

PROCEDENCIA DE LAS UNIDADES CENOZOICAS DEL SINCLINAL DE GUADUAS: IMPLICACIÓN EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL SUR DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA Y ORÓGENOS ADYACENTES

Felipe Lamus Ochoa¹; Germán Bayona¹; Agustín Cardona^{1,2}; Andrés Mora³.

RESUMEN

El entendimiento de la evolución de una cuenca esta ligado a la compresión de diversos factores que controlan su relleno de la cuenca y deformación del orógeno. Análisis integrados de procedencia (conteo de clastos de conglomerados, petrografía, minerales pesados y geocronología detrítica) en las unidades del Maastrichtiano al Mioceno expuestas en tres áreas del Sinclinal de Guaduas (piedemonte W de la Cordillera Oriental), se realizaron con el objeto de determinar el tiempo de deformación del orógeno, levantamientos intracuenca y sus implicaciones tectónicas en la cuenca.

La cuña Cenozoica de sedimentos clásticos muestra significativas variaciones en composición y en poblaciones de circones detríticos, como lo indica los análisis en conglomerados y la fracción arenosa. Los conteos en capas de conglomerados de tres unidades estratigráficas documentan intervalos cuarzosos en las capas del Cretácico Superior y Eoceno Medio a Oligoceno Superior, mientras que los estratos del Paleoceno - Eoceno Medio presentan un incremento en los fragmentos líticos que puede alcanzar el 83%. Las arenitas varían composicionalmente de litoarenitas, litoarenitas feldespáticas y sublitoarenitas, con origen principalmente en sistemas orogénicos cuarzosos reciclados para los estratos del Maastrichtiano y Eoceno Inferior y predominantemente de sistemas orogénicos transicionales reciclados en la sucesión de Eoceno Medio al Mioceno Inferior. Los minerales pesados también muestran, como los conglomerados, un incremento de los minerales ultraestables en los estratos mas cuarzosos, mientras en los estratos del Paleoceno- Eoceno Medio los minerales pesados inestables son los que dominan. La integración de los resultados de la geocronología detrítica muestra un dominio de poblaciones de circones del Cretácico Superior en los estratos del Maastrichtiano al Eoceno Inferior mientras en los estratos más jóvenes las poblaciones de circones Jurásicos son las que dominan. Estos cambios en la composición y en las poblaciones de circones detríticos implican que tanto la composición como las edades de las rocas fuentes no siempre fueron las mismas, e incluso la misma área fuente pudo cambiar la composición de la roca y su edad a lo largo del rumbo.

Los resultados obtenidos permiten documentar tres eventos de deformación desde el Maastrichtiano al Mioceno Medio. El primero se relaciona al basculamiento al oriente de la Cordillera Central con denudación de rocas intrusivas Cretácicas (Batolito Antioqueño) e inicio en la reactivación de fallas a los largo del flanco oeste de la Cordillera Oriental entre 70-49 Ma. El segundo evento esta asociado a la deformación de bloques intracuenca (fallamiento de rumbo) a finales del Eoceno temprano y principios del Eoceno medio (52-40 Ma), y movimientos con dirección norte de la Cordillera Central. El tercer evento corresponde al efecto combinado del crecimiento de la deformación en el flanco occidental de la Cordillera Oriental, y la denudación de intrusivos Jurásicos del flanco Oriental de la Cordillera Central por estructuras de rumbo en el flanco oriental de la Cordillera Central. Es de resaltar como el uso de múltiples herramientas de procedencia permite comenzar a diferenciar fuentes dentro de la Cordillera Central que migran con dirección al norte e incluso retrabajamientos de rocas cenozoicas debido a altos intracuenca asociados a fallas transversales.

El cese de la actividad volcánica en el Eoceno temprano en la Cordillera Central y la reactivación de fallas en el flanco occidental de la Cordillera Oriental puede estar relacionado a un cambio en el estilo de convergencia ortogonal durante el Paleoceno, a un estilo de convergencia oblicuo durante el Eoceno Medio. En el Oligoceno, la convergencia ortogonal se reanuda, como lo indica la reactivación del sistema de Fallas de Bituima y el reinicio de actividad magmática al occidente de Colombia.

Palabras Clave: Análisis de procedencia, Sinclinal de Guaduas, Cordillera Oriental.

¹ Corporación Geológica ARES, Calle 44a # 53-96- Bogotá D.C. (1) 3243116 flamus@cgares.org

² Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín

³ Instituto Colombiano del Petróleo - ECOPEL

PROVENANCE OF CENOZOIC UNITS OF THE GUADUAS SYNCLINE: IMPLICATION IN THE TECTONIC EVOLUTION OF THE SOUTH OF MIDDLE MAGDALENA VALLEY AND ADJACENT OROGENS

ABSTRACT

The understanding of the evolution of a basin is linked to the comprehension of various factors controlling basin-filling processes and orogen deformation. Integrated provenance analyzes (clasts counts of conglomerates, petrography, heavy minerals and detrital geochronology), in the Maastrichtian to Miocene units exposed in three areas of the Guaduas Syncline (western foothill of the Eastern Cordillera), were conducted to determine timing of deformation of bounding orogens and intrabasinal uplifts, and the tectonic implications within the basin.

The Cenozoic clastic wedge shows significant variation in compositions and detrital zircon populations, as indicated by the analysis in the conglomerate and sandstone fraction. Clast counting in conglomerate beds of three stratigraphic units show quartzose-rich intervals in Upper Cretaceous and middle Eocene to upper Oligocene strata, whereas Paleocene - middle Eocene strata included an increase of lithic rock fragments up to 83%. Sandstone composition varies from Litharenites, Feldspathic Litharenites and Sublitharenites, documenting erosion from recycled quartzose orogenic systems for Maastrichtian and lower Eocene strata to recycled transitional orogenic systems in middle Eocene to lower Miocene strata. The Heavy minerals also show, as the conglomerates, an increase of ultrastable minerals in quartzose strata, whereas in Paleocene - middle Eocene strata dominate unstable heavy minerals. The integration of detrital geochronology results shows a dominance of Upper Cretaceous zircon populations in Maastrichtian to lower Eocene strata, whereas in younger strata Jurassic zircon ages dominate. These changes in composition and detrital zircon populations imply that rock composition and ages within the possible source areas were not always the same, and even in the same source area may be shift in rock composition and ages along strike.

The results allow document three deformation events from the Maastrichtian to Middle Miocene. The first event relates to eastward-tilting of the Cordillera Central with denudation of Cretaceous intrusive rocks (Antioqueño Batholith) and onset of fault reactivation along the western flank of the Eastern Cordillera between 70-49 Ma. The second event is associated to intrabasinal (wrenching) deformation during Early to Middle Eocene (52-40 Ma), and northward movement of the Central Cordillera. The third event corresponds to the combined effect of the growth of the deformation on the western flank of the Eastern Cordillera, and denudation of the Jurassic intrusives of the eastern flank of the Central Cordillera. It is worth highlighting as the use of multiple tools can begin to differentiate provenance sources within the same orogen, as the Central Cordillera with north migration, and even reworking of Cenozoic rocks due to intrabasin highs associated with transverse faults.

The cessation in the Early Eocene of volcanic activity in the Central Cordillera and strike-slip deformation in the Central Cordillera and adjacent basin may be related to a change in the style of convergence from orthogonal during the Paleocene, to oblique during the middle Eocene. In the Oligocene, orthogonal convergence resumed, as indicated by the reactivation of the Bituima fault system and restarting magmatic activity in the Central Cordillera Colombia.

Keywords: Provenance Analysis, Guaduas Syncline, Cordillera Oriental.

INTRODUCCION

El entendimiento de los procesos geológicos que controlaron la acumulación de sedimentos en las cuencas continentales adyacentes a dos o más sistemas orogénicos, como es el caso del Valle del Magdalena, esta ligado a la disponibilidad de información tanto de las rocas de los orógenos como de la cuenca. De los orógenos es indispensable conocer la composición y edad asignada a las rocas expuestas en las áreas fuente además de la temporalidad de exhumación. En la cuenca sobre la edad de acumulación, geometría y composición de los estratos.

Los múltiples factores que afectan la composición de los sedimentos en una cuenca (e.g. variabilidad de fuentes, reciclaje, efectos del clima y meteorización o incluso alteraciones diagenéticas), se pueden documentar con el uso de varias técnicas de procedencia. Los modelos de procedencia soportados con datos multidisciplinarios generan mejor entendimiento de la evolución tectono-sedimentaria de las cuencas (e.g. Dickinson and Suczek, 1979; Fildani *et al.*, 2003; Welje and Von Eynatten, 2004; Toro Alava and Jaillard, 2005; Morton *et al.*, 2005; Najman, 2006; Bayona *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2011; Nie *et al.*, 2012; Bayona *et al.*, 2013).

Las interpretaciones previas de la evolución de la cuenca del Valle del Magdalena sugieren el inicio de la deformación de la Cordillera Central desde el Campaniano (Villagómez *et al.*, 2011; Gómez *et al.*, 2005; Villamil, 1999), mientras la deformación en la Cordillera Oriental se ha indicado su interacción en fases tectónicas del Paleoceno (Parra *et al.*, 2012; Bayona *et al.*, 2013), Oligoceno (Gómez *et al.*, 2005) al Mioceno (Cooper *et al.*, 1995).

Este estudio de procedencia busca determinar fuentes diferenciadas tanto de la protocordillera Central como de la Oriental. Para ello fueron seleccionadas tres áreas, en ambos flancos, del Sinclinal de Guaduas en las localidades de San Juan de Río Seco, Guaduas (Carretera Villeta-Honda) y Guaduo-Chorrillo. La diferenciación en la composición de las unidades nos permite hacer una re-evaluación de la estratigrafía de las unidades conglomeráticas que infrayacen y suprayacen la discordancia del Eoceno en el flanco occidental de la Cordillera Oriental.

MARCO GEOLÓGICO

En Colombia la cordillera de los Andes se divide en las cordilleras Occidental, Central y Oriental separados por

los valles del Cauca y del Magdalena. Esta configuración presente es el producto de la interacción de las placas de Nazca, Suramérica y Caribe (e.g. Cedié *et al.*, 2003; Taboada *et al.*, 2000; Cooper *et al.*, 1995). Los bloques continentales al oriente del sistema de fallas de Romeral corresponden al flanco oriental de la Cordillera Central (CC), Valle del Magdalena, Cordillera Oriental (CO), Llanos Orientales (LLO) y el Cratón de Guyana (EG).

