce en un 60-80% de foraminíferos planctónicos sobre los bentónicos. En el Miembro Superior, el contenido fósil está representado por foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, espículas de equinodermos, restos de peces y esponjas.

La edad de la Formación Colón es Campaniano-Maastrichtiano tardío. El Campaniano se encuentra limitado a los Miembros Tres Esquinas y Socuy, y las lodolitas del Miembro Superior son de edad Maastrichtiano temprano a tardío (datos bioestratigráficos obtenidos por el Dr. Carlos Jaramillo para el pozo Verdesia-2E, en: DRUMMOND 2008a). En el pozo Diablito-1E la última arenisca glauconítica se encuentra 10 m por debajo del límite Maastrichtiano-Daniano (definido por JARAMILLO & DE LA PARRA 2005 en un informe interno, aunque la biozonación del pozo fue publicada en MORA *et al.* 2006). Sin embargo, justo por encima de este límite (unos 30 cm arriba) aparecen las primeras capas gruesas de areniscas (3 m de espesor), y la proporción y tipo de lútics cambia. En este punto se marca el límite entre las Formaciones Colón y Catatumbo, situando así el tope de la Formación Colón prácticamente en el Maastrichtiano tardío.

### **Ambiente de Depósito**

La Formación Colón se acumuló sobre una paleobatimetría irregular como resultado de un evento tectónico ocurrido durante el Santoniano-Campaniano (Fig. 6; AYALA 2009). El Miembro Tres Esquinas representa la máxima altura de la columna de agua (MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ 1992). El Miembro Socuy se encuentra depositado en ambientes de plataforma media-externa con desarrollo de corrientes de surgencia hacia el tope que aportan los fosfatos y fragmentos bioclásticos. La presencia de pirita indica aun condiciones disaeróbicas. MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ (1992), sugieren una somerización hacia el tope basados en el cambio en la proporción de foraminíferos planctónicos (cada vez menor) y aumento en la bioperturbación. Las lutitas del Miembro Superior indican ambientes con mayor aporte siliciclástico y se interpreta como un ambiente de plataforma media con circulación restringida, y hacia el tope plataforma interna, que permite el desarrollo de calizas bioclásticas y areniscas calcáreas glauconíticas.

### **Extensión Lateral**

La Formación Colón está presente en el área de Maracaibo y Catatumbo, y es coetánea con la Formación Umir en el área del Valle Medio del Magdalena. Algunos autores incluyen el Miembro Tres Esquinas como parte de la Formación La Luna en el área de Maracaibo (PDVSA 2008; ELRICH *et al.* 2000). Este Miembro representa un horizonte condensado con distribución regional. Ha sido identificado en Maracaibo, Catatumbo, Táchira, Barinas y Cesar-Ranchería (PDVSA 2008; MARTÍNEZ 1985; MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ 1992; AYALA 2009).

La Formación Mito Juan del área de Maracaibo (PDVSA 2008) corresponde al tope de la Formación Colón, donde hay intercalaciones de areniscas glauconíticas.

### **Formaciones Catatumbo y Barco (Paleoceno Temprano-Medio)**

#### **Contactos inferiores**

La Formación Catatumbo en la subcuenca de Cesar presenta un contacto inferior transicional con la Formación Colón, y se marca con la aparición de capas gruesas de areniscas, unos 10 m por encima de la última arenisca calcárea glauconítica. Las arcillolitas, 30-40 m por encima del contacto, presentan abundantes esferulitos de siderita (BENAVIDES 2007).

El contacto inferior de la Formación Barco sobre la Formación Catatumbo es disconforme. Mora *et al.* (2006) indican un límite de secuencia en este contacto por el cambio abrupto en los ambientes sedimentarios y se marca con la aparición de espesos paquetes de areniscas color blanco a gris claro con intraclastos angulares de lodolita.

#### **Litología**

La Formación Catatumbo presenta en la base secuencias granocrecientes que inician con lodolitas bioperturbadas con esferulitos de siderita, intercalaciones de láminas onduladas de areniscas arcillosas de grano fino con arcillolitas gris oscuro (Fig. 7a), y culminan con pequeñas capas de areniscas sublíticas. La bioperturbación es moderada en las zonas donde hay intercalaciones de lodolitas. En la parte media y superior de la Formación con comunes las areniscas granodecrescentes que varían entre 30 cm y 2 m, presentan estratificación inclinada planar en la base y hacia el tope láminas onduladas de materia orgánica. También son más frecuentes los mantos de carbón intercalados con arcillolitas carbonosas, que

pueden tener entre 30 cm y 1 m. Las lodolitas son grises con restos de plantas, localmente bioturbadas.

La Formación Barco consiste de capas gruesas a muy gruesas de areniscas de grano fino a medio que reposan en disconformidad sobre las intercalaciones ondulosas y mantos de carbón de la Formación Catatumbo. La base de esta Formación es reconocible por abundantes niveles de areniscas conglomeráticas formadas por intraclastos angulares de lodolitas y limolitas sideríticas (Fig. 7b). No se podría asegurar que se trata de un conglomerado basal con clastos de la Formación Catatumbo, pues en otros niveles de la Formación se ven localmente concentraciones de intraclastos similares que no superan los 40 cm de espesor, y esto se interpreta como erosión de la llanura de inundación, pero sí se evidencia un paquete espeso con estos intraclastos hacia la base. Las areniscas son de color gris claro a blanco, y algunas con cemento calcáreo. Hacia el Este se observó un contenido mayor de areniscas, con estratificación inclinada planar en la base y ondulosa hacia el tope, mientras hacia el Noroeste predominan más las secuencias granodecrecientes.

### **Espesor**

La Formación Catatumbo tiene en promedio entre 170-190 m, y aumenta hacia el Suroeste hasta unos 250 m aproximadamente (pozo El Paso-3). La Formación Barco tiene entre 140-160 m de espesor. Estas Formaciones desaparecen por erosión hacia el oeste de la subcuenca de Cesar, encontrándose la Formación Colón directamente bajo la discordancia del Eoceno Tardío (Pozo Cesar H1X y Campo Compae; AYALA 2009).

Se recomienda un especial cuidado en futuros trabajos de correlación para la Formación Barco, pues en la subcuenca de Cesar se referenciaba la Formación Catatumbo como un Miembro inferior de la Formación Barco (DRUMMOND 2005a y 2005b; MORA *et al.* 2006; AYALA 2009), teniendo así espesores aproximados de 330-350 m, mucho mayores al espesor de la Formación Barco registrada en la cuenca de Catatumbo (espesor promedio de 194 m; PDVSA 2008). En realidad no se trata de un adelgazamiento de la unidad sino de un problema de definición de los nombres formacionales.

### **Fósiles y edad**

Los análisis palinológicos realizados en el pozo Diablito-1E de la subcuenca de Cesar (MORA *et al.* 2006) sitúan la Formación Catatumbo en el Paleoceno temprano a medio, y la Formación Barco en el Paleoceno Medio. Se resalta que estos autores nombran la Formación

Catatumbo como Barco Inferior.

### **Ambiente de Depósito**

La Formación Catatumbo muestra secuencias heterolíticas rítmicas, esferulitos de siderita y concentraciones de *Pediastrum* (alga de agua dulce, De La Parra 2006-comunicación escrita) hacia la base, locales concentraciones de gasterópodos de concha delgada, y capas de arcillolitas carbonosas con cintas de carbón que no superan los 30 cm de espesor. Las areniscas observadas son de dos tipos: granocrecientes (base) y granodecrecientes (parte media-tope). Esto lo sitúa en un ambiente estuarino, con desarrollo de pantanos aislados que permiten el desarrollo de cintas de carbón, y con influencia mareal que explica las secuencias heterolíticas rítmicas.

En la Formación Barco predominan los ambientes fluviales, con una transición a ambientes estuarinos hacia el tope, marcados por la presencia de intercalaciones heterolíticas y cintas de carbón. La interpretación de los ambientes fluviales cambia de noroeste a este. La presencia de paquetes granodecrecientes con predominio de areniscas arcillosas de grano fino en el sector Noroeste se interpreta como un ambiente de ríos meándricos, mientras que hacia el este predominan los paquetes de areniscas cuarzosas con estratificación inclinada planar y abundantes contactos erosivos con intraclastos de lodolita, interpretando en esta área la presencia de ríos rectos a trenzados.

El cambio facial de carbonatos de plataforma somera en la parte norte (formaciones Hato Nuevo-Manantial, Guasare) a areniscas y arcillolitas de ambientes fluviales a fluvio-estuarinos (formaciones Catatumbo y Barco), indican un aporte siliciclástico predominantemente del Sur y confinado en las cuencas de Cesar y Catatumbo, como es confirmado por paleocorrientes tomadas en la Formación Barco según AYALA (2009). En el área de Catatumbo también predominan las areniscas, pero muestran influencia marina (glauconita, fosfatos; ESCALANTE & ROJAS 1991).

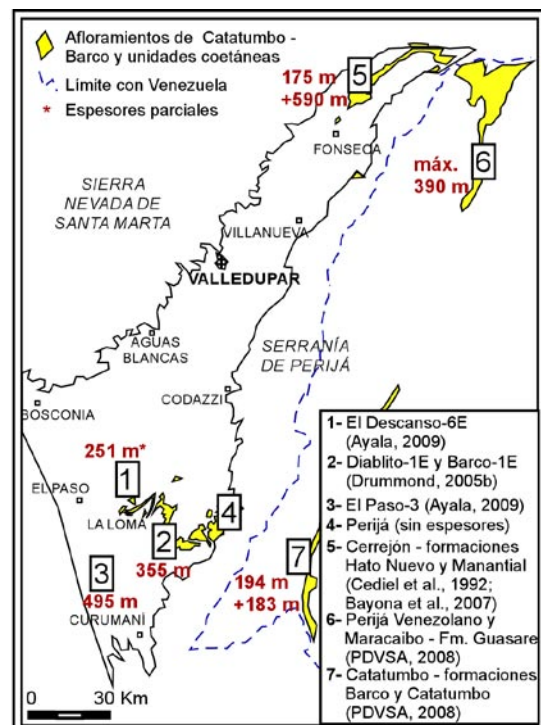
### **Extensión Lateral**

Las formaciones Catatumbo y Barco se encuentran en la parte centro-oriental de la subcuenca de Cesar y se extienden hasta la cuenca de Catatumbo, donde fueron definidas inicialmente. Aunque litológicamente muy diferentes, las Formaciones Hato Nuevo-Manantial en la subcuenca Ranchería y la Formación Guasare en Maracaibo y este de Perijá se correlacionan temporalmente



**Fig. 7.** Litologías representativas de las formaciones Catatumbo y Barco. La ubicación de los pozos y afloramientos mencionados se encuentra en la figura 8.

**Fig. 8.** Ocurrencia y espesores de las formaciones Catatumbo y Barco y las unidades calcáreas coetáneas hacia el norte (Guasare, Hato Nuevo-Manantial).



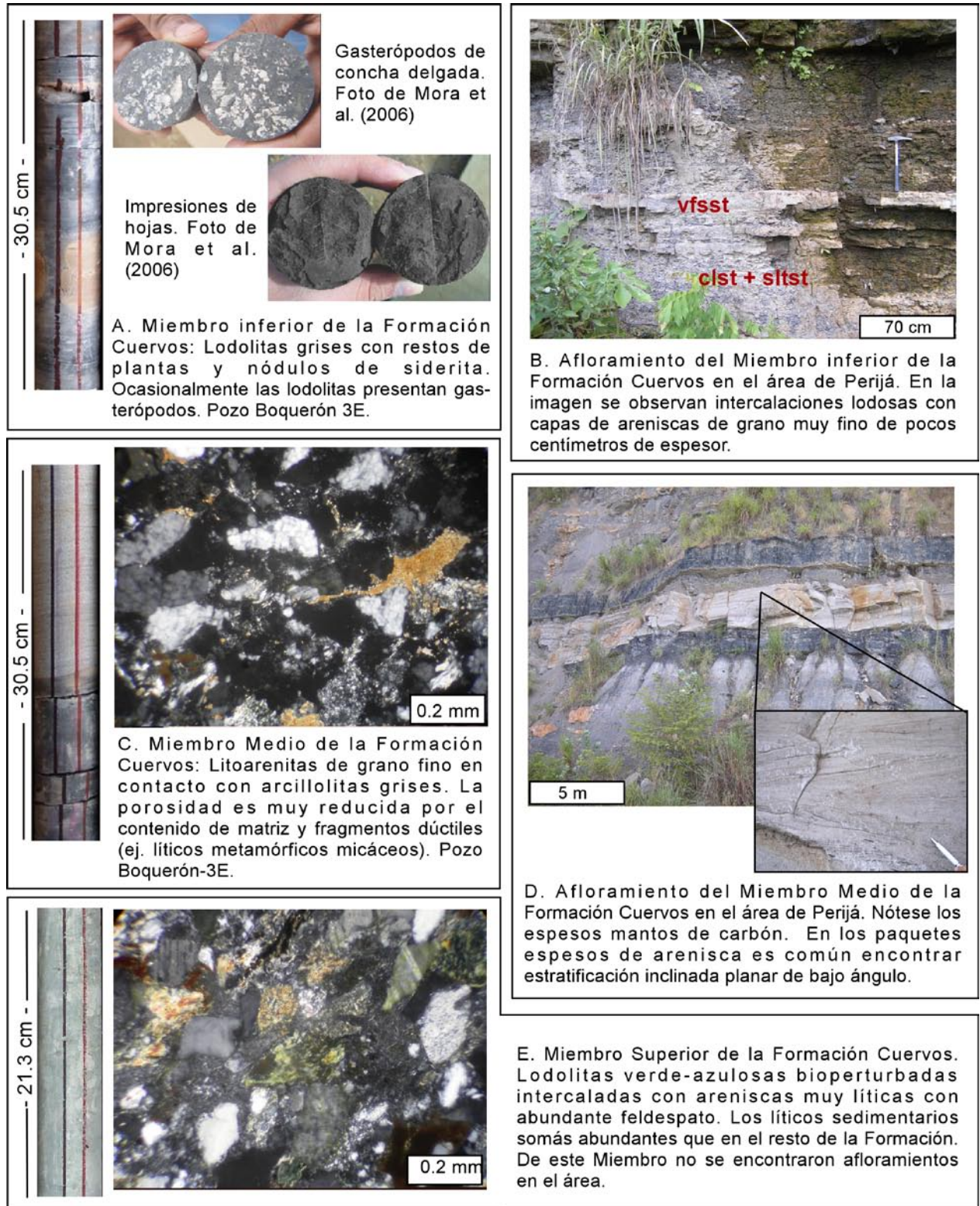


Fig. 9. Litologías representativas de la Formación Cuervos. La ubicación de los pozos y afloramientos se encuentra en la Fig. 10.

con las Formaciones Catatumbo y Barco en el Cesar.