La Cordillera Oriental se interpreta como una amplia cuenca extensional Cretácica formada durante por lo menos dos eventos distensivos (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006), y tectónicamente invertida durante el Cenozoico (Colleta *et al.*, 1990; Dengo and Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2006, 2009; Bayona *et al.*, 2008, 2013; Mora *et al.*, 2013). Bayona *et al.* (2013) enmarca estructuralmente la Cordillera Oriental en tres grandes dominios, dos en sus piedemontes tanto oriental como occidental y uno en su parte axial. El área de trabajo se localiza en el Sinclinal de Guaduas, una estructura del piedemonte occidental limitada al oriente por los sistemas de fallas de La Salina-Bituima y al occidente por el sistema de fallas de Cambao (Cortés *et al.*, 2006) (FIGURA 1).

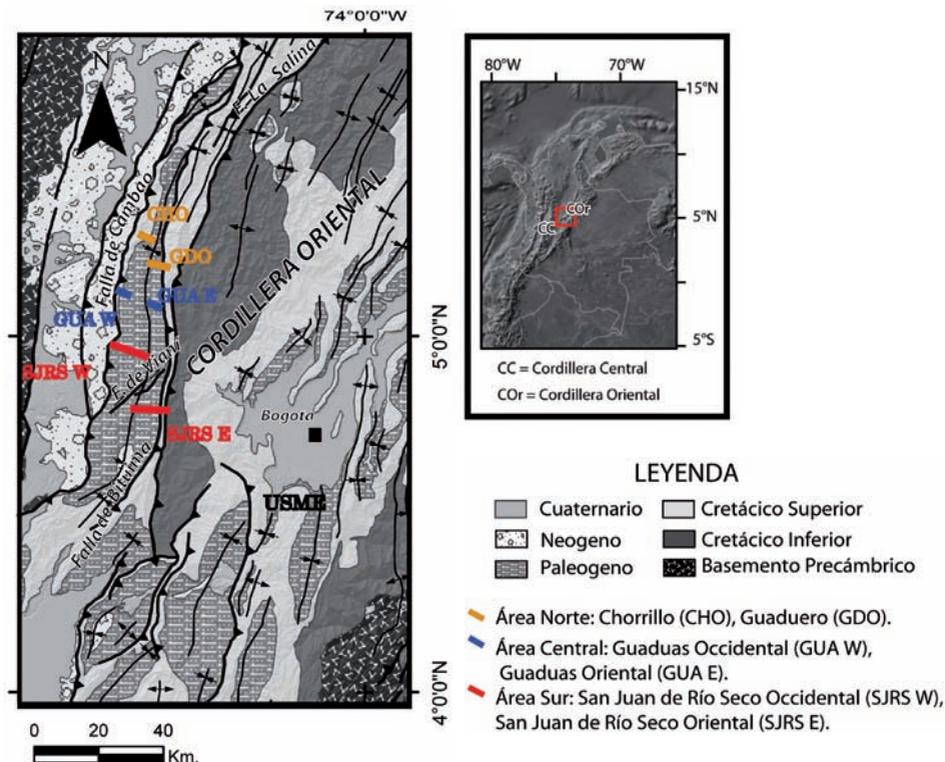


FIGURA 1. Localización de áreas de estudio al sur, centro y norte del Sinclinal de Guaduas (Modificada de Bayona *et al.*, 2013).

El Sinclinal de Guaduas es una estructura asimétrica, cuyo flanco oriental presenta altos buzamientos y el occidental buzamientos moderados. En el oriente, los sistemas de fallas de El Trigo - Bituima ponen en contacto los estratos del Cretácico Superior con estratos del Cretácico y Paleoceno; en este flanco se observan estratos de crecimiento en unidades del Eoceno-Oligoceno (Gómez *et al.*, 2003; Cortés *et al.*, 2006). El flanco occidental está limitado por el sistema de fallas de Cambao que coloca unidades del Paleógeno en contacto con unidades sub-horizontales miocenas del extremo sur del Valle Medio del Magdalena (Cortés *et al.*, 2006). Acosta (2001), Cortés *et al.* (2006) y Moretti *et al.* (2010) documentan la importancia de fallas transversales con rumbo ENE, siendo la Falla de Viani la que corta ambos flancos del sinclinal. Moretti *et al.* (2010) resalta la importancia de la Falla de Ibagué la cual separa el Valle Medio del Magdalena del Valle Superior del Magdalena, e incluso propone que dicha estructura junto a la Falla de Bituima presentan actividad desde comienzos del Cenozoico, hecho que confirma la importancia de este tipo de estructuras para la evolución de la cuenca. En dirección al norte y sur, desde San Juan de Río Seco y a lo largo de todo el Sinclinal de Guaduas, la sucesión Cenozoica presenta cambios abruptos en espesores, los cuales no han sido explicados en los estudios regionales (Porta, 1965; Acosta, 2001; Cortés *et al.*, 2006).

ESTRATIGRAFIA CENOZOICA DEL SINCLINAL DE GUADUAS

En el Sinclinal de Guaduas afloran unidades del Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio, que corresponden a las formaciones Cimarrona, Umir, Seca, Hoyón, San Juan de Río Seco y Santa Teresa definidas por Porta (1965). Entre las principales diferencias estratigráficas en las unidades cenozoicas a lo largo de la estructura se puede mencionar que la Fm Hoyón en dirección norte y sur del Sinclinal de Guaduas presenta una pérdida de espesor hasta desaparecer dando lugar a una serie de discordancias que ponen en contacto la Fm Seca y la Fm San Juan de Río Seco (Porta, 1965). Por otro lado en la Fm San Juan de Río Seco se observan también variaciones en el espesor en su flanco occidental de norte a sur además dicho flanco es siempre más espeso que el del flanco oriental. Según Gómez (2001) el cambio de facies de conglomerados a lodolitas que ocurre de occidente a oriente a lo largo de los reflectores sísmicos, explica la observación de que la base física trazada en los conglomerados de la Fm Hoyón en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas no sea correlacionable con los

conglomerados de la base en el flanco oriental de dicho pliegue. Además la Fm Hoyón se adelgaza en dirección al flanco Este del Sinclinal de Guaduas y se acuña hacia el sur como lo había cartografiado Porta (1966).

Comenzando por el extremo sur del Valle Medio del Magdalena (Sinclinal de Guaduas), las unidades del Cretácico Superior representan ambientes transicionales de baja energía de zonas pantanosas (Fm Umir). Al occidente se interdigitan con ambientes deltaicos y de llanuras costeras (Fm Cimarrona) (Porta, 1965). El Paleoceno consiste de una unidad continental de paleosuelos y canales fluviales (Fm. Seca), pasando al registro distal de abanicos procedentes de la Cordillera Central (Fm. Hoyón) (Gómez *et al.*, 2003). A la Formación Hoyón la suprayacen unidades lodo-arenosas de la Formación San Juan de Río Seco de edad Eocena con indicios de geometría de estratos de crecimiento y cortando unidades más antiguas hacia el sur y norte del sinclinal (Gómez *et al.*, 2003; Cortés, 2004), que representan llanuras de inundación con desarrollo de ríos meandriformes. Por último las unidades lodosas del tope de la sucesión en el Sinclinal de Guaduas (Fm Santa Teresa), representan depósitos lacustres (Ochoa *et al.*, 2012; Porta, 1966).

ANÁLISIS PREVIOS DE PROCEDENCIA

Los estudios de procedencia se han enfocado en los análisis de los conglomerados y de la composición de las areniscas de los estratos en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas, los cuales sugieren un cambio en el aporte de la Cordillera Central en unidades pre-discordancia a aporte de la Cordillera Oriental post-discordancia. En términos de proveniencia al comenzar por el intervalo del Maastrichtiano tardío al Paleoceno temprano, Gómez y Pedraza (1994) proponen para los clastos cuarzosos y de chert de la Formación Cimarrona un origen en la Cordillera Central. La presencia de cantos gruesos y finos revueltos en una matriz arenosa-arcillosa en la Formación Hoyón han sido interpretados como procedencia de un basamento cercano (Raasveldt y Carvajal, 1957). Porta (1965) determina con los conteos de clastos realizados en las áreas de San Juan de Río Seco y la carretera Honda-Guaduas que las fuentes para la Formación Hoyón probablemente corresponden a la Cordillera Central en la que aún existía una cobertera sedimentaria y en la que empezaba a erosionarse una zona con rocas metamórficas de bajo grado. Para la Formación San Juan de Río Seco propone un cambio de fuente debido al mayor contenido de clastos cuarzosos y de chert, hecho que apuntaría a

fuentes sedimentarias comprendidas entre la Falla de Cambras y las estribaciones orientales de la Cordillera Central.

Para las unidades del Paleoceno tardío (formaciones Lisama, Guaduas y Seca) Gómez *et al.* (2003) con datos de petrografía indica que algunas áreas de la Cordillera Central se comenzaron a exhumar y a suministrar sedimentos a la cuenca. En general las muestras anteriores a la discordancia del Eoceno Medio son muy líticas con valores de líticos sedimentarios y metamórficos entre 10 y 40%. Entre la Fm. San Juan de Río Seco y Santa Teresa los valores de líticos sedimentarios y metamórficos disminuyen a valores entre 10 y 20%, cabe resaltar que en dirección al tope el cuarzo monocristalino aumenta y llega casi al 60%.

Tamayo y Correa (2010) indican que la Formación Cimarrona presenta circones provenientes del Complejo Quebrada Grande, atribuidos al plutonismo y magmatismo posiblemente de la denudación de plutones y neises de la Cordillera Central (Toussaint, 1996). También se atribuyen áreas fuente a las rocas magmáticas en la Cordillera Central del Cretácico superior (Pindell and Erikson, 1993; Sarmiento *et al.*, 2006). Bayona *et al.* (2013) y Caballero *et al.* (2013), muestran picos entre 960 y 1800 Ma principalmente y otro en 300 Ma, para las rocas del Campaniano Superior. Las arenitas del Maastrichtiano tiene poblaciones dominantes entre 65 y 100 Ma. Los circones detríticos del Paleoceno Inferior a Medio muestran poblaciones Cretácicas y subordinadamente Triásicas (248-230 Ma), Paleozoicas y Proterozoicas. Las rocas del Paleoceno Superior muestran poblaciones predominantemente Mesozoicas (90-250 Ma). Por último las poblaciones dominantes en las arenitas del Eoceno Inferior son las de edades menores a 290 Ma con picos significativos entre 58-78 Ma y 220-290 Ma. Caballero *et al.* (2013) muestra que las rocas de las unidades del Cenomaniano-Campaniano del Sinclinal de Nuevo Mundo contienen principalmente poblaciones proterozoicas con picos entre 1300 y 1850 Ma. En contraste las rocas del Cenozoico en el Sinclinal del Nuevo Mundo muestran principalmente picos menores a 200 Ma. Es de resaltar las edades Grenvillianas entre 1100 a 1200 Ma para una muestra del Eoceno Medio en el Sinclinal de Guaduas.

MÉTODOS

A partir de una cartografía de carácter estratigráfico se seleccionaron áreas a escala 1:25.000 con menor complejidad estructural, con el fin de determinar los cambios de los espesores de las unidades Cenozoicas

en los diferentes dominios estructurales a lo largo del Sinclinal de Guaduas (ECOPETROL-German Bayona Asesorías Geológicas, 2011). Dicha cartografía sirvió para la realización de cortes estructurales que permitieron hacer el cálculo de espesores y generar una columna estratigráfica compuesta con la ubicación de las muestras de procedencia analizadas en este trabajo. En el flanco occidental del área de San Juan de Río Seco (SJRS W), la columna estratigráfica fue tomada de Gómez (2001) y Ochoa *et al.* (2012).

A continuación se describen los diferentes tipos de análisis realizados con las muestras colectadas:

Conteo de clastos de conglomerados. Posterior a la colección de un volumen de muestra en campo, se tamiza la muestra para diferenciar las fracciones del conteo superiores a 1 cm, posteriormente se realiza una selección de 100 granos por medio de un cuarteador, finalmente se realiza el conteo usando una lupa binocular para la identificación composicional de los granos y definición de las categorías.

Petrografía. Las secciones delgadas fueron teñidas con sodio cobaltinitro para la identificación de feldespatos. Seguidamente se procedió a la identificación de tipos de granos, texturas características y material intersticial (cemento, matriz y poros). Fue efectuada la selección de muestras con granulometría superior a arena muy fina para con ellas realizar conteos de 300 puntos de armazón utilizando el método Gazzi-Dickinson para eliminar posibles problemas con variaciones composicionales debido al tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984).

Finalmente son calculadas la madurez mineralógica y textural (Folk, 1974), y diagramadas en los triángulos de clasificación y proveniencia de Folk (1974) y Dickinson (1985). Todas las muestras analizadas con líticos totales superiores al 20% fueron utilizadas para el triángulo de líticos totales diferenciados por afinidad al basamento (Qpf+Qpd+Lv+Lp+Lm), cobertera sedimentaria cuarzosa QCh+Qs y cobertera sedimentaria inestable Ls+Lso.

Minerales pesados. Para el estudio de minerales pesados se utilizó la fracción de arena muy fina a fina (0,063- 0,250mm), obtenida mediante las técnicas de fragmentación manual (macerado) y tamizado. La concentración de los minerales densos se hizo primero mediante concentración manual por bateo para posteriormente pasar los concentrados por líquidos densos. Se utilizó para este fin LST (Politungstenato de Litio

soluble con densidad 2,85 g/cm³). Los residuos pesados sin extracción de minerales magnéticos fueron montados con resina Melmount (índice de refracción=1,539) sobre láminas de vidrio. La identificación de los minerales pesados transparentes fue auxiliada con el uso del atlas de minerales pesados de Mange and Maurer (1992). Fueron contados por lámina hasta 300 granos transparentes utilizando el método de conteo por línea (Galehouse, 1969). Los minerales pesados se agruparon por asociaciones mineralógicas de acuerdo a su estabilidad química (Morton, 1985) así:

- Minerales Ultraestables : circón, turmalina y rutilo
- Minerales Estables : apatito, granate y estauroлита
- Minerales Inestables: epidota, clinozoisita, zoisita, hornblenda, piroxenos, clorita y carbonatos.

Geocronología. Todos los análisis LA-ICP-MS U-Pb fueron realizados en Washington State University. Para revisar los detalles de la metodología utilizadas consultar Bayona *et al.* (2013).

ÁREAS DE ESTUDIO

Con el propósito de evaluar las variaciones composicionales y de procedencia entre ambos flancos y a lo largo del rumbo, se seleccionaron tres sectores en el Sinclinal de Guaduas para este estudio. El primer sector se localiza en cercanías del municipio de San Juan de Río Seco, en donde se examinaron muestras tanto del flanco oriental (SJRS-E) como del occidental (SJRS-W)

del sinclinal. El otro sector se localiza al norte del Municipio de Guaduas; las muestras del flanco oriental proceden de la Inspección de Guaduoero, mientras las muestras del flanco occidental provienen de la vereda el Chorrillo (FIGURA 1). La tercera área, que corresponde a la carretera de Honda-Guaduas-Villeta, donde se realizó control cartográfico y toma de muestras para análisis de conglomerados en ambos flancos del Sinclinal de Guaduas. Las columnas generalizadas con la ubicación del muestreo se presentan en la FIGURA 2 y 3.

RESULTADOS

Fueron procesadas en total 87 muestras del Sinclinal de Guaduas para análisis de conglomerados, petrografía, minerales pesados y geocronología. La TABLA 1 muestra por área de trabajo y flanco los tipos de análisis realizados.

Re-evaluación de la estratigrafía de las unidades pre y post-discordancia

Infrayaciendo una primera discordancia se encuentran las formaciones Seca, Hoyón Inferior y Medio. La Formación Hoyón Superior al tope esta limitada por otra discordancia a la cual suprayacen las formaciones Capira, San Juan de Río Seco y Santa Teresa. En la parte norte del área de trabajo (Guaduoero-Chorrillo) la unidad conglomerática del Eoceno Superior (Fm Capira) suprayace directamente a la Formación Seca, y la unidad más joven aflorante corresponde a estratos de la Formación San Juan de Río Seco. (FIGURAS 2 y 3).

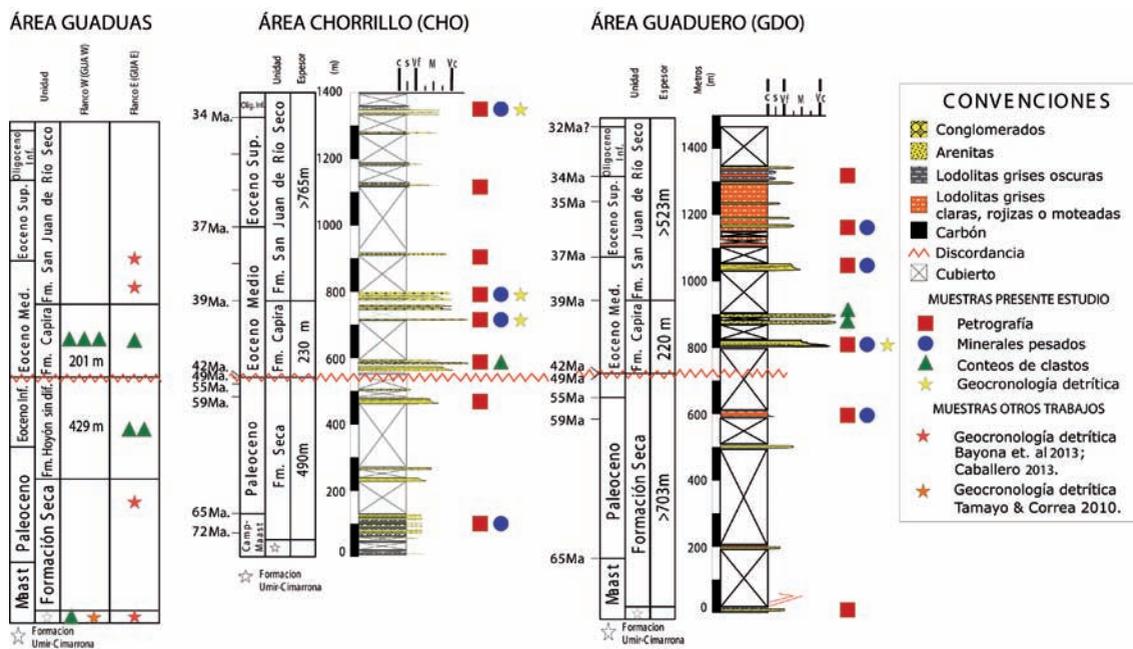


FIGURA 2. Columnas generalizadas del área de Guaduoero y Chorrillo (Las muestras de la Carretera Guaduas - Honda se proyectaron a las columnas en su relativa posición estratigráfica).

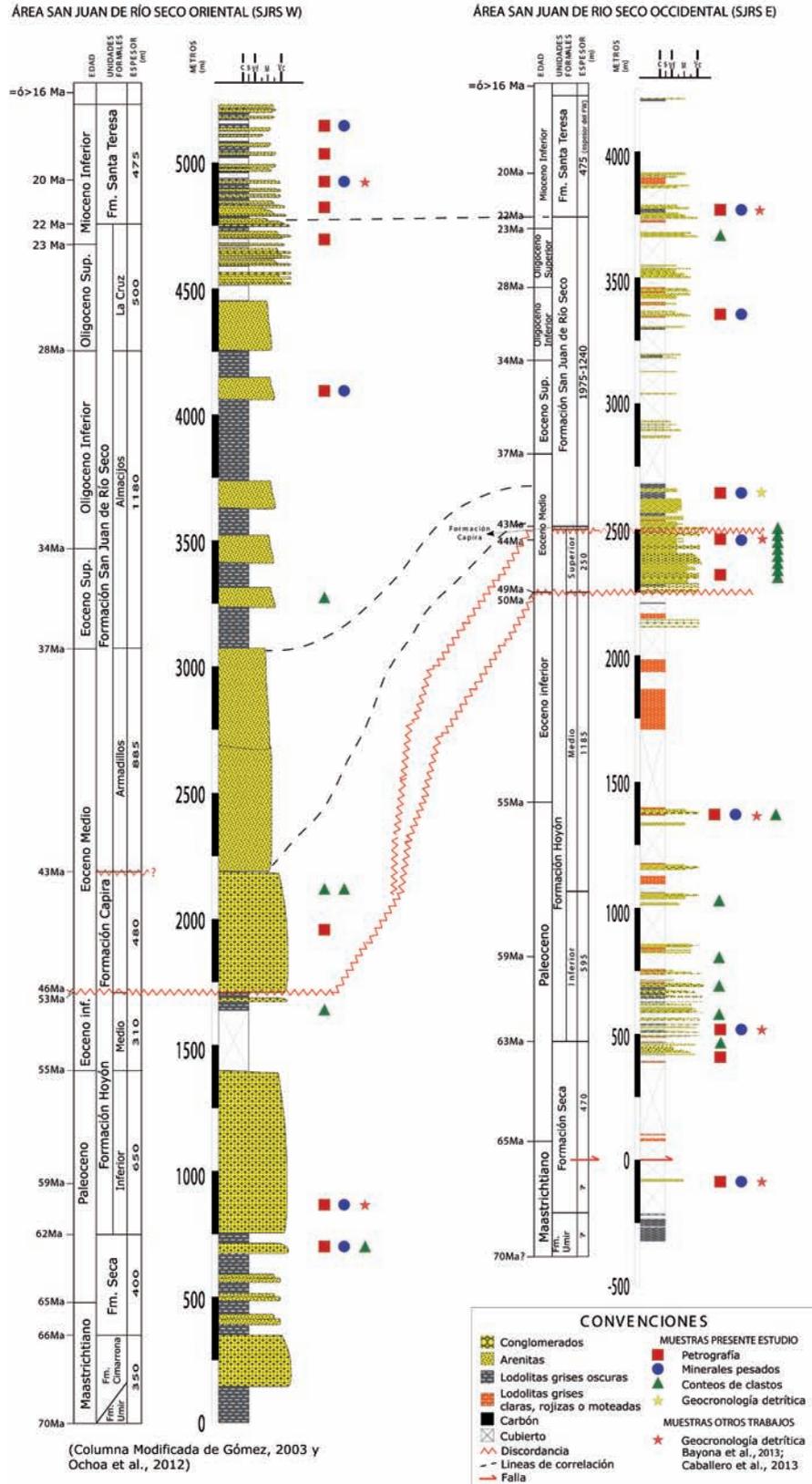


FIGURA 3. Columnas generalizadas del área de San Juan de Río Seco en sus flancos oriental y occidental.