### Formación Cuervos (Paleoceno Medio-Tardío)

#### Contacto inferior

La Formación Cuervos se encuentra suprayaciendo de manera conforme a la Formación Barco, y su límite se marca donde inicia el predominio de arcillolitas y decrecen los paquetes gruesos arenosos.

#### Litología

La Formación Cuervos ha sido dividida en tres miembros informales (Fig. 3):

El Miembro Inferior, con un predominio de arcillolitas color gris medio con abundantes restos de plantas. Localmente estas arcillolitas se encuentran bioperturbadas (con madrigueras de escape) y con nódulos de siderita. Esporádicas capas de arcillolitas con conchas de bivalvos. Presenta algunas intercalaciones de areniscas líticas de grano fino a muy fino, granodecrecientes y con bioperturbación moderada. Es común encontrar capas delgadas (10-30 cm) de carbones y arcillolitas carbonosas hacia el tope del Miembro Inferior. En el miembro Inferior predominan las arcillolitas color gris medio con abundantes restos de plantas (Fig. 9a), localmente con madrigueras de escape y nódulos de siderita. Presenta intercalaciones en capas delgadas de areniscas de grano fino a muy fino, granodecrecientes y con bioperturbación moderada (Fig. 9b). Es común encontrar capas delgadas (10-30 cm) de carbones y arcillolitas carbonosas hacia el tope.

El miembro medio se caracteriza por abundantes mantos gruesos de carbón de hasta 10 m de espesor (Fig. 9d), interstratificados con arcillolitas y lodolitas color gris medio, con restos de plantas, y madrigueras y nódulos rellenos de siderita. Las intercalaciones arcillolita-arenisca generan laminación heterolítica con moderada bioperturbación, y las capas de areniscas presentan granodecrecimiento. Localmente se

presentan paquetes potentes de areniscas con estratificación inclinada planar hacia la base y ondulosa hacia el tope.

El Miembro superior se compone de arcillolitas-limolitas masivas, muy bioperturbadas, con una coloración verdosa-azulosa (Fig. 9e). Localmente muestra intervalos con arcillolitas abigarradas y areniscas de grano muy fino con abundante matriz arcillosa.

#### Espesor

La Formación Cuervos tiene un espesor promedio en la subcuenca de Cesar de 700 m, de los cuales los primeros 150 m corresponden al miembro inferior, 450 m del miembro medio, y los últimos metros del miembro superior.

#### Fósiles y edad

En la Formación Cuervos predominan los restos de plantas, y su edad en la subcuenca de Cesar ha sido determinada con Palinología (Bioestratigrafía realizada por JARAMILLO & DE LA PARRA 2005, publicada en MORA *et al.* 2006). Localmente se encuentran capas delgadas de lodolita con gasterópodos de concha delgada, tanto en el Miembro Inferior como en el Medio de la Formación Cuervos. Esto se asume como periodos de inundación.

La edad de la Formación Cuervos ha sido determinada en Paleoceno medio-tardío. El Miembro inferior de la Formación es de edad Paleoceno medio, y los Miembro Medio-Superior son de edad Paleoceno tardío (Tabla 1). Estas edades indican que en sólo 3 Ma se depositaron cerca de 450 m de unidades con abundantes mantos de carbón. En el área de Perijá la Formación Cuervos es más delgada (se han encontrado aproximadamente 250 m). Una muestra de la parte superior enviada al Dr. Carlos Jaramillo dio como resultado Paleoceno medio-tardío. En el centro de la cuenca la parte superior es de edad Paleoceno tardío (MORA *et al.*, 2006). Es posible que exista una erosión de la Formación Cuervos en el área de

**Tabla 1. Edades reportadas en los diferentes miembros de la Formación Cuervos.**

MIEMBRO	EDAD
Inferior	Paleoceno medio (MORA <i>et al.</i> 2006)
Medio	Paleoceno tardío – la base data en 58.67 +/- 0.46 Ma (Datos U/Pb en detritos de cirón). En el área de Perijá, Carlos Jaramillo (Com. Personal) dató la base en el Paleoceno medio-tardío con Palinología.
Superior	Paleoceno tardío (MORA <i>et al.</i> 2006)

Perijá, que causa la disminución del espesor total, pero esto sólo puede ser comprobado con una bioestratigrafía más detallada del área de Perijá.

### **Ambiente de Depósito**

La presencia de carbones, restos de plantas y areniscas granodecrecientes permiten definir esta unidad en ambientes marginales, con influencia mareal. El miembro inferior muestra un predominio de planicies costeras en un ambiente restringido, que preserva la materia orgánica e inhibe el desarrollo de areniscas. El miembro medio presenta canales que cortan llanuras de marea, planicies costeras, pantanos y depósitos de desborde. La alta subsidencia presente en la cuenca contribuye a la preservación de espesos mantos de carbón. En el miembro superior, la presencia de limolitas y arcillolitas azulosas permiten definir una llanura de inundación con desarrollo de paleosuelos en presencia de ambientes disóxicos, aunque hacia el tope aparecen algunas capas rojizas indicando oxidación de Fe<sup>+3</sup> en ambientes áridos (POTTER *et al.* 2005). Es de notar la reducción en la preservación de materia orgánica en las lodolitas, y el dominio de condiciones continentales para el tope del Paleoceno.

### **Extensión Lateral**

El intervalo con abundantes mantos de carbón cambia lateralmente, teniendo más carbones y que se extienden más arriba estratigráficamente en el noroeste de la subcuenca de Cesar (El Descanso), y menos carbones y más arcillolitas carbonosas en el tope del Miembro Medio en el centro de la cuenca (AYALA 2009).

Esta Formación es correlacionable con la Formación Correjón en la subcuenca Ranchería y Marcelina en el área de Guasare (Fig. 10). En la costa Oeste del Lago de Maracaibo (campo Alturitas) el Paleoceno completo (Incluyendo la Formación Guasare) tiene 390 m, y en el centro-oriente no existe el Paleoceno superior, sino que se encuentra la Formación Misoa en contacto discordante con Guasare (LUGO & MANN 1995). En el Valle Medio del Magdalena (VMM) existe una inconformidad diacrónica entre las Formaciones Lisama (Paleoceno) y La Paz (Eoceno medio-Tardío), ubicada en el Eoceno Temprano para el este del VMM y se extiende hasta el Paleoceno Tardío al occidente (PARDO *et al.* 2003).

## **Unidades informales La Loma (Eoceno Temprano a Medio) y Cuesta (Oligoceno-Mioceno)**

### **Contactos inferiores**

Los contactos de estas unidades se documentan con detalle en la imagen sísmica de la Fig. 11. La unidad informal La Loma se encuentra transicionalmente sobre las lodolitas verde-azulosas de la Formación Cuervos. Hay paralelismo en los reflectores sísmicos de la Formación Cuervos y la base de la unidad La Loma, pero un cambio de los reflectores sísmicos en la parte media de la Loma sugiere un evento de progradación de una cuña clástica. La unidad informal Cuesta reposa en discordancia angular sobre la unidad La Loma (Fig. 11) y se encuentra cubierta por depósitos recientes.

### **Litología**

Los escasos afloramientos de estas unidades se concentran hacia el eje de los sinclinales y las descripciones son de afloramientos aislados. La primera referencia de la Unidad La Loma está en MORA & GARCÍA (2006), quienes identifican un posible Eoceno en la subcuenca de Cesar mediante sísmica. GARCÍA (1990) menciona la Unidad Cuesta para definir los sedimentos subconsolidados del Sinclinal de La Loma pero no le asigna localidad tipo. La Unidad Informal La Loma se compone de arcillolitas abigarradas, limolitas y areniscas de grano fino a medio (Fig. 12). La secuencia es más fina hacia la base, con predominio de limolitas y arcillolitas. Hacia el tope se observan areniscas amarillentas de grano medio intercaladas con arcillolitas y limolitas. En afloramiento la Unidad La Loma se diferencia de la Formación Cuervos por su color rojizo y mayor contenido de cuarzo en las areniscas. La unidad informal Cuesta se caracteriza por su predominio grueso-granular, respecto a lo observado en las unidades anteriores. Presenta comúnmente conglomerados de guijos compuestos por cuarcitas y chert, en una matriz de arena media color rojizo por la presencia de óxidos de hierro. Esta unidad en general se observa subconsolidada, y sus afloramientos son de unos pocos metros de espesor.

### **Espesor**

El espesor máximo medido de la unidad informal La Loma es de 400 m, encontrado en el afloramiento cerca de La Loma de Calenturas. Sin embargo, la sísmica registra espesores hasta de 700 m en el sinclinal de La Loma (JAVIER MESA, comunicación personal). La unidad informal

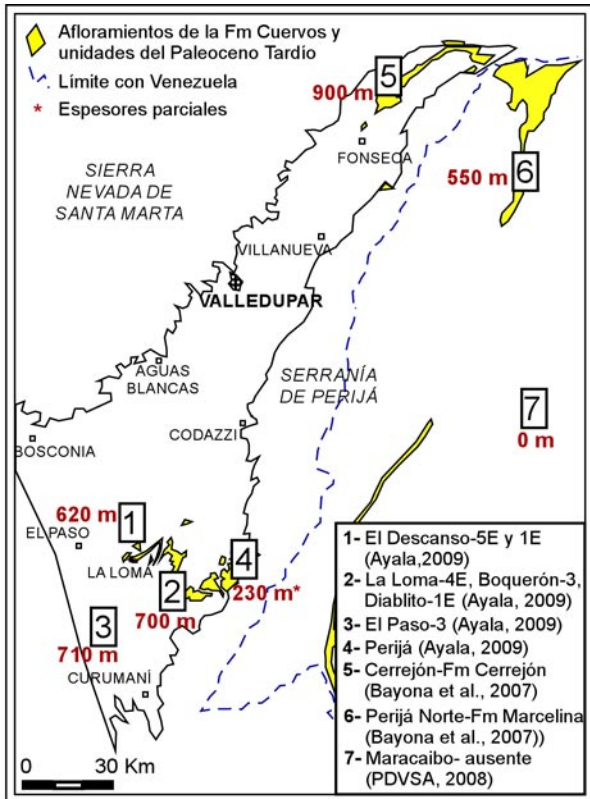
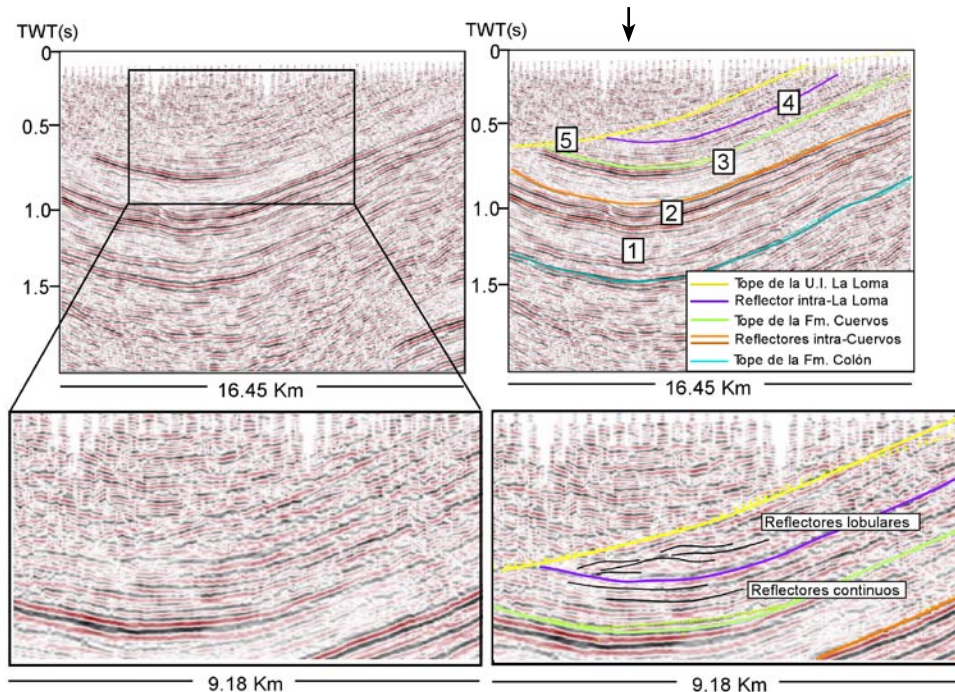
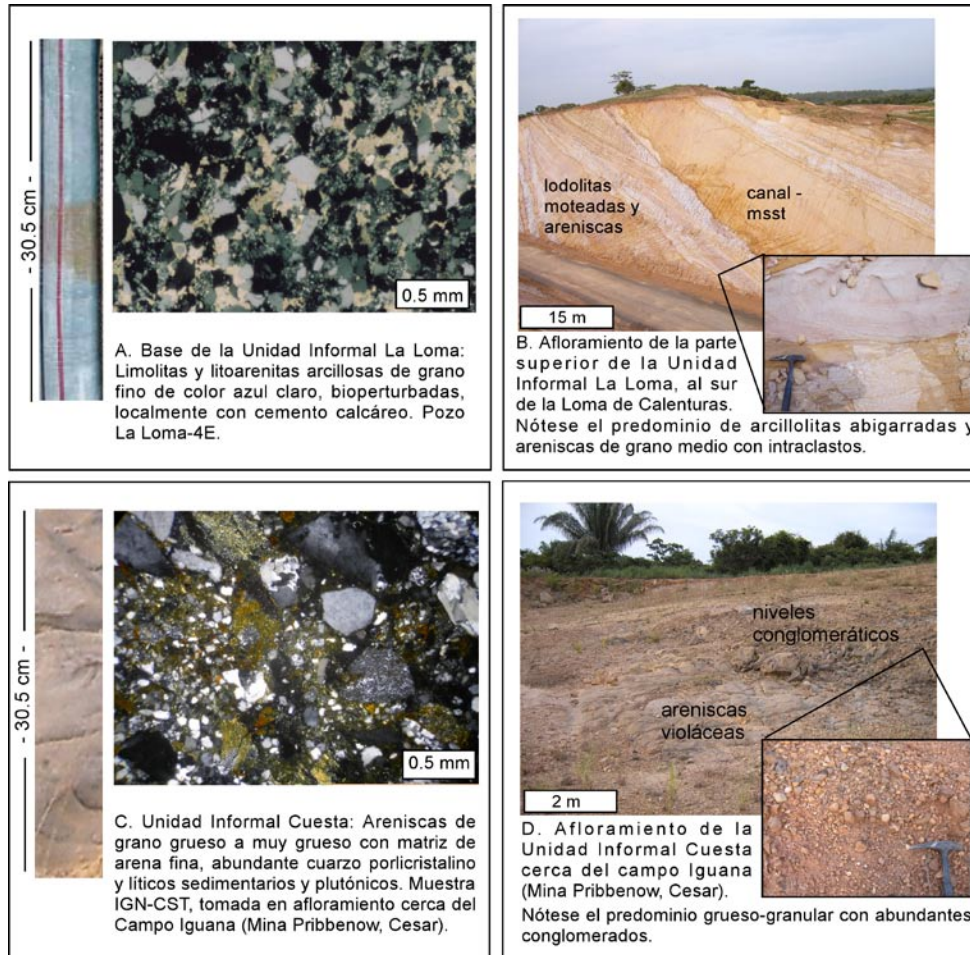