TABLA 1. Análisis realizados en el Sinclinal de Guaduas, discriminado por áreas y flancos en la estructura.

		Áreas					
		San Juan de Río Seco		Guaduas		Chorrillo	Guaduro
		W	E	W	E	W	E
Tipo de análisis	Análisis de conglomerados	5	15	4	3	1	2
	Petrografía	9	9	-	-	8	6
	Minerales Pesados	5	7	-	-	4	4
	Geocronología de circones detríticos	-	1	-	-	3	1
Total		19	32	4	3	16	13

Las propuestas anteriores de división litoestratigráfica (Porta, 1965; 1966; Acosta, 2001; Gómez *et al.*, 2003) solo tienen en cuenta las litologías presentes en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas y hacen poca referencia a observaciones realizadas en el flanco

oriental. La presente propuesta considera los cambios laterales de litofacies y de composición de los clastos en dirección E-W y N-S, y la continuidad lateral de las discordancias existentes (FIGURA 4).

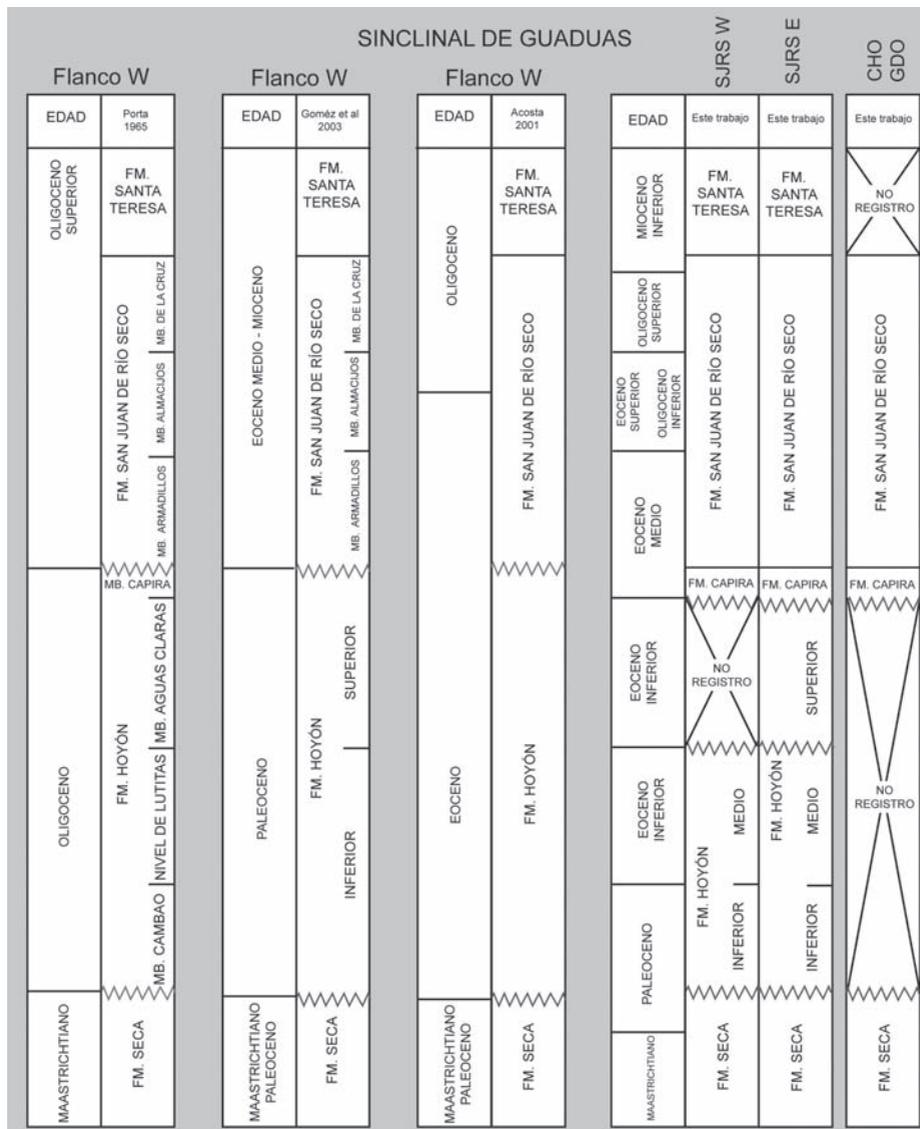


FIGURA 4. Cuadro comparativo de edades asignadas a las unidades litoestratigráficas del Sinclinal de Guaduas.

La separación de las unidades conglomeráticas tuvo en cuenta las diferencias texturales existentes entre ellas, los detalles composicionales se explicaran en las próximas secciones. La diferencia principal entre los conglomerados del Hoyón Superior con los de la Fm Capira es que los del primeros son conglomerados predominantemente cuarzosos clastosportados, generalmente en capas gruesas a medias interestratificados con arenitas de grano medio a fino, ambientalmente corresponden más a abanicos aluviales. La Fm Capira presenta conglomerados matrisoportados a clastosportados generalmente con disposición caótica y clastos angulares polimícticos asociados a ambientes de flujos hiperconcentrados que pasan a las llanuras aluviales con ríos trenzados.

Análisis de Conglomerados

En los conglomerados fueron identificadas tres categorías (TABLA 2), las cuales agrupan los siguientes tipos de fragmentos:

- Cuarzo basamento (Qbas), que agrupa todos los tipos de cuarzos de afinidad de rocas metamórficas, ígneas e hidrotermales: (rosado Qpr, lechoso Qpl, transparente Qpt y ahumado Qpa). $Qbas = Qpr + Qpl + Qpt + Qpa$.

- Fragmentos de rocas sedimentarias (Qsed+Ch) incluye los fragmentos de arenitas cuarzosas Qsed, más los fragmentos de chert (Ch= chert gris ChG y chert negro ChN).
- Por último los fragmentos de rocas metamórficas Lm.

Fueron tomadas muestras de conglomerados de las formaciones Cimarrona (1), Seca (1), Hoyón Inferior (5), Hoyón Medio (2), Hoyón Superior (6), Hoyón sin diferenciar (2), Capira (10) y San Juan de Río Seco (3). Los resultados resumidos se encuentran en la TABLA 3 y FIGURA 5.

Descripción. La fracción de cuarzo de basamento domina en la Formación Cimarrona (97%), y contrasta con la población en las unidades suprayacentes que pasan a ser más líticas, incluso con aportes metamórficos. La fracción de rocas sedimentarias aparece en las formaciones Seca, Hoyón, Capira y San Juan de Río Seco, alcanzando máximos valores en el Hoyón Inferior y Medio (28-83%), y en la Formación Capira (hasta 79%). La fracción de rocas metamórficas sólo se reporta en el flanco oriental de las tres áreas, a diferentes niveles estratigráficos, y no pasa del 27%.

TABLA 2. Categorías utilizadas para conteos, con ejemplos de texturas macro y micro.

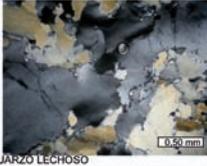
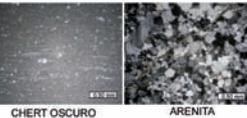
Categoría	Tipos de clastos	Fotografía clastos	Microfotografía
Qbas	Cuarzo de basamento que incluye cuarzo policristalino lechoso, ahumado, transparente y rosado		 CUARZO LECHOSO
Qsed + Ch	Cuarzo sedimentario (Líticos sedimentarios arenosos) + Chert claro y oscuro		 CHERT OSCURO ARENITA
Lm	Líticos metamórficos (esquistos y cuarcitas)		 CUARCITA

TABLA 3. Resultados individuales por análisis de conglomerados individuales (Kci: Fm Cimarrona; Kse: Fm Seca; Thoi: Fm Hoyón Inferior; Thom: Fm Hoyón Medio; Thos: Fm Hoyón Superior; Tsj: Fm San Juan de Río Seco).

Área	Formación	Qbas	Qsed+Ch	Lm
SJRS W	Tsj	84	16	0
SJRS E	Tsj	49	51	0
SJRS W	Tcap	36	64	0
SJRS W	Tcap	29	70	1
SJRS E	Tsj	31	69	0
SJRS E	Tcap	69	31	0
GUADUERO E	Tcap	80	8	12
GUADUERO E	Tcap	90	3	7
CHORRILLO W	Tcap	29	71	0
GUADUAS W	Tcap	60	38	2
GUADUAS W	Tcap	59	41	0
GUADUAS E	Tcap	16	79	5
GUADUAS W	Tcap	26	74	0
GUADUAS E	Thos	49	48	3
GUADUAS E	Thos	48	43	9
SJRS E	Thos	63	37	0
SJRS E	Thos	60	37	3
SJRS E	Thos	61	39	0
SJRS E	Thos	46	50	4
SJRS E	Thos	59	41	0
SJRS E	Thos	73	27	0
SJRS E	Thom	72	28	0
SJRS W	Thom	29	69	2
SJRS W	Thoi	17	83	0
SJRS E	Thoi	45	55	0
SJRS E	Thoi	19	54	27
SJRS E	Thoi	47	44	9
SJRS E	Thoi	21	60	19
SJRS E	Kse	44	36	20
GUADUAS W	Kci	97	3	0

El registro de conglomerados prediscordancia se limita al área de San Juan de Río Seco, excepto en el área de Chorrillo que se realizó un conteo en la Fm Cimarrona y en Guaduas al oriente con 2 conteos en el Hoyón Superior. En términos generales los conglomerados del flanco oriental son más líticos que los del occidental, es de resaltar que la fracción cuarzosa aumenta notablemente en el Hoyón Superior llegando a valores de hasta 73% en San Juan de Río Seco y 49% en Guaduas Oriental.

El registro post-discordancia inicia con la Formación Capira donde los valores de cuarzo de basamento se incrementan en dirección al flanco E hasta alcanzar valores de 69% en San Juan de Río Seco y 85% en Guaduas; en el área central (Guaduas) en dirección al oriente aumentan los líticos sedimentarios hasta alcanzar 79%. Las muestras de conglomerados de la Formación San Juan de Río Seco muestran que al flanco occidental el predominio es de cuarzo de basamento (84%) mientras en el flanco oriental el dominio es de líticos sedimentarios (60% en promedio).

Interpretación. El cambio composicional entre los conglomerados de la Formación Cimarrona con la Formación Seca, representa la aparición de fuentes nuevas tanto de rocas sedimentarias como metamórficas. Los aportes sedimentarios provienen de rocas del cretácico principalmente de la parte superior donde predominan arenitas y chert (FIGURA 6). La parte metamórfica y los cuarzos de basamento proviene de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central. Las variaciones posteriores de la parte conglomerática de las formaciones Hoyón Superior, Capira y San Juan de Río Seco representan retrabajamientos intracuenca de las unidades infrayacentes, este hecho también explicaría el relativo enriquecimiento en clastos cuarzosos en dirección al tope y hacia el oriente. La falta de clastos de calizas en los conglomerados representa que solo los niveles más superiores del cretácico fueron erodados (FIGURA 6).

Análisis Petrográfico

En la TABLA 4 se encuentra los tipos de granos encontrados y los respectivos códigos utilizados. Las especificaciones del cálculo modal y el agrupamiento de armazón y material intersticial se presentan en la TABLA 5.

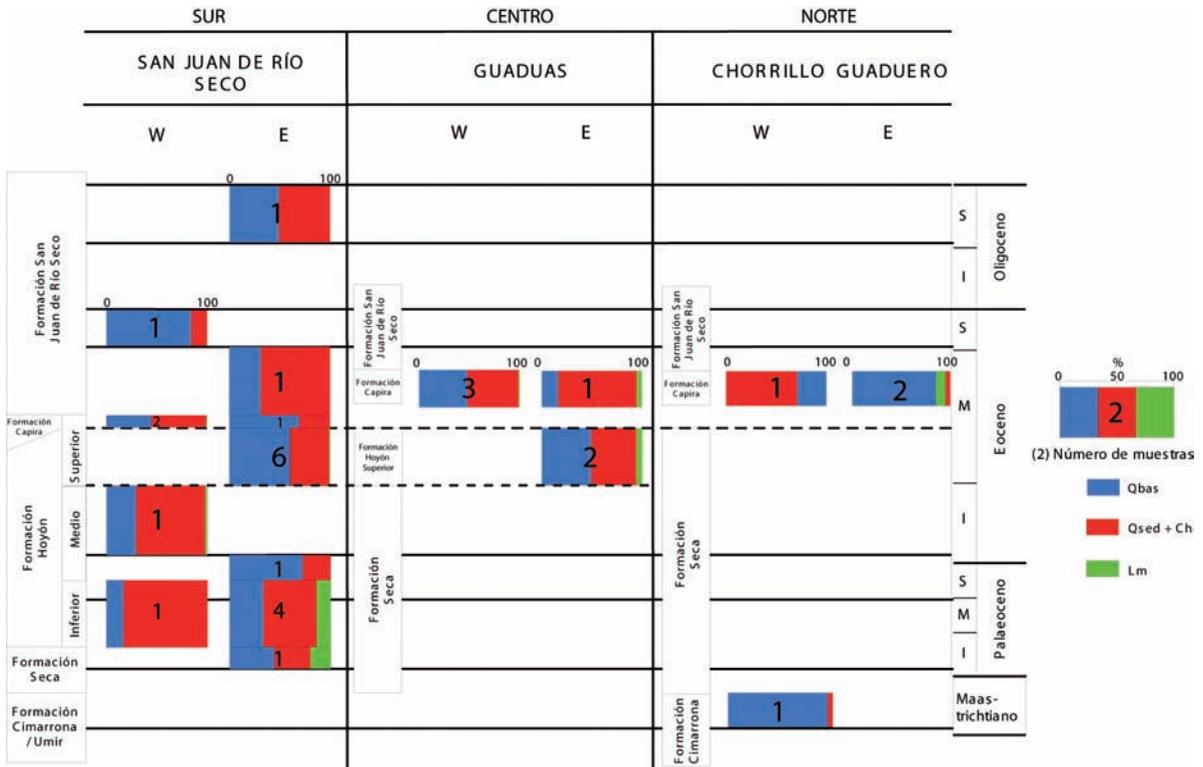


FIGURA 5. Resultados integrados de análisis de conglomerados por unidades y áreas específicas.

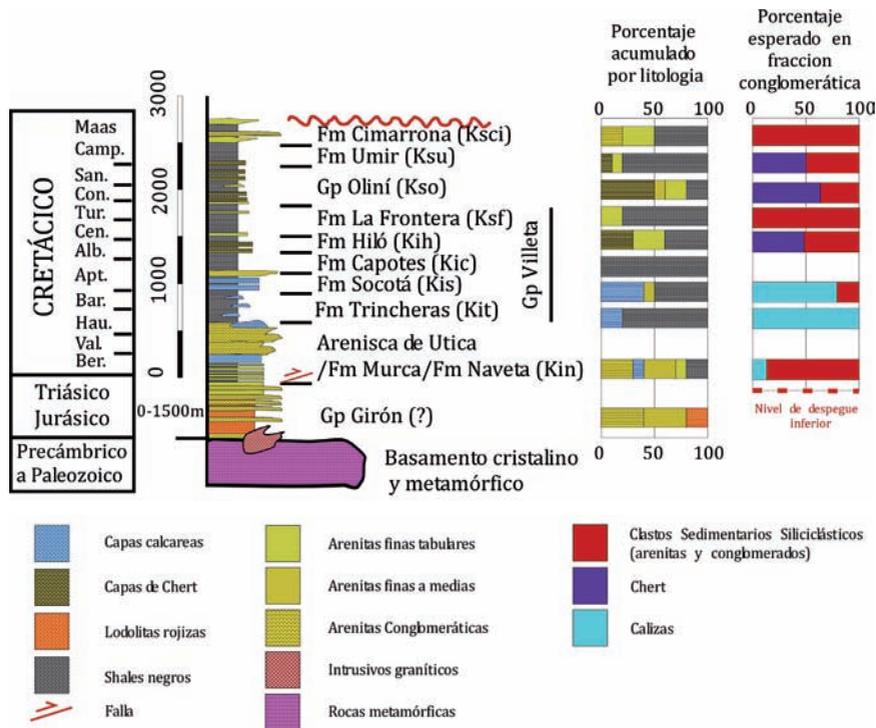


FIGURA 6. Columna generalizada de unidades pre-Cenozoicas del flanco occidental de la cordillera Oriental (Cortes *et al*, 2006), Notar en la parte derecha el cálculo cualitativo de proporción de conglomerados.

TABLA 4. Códigos utilizados en la identificación de constituyentes del armazón.

Abrev.	Nombre	Descripción
Lp	Lítico plutónico	Fragmentos ígneos de grano grueso
Lu	Lítico indiferenciado	No se hizo diferenciación de los tipos de líticos en el conteo
Mic	Micas	Biotitas, moscovitas
MP	Minerales pesados	Turmalina, circón, etc
Opac	Opacos	Oxidos, sulfuros, etc
Intsil	Intraclastos siliciclásticos	Fragmentos de clastos limosos muy similares a la matriz y por tanto difíciles de distinguir. Se consideran clastos intracuena retrabajados por pulsos de mayor energía
Intcal	Intraclastos calcáreos	Granos de micrita, más gruesos que los demás, que al tener disolución parcial dan la apariencia de cemento calcáreo en parches
Mtx	Matriz	
OrgMatt	Materia Orgánica	
CalCem	Cemento calcáreo	
SilCem	Cemento Silíceo	
FerrCem	Cemento ferruginoso	
Cem	Cemento indiferenciado	
Por	Poros	

Para cada formación se presenta a continuación la madurez textural (granulometría, redondez, calibrado, tipo de matriz), las asociaciones de grano y la porosidad tomadas en sección delgada (TABLA 6). En la TABLA 7 se encuentran los resultados normalizados de los conteos de puntos.

Descripción de las unidades pre-discordancia.

Composicionalmente las areniscas tienden a ser más inmaduras de base a tope, debido al incremento de la fracción de líticos sedimentarios. La arenisca de la

Formación Cimarrona es una sublitoarenita (FIGURA 7-A) y se caracteriza por contenidos de cuarzo monocristalinos inferiores al 50%, abundante chert y matriz calcárea. También son comunes los líticos sedimentarios e intraclastos calcáreos. Las muestras de la Formación Seca se clasifican dentro del rango de las sublitoarenitas hasta arenitas líticas y arcosas líticas (FIGURA 7-B). Estas areniscas se caracterizan por contenidos en promedio de cuarzo monocristalino del 40%, abundante chert, líticos sedimentarios oxidados, aparición de líticos metamórficos, feldespato potásico y plagioclasa. El cemento es ferruginoso. En general en el área de SJRS las muestras del flanco Oeste son más líticas con valores de Lt entre 45 y 66%, subordinadamente los feldespatos llegan al 10%. Del mismo modo al norte las muestras del área de Chorrillo (Oeste) son las que tienen mayores valores de Lt (47-63%).

TABLA 5. Especificaciones del cálculo modal.

Código	Descripción
Armazón normalizado	Total de puntos - (matriz+cemento+poros)
Armazón para QFL	Total de puntos - (matriz que incluye materia orgánica y bitumen+cemento+poros+accesorios)
Qt	% Cuarzo total= Qm+Qsed+Qpf+Qpd+Qc
Qm	% Cuarzo monocristalino
F	% Feldespatos= Fk+Pl+Fu
L	% Líticos= Ls+Lso+Lmm+Lmg+Lmc+Lv+Lp+Lu
Lt	% Líticos totales= "L"+Qsed+Qpf+Qpd+Qc
Qpf+Qpd+Lv+Lp+Lm	Líticos con afinidad al basamento
QCh+Qs	Líticos de cobertera sedimentaria cuarzosa
Ls+Lso	Líticos de cobertera sedimentaria inestable
% Armazón	(Qm+Qsed+Qpf+Qpd+Qc+Fk+Pl+Fu+Ls+Lso+Lmm+Lmg+Lmc+Lv+Lp+Lu+Mic+Chl+MP+Opaco+Intca+Intsil)*100/ (Total de puntos)
% Intersiticial	(Matriz+MatOrg+Calcem+Silcem+Fer cem+Uncem)*100/(Total de puntos)
% Porosidad	Porosidad * 100 / (Total de puntos)

TABLA 6. Características texturales de las muestras analizadas.