Fig. 10. Ocurrencia y espesores de la Formación Cuervos y las unidades coetáneas hacia el norte (Cerrejón, Marcelina).

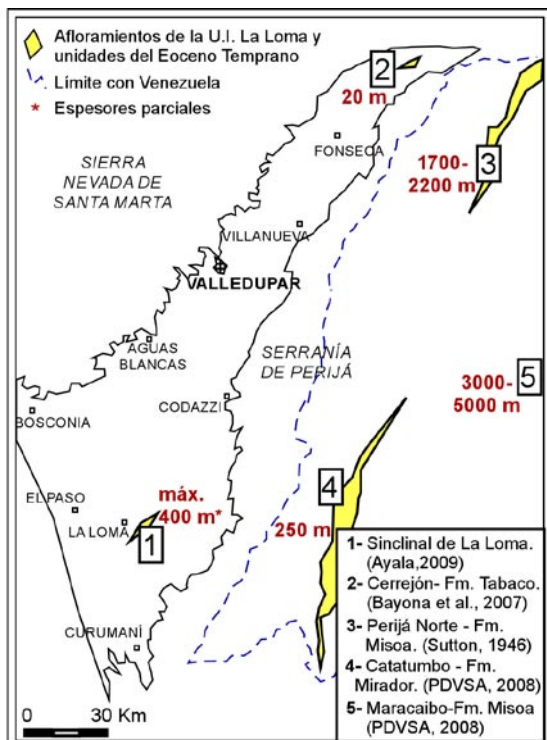
Fig. 11. Imagen sísmica NW-SE que muestra la disposición de los reflectores sísmicos desde el tope de la Formación Colón hasta el Tope de la Unidad Informal La Loma. Nótese la continuidad de los reflectores sísmicos, especialmente para el miembro Medio de la Formación, donde abundan los mantos de carbón. También se observa una variación de la geometría de los reflectores en la mitad de la unidad informal La Loma (reflector 4, ver acercamiento e interpretación), indicando un cambio en el medio de depósito, posiblemente por eventos tectónicos. La ubicación de la imagen se encuentra en la figura 2. Modificado de AYALA (2009).



- 1- Zona más clara debido al contenido de paquetes espesos de areniscas de la Formación Barco.
- 2- Reflectores intra-Cuervos, que indican la base y tope del Miembro Medio de la Formación. Nótese la continuidad de los reflectores.
- 3- Tope de la Formación Cuervos. Nótese la continuidad en los estratos con la base del Eoceno.
- 4- Posible discordancia dentro del Eoceno. Nótese el cambio en los reflectores por encima de esta superficie
- 5- Discordancia del Eoceno Tardío, sobre la cual se deposita el Oligo-Mioceno



**Fig. 12.** Fotos de núcleos y afloramiento de las unidades informales La Loma y Cuesta, con sus litologías representativas. Tomadas del pozo La Loma-4E, y de los afloramientos de La Loma de Calenturas y Campo Iguaña, en la subsecuencia de Cesar.



**Figura 13.** Ocurrencia y espesores de la Unidad informal La Loma y las unidades coetáneas (Tabaco, Misoa, Mirador).



Cuesta se desarrolla principalmente en el Sinclinal de La Loma y el espesor máximo calculado por la sísmica es de 1196 m (MORA & RANGEL 2004).

### Fósiles y Edad

La edad de estas dos unidades no se ha podido determinar con palinología. En este trabajo se reporta una edad mínima de 50 Ma usando detritos de circón en la unidad informal La Loma. La existencia de una paraconformidad entre las Formaciones Cuervos y la unidad La Loma fue sugerida por MORA & GARCÍA (2006), pero en las muestras analizadas no hay cambios que soporten esta interpretación. Se sugiere una edad de depósito Eoceno Temprano a Medio.

MORA & GARCÍA (2006) asumen una posible edad Oligoceno tardío-Reciente para la unidad Cuesta por la continuidad de los estratos con la Formación Ciénaga de Oro en el Valle Inferior del Magdalena. Según ARIAS & MORALES (1999) esta unidad puede tener una edad Plioceno.

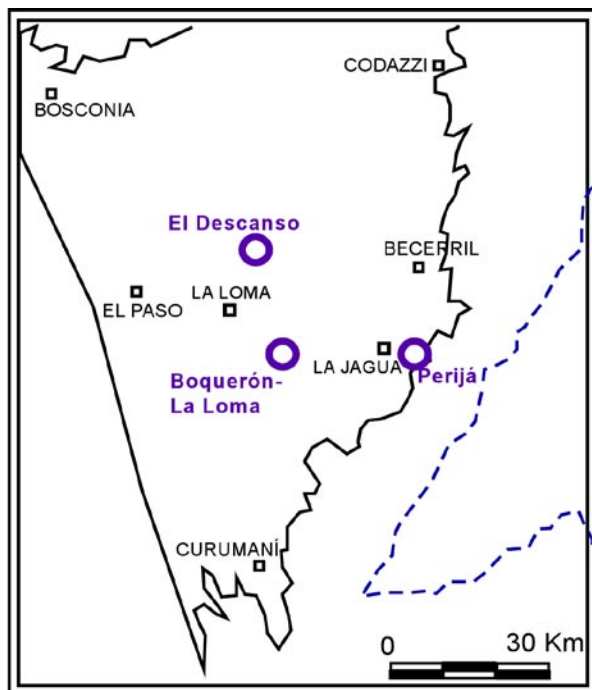


Fig. 14. Mapa base de ubicación para los análisis petrográficos y geocronométricos en la subcuenca de Cesar.

### Ambiente de Depósito

El ambiente de depósito interpretado para la unidad informal La Loma es continental de ambientes áridos (por la presencia de óxidos de Fe) y relativamente planos (por el predominio finogranular). En el pozo La Loma-4E (flanco este del sinclinal de La Loma, Fig. 13) parece presentar una continuidad con la Formación Cuervos pasando de lodolitas verde-azules a lodolitas abigarradas, indicando un cambio gradual de ambientes subacuosos con desarrollo de paleosuelos a áridos continentales.

En la Unidad Informal Cuesta predominan los conglomerados areniscas de grano grueso a muy grueso, con presencia de óxidos de Fe y colores rojizos a violáceos. Se asume un ambiente continental-fluvial. El mal calibrado y angularidad de los detritos en las areniscas sugiere ambientes próximos al área fuente, como abanicos aluviales.

### Extensión Lateral

La unidad informal La Loma es correlacionable en tiempo con las Formaciones Misoa (Maracaibo) y Tabaco (Ranchería). La Formación Palmito en la subcuenca de Ranchería (Eoceno) es similar litológicamente a la Unidad La Loma, con lodolitas azulosas-verdosas (Cáceres et al. 1992). Es importante resaltar que existen inconformidades angulares en la base de la Formación Tabaco sobre la Formación Cerrejón y la Formación Misoa sobre la Formación Guasare. Es posible que el evento del Eoceno Medio reportado por VILLAMIL (1999) haya generado en estas zonas discordancias al borrar el registro Paleoceno Tardío-Eoceno inferior en diferentes niveles, y en la subcuenca de Cesar el cambio en los reflectores observados en la figura 11.

La Unidad informal Cuesta se adelgaza hacia el Alto de Verdesia y se engrosa hacia el VIM (MORA & GARCÍA 2006). Esta unidad también fue afectada por los eventos de deformación del Plio-Pleistoceno, y ha sido erosionada en varios puntos de la cuenca, preservándose sólo en los sinclinales.

### COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS

En la figura 14 se observa la localización de las tres áreas estudiadas en la subcuenca de Cesar. Para caracterizar composicionalmente las areniscas y determinar su procedencia se combinaron análisis petrográficos y geocronométricos.

**Tabla 2. Definición y abreviaturas de los detritos del armazón. Modificado de: BAYONA *et al.* (2007)**

CODIGO	NOMBRE	DESCRIPCION
Qm	Cuarzo Monocristalino	Granos de caras limpias
Qps	Cuarzo Policristalino sedimentario	Fragmento con granos de cuarzo de tamaño arena muy fina a limo, sin contactos suturados y usualmente con material intergranular
Qpf	Cuarzo Policristalino Foliado	Contactos suturados y cristales alargados y alineados
Qp	Cuarzo Policristalino	Contactos suturados, cristales equant
Qc	Chert	Cuarzo microcristalino, en nicoles paralelos algo grisáceo
Pl	Plagioclasa	En general con maclas, fragmentos euhedrales y fragmentos meteorizados
Fk	Feldespatos Potásico	Reconocibles por la tinción amarilla en nicoles paralelos
Fm	Feldespatos Microclina	Reconocibles por la tinción y la macla con textura enmallada
Fu	Feldespatos indiferenciado	Sólo se reporta feldespatos pero no se saben las proporciones por cada tipo
Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos finogranulares (limo y arcilla), a veces laminados y con sericita. En nicoles paralelos se identifican por sus colores oscuros o pardos
Lm	Lítico metamórfico	Se reconocieron esquistos micáceos, grafitosos, y cuarcitas micáceas de bajo grado
Lso	Lítico sedimentario oxidado	Fragmentos con superficies de óxidos
Lv	Lítico Volcánico	Fragmentos con texturas porfíricas, en donde se observan algunos cristales embebidos en una matriz microcristalina. Localmente los bordes de los cristales son algo difusos pero existe impregnación de feldespatos en el grano
Lp	Lítico Plutónico	Fragmentos de cuarzo y feldespatos equigranular
Lu	Lítico indiferenciado	Sólo se reportan líticos pero no se saben las proporciones por cada tipo
Sil	Intraclastos siliciclásticos	Fragmentos de clastos limosos muy similares a la matriz y por tanto difíciles de distinguir. Se consideran clastos intracuenca retrabajados por pulsos de mayor energía
Calc	Intraclasto de carbonatos	Granos de micrita, más gruesos que los demás, que al tener disolución parcial dan la apariencia de cemento calcáreo en parches

**Tabla 3. Cálculo modal de los fragmentos del armazón para la creación de diagramas QFL (FOLK *et al.* 1970).**

CODIGO	DESCRIPCION
Armazón normalizado para QFL	Total de puntos - (matriz que incluye materia orgánica y bitumen+cemento+poros+intraclastos+accesorios)
Armazón normalizado para petrofacies	Total de puntos - (matriz+cemento+poros)
%Fragmento normalizado	Fragmento/Armazón normalizado
Qt	% Cuarzo total= Qm+Qp+Qpf+Qc
Qm	% Cuarzo monocristalino
F	% Plagioclasa + Ortoclasa + Microclina
L	% Ls+Lm+Lv
Lt	% Ls+Lm+Lv+Qp++Qps+Qpf+Qc

### **Análisis petrográfico**

Veintinueve secciones delgadas de areniscas entre el tope de la Formación Colón hasta la unidad Cuesta fueron analizadas siguiendo la metodología de BAYONA *et al.* (2007; ver figuras 14 y 15 para ubicación geográfica y estratigráfica). Dos muestras del miembro superior de la Formación Colón se tomaron de MORA *et al.* (2006) y dos muestras más se

revisaron en rocas calcáreas para observar la litología del Miembro Socuy (Formación Colón). En las muestras de arenisca de grano fino a medio se realizaron conteos entre 250 a 300 puntos del armazón, y se excluyeron aquellas con un contenido mayor a 30% de material intersticial, tratando de homogenizar la comparación de la fracción lítica de las arenas. Los intraclastos, fragmentos de micrita y minerales accesorios se tuvieron en cuenta para la definición de las

Tabla 4. Resultados petrográficos y cálculo modal del armazón.

Muestra	GENERAL	TOTALES										ARMAZON NORMALIZADO (SIN MATRIZ NI CEMENTO)										CÁLCULO MODAL															
		Unidad		T. grano		Armazón		Matriz + cnt		Porosidad		Cuarzo			Feldespato			Lítico			Intracristalo			Micas		Min Pesados		Glaucónita		Qt		F		L		Lt	
		Qm	Qps	Qpf	Qp	Qc	Fk	Pl	Fm	Fu	Ls	Lm	Lv	Lp	Lu	Sil	Calc	Qt	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	
Sinclinal de El Descanso																																					
EDBE-1	Cuervos	0.20	75.1	24.9	0.0	19.2	0.0	0.0	14.4	3.5	8.3	4.4	0.0	0.0	11.4	21.4	12.2	0.0	12.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	0.4	0.0	39.2	20.3	13.4	47.5	66.4	4	
EDBE-2	Cuervos	0.21	75.7	19.2	5.1	30.6	0.0	1.9	20.1	2.4	8.1	0.5	0.0	0.0	1.9	19.6	9.6	0.0	9.6	0.0	2.4	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	58.1	32.3	9.1	32.8	56.6	4		
EDTE-1	Cuervos	0.19	72.1	13.2	14.7	28.0	0.0	0.0	19.9	3.2	5.9	3.2	0.0	0.0	0.0	21.0	11.3	0.0	11.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	55.2	30.2	9.9	34.9	59.9	2		
EDBE-2	Barco	0.13	73.0	23.4	3.5	46.0	0.0	1.6	15.5	3.7	5.3	0.5	0.0	0.0	0.5	12.3	7.5	0.0	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	71.8	49.4	6.3	21.8	44.3	2		
EDBE-3	Barco	0.42	79.9	10.8	9.3	68.7	0.0	0.0	13.5	3.1	2.5	0.6	0.0	0.0	4.3	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	85.3	68.7	3.1	11.7	28.2	3		
EDBE-4	Catumbó	0.15	87.9	9.7	2.4	38.2	0.0	1.4	16.6	9.2	1.8	0.5	0.0	0.0	0.5	22.6	6.5	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	67.3	39.3	2.4	30.3	56.3	2		
Perijá																																					
SOR-M1	Cuervos	0.10	72.6	25.5	1.9	38.2	0.0	1.0	11.5	6.3	8.9	6.8	0.0	0.0	0.5	15.7	7.3	0.0	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	59.2	39.7	16.3	24.5	44.0	4		
SOR-M45	Cuervos	0.18	87.9	7.0	5.1	49.5	0.0	1.1	12.8	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2	11.2	6.9	0.0	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	78.4	50.3	0.0	21.6	49.7	2		
SOR-BCO	Barco	0.20	78.6	21.4	0.0	38.6	0.0	2.0	20.8	2.5	2.5	2.0	0.0	0.0	0.0	11.9	10.4	0.0	10.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	70.5	42.6	4.9	24.6	52.5	2		
Sinclinal de Boquerón y flanco este del Sinclinal de La Loma																																					
IGN-CST	Cuesta	0.53	54.0	42.1	3.9	33.7	4.8	2.4	36.1	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	6.3	0.0	1.9	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	82.6	33.8	0.0	17.4	66.2	5		
B39-EOC	La Loma	0.30	68.4	22.8	8.8	24.6	0.0	0.5	41.0	5.6	2.6	0.0	0.0	0.0	5.1	11.3	8.2	0.0	8.2	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	72.5	24.9	2.6	24.9	72.5	5		
LM4E-2	La Loma	0.22	75.4	24.6	0.0	39.4	0.0	4.1	19.7	2.2	0.4	16.4	0.0	0.0	2.6	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	85.4	39.4	16.7	17.8	43.9	4		
BQ3E-2	Cuervos	0.28	90.1	2.1	7.8	29.5	0.0	4.9	11.5	0.7	3.1	21.9	0.0	0.0	0.9	10.1	12.5	0.0	12.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.5	29.5	25.0	28.5	45.5	4	
BQ3E-4	Cuervos	0.26	97.4	2.6	0.0	37.5	0.0	1.0	11.6	2.0	1.7	16.7	0.3	0.0	0.2	11.9	7.8	0.0	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	52.2	37.5	18.8	29.0	43.7	4	
BQ3E-8	Cuervos	0.20	92.3	7.7	0.0	39.5	0.0	2.4	14.8	2.4	1.4	21.0	0.0	0.0	4.5	10.0	4.1	0.0	4.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	59.1	39.5	22.3	18.6	38.1	4		
BQ3E-9	Cuervos	0.26	80.2	19.8	0.0	40.8	0.0	3.1	21.9	3.8	1.4	17.1	0.3	0.0	1.7	8.6	1.4	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	69.5	40.8	18.8	11.6	40.4	4		
DBE-9	Cuervos	0.16	97.4	2.6	0.0	26.9	0.0	2.6	14.4	2.2	2.6	18.5	0.0	0.0	4.8	18.5	9.6	0.0	9.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.1	26.9	21.0	32.8	52.0	2		
DBE-11	Barco	0.16	96.8	3.2	0.0	41.2	0.0	2.2	12.9	1.1	2.2	18.4	0.0	0.0	3.7	12.5	5.9	0.0	5.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.4	41.2	20.6	22.1	38.2	2		
DBE-26	Barco	0.26	87.2	0.0	12.8	66.9	0.0	2.4	8.1	1.0	0.3	2.7	0.0	0.0	9.8	7.1	1.7	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	78.4	66.9	3.0	18.6	30.1	3		
DBE-29	Catumbó	0.19	96.2	1.3	2.6	35.2	0.0	0.7	9.3	1.4	2.1	10.7	0.0	0.0	26.2	9.0	5.5	0.0	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.6	35.2	12.8	40.7	52.1	2		
DBE-32	Catumbó	0.29	96.2	2.6	1.3	35.3	0.0	0.3	10.0	2.8	2.8	19.7	0.0	0.0	14.2	4.5	10.4	0.0	10.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	48.4	35.3	22.5	29.1	42.2	2		
DBE-35**	Colón	0.15	70.0	30.0	0.0	68.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.8	75.8	6.8	17.4	17.4	1		
DBE-37**	Colón	0.38	71.7	29.0	0.0	23.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	70.2	89.3	5.3	5.3	5.3	1		

\* Los líticos igneos corresponden a la suma de Líticos volcánicos (Lv) y plutónicos (Lp)  
 \*\* Muestras tomadas de MORA *et al.* (2006)

petrofacies pero no para los diagramas QtFL.

Las abreviaturas y tipo de detritos identificados se ilustran en la Tabla 2. El cálculo modal de las muestras para la construcción de los diagramas QtFL (FOLK *et al.* 1970) se ilustra en la Tabla 3, y los resultados de petrografía se ilustran en la Tabla 4.

La composición de las areniscas es inmadura, y únicamente 4 muestras tienen  $Qt > a 75\%$  (Fig. 15). En el tope de la Formación Colón y en la Formación Catatumbo las areniscas son líticas a sublíticas con predominio de líticos sedimentarios, y a medida que avanza hacia el tope los líticos metamórficos incrementan. En la Formación Barco la madurez textural y composicional es mayor a las unidades infrayacentes, con abundante cuarzo policristalino, chert y líticos sedimentarios, aunque también se presentan líticos metamórficos y volcánicos. En la Formación Cuervos predominan los líticos metamórficos de bajo grado (esquistos micáceos, grafitosos y esquistos verdes, filitas y cuarcitas con poca foliación) y hay abundante feldespato y líticos volcánicos. En la Unidad informal La Loma los porcentajes de Qt son elevados (más del 65%), pero la mayoría corresponde a cuarzo policristalino y chert. En la Unidad informal Cuesta hay un componente importante de líticos plutónicos, no observado en las unidades infrayacentes.

La asociación de algunos fragmentos del armazón permite definir 5 petrofacies (Fig. 16). La petrofacies 1, con un predominio de sublitoarenitas a litoarenitas feldespáticas ( $Qt$  mayor a 65%) presenta abundante glauconita y fósiles. En esta petrofacies se agrupan las areniscas de la Formación Colón. La petrofacies 2 consta de litoarenitas con mezcla de líticos sedimentarios y metamórficos, y abundantes feldespatos. Esta petrofacies se encuentra en la Formación Catatumbo y el Miembro inferior de la Formación Cuervos. La petrofacies 3, característica de la parte basal a media de la Formación Barco, presenta altos contenidos de Qm (mayor a 65%), chert y cuarzo policristalino. Las rocas de la petrofacies 3 se clasifican como sublitoarenitas y presentan mayor madurez textural y composicional. La petrofacies 4, se caracteriza por altos contenidos de líticos metamórficos, feldespatos y líticos volcánicos (litoarenitas con Qm menor al 40%). También son rocas con alto contenido de matriz, ocasionalmente materia orgánica, y en general de grano fino a muy fino. La petrofacies 4 se encuentra en el Miembro Medio de la Formación Cuervos. La petrofacies 5, presenta abundante cuarzo policristalino, líticos sedimentarios y plutónicos. Esta petrofacies se encuentra en las unidades informales La Loma y Cuesta. Es de resaltar la abundancia de líticos metamórficos en la Formación Barco en la subcuenca de Cesar, con respecto a rocas de la misma

edad en las cuenca de Catatumbo y Ranchería. En la cuenca de Catatumbo, predominan los líticos sedimentarios sobre los metamórficos (OJEDA 2009). En la Formación Manantial predominan los líticos sedimentarios y chert, y las areniscas se encuentran en un rango de Cuarzoarenitas a Sublitoarenitas (BAYONA *et al.* 2007).

### **Análisis Geocronométrico**

En la subcuenca de Cesar se realizaron dataciones absolutas usando el método U/Pb en cien detritos de circón aislados en 9 muestras (ver Figs. 14 y 15 para su ubicación), con el fin de establecer una relación entre las poblaciones de edades de los circones detríticos con respecto a las edades U/Pb de rocas expuestas en las posibles área fuente. Las tablas de resultados de geocronometría, debido a su extensión, se incluyen en un anexo digital.

Dataciones U/Pb en circones de diferentes macizos y cordilleras colombianas (DASCH *et al.* 1981; TASSINARI & MACAMBIRA 1999; CARDONA *et al.* 2006; VINASCO *et al.* 2006 y otros más) han permitido establecer las edades de cada una de las fuentes de aporte consideradas (Tabla 5). El magmatismo ocurrido durante el Cretácico tardío - Eoceno (CARDONA *et al.* en prensa) aporta circones volcánicos en el momento de depósito de las unidades. De esta manera, los circones volcánicos (que se reconocen por una relación largo:ancho mayor a 3) darían la edad mínima de depósito.

En la figura 15 se observan las edades de los detritos de circón de las muestras más representativas y los diagramas QtFL para cada una de las unidades estudiadas. Los números que se encuentran debajo de las muestras indican la edad mínima de depósito obtenida por circones volcánicos. Se recuperaron circones de este tipo en la base del Miembro medio de la Formación Cuervos (58 Ma) y en la Unidad Informal La Loma (50 Ma).

La muestra del Maastrichtiano Tardío (Tope de la Formación Colón) muestra un predominio de circones del Paleozoico y Mesoproterozoico (edades entre 954 y 1810 Ma), y un pico menor del Neoproterozoico (493 Ma).