Unidad	Área	Tamaño de grano	Redondez	Calibrado	Total Puntos	Porcentajes totales		
						%Arm	%Ints	%Por
Santa Teresa	SJRS W	Muy fino-Limo	Subangular	Moderado	361	83,10	14,68	2,22
Santa Teresa	SJRS W	Fino a medio	Angular	Bueno	326	92,02	3,37	4,60
Santa Teresa	SJRS W	Medio	Angular	Bueno	351	85,47	6,84	7,69
Santa Teresa	SJRS W	Muy fino	Angular	Moderado	341	87,98	9,38	2,64
Santa Teresa	SJRS W	Medio a grueso	Subangular	Pobre	361	83,10	8,86	8,03
Santa Teresa	SJRS E	Medio a grueso	Subangular	Moderado	360	83,33	8,06	8,61
San Juan de Río Seco	SJRS W	Medio	Subangular	Moderado	362	82,87	16,57	0,55
San Juan de Río Seco	SJRS E	Fino a medio	Subangular	Moderado	361	83,10	13,57	3,32
San Juan de Río Seco	SJRS E	Medio a grueso	Subangular	Muy pobre	614	48,86	50,65	0,49
San Juan de Río Seco	GUA W	grueso a muy grueso	Angular	pobre	400	75,0	7,0	18,0
San Juan de Río Seco	GUA E	fino a medio	Subangular	Moderado	350	85,7	9,7	4,6
San Juan de Río Seco	GUA E	fino a medio	Subangular	Moderado	375	80,0	14,7	5,3
San Juan de Río Seco	GUA W	medio	Subangular	pobre	358	83,8	4,5	11,7
San Juan de Río Seco	GUA W	medio a grueso	Angular	pobre	343	87,5	2,3	10,2
San Juan de Río Seco	GUA W	medio a grueso	Subangular	pobre	351	85,5	12,3	2,3
San Juan de Río Seco	GUA E	fino a medio	Subangular	Moderado	505	59,4	36,2	4,4
Capira	GUA W	medio a grueso	Angular	Moderado	339	88,5	3,5	8,0
Capira	GUA W	fino a medio	Subangular	Moderado	357	84,0	15,1	0,8
Capira	GUA E	medio a grueso	Subangular	Moderado	332	90,4	3,0	6,6
Capira	SJRS W	Medio a grueso	Subangular	Moderado	338	88,76	6,51	4,73
Hoyón sup	SJRS E	Medio a grueso	Subangular	Pobre	352	85,23	5,68	9,09
Hoyón sup	SJRS E	Muy grueso-conglm	Subangular	Muy pobre	262	96,56	0,76	2,67
Hoyón med	SJRS E	Grueso-muy grueso	Angular	Pobre	346	86,71	6,07	7,23
Hoyón inf	SJRS W	Fino	Angular	Moderado	336	89,29	8,33	2,38
Hoyón Inf	SJRS E	Grueso-muy grueso	Subangular	Moderado	336	89,29	3,87	6,85
Seca	SJRS W	Fino	Subangular	Bueno	362	82,87	11,88	5,25
Seca	SJRS E	Fino a medio	Subangular	Pobre	315	95,24	3,17	1,59
Seca	SJRS E	Fino a medio	Subangular	Pobre	372	80,65	15,86	3,49
Seca	GUA W	medio a grueso	Subangular	Moderado	322	93,2	1,9	5,0
Seca	GUA W	muy fino a fino	Subangular	Moderado	517	58,0	37,3	4,6
Seca	GUA E	Fino a muy fino	Subangular	Moderado	336	89,3	8,9	1,8
Cimarrona	GUA E	medio a grueso	Angular	pobre	477	62,9	32,3	4,8

El miembro inferior de la Formación Hoyón se caracteriza por un decrecimiento en los contenidos de cuarzo monocristalino (<30%), aumento en los líticos sedimentarios y metamórficos de bajo grado, y decrecimiento gradual en el contenido de chert. Las muestras de esta unidad se clasifican como litoarenitas. En la parte media de la Formación Hoyón aumenta la madurez composicional con un incremento notable en los contenidos de cuarzo monocristalino (58 %) y de chert (13%) (TABLA 7). Los feldespatos están ausentes. La muestra se clasifica como sublitoarenita FIGURA 7-C. La Formación Hoyón Superior continúa con el aumento en la madurez composicional con valores de Qt que alcanzan entre 87 y 93%. Los feldespatos están ausentes. Las muestras se clasifican como sublitoarenitas FIGURA 7-C.

La sucesión pre-discordancia tiene su origen en orógenos reciclados. Sin embargo, algunas muestras por su mayor contenido de feldespatos insinúan leves aportes de arcos magmáticos (Formación Seca). Las arenitas de la sucesión infrayacente a la discordancia, e incluso un par de muestras de la Formación Hoyón Superior, se agrupan principalmente en los campos de sistema orogénico transicional a lítico (FIGURA 7). La sucesión infrayacente a la discordancia (formaciones Seca y Hoyón) tiene marcados aportes de fragmentos

inestables tanto del basamento como de rocas sedimentarias.

Descripción de las unidades post-discordancia. En lo que corresponde a las muestras de las Formaciones Capira, San Juan de Río Seco y Santa Teresa (FIGURA 8-A a C), composicionalmente se clasifican en su gran mayoría como Litoarenitas y Litoarenitas feldespáticas. La fracción lítica es predominantemente inestable con tendencia a rocas de basamento. Los contenidos de cuarzo monocristalino aumentan de 38 a 53% a medida que se asciende estratigráficamente. Es notorio el decrecimiento de chert y en su lugar aumentan los líticos inestables (principalmente metamórficos de bajo grado, volcánicos y plutónicos), y aumentan los contenidos de plagioclasa, la cual predomina sobre el feldespato potásico.

La fracción lítica cuarzosa de la Formación Capira alcanza un 66%, mientras en las formaciones San Juan de Río Seco y Santa Teresa tiene valores entre 5y 36%, con aumento de líticos de afinidad con el basamento. Las muestras del flanco occidental, además, describen mayores aportes del basamento que las del flanco oriental (TABLA 7). La procedencia de las formaciones Capira, San Juan de Río Seco y Santa Teresa se sitúa en un sistema orogénico transicional a cuarzoso (FIGURA 8).

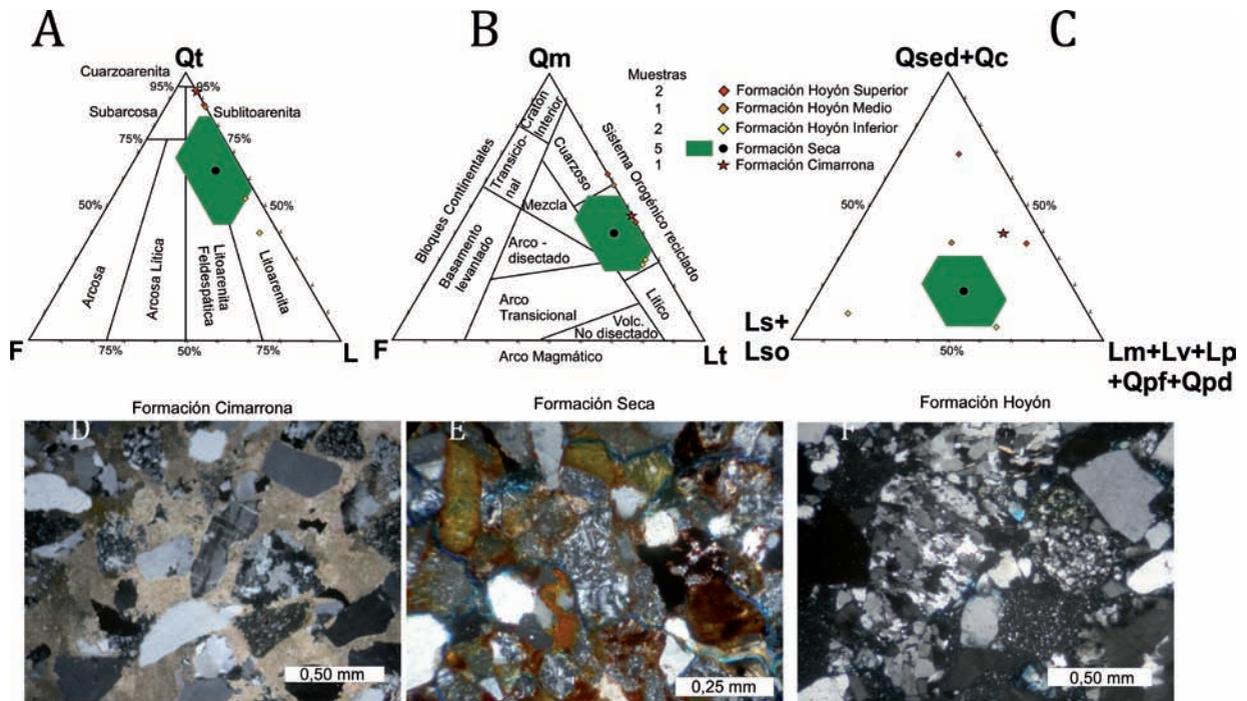


FIGURA 7. Resultados de petrografía para las formaciones Cimarrona (A), Seca (B) y Hoyón (C). En la parte inferior aparecen los triángulos de clasificación QFL (Folk 1974), procedencia QmFLt (Dickinson, 1985) y de tipos de líticos.

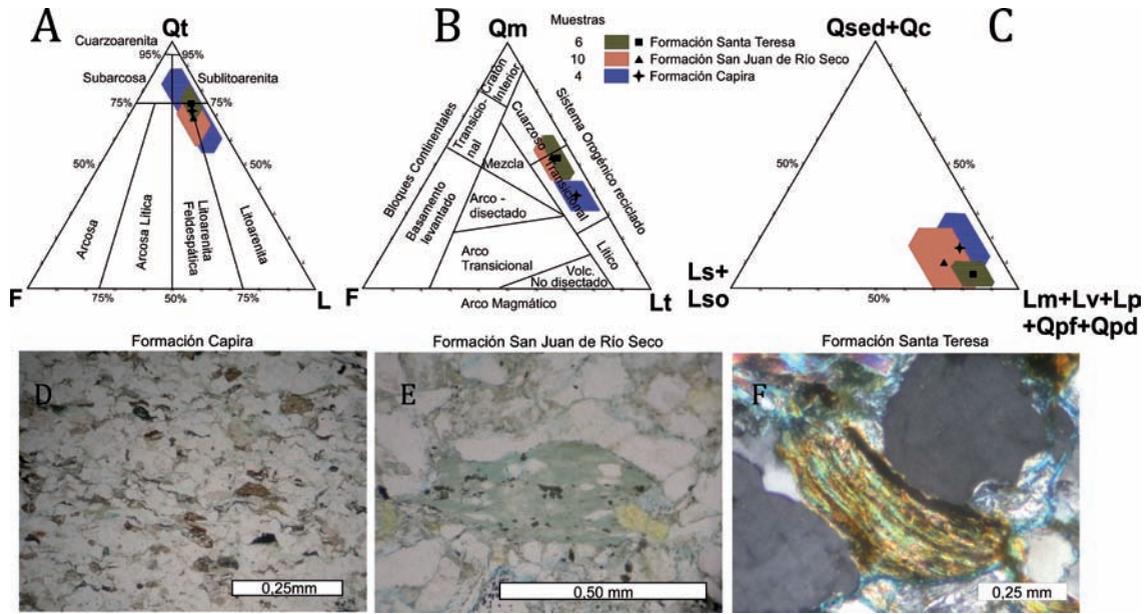


FIGURA 8. Resultados de petrografía para las formaciones Capira, San Juan de Río Seco y Santa Teresa. En la parte inferior aparecen los triángulos de clasificación QFL (Folk 1974), procedencia QmFLt (Dickinson, 1985) y de tipos de líticos.