En la Formación Barco a pesar de que el pico predominante es de 1.5 Ga, se resalta la presencia de un pico a 80 Ma, indicando una fuente de aporte de edad Campaniano, coincidente con el evento magmático que inicia en el Cretácico tardío y se caracteriza por la presencia de plutones tonalíticos-granodioríticos en el área de la Cordillera Central (ej. Batolito de Antioquia, Batolito de Ovejas; GONZÁLEZ 1997). Se resalta que para el Campaniano VILLAMIL (1999) sugiere también un pulso de levantamiento de la Cordillera Central basado en el estudio de las unidades

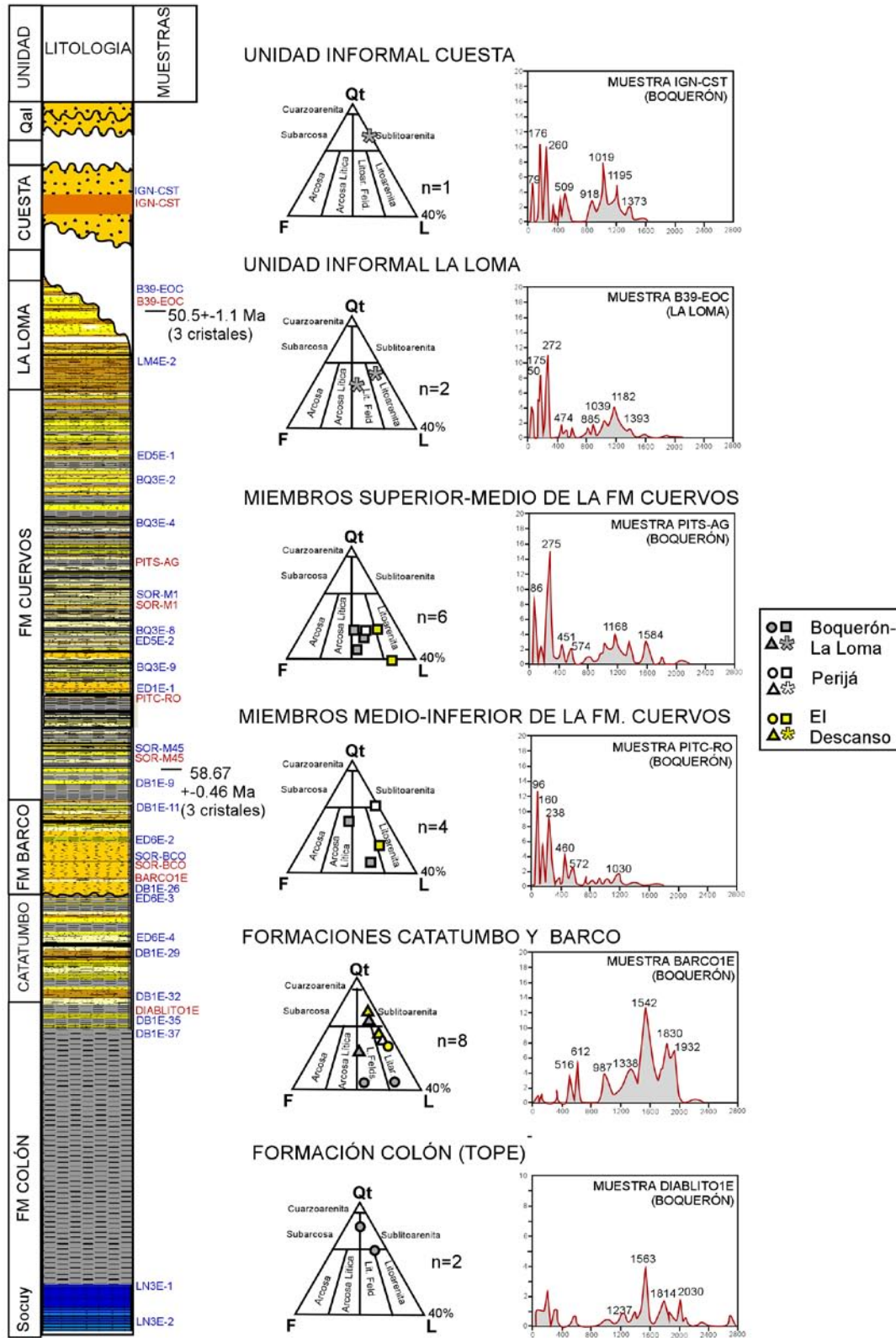


Fig. 15. Resultados de geocronometría y relación con los resultados petrográficos. La ubicación aproximada de las muestras de geocronometría está en color rojo, y las de petrografía en azul. Las edades reportadas en la columna corresponden a edades medias obtenidas por circones sinorogénicos.

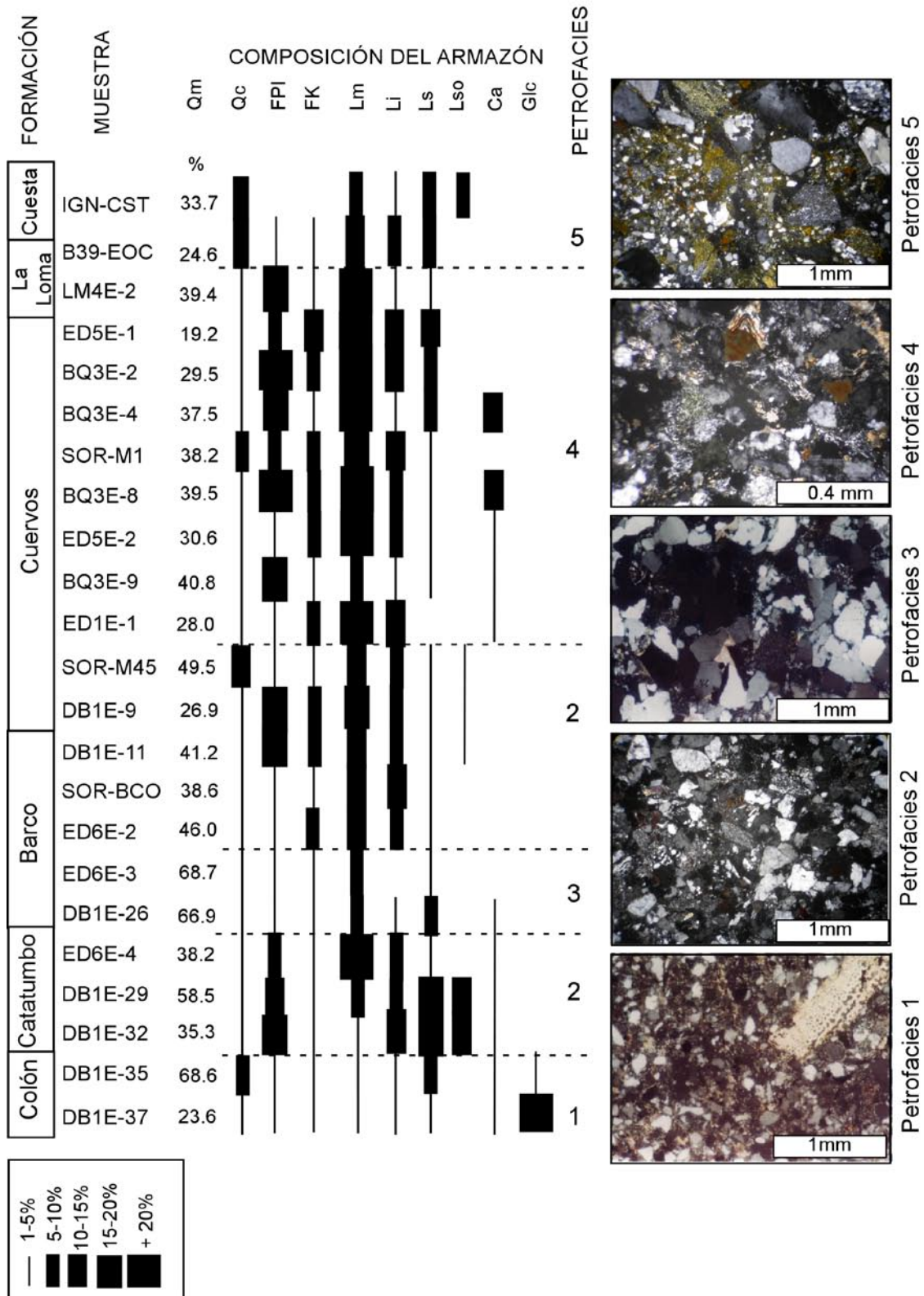


Fig. 16. Variaciones de los detritos del armazón y fotos de las petrofacies identificadas en las muestras analizadas. Qc=chert; FPI=Plagioclasa; FK=Feldspato potásico; Lm=Lítico metamórfico; Lv=Lítico volcánico; Ls=Lítico sedimentario; Lso=Lítico sedimentario oxidado; Ca=Fragmentos de carbonatos; Glc=Glaucionita. El cuarzo monocristalino (Qm) se pone en porcentaje para observar las variaciones en la columna estratigráfica.

**Tabla 5. Edades U/Pb y litologías características para todas las posibles fuentes de aporte de las unidades Terciarias de la subcuenca de Cesar.**

AREA FUENTE	LITOLOGÍA	EDADES U/Pb DE CIRCONES
ESCUDO DE GUAYANA	<p>Litologías según MENDOZA (2000); OSTOS <i>et al.</i> (2005); PRIEM <i>et al.</i> (1989)</p> <p>4 provincias, de 1.400 a 2.500 Ma. En general intrusiones graníticas, gneises migmatíticos, y areniscas cuarcíticas de grano grueso hematíticas. Los sedimentos provenientes de esta área deberían ser muy maduros y con contenido de minerales accesorios ultraestables</p> <p>Minerales diagnóstico: Circón, turmalina, apatito</p>	<p>1.450-1.560 Ma (datación Rb/Sr; HUGUETT <i>et al.</i> 1979 en: PRIEM <i>et al.</i> 1982)</p> <p>En el Complejo Imataca, Amazonas Central y Roraima: 3.100 Ma, 2.700-3.000 Ma, 2.100-2.300 Ma, 1.600 Ma (TASSINARI <i>et al.</i> 1999)</p> <p>Diferentes edades para los granitos asociados al evento Greenville 1.8-1.55 Ga, 1.3-1.4 Ga, 0.9-1.2 Ga (TASSINARI <i>et al.</i> 1999)</p>
ARCO DE MÉRIDA	<p>Litologías según PDVSA (2008); GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980)</p> <p>Ortogneises de edad neoproterozoico, rocas metasedimentarias de muy bajo grado de edad Neoproterozoico a Carbonífero (esquistos, pizarras, filitas, cuarcitas, mármoles), lutitas y calizas del Pérmico, y un extenso registro plutónico de edad Cámbrico-Carbonífero.</p> <p>Minerales diagnóstico: Granate, Micas, Estaurolita, fragmentos de rocas sedimentarias (lutitas y calizas)</p>	<p>BURKLEY (1976) en: GONZÁLEZ DE JUANA (1980), reporta varias dataciones U/Pb en la zona de Mérida, entre ellas Entre ellas 720 Ma, 585-610 Ma, 463-500 Ma, 425-440, 350-390 Ma, y 225-229 Ma</p>
SERRANÍA DE PERIJÁ	<p>Litologías según ECOPETROL (1998); GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980):</p> <p>Cuarcitas, lutitas, areniscas rojizas y calizas de edad pre-Devónico a Carbonífero. El Jurásico está caracterizado por unidades rojizas (areniscas y limolitas) con intercalaciones de tobas vítreas.</p> <p>Minerales diagnóstico: Circón</p>	<p>1050 Ma en el Granito de las Lajas (DASCH <i>et al.</i> 1981), posible reciclaje de material (se menciona como circón heredado en MAYA 2001)</p> <p>167 Ma y 163 Ma (DASCH <i>et al.</i> 1981), 140-160 Ma para la Fm La Quinta (MAZE 1984)</p> <p>DASCH (1981) También reporta interceptos para gneises de edad Paleozoico inferior, correlativo con la Serie de Perijá</p>
CORDILLERA CENTRAL	<p>Litologías según MAYA (2001); VINASCO (2006), IBAÑEZ <i>et al.</i> (2007)</p> <p>Gneises y anfibolitas del Greenvilliano (800-900 Ma), esquistos y metasedimentos del Paleozoico inferior, y un extenso registro Permo-Triásico con intrusiones graníticas y paragneises. Intrusiones de edad Cretácico</p> <p>Minerales diagnóstico: Monacita, Circón, Rutilo, Magnetita e Ilmenita (Gneises). Andalucita, Silimanita, granate y Cordierita (paragneises). Turmalina, Apatito, Circón, esfena (esquistos y neises graníticos)</p>	<p>Se reportan edades del Greenvilliano dentro de los granitos, pero VINASCO <i>et al.</i> (2006) lo asumen como reciclaje de material antiguo de la corteza en xenolitos</p> <p>VINASCO <i>et al.</i> (2006) repotan las siguientes edades: 380-410 Ma, 270-300 Ma y 211-250 Ma. 83-88 Ma para el Batolito Antioqueño (IBAÑEZ <i>et al.</i>, 2007)</p>
MACIZO DE SANTANDER	<p>Litologías según MAYA (2001):</p> <p>Rocas metasedimentarias y paragneises del Greenvilliano (945 Ma), esquistos, pizarras y filitas del cambro-ordovícico, y abundantes cuerpos graníticos de edad Jurásico. Característico metamorfismo de alta T° y baja presión.</p> <p>Minerales diagnóstico: Sillimanita, cianita, cordierita, apatito, óxidos de Fe y Circón</p>	<p>900-1200 Ma, 1300-1500 Ma (CORDANI <i>et al.</i> 2005), MAYA (2001) reporta edades U/Pb de 477 Ma (RESTREPO 1995 Tesis PhD), 417 y 392 Ma (BANKS <i>et al.</i> 1985) para el ortoneis de Pamplona. DÖRR <i>et al.</i> (1995) reportan una edad 205-210 Ma</p>
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA	<p>Litologías según MAYA (2001); BAYONA <i>et al.</i> (2007):</p> <p>Granulitas y gneises de edad 1.300 a 1.700 Ma, gneises de edad permo-triásico, una secuencia vulcano-sedimentaria de edad Jurásico inferior con cuerpos intrusivos de composición granítica, y un cinturón metamórfico de edad Cretácico Tardío-Eoceno</p> <p>Minerales diagnóstico: Circón, epidota, granates, apatito, esfena, magnetita, ilmenita (granulitas). Granate, estaurolita y Silimanita, micas y fragmentos metamórficos (esquistos)</p>	<p>1500 Ma para los eventos de cristalización de granulitas, y edades entre 900 y 1300 Ma en las facies tardías (CARDONA <i>et al.</i> 2006; CORDANI <i>et al.</i> 2005; ORDOÑEZ <i>et al.</i> 2006; RESTREPO <i>et al.</i> 1997). 614-429 Ma (CARDONA <i>et al.</i> 2006)</p> <p>250-280 Ma que se extiende hasta el Alto de Cicuco. 175-192 Ma para el evento Jurásico, y 50-65 Ma para el evento Cretácico tardío-Eoceno (Agustín Cardona, trabajos en preparación)</p>

del flanco occidental del Valle del Magdalena.

En las muestras de la Formación Cuervos la población de circones cambia significativamente. La fracción Proterozoica ya forma los picos menores, con un mínimo en el Miembro medio de la Formación, incluso en menor proporción que en la Formación Cerrejón en el área de Ranchería (CARDONA *et al.* en prensa). Los picos mayores corresponden al Permo-Triásico (275 y 238 Ma), Cretácico (83, 95-96 Ma) y en menor proporción al Jurásico inferior (160-183 Ma). Hay picos menores de edad Neoproterozoico-Cámbrico (450-582 Ma). Se resalta una edad obtenida por circones volcánicos de  $58.67 \pm 0.46$  Ma. Esta edad es acorde con los resultados palinológicos, que indican que el Miembro inferior se depositó en el Paleoceno medio y el Miembro medio ya corresponde al Paleoceno tardío (MORA *et al.* 2006).

En la Unidad Informal La Loma la respuesta es muy similar a la Formación Cuervos, pero se resalta un pequeño pico con edades de  $50.5 \pm 1.1$  Ma. Por el análisis morfológico y la edad se asume que es sinorogénico, y permite datar la unidad en el Eoceno inferior-medio. En esta Formación no se había obtenido anteriormente una edad debido a su pobre recobro palinológico.

## DISCUSIÓN

### Cambios estratigráficos y en la Geometría de la cuenca para las Formaciones analizadas

La Formación Colón registra un cambio de rocas con predominio calcáreo, típicas del Cretácico medio a Superior en la cuenca, a rocas predominantemente siliciclásticas. El inicio del aporte detrítico se puede explicar ya sea por el descenso eustático en el nivel del mar a finales del Cretácico (HAQ *et al.* 1987) que hace que las facies sean más próximas a las fuentes de aporte, o por la actividad tectónica relacionada a levantamientos en la Cordillera Central y posiblemente del Macizo de Santander. Eventos tectónicos de edad Campaniano han sido definidos por SHAGAM (1984), GALLANGO & NOVOA (2002) en el Perijá; AYALA (2009) en la subcuenca de Cesar; y VILLAMIL (1999) en la Cordillera Central y Macizo de Santander. A pesar de la somerización en los ambientes, que permitió una mayor oxigenación de la cuenca posterior al depósito de la Formación La Luna, prevalecieron las condiciones reductoras en la cuenca hasta el Eoceno Temprano. En la Formación Colón se desarrolló piritita framboidal indicando condiciones sulfurosas de ambientes marinos (TUCKER 2001), y en la secuencia del Paleoceno (Formaciones Catatumbo a Barco) predominaron las condiciones no sulfurosas con predominio continental (TUCKER 2001)

depositando siderita, ya sea en nódulos dentro de las lodolitas o como cemento en las areniscas de grano fino.

En la Formación Catatumbo se observa una fuerte influencia mareal, y de desarrollan incluso algunos mantos de carbón. En el área de Catatumbo las facies son muy similares, aunque en el Catatumbo se desarrollan capas de calizas y Glauconita (ESCALANTE & ROJAS 1991), indicando una mayor proximidad a las secuencias marinas.

El abrupto contacto entre las Formaciones Catatumbo y Barco representa un cambio rápido en las condiciones de acumulación, de ambientes estuarinos a ambientes fluviales. MORA *et al.* (2006) referencian un límite de secuencia en este contacto para la subcuenca de Cesar, y el mismo límite fue identificado por LLERENA & MARCANO (1997) en la cuenca de Catatumbo. La madurez textural y composicional también es mayor en la Formación Barco que en la Formación Catatumbo. En el área de Ranchería, DURHAM (1946) en CÁCERES *et al.* (1992) identifica contactos discordantes entre las Formaciones Colón - Hato Nuevo y Hato Nuevo-Manantial. El límite de secuencia correlativo en tiempo con los identificados en Cesar y Catatumbo sería el contacto Hato Nuevo-Manantial, sin embargo, el cambio abrupto de facies se presenta entre Colón (lodolitas) y Hato Nuevo (calizas arenosas). La somerización abrupta de los ambientes, ya sea que deposite areniscas o calizas, es una evidencia a favor del límite de secuencia en el Paleoceno medio.

El incremento en los espesores hacia el suroeste de las formaciones Catatumbo y Barco (Fig. 6), y el inicio de aportes del Macizo de Santander (ver discusión de procedencia), sugiere algunos levantamientos en el Alto de Verdesia y en el borde oriental de la cuenca, iniciando la inversión de fallas de basamento. Las facies de la Formación Barco también son más arenosas hacia el piedemonte de Perijá (AYALA 2009). Es importante resaltar que las facies arenosas se restringen al sur (Catatumbo y Cesar) mientras que hacia el norte se desarrollan facies calcáreas, indicando una fuente de aporte siliciclástico proveniente del sur.

En la Formación Cuervos se resalta la alta subsidencia de la cuenca, que en sólo 3 Ma preserva más de 450 m. No se han encontrado evidencias de depósitos gruesos sintectónicos del Paleoceno Tardío que relacionen la subsidencia a un modelo de cuenca de antepaís con un frente de fallas de la Cordillera Central. Incluso, las rocas son finogranulares, los ambientes son marginales, de menor energía con respecto a la Formación Barco, y hay presencia de abundantes mantos de carbón (los cuales requieren un equilibrio con el aporte detrítico



para poder preservar la materia orgánica). MONTES *et al.* (2005b) identifican relaciones de onlap con la SNSM en el área de Cerrejón, lejos de tener un frente de fallas. En el Perijá, por el contrario, sí se observan fallas inversas que levantan las unidades antiguas, ya sea por inversión de fallas normales antiguas (como la Falla de Perijá) o cabalgamientos (Falla de Cerrejón). Como el mayor aporte en el Paleoceno Tardío proviene del occidente (ver discusión de procedencia), se sugiere un basculamiento hacia el este de un bloque rígido como mecanismo generador de espacio de acomodación, de acuerdo al modelo planteado por MONTES *et al.* (2005b), y la falla de Perijá limitaría los espesores hacia el este. Esto implica un cambio en la geometría de la cuenca para el Paleoceno Tardío, pues se venía observando para el Cretácico Tardío-Paleoceno un aporte detrítico procedente del sureste, y una mayor subsidencia hacia el suroeste.

La base de la Unidad informal La Loma se observa muy continua con el tope de la Formación Cuervos, aunque se resalta el incremento de las condiciones de oxidación, lo que genera lodolitas de colores rojizos. Sin embargo, en la parte media de esta unidad se observó en la sísmica un cambio en los reflectores, sugiriendo eventos de progradación. Es posible que este cambio sea correlativo con el evento Eoceno Medio registrado por VILLAMIL (1999).

El tope de la Unidad Informal La Loma es una discordancia reconocida en toda la cuenca, sobre la cual se desarrollan los depósitos conglomeráticos del Oligoceno. En el Eoceno Tardío se presentaría un evento tectónico que levanta los macizos aledaños (SNSM, Perijá) y el Alto de Verdesia, separando así definitivamente las subcuencas de Cesar y Ranchería, y permitiendo la mayor subsidencia hacia el suroeste; la apertura del Valle Inferior del Magdalena (VIM) contribuiría a la generación de espacio de acomodación. Esta discordancia a su vez se encuentra deformada por los eventos recientes (Plio-Pleistoceno).

### Procedencia de las areniscas

Las posibles fuentes de aporte consignadas en la Tabla 5, muestran asociaciones de circones características, relacionadas a los diferentes eventos de cristalización de circones ocurridos en cada Macizo. Las edades más antiguas (mayores a 1000 Ma) son correlativas con la formación de terrenos en el Escudo Guayanés (eventos post-Transamazónico-1800 Ma y Parguaza-1500 Ma, según MENDOZA 2000). Edades del Neoproterozoico al Cámbrico se observan en la SNSM y en intrusivos del Arco de Mérida. En el Macizo de Santander se tienen rocas

con edades de cristalización desde el neoproterozoico hasta el Ordovícico. El Jurásico está presente tanto en el occidente (Cordillera Central, Sierra Nevada de Santa Marta) como en el oriente (Perijá), así que por sí solo no aporta información contundente. Sin embargo, el Jurásico asociado con Permo-Triásico y Cretácico indican dominios occidentales. Las edades de 80-91 Ma son típicas del magmatismo de la Cordillera Central relacionado a la formación de la zona de subducción del Pacífico (CARDONA *et al.* 2006). Las edades de 58-50 Ma corresponden al magmatismo asociado en la zona de subducción creada en el frente de avance de la Placa del Caribe al norte de la Cordillera Central y en la Sierra Nevada de Santa Marta (CARDONA *et al.* en prensa).

Para el tope del Cretácico (Formación Colón) la población de circones es predominantemente de edad paleoproterozoico (el pico mayor se encuentra en 1500 Ma). Estas edades antiguas son características del Escudo de Guayana. Sin embargo, los análisis petrográficos muestran arenitas sublíticas con predominio de líticos sedimentarios (lodolitas, micritas, chert) y hacia el tope abundantes feldespatos, a diferencia de las cuarzoarenitas que caracterizan las areniscas del Cretácico inferior en el Perijá (AYALA 2009). En la Fig. 6 se deduce una evidencia del evento de deformación de edad Campaniano (base de la Formación Colón) identificado por diversos autores (SHAGAM 1984; VILLAMIL 1999; GALLANGO & NOVOA 2002; AYALA 2009). Para este tiempo un pulso tectónico que levantó ligeramente la Cordillera Central y el Macizo de Santander (VILLAMIL 1999; MANN *et al.* 2006) pudo aportar los líticos observados. Aportes de retrabajamiento de rocas del Cretácico Inferior a medio generarían la asociación lodolita-micrita-chert. Las edades de Circones procedentes del Escudo de Guayana pueden ser retrabajadas del Cretácico Inferior o directamente de los sistemas fluviales, ya que el Escudo de Guayana era regionalmente la principal fuente de aporte para este periodo de tiempo (VILLAMIL 1999). La presencia de feldespatos en el tope sugiere una fuente con poco transporte. El pico menor observado de 493 Ma para el Maastrichtiano tardío sólo se encuentra en el Macizo de Santander (RESTREPO 1995).

Para el Paleoceno temprano a medio (Formaciones Catatumbo y Barco), los picos mayores de edades continúan siendo del Paleoproterozoico pero se observa la aparición de edades entre 516 y 612 Ma, y de 80-91 Ma (tope de la Formación Barco), las cuales no son reportadas al norte en Ranchería en la Formación Manantial (CARDONA *et al.* en prensa). Petrográficamente, sin embargo, la asociación de chert, líticos metamórficos de bajo grado y tobas vítreas se presenta en ambas

cuencas. El chert es común en rocas del Cretácico, y las rocas metamórficas de bajo grado (esquistos micáceos y grafitosos) se presentan asociadas al Paleozoico de las Cordilleras andinas. Las facies encontradas en el Paleoceno muestran un predominio calcáreo hacia el norte y noreste (Ranchería y Maracaibo), mientras que en las cuencas de Cesar-Catatumbo el predominio es detrítico. También se desarrollan más areniscas hacia el este de la subcuenca de Cesar, sugiriendo una fuente de aporte más próxima. Estas diferencias composicionales y en edad de circones de sur a norte sugieren el Macizo de Santander como fuente de aporte en la subcuenca de Cesar. La aparición de edades de 80-91 Ma en el tope de la Formación Barco indica el inicio de aportes de la Cordillera Central, aunque predominan los aportes del Sureste y el retrabajamiento de unidades más antiguas que aportan los detritos sedimentarios y volcánicos. Es posible que exista un drenaje mayor procedente del sur-sureste y los aportes occidentales correspondan a drenajes menores que desemboquen en el drenaje mayor y arrastren los circones hacia el norte, en la subcuenca de Cesar.

El incremento en la inmadurez textural y el cambio en la población de circones en la Formación Cuervos (Paleoceno Tardío) se explica por cambios tanto en el área fuente como en la cuenca. La geocronometría muestra picos predominantes en el Permotriásico, Jurásico y Cretácico (Fig. 15), aunque en las dos muestras de la Formación Cuervos en el centro de la cuenca se ve una asociación 460 y 570 Ma que no se ve en las muestras de la misma Formación para el área de Perijá (Ayala 2009), ni para el área de Ranchería (CARDONA *et al.* en prensa). La petrografía muestra areniscas muy líticas con predominio de clastos metamórficos de bajo grado y mayor contenido de feldespatos (Fig. 16). A lo largo de toda la cuenca Cesar-Ranchería se conservan los ambientes marginales que dan lugar a abundantes mantos de carbón, y la composición es inmadura (Qm menor a 50%) con predominio de líticos metamórficos. Sin embargo, el contenido de feldespato en Ranchería es un poco más alto que en Cesar, sugiriendo mayor aporte de material plutónico. Además, la proporción de circones de edad Greenvilliano es mayor. Para la subcuenca de Cesar se sugiere una fuente de aporte proveniente del occidente de la subcuenca de Cesar (Cordillera Central-Sierra Nevada de Santa Marta), que aporta las asociaciones de circones típicas de estas dos fuentes (Permo-Triásico, Jurásico, Cretácico-Eoceno), y explica el contenido de líticos metamórficos y feldespatos, por erosión de las unidades del Greenvilliano, Paleozoico y Jurásico. La alta subsidencia permite la preservación de fragmentos inestables, aun en ambientes tropicales con abundante

vegetación. También se desarrollan espesos mantos de carbón. Las poblaciones de circones de 460 y 570 Ma sugieren aportes adicionales del Macizo de Santander. Para este tiempo no sólo éste está levantado sino también parte del Perijá, debido a la inversión de la Falla de Perijá, de acuerdo a la interpretación realizada por AYALA (2009) y soportada por datos de madurez termal. De esta manera, los aportes procedentes del Macizo de Santander se concentran sólo en el sur de la cuenca, y hacia el Perijá y Ranchería habría aportes de la plataforma de carbonatos del Paleoceno Temprano (Formación Guasare). Eso explica la ausencia de poblaciones de circones asociadas al Macizo de Santander en el Perijá y en Ranchería, y la presencia de detritos de micrita en rocas del Paleoceno Tardío para ambas cuencas. Es importante resaltar que en Maracaibo se encuentra ausente el Paleoceno Tardío, sugiriendo exposición de esa zona.