Interpretación. Entre las formaciones Cimarrona, Seca y Hoyón se da el inicio a aportes de nuevas áreas fuente (basamento cristalino), hecho evidenciado por las apariciones de líticos (sedimentarios, metamórficos e incluso volcánicos) y feldespatos. El cambio más fuerte se da entre las formaciones Cimarrona y Seca, para posteriormente en la Formación Hoyón tener otra vez aportes más sedimentarios probablemente de retrabajamientos intracuenca. Para las unidades suprayacentes a la discordancia (formaciones Capira, San Juan de Río Seco y Santa Teresa) los aportes son más cuarzosos a medida que se asciende estratigráficamente, esto relacionado al levantamiento de fuentes al oriente (Cordillera Oriental), sin embargo los resultados de aportes líticos apuntan a fuentes de basamento con contribuciones importantes.

Comparativamente entre los flancos oriental y occidental de la estructura las diferencias más significativas se encuentran en las formaciones Seca y San Juan de Río Seco, donde generalmente el flanco con mayores aportes de líticos es el occidente, excepto en la Formación San Juan de Río Seco, donde esta unidad es más lítica al oriente.

Las formaciones Hoyón, Capira y Santa Teresa muestran comportamientos más heterogéneos que no permite claramente ver diferencias entre flancos. Es de resaltar como los aportes líticos que más predominan en la Formación Capira son de líticos metamórficos llegando a 22% en el área de Chorrillo.

Minerales Pesados

La TABLA 8 resume las características principales de los granos concentrados encontrados en la fracción accesoria de las arenitas cenozoicas estudiadas. Los resultados son resumidos en la TABLA 9 y FIGURA 9.

Descripción. La sucesión infrayacente a la discordancia tiene dominio de minerales estables y ultraestables con niveles que pueden llegar al 96%, excepto una muestra del Hoyón Inferior con 69% de inestables (zoisitas, clinozoisitas, piroxenos y clorita) (FIGURA 9). Los otros tres intervalos se identificaron en la sucesión suprayacente a la discordancia. En la Formación Hoyón Superior y la base de San Juan de Río Seco, la asociación es predominantemente estable (43%) a ultraestable (55%). Hacia el tope de la Formación San Juan de Río Seco y base de Santa Teresa la asociación cambia a inestables (epidotas, zoisitas, clinozoisitas y piroxenos) que alcanzan valores entre 77 y 92%. En el tope de la Formación Santa Teresa, los minerales ultraestables dominan de nuevo llegando a 86% (FIGURA 9).

En el área de Guaduoero los minerales pesados en la Formación Seca tienen un dominio de más del 90% de minerales estables y ultraestables (FIGURA 9). Suprayaciendo la discordancia, la asociación de minerales pesados inestables aumenta hasta 74% y varía de forma irregular siempre con presencia de granate dentro de toda la Formación San Juan de Río Seco (FIGURA 9).

TABLA 8. Descripción de las características ópticas de la mineralogía accesoria encontrada.

Mineral	Código	Descripción
Circón	Cr	Cristales de alto relieve, subeuhedrales a anhedrales a veces redondeados. Altos colores de interferencia, incoloros a amarillentos o con patinas de óxidos.No son raros cristales metamictizados e inclusiones.
Turmalina	Tur	Cristales prismáticos a irregulares, pleocroísmo marrón, a verdoso. Altos colores de interferencia
Rutilo	Rut	Cristales de alto relieve subeuhedrales a irregulares redondeados, de colores rojos a amarillos con brillo metálico y clivaje en ocasiones.
Apatito	Apa	Cristales de alto relieve, Transparentes a amarillo metálico. Formas euhedrales prismáticas a subeuhedrales subredondeadas, colores anómalos de interferencia en los granos más gruesos.
Granate	Gr	Cristales de alto relieve, generalmente de formas irregulares, incoloros a rosados. Isotrópico. Con fractura concoide.
Micas	Mic	Cristales de relieve medio, irregulares, de color marrón amarillento, birrefringencia moderada, con pleocroismo.
Epidota	Epi	Cristales de alto relieve, de formas irregulares, color verde, altos colores de interferencia, generalmente con pleocroismo débil.
Clinozoisita/ zoisita	Clz/zoi	Cristales subtabulares a irregulares, transparentes a veces con pleocroismo débil, colores anómalos de interferencia azulados.
Piroxenos	Pxo	Cristales subtabulares a irregulares redondeados, incoloros a amarillentos, generalmente pleocroicos, con clivaje incipiente, con birrefringencia baja a moderada.
Carbonatos	Carb	Cristales irregulares, transparentes, de relieve moderado, con birrefringencia muy alta.
Clorita	Clo	Cristales irregulares subredondeados, de color verde, con pleocroismo, baja birrefringencia.
Hornblenda	Horn	Cristales con relieve medio, de formas irregulares a subtabulares, de colores verdes a pardos con pleocroismo, birrefringencia moderada a baja.
Opacos	Op	Cristales opacos, generalmente irregulares a veces subeuhedrales.

TABLA 9. Resultados individuales de los conteos de puntos realizados en los montajes de minerales pesados.

Área	Unidad	Circón	Turmalina	Rutilo	Apatito	Granate	Estaurolita	Muscovita	Epidota	Clinozoisita / zoisita	Piroxeno	Hornblenda	Clorita	Carbonatos
SAN JUAN DE RIO SECO W	Santa Teresa	63,0	12,0	11,0	12,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO W	Santa Teresa	2,0	0,0	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	40,0	44,0	2,0	0,0	3,0	3,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	Santa Teresa	10,0	1,0	0,0	2,0	1,0	0,0	1,0	42,0	38,0	3,0	0,0	0,0	2,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	San Juan de Río Seco	14,0	2,0	5,0	0,0	2,0	0,0	0,0	13,0	27,0	37,0	0,0	0,0	0,0
GUADUERO	San Juan de Río Seco	12,3	4,0	7,7	0,0	2,0	0,0	0,0	24,3	15,7	34,0	0,0	0,0	0,0
CHORRILLO	San Juan de Río Seco	25,0	9,0	1,7	28,0	18,3	0,7	0,0	14,0	0,3	3,0	0,0	0,0	0,0
CHORRILLO	San Juan de Río Seco	34,7	2,0	1,7	25,3	13,3	0,0	0,0	20,3	1,7	1,0	0,0	0,0	0,0
GUADUERO	San Juan de Río Seco	30,7	2,3	4,3	0,0	2,0	0,0	0,0	6,0	23,0	31,7	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	San Juan de Río Seco	33,0	15,0	7,0	43,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
CHORRILLO	Capira	15,7	11,7	2,0	16,7	14,3	0,0	0,0	27,7	3,7	8,3	0,0	0,0	0,0
GUADUERO	Capira	57,0	9,7	9,7	0,0	9,7	0,0	0,0	13,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	Hoyón Superior	11,0	5,0	1,0	81,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	Hoyón Medio	80,0	8,0	6,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO W	Hoyón Inferior	7,3	9,0	2,7	70,3	5,3	0,0	3,0	0,7	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	Hoyón Inferior	15,7	2,7	2,7	0,0	10,0	0,0	0,0	3,0	50,3	15,7	0,0	0,0	0,0
SAN JUAN DE RIO SECO W	Seca	8,3	3,3	0,7	61,0	1,0	0,0	2,7	6,3	0,3	3,3	0,0	3,0	10,0
SAN JUAN DE RIO SECO E	Seca	76,7	12,0	7,7	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
GUADUERO	Seca	71,7	10,0	12,0	0,7	3,0	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CHORRILLO	Seca	43,7	3,7	4,3	39,0	0,7	0,0	0,3	1,3	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0

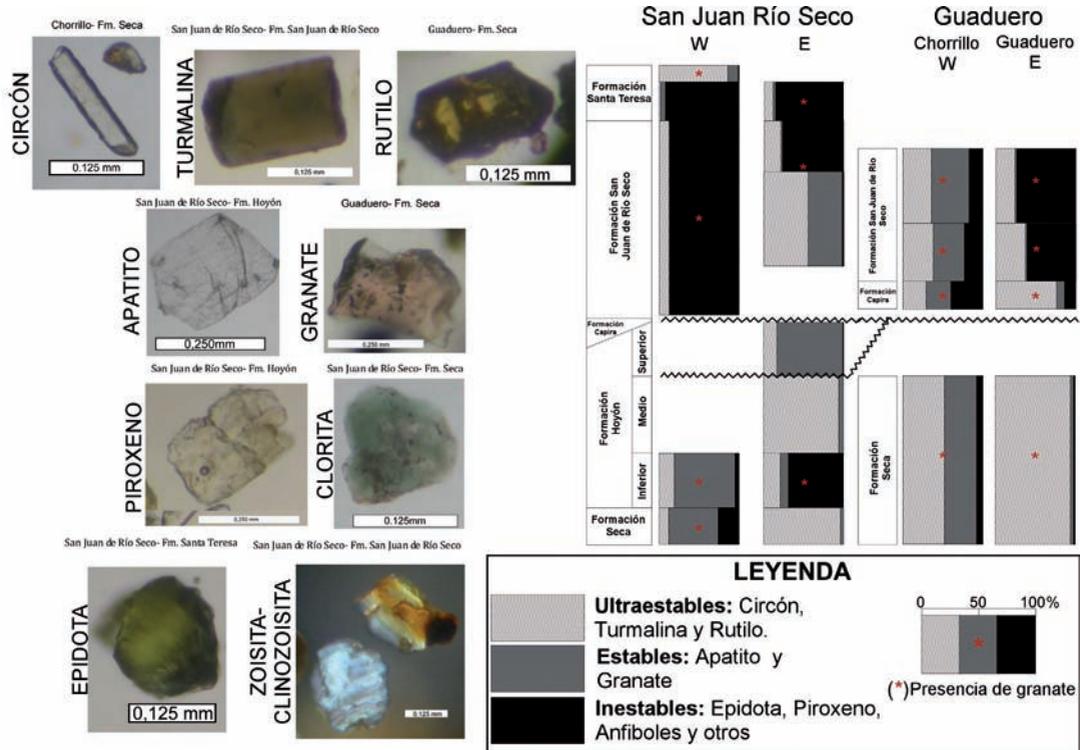


FIGURA 9. Resultados minerales pesados agrupados por categorías de estabilidad química y separados por áreas y flancos.