La Unidad Informal La Loma (Eoceno) tiene una distribución de edades de circones prácticamente igual que la de los miembros medio-superior de la Formación Cuervos. Esto sugiere que la fuente de aporte no tiene un cambio significativo en el intervalo Paleoceno Tardío-Eoceno Medio y se considera el mismo predominio de aportes de Cordillera Central-SNSM. Se resalta el incremento de los líticos sedimentarios (en especial chert) aunque continúa el predominio de líticos metamórficos, y en la población de circones incrementan las edades asociadas al Greenvilliano. Esto puede indicar retrabajamiento de las unidades sedimentarias en los bordes de la cuenca. En el área de Ranchería el pico de edad de circones para el Eoceno (Formación Tabaco) se encuentra en 56 Ma, con unos aportes mínimos del Greenvilliano (CARDONA *et al.* en prensa). En la subcuenca de Cesar no se observa esta influencia tan fuerte del magmatismo Eoceno asociado a la placa del Caribe, aunque está presente.

La SNSM y la Cordillera Central se encontraban conectadas, hasta que el avance de la Placa del Caribe sobre la esquina noroeste de Suramérica las separa, generando espacio de acomodación en el suroeste de la subcuenca de Cesar y el VIM, posiblemente desde el Eoceno Temprano. El avance de la placa del Caribe hacia el este induce movimientos de rotación en sentido horario en la SNSM y en general en toda la cuenca Cesar-Ranchería, lo que contribuye a la deformación de la Serranía de Perijá. El acortamiento horizontal es mayor en Ranchería (ECOPEPETROL 1998), evidencia a favor de este movimiento rotacional. La conexión SNSM-Cordillera Central se sugiere por la similitud litológica entre ambas. Incluso, las unidades volcánicas del Jurásico presentes hacia el oriente de la SNSM se pueden seguir hasta la Serranía de San Lucas (Unidad volcánicas)

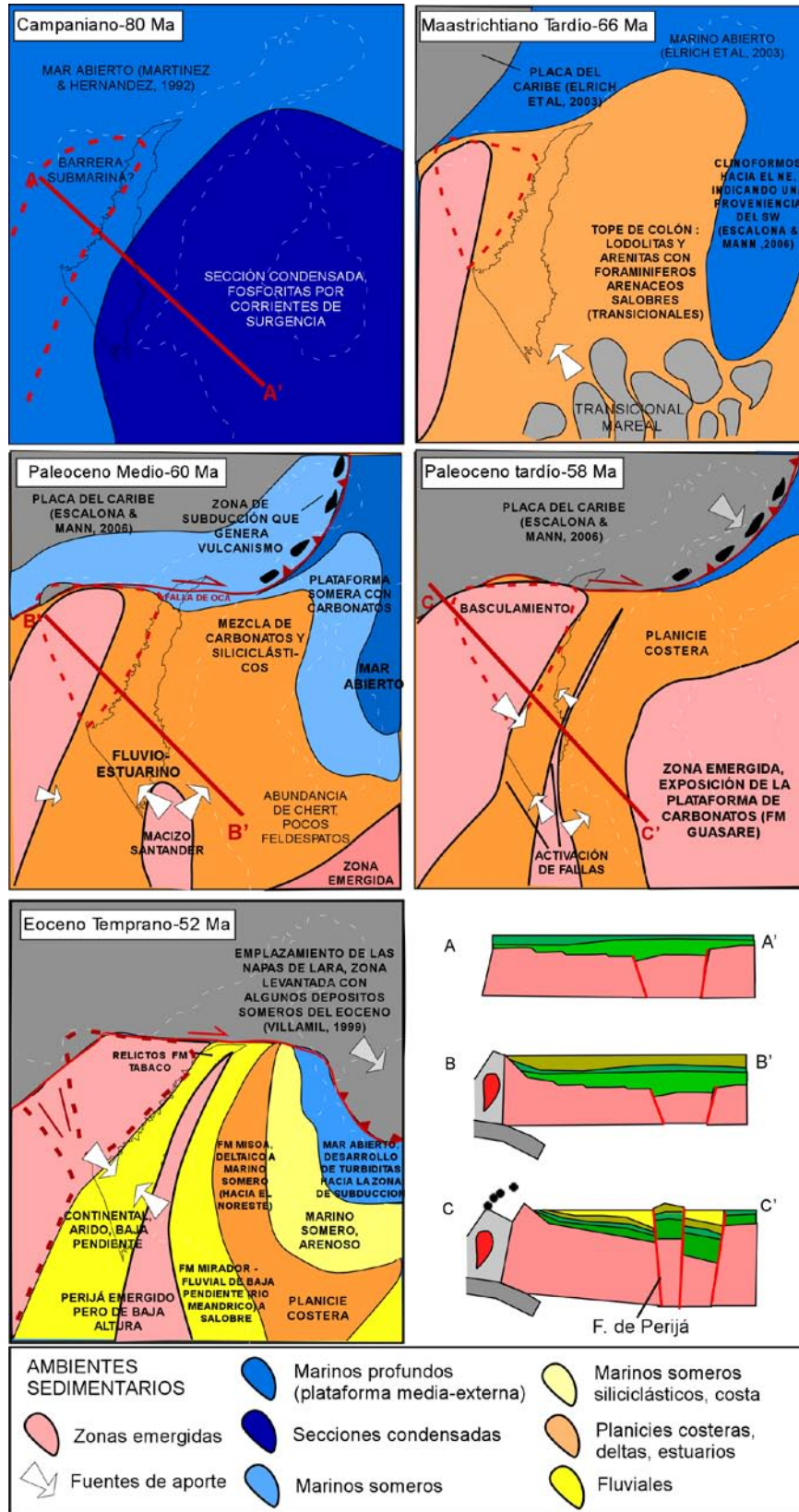


Fig. 17. Mapas paleogeográficos del área de estudio para diferentes tiempos. Modificado de: ELRICH et al. (2003), MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ (1992), VILLAMIL (1999), MANN et al. (2006).

de Norean, según CLAVIJO 1996). Por eso es posible explicar tanto en Cesar como en Ranchería poblaciones de circones muy similares, y las pequeñas diferencias: En Ranchería hay más circones del Greenvilliano y feldespato porque en la SNSM afloran más cuerpos granulíticos de esta edad. En el Paleoceno Tardío y Eoceno de Ranchería también es muy alta la concentración de circones entre 56 y 70 Ma (CARDONA *et al.* en prensa) que corresponden a las rocas de la esquina noroeste de la SNSM. En el Cesar la respuesta es más parecida a la Cordillera Central, con mayores concentraciones en edades entre 70-90 Ma.

La Unidad Informal Cuesta (Oligoceno-Mioceno) presenta una respuesta característica de la SNSM, incluso, los clastos analizados en los conglomerados son predominantemente cuarcitas, y líticos plutónicos.

Se resalta la variación en la granulometría que involucra areniscas de grano fino a muy fino y con mayor contenido de matriz en el intervalo Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano. Durante el Eoceno la granulometría aumenta aunque sigue el predominio de lodolitas y areniscas. En el Oligo-Mioceno predominan las areniscas de grano grueso y los conglomerados.

#### **Paleogeografía de la cuenca**

En el intervalo Campaniano-Eoceno, la subcuenca de Cesar ha pasado de ambientes marinos de plataforma externa (Miembros Tres Esquinas y Socuy), plataforma media a interna de baja energía (Miembro superior de la Formación Colón), ambientes estuarinos (Tope de la Formación Colón y Formación Catatumbo), ambientes fluviales de ríos meándricos a rectos (Formación Barco), ambientes marginales-deltáicos (Formación Cuervos) y ambientes fluviales de condiciones muy áridas (Unidad informal La Loma). La Unidad Informal Cuesta (Oligoceno-Mioceno) sería continental grueso granular debido a la influencia de la actividad tectónica ocurrida durante la Orogenia Andina.

Se realizaron esquemas paleogeográficos (Fig. 17) en el intervalo Campaniano-Eoceno Temprano, que ilustran la evolución de los ambientes de depósito en la subcuenca de Cesar. Estos esquemas fueron construidos a partir de la integración de herramientas de procedencia, correlaciones estratigráficas y análisis de facies y espesores. Se resalta la variación de zonas más profundas hacia el noroeste (finales del Cretácico) a zonas someras (Paleogeno), ya que la migración de la placa del Caribe induce levantamientos en la SNSM y Cordillera Central, y retira los ambientes marinos hacia el norte y noreste.

#### **CONCLUSIONES**

La subcuenca de Cesar desarrolla aproximadamente 2 Km de unidades con predominio siliciclástico de grano fino. Estas unidades varían de ambientes marinos marginales a ambientes fluviales. Los ambientes marginales-estuarinos son predominantes en gran parte del registro Paleoceno. Las condiciones de oxigenación del sustrato son bajas, permitiendo la acumulación de mantos de carbón y nódulos/cementos sideríticos. Sólo a partir del Eoceno Temprano se observan condiciones oxidantes y un predominio de ambientes continentales-fluviales.

La Formación Colón se desarrolla sobre una paleobatimetría deformada debido a un evento tectónico de edad Campaniano en la subcuenca de Cesar y oeste del lago de Maracaibo, causando así cambios de espesor, aunque el nivel del mar estaba alto. Este evento es coherente con pulsos de levantamiento de la Cordillera Central y Macizo de Santander reportados por VILLAMIL (1999) como respuesta a la acreción de terrenos en el occidente colombiano (MANN 2006). En las Formaciones Catatumbo y Barco los cambios de espesor se asumen por la geometría de la cuenca, que genera mayor subsidencia hacia el suroeste. El levantamiento de los bordes de la cuenca en el tope de la Formación Barco generaría retrabajamiento de unidades del Cretácico y el inicio de aportes provenientes de la Cordillera Central. En la Formación Cuervos los levantamientos de la SNSM y Cordillera Central generarían alta subsidencia, y un cambio en la geometría de la cuenca que deposita más espesor de sedimentos hacia el sureste. En la actualidad la secuencia conservada en el Perijá es más pequeña posiblemente por la erosión de parte del miembro medio y el miembro superior de la Formación Cuervos. El comportamiento de los espesores en el Eoceno de la subcuenca de Cesar (U. I. La Loma) es más difícil de estudiar por la escasez de información y afloramientos, además del evento de deformación que ocurrió posterior a su depósito, pero los datos permiten interpretar las mismas fuentes de aporte del Paleoceno Tardío y se asume una geometría de cuenca similar. En el Oligoceno (U. I. Cuesta), se depositan mayores espesores hacia el suroeste de la subcuenca de Cesar, debido a la subsidencia creada por la apertura del VIM. La apertura del VIM se produce por la rotación en sentido horario de la SNSM y cuenca Cesar-Ranchería (Bloque Maracaibo, según MONTES *et al.* 2005a). No se descarta que desde el Eoceno Temprano este sea el mecanismo de subsidencia en la subcuenca de Cesar y por eso las facies observadas son mucho más finas que las formaciones equivalentes en Catatumbo y Ranchería (Mirador y Tabaco).

Las areniscas estudiadas son líticas a sublíticas, con predominio de líticas sedimentarias y metamórficas entre el Campaniano-Paleoceno medio, metamórficas y volcánicas en el Paleoceno tardío, y líticas sedimentarias en el Eoceno - Oligoceno.

Los análisis de procedencia realizados permiten identificar la influencia de la SNSM-Cordillera Central como fuente importante de aporte de sedimentos a partir del Paleoceno Tardío. Este aporte se genera cuando la subducción creada por la Placa del Caribe en este tiempo (TABOADA *et al.* 2000; CORTÉS *et al.* 2005) levanta por el occidente la SNSM y parte norte de la Cordillera Central, cambiando la geometría de la cuenca debido al basculamiento de toda la cuenca como un bloque rígido hacia el este. Este modelo ha sido comprobado en el área de Ranchería por MONTES *et al.* (2005b) y BAYONA *et al.* (2007) y explica la alta subsidencia presentada en la cuenca. También explica porqué en el oeste de la subcuenca de Cesar no hay registro del Paleoceno Superior, aunque la deformación actual no permita ver relaciones de onlap ni adelgazamientos de la unidad hacia esta zona.

La presencia del magmatismo Cretácico Superior-Eoceno, contemporáneo a la depositación de las unidades, permitió recuperar circones volcánicos con edades de 58 y 50 Ma, datando así la base de la Formación Cuervos y las lodolitas rojizas de la unidad informal La Loma.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Drummond Ltd., y a la Corporación Geológica Ares por el financiamiento para este trabajo, y el apoyo técnico recibido. A la Universidad de Arizona, por facilitar los equipos y el personal para realizar las muestras de Geocronometría. A Juan Carlos Cubillos, Andrea Galeano, Sebastián Delgado, José Amaya y Martha Bermudez por su colaboración durante la salida de campo. A los Geólogos Ricardo Triana y Diego Urrutia por sus comentarios y observaciones durante la realización del proyecto.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AYALA, R. (2009): Análisis Tectonoestratigráfico y de Procedencia en la Subcuenca de Cesar: Relación con los Sistemas Petroleros (Trabajo de Grado MSc): 183 pgs. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
- BANKS, P., VARGAS, R., RODRÍGUEZ, G.I., & SHAGAM, R. (1985): Zircon U-Pb ages from orthogneiss, Pamplona, Colombia. VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá.
- BAYONA, G.; LAMUS-OCHOA, F.; CARDONA, A.; JARAMILLO, C.; MONTES, C.; & TCHEGLIAVOKA, N. (2007): Procesos Orogénicos del Paleoceno para la Cuenca de Ranchería

(Guajira, Colombia) y áreas Adyacentes definidos por Análisis de Proveniencia. Geología Colombiana, v. 32, pp. 21-46, Bogotá.

- BENAVIDES, C. (2007): Resultados Análisis Mineralógico. Pozo Diablito-1E. Cuenca Cesar-Ranchería. Reporte interno, Ecopetrol. 49 pgs. Piedecuesta, Santander.
- CÁCERES, H., CAMACHO, R., & REYES, J. (1992): The Geology of the Ranchería Basin. Geological Field Trips: 1980-1989. pp. 1-32. Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicist. Bogotá, Colombia.
- CARDONA, A., CORDANI, U. & MACDONALD, W. (2006): Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. Journal of South American Earth Sciences, v. 21, pp 337-354. Elsevier.
- CARDONA, A., VALENCIA, V. A., BAYONA, G., DUQUE, J., JARAMILLO, C., MONTES, C., OJEDA, G., RUIZ, J. (in press): Late Cretaceous to Eocene accretion and subduction in the Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent Ranchería Basin, northern Colombia: implications for Northern Andes orogeny and Caribbean-South American plate tectonic interactions. Trabajo aceptado para la revista Geology.
- CLAVIJO, J., MANTILLA, L., PINTO, J., BERNAL, L. & PÉREZ, A. (1996): Evolución Geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Central. Boletín de Geología, UIS, v. 30, 1, Bucaramanga, Santander.
- COOPER, M.A., ADDISON, F.T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R.H., HAYWARD, A.B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A.J., & TABORDA, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79, 10, pp. 1421-1443.
- CÓRDOBA, F.; ROLÓN, L.; BUCHELLI, F.; & SUÁREZ, M. (2000): Provincia Petrolífera del Valle Medio del Magdalena, Colombia. VII Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Memorias. Caracas, Venezuela.
- CORTÉS, M., ANGELIER, J., & COLLETA, B. (2005): Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. Tectonics, v. 24, 1. doi:10.1029/2003TC001551. 27 pgs.
- DASCH, L. E., AND P. BANKS (1981): Zircon U-Pb ages from the Sierra de Perijá, Venezuela. GSA Abstracts with Programs, v. 13, pp. 436.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of Sandstones, Zuffa, G.G., eds. Provenance of Arenites, p 333-361.
- DÖRR, W., GRÖSSER, J., RODRIGUEZ, G. & KRAMM, U. (1995): Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. Journal of South American Earth Sciences, v. 8, 2, pp 187-194. Elsevier.
- DRUMMOND (2005a): Reporte Final de Exploración. Fase 1.

- Contrato de Asociación La Loma. 198 pgs. Bogotá.
- DRUMMOND (2005b): Reporte de Geología y Perforación. Pozo Diablito-1E. Forma 6CR. 9 pgs. Bogotá.
- DRUMMOND (2008a): Reporte de Geología y Perforación. Pozo Estratigráfico Verdesia-2E. Forma 6CR. 15 pgs. Bogotá.
- DRUMMOND (2008b): Reporte de Geología y Perforación. Pozo Estratigráfico La Luna-3E. Forma 6CR. 13 pgs. Bogotá.
- ECOPETROL – GEOPETROCOL (1998): Potencial Petrolífero Cuenca Cesar-Ranchería. Tomo 1. 268 pgs. Informe Interno. Bogotá.
- ELRICH, R.N., MACSOTAY, O., NEDERBRAGT, A.J., & LORENTE, M.A. (2000): Birth and Death of the Late Cretaceous "La Luna Sea" and Origin of the Tres Esquinas Phosphorites. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, pp. 21-45. Elsevier.
- ELRICH, R., VILLAMIL, T. & KEENS-DUMAS, J. (2003): Controls on the Deposition of Upper Cretaceous Organic Carbon-Rich rocks from Costa Rica to Suriname, C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, pp. 1-45. Tulsa, Oklahoma.
- ESCALANTE, C.E., ROJAS, L.E. (1991): Ambientes de Depósito de las Formaciones Catatumbo y Barco con base en Núcleos de Perforación y Registros Eléctricos. Cuenca de Catatumbo (Trabajo de Grado). Universidad Industrial de Santander. 120 pgs. Bucaramanga, Santander.
- FOLK, R.L., ANDREWS, P.B. & LEWIS, D.W. (1970): Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal Geology and Geophysics*, v. 13, p. 937-968.
- GARCÍA, C. (1990). Proyecto Cesar-Ranchería. Tomo I: Informe Final. Ecopetrol, Bogotá. 151 pgs.
- GARCÍA, D.F. & PARRA, P. (2003): Áreas con Mayor potencial de Carga de Petróleo: Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM) y Occidente de la Cordillera Oriental, Colombia. VIII Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Memorias. Cartagena, Colombia.
- GÓMEZ, E. (2001). Tectonic Controls of the Late Cretaceous to Cenozoic Sedimentary Fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia. Cornell University. 643 pgs.
- GÓMEZ TAPIAS, J., NIVIA, A., MONTES, N.E., JIMÉNEZ, D., TEJADA, M.L., SEPULVEDA, J., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H., URIBE, H., MORA, M. (2007): Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:2.800.000. Ingeominas, Bogotá.
- GONZÁLEZ, H. (1997): Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. Informe 2199. Ingeominas. 232 pgs.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. & PICARD, J. (1980): Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. 1031 pgs. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1167. Washington.
- HIGGS, R. (2008): Caribbean Plio-Quaternary (5-0 Ma) Plate Interaction and Basin Development, Colombia -Venezuela-Trinidad Oil Province. Search and Discovery Article #30058.
- IBAÑEZ, M., JARAMILLO, J. & VALENCIA, V. (2008): U-Th/Pb Zircon Geochronology By Multicollector La-Icp-MS Of The Samaná Gneiss: A Middle Triassic Syn-Tectonic Body In The Central Andes Of Colombia, Related To The Latter Stages Of Pangea Assembly. Extended Abstract. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche – Argentina.
- INTERA-BIOSS (1995): Evaluación Regional Cuenca Cesar-Ranchería. Informe Interno Ecopetrol. 190 p. Bogotá.
- IBAÑEZ, M., TASSINARI, C. & JARAMILLO, J. (2007): U-Pb Zircon Ages Of The "Antioquian Batholith": Geochronological Constraints Of Late Cretaceous Magmatism In The Central Andes Of Colombia.
- JARAMILLO, C. & DE LA PARRA, F. (2005): Diablito 1E. Palynological Zonation. Informe Interno Drummond Ltd. 3 pgs. Piedecuesta, Santander.
- LLERENA, J. & MARCANO, F. (1997): El Sistema Petrolífero en la Subcuenca de Catatumbo, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. VI Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Memorias. Cartagena, Colombia.
- LUGO, J. & P. MANN (1995): Jurassic–Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela, A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, eds. *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp. 699–725. Tulsa, Oklahoma.
- MANN, P., ESCALONA, A., CASTILLO, M.V. (2006): Regional Geologic and Tectonic Setting of the Maracaibo Supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, v. 90, 4, pp. 445-477. Tulsa, Oklahoma.
- MARTINEZ, J.I. (1985): Estratigrafía y Paleoambientes de la Sección del Río Molino (Guajira, Cretáceo Superior). Informe 1942. 33 pgs. Ingeominas, Bogotá.
- MARTINEZ, J.I. & HERNANDEZ, R. (1992): Evolution and Drowning of the Late Cretaceous Venezuela Carbonate Platform. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, 2, pp. 197-210. Elsevier.
- MAYA, M. (2001): Distribución, Facies y Edad de las Rocas Metamórficas en Colombia. 57 pgs. Ingeominas, Bogotá.
- MAZE, W. (1984): Jurassic La Quinta formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks: *GSA Memoir 162*, pp. 263-282.
- MENDOZA, V. (2000): Evolución Geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela (y su relación con el Escudo Suramericano). 211 pgs. Universidad de Oriente. Ciudad Bolívar, Venezuela.
- MONTES, C.; HATCHER, R. & RESTREPO-PACE, P. (2005a): Tectonic Reconstruction of the Northern Andean Blocks: Oblique

- Convergence and Rotations Derived from the Kinematic of the Piedras-Girardot Area, Colombia. *Tectonophysics*, v. 399, 1-4, pp. 221-250.
- MONTES, C. BAYONA, G., JARAMILLO, C. OJEDA, G., MOLINA, M. & HERRERA, F. (2005b): Uplift of the Sierra Nevada De Santa Marta and Subsidence in the Cesar-Rancheria Valley: Rigid-Beam Pivot Model. 6th International Symposium of Andean Geodynamics, Barcelona.
- MORA, A. & GARCÍA, A. (2006): Cenozoic Tectono-Stratigraphic Relationships between the Cesar Sub-Basin and the Southeastern Lower Magdalena Valley Basin of Northern Colombia. AAPG 2006 Annual Convention. Houston, Texas.
- MORA, A., GARCÍA, A., TRIANA, R. (2006): Paleocene Stratigraphic Framework in Cesar Sub-basin, Colombia. AAPG 2006 Annual Convention. Houston, Texas.
- MORA, C. & RANGEL, A. (2004). Modelo de Generación de Hidrocarburos en el sector sureste de la cuenca Cesar-Rancheria (norte de Colombia). 35 pgs. Informe interno, Ecopetrol.
- OJEDA, C. (2009): Petrografía y Petrología de las Unidades Paleógenas de las Cuencas Cesar-Ranchería y Catatumbo y sus implicaciones en la Tectónica Regional (Trabajo de Grado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- OSTOS, M., YORIS, F., & AVÉ LALLEMANT, H. (2005): Overview of the Southeast Caribbean-South American plate Boundary Zone. *GSA Special Paper* 394, pp 53-89.
- ORDOÑEZ, O., RESTREPO, J., MARTINS, M. (2006): Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, pp 372-382. Elsevier.
- PDVSA (2008). *Léxico Estratigráfico Venezolano* (PDVSA-INTEVEP 2008). [www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm](http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm).
- PINDELL, J.L. (1990): Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean Plate, in: Larue, D. K. and Draper, G., eds., *Transactions, Caribbean Geological Conference*, 12th, Christianstadt, St. Croix, 1-4.
- PRIEM, H., KROONENBERG, S., BOELRIJK, N., HEBEDA, E. (1982): Rb-Sr And K-Ar Evidence For The Presence of a 1.6 Ga Basement Underlying The 1.2 Ga Garzon-Santa Marta Granulite Belt In The Colombian Andes. *Precambrian Research*. No. 42, pp 315-324. Elsevier.
- POTTER, P.E., MAYNARD, J.B. & DEPETRIS, J.P. (2005): *Mud and Mudstones*. 297 pgs. Springer-Verlag. Germany.
- RESTREPO-PACE, P.A., RUIZ, J., GEHRELS, G. & COSC A, M. (1997): Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic–Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 427–441.
- RESTREPO-MORENO, S., FOSTER, D., STOCKLI, D., PARRA-SANCHEZ, L. (2009): Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He Thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*.
- SHAGAM, B., KOHN, B., BANKS, P., DASCH, L., VARGAS, R., RODRIGUEZ, G., & PIMENTEL, N. (1984): Tectonic Implications of Cretaceous-Pliocene Fission-Track ages from Rocks of the Circum-Maracaibo Basin Region of Western Venezuela and Eastern Colombia. *GSA Memoir* 162.
- SUTTON, F. A. (1946): Geology of Maracaibo basin, Venezuela, *AAPG Bulletin*, v. 30, 10, pp.1621-1741. Tulsa, Oklahoma.
- TABOADA, A., L. A. RIVERA, A. FUENZALIDA, A. CISTERNAS, H. PHILIP, A. BIJWAARD, J. OLAYA, & C. RIVERA (2000): Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, v. 19, pp. 787 – 813.
- TASSINARI, C.G., MACAMBIRA, M. (1999): Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, Vol. 22. 174-182.
- TSCHANZ, C.M., JIMENO, A. & CRUZ, J. (1969). Geology of the Santa Marta area (Colombia). *Ingeominas, Informe* 1829. 288 p.
- TOUSSAINT, J.F. (1999): Importancia de los movimientos de rumbo dextrales desde el Neoproterozoico en Colombia. *Bol. Cienc. Tierra*, v. 13, pp. 1–10.
- TUCKER, M. (2001): *Sedimentary Petrology*. Third Edition. Ed. Blackwell Science. Oxford.
- PARDO, A., JARAMILLO, C., OBOH, F. (2003). Paleogene Palynostratigraphy of the Eastern Magdalena Valley, Colombia. *Palynology*, v. 27, pp. 155-178. Dallas, Texas.
- VILLAMIL, T. (1999): Campanian-Miocene Tectonostratigraphy, depocenter evolution and Basin Development of Colombia and Western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.153, pp. 239-275. Elsevier.
- VINASCO, C., CORDANI, U., GONZÁLEZ, H., WEBER, M. & PELÁEZ, C. (2006): Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, pp 355-371. Elsevier.

*Manuscrito recibido Agosto 2009; aceptado Noviembre 2009.*