Interpretación. Los aportes de minerales estables (apatito y granate) junto a los aportes de minerales inestables (epidotas, piroxenos y anfíboles entre otros), denotan que fuentes del basamento aportan importantes cantidades por lo menos entre las formaciones Seca y Hoyón inferior en el área de San Juan de Río Seco y en la parte inferior de la Formación Seca en el área de Guaduas. Los retrabajamientos intracuenca de nuevo pueden ser evidenciados por el aumento de los ultraestables entre la formación Hoyón en San Juan de Río Seco y la Formación Seca en Guaduas. Para la Formación Hoyón Superior en el flanco este del sinclinal vuelven los aportes significativos de apatitos del basamento de la Cordillera Central. Para las unidades suprayacentes a la discordancia los aportes de fuentes de basamento se hacen notorios con el aumento relativo de minerales inestables y la constante presencia de granates en ambas áreas. Es de resaltar que en la parte superior de la Formación Santa Teresa se registra nuevamente un cambio en los aportes debido al incremento abrupto de los ultraestables, hecho que podría denotar francos aportes desde la Cordillera Oriental.

Geocronología detrítica

Descripción. Los datos presentados corresponden a las unidades que suprayacen la discordancia del Eoceno, las formaciones Capira y San Juan de Río Seco (FIGURA 10). En el área de Chorrillo una

muestra de la Formación Capira (FIGURA 10A) presenta un pico principal en poblaciones del Jurásico Tardío con promedio en 160 Ma, subordinadamente aparecen otras edades distribuidas entre 300 y 1900 Ma. La muestra de la Formación Capira en el área de Guaduoero (FIGURA 10B) presenta un pico principal también en el Jurásico Tardío (148 Ma en promedio), y dos picos subordinados con edades Pérmicas (278 Ma en promedio) y Precámbricas (1181 Ma en promedio).

Fueron analizadas tres muestras de la Formación San Juan de Río Seco, una en la base y dos en su parte superior. En el área de Chorrillo la muestra basal (FIGURA 10C) muestra una disminución en el pico de edades Jurásico tardío (154 Ma en promedio) y una aumento en el Pérmico (274 Ma en promedio), sin embargo este aun es subordinado al Jurásico. El tercer pico corresponde al de edades Precámbricas que en promedio es de 1173 Ma. En la muestra superior de la Fm San Juan de Río Seco en el área de Chorrillo (FIGURA 10D), aparece un nuevo pico principal con edades del Cretácico tardío (79 Ma en promedio), subordinadamente aparece el pico del Jurásico tardío (161 Ma en promedio). En el área oriental de San Juan de Río Seco la muestra tiene un pico principal en 84 Ma en promedio, aparecen además otros picos que no alcanzan cinco granos con edades aproximadas de 300 Ma y 1100 Ma (FIGURA 10E).

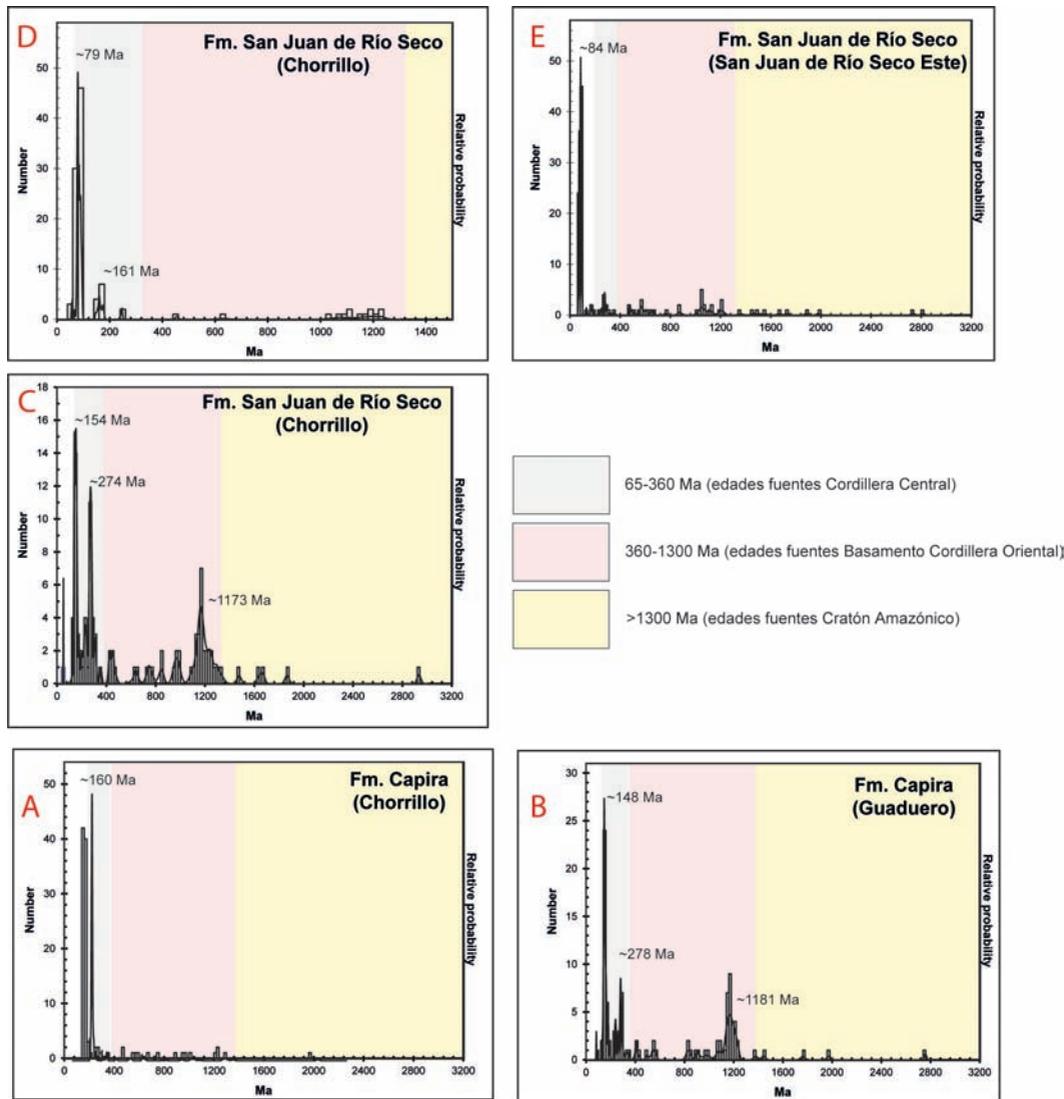


FIGURA 10. Resultados geocronología detrítica para las formaciones Capira y San Juan de Río Seco.

Interpretación. Los aportes de circones de edades cretácicas tardías pueden representar aportes al Batolito Antioqueño o rocas asociadas en la Cordillera Central. Las edades Permias y Jurásicas también corresponden a rocas de la Cordillera Central. Las poblaciones de circones entre 360 Ma y 1300 Ma pueden representar retrabajamientos de cobertura sedimentaria Cretácica, la cual a su vez recibió aportes del Basamento de la Cordillera Oriental y el Cratón Amazónico.

Las muestras de la parte superior de la Formación San Juan de Río Seco vuelven a tener un comportamiento similar al de las muestras infrayacentes a la discordancia relacionadas en la literatura (Bayona *et al.*, 2013 y Caballero *et al.*, 2013) lo cual puede

significar retrabajamiento de esas unidades previo a la erosión de intrusivos Jurásicos de la Cordillera Central. Las muestras del tope denotan ya aportes de los intrusivos Jurásicos debido a la aparición de una amplia proporción de circones de 160 Ma aproximadamente.

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Con base en los resultados de petrografía, minerales pesados, clastos de conglomerados, geocronología detrítica y el análisis de los trabajos previos se documentan en el sur del Valle Medio del Magdalena tres eventos de deformación desde el Maastrichtiano al Mioceno Medio.

El primer evento corresponde al basculamiento de la Cordillera Central y leve reactivación de fallas del flanco Oeste de la Cordillera Oriental entre 70-49 Ma, asociado a la subducción de la Placa del Caribe (FIGURA 11 A-C). Este basculamiento cortical expone rocas metamórficas e intrusivos Cretácicos y Permo-Triásicos de la margen colisional, como lo indica las poblaciones de circones detríticos de edades

75-90 Ma (intrusivos tipo Batolito antioqueño) y 230-260 Ma (Bayona *et al.*, 2013; Caballero *et al.*, 2013), los fragmentos de rocas metamórficas en las arenitas, los clastos conglomeráticos de cuarcitas, y los minerales pesados estables y ultraestables. Es decir, la delgada cobertera sedimentaria del flanco oriental de la Cordillera Central fue rápidamente erodada en el Campaniano-Maastrichtiano.

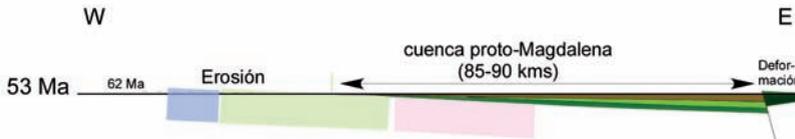
A. Campaniano: inicio deformación margen W de la Cordillera Central y acumulación post-rift hacia el Este



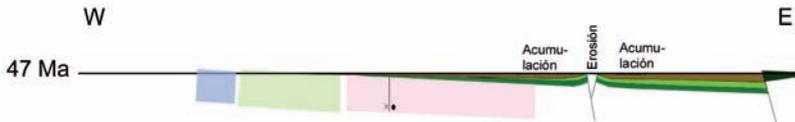
B. Maastrichtiano-Paleoceno inferior: basculamiento de la Cordillera Central, reactivación de fallas en el flanco W de la Cordillera Oriental, inicio acumulación sinorogénica en la cuenca proto-Magdalena



C. Paleoceno medio-Eoceno inferior: continua el basculamiento de la Cordillera Central y reactivación de fallas en el flanco W de la Cordillera Oriental; la cuenca proto-Magdalena alcanza su máxima extensión W-E



D. Eoceno medio: ruptura de la cuenca proto-Magdalena por fallas intra cuenca que condiciona la acumulación local; fallas de rumbo afectan el flanco Este de la Cordillera Central desplazando al norte el Batolito Antioqueño



E. Eoceno tardío-Mioceno medio: la cuenca del Magdalena es limitada al Oeste por fallas de rumbo en Cordillera Central y al Este por el avance de fallas cabalgamiento de la Cordillera Oriental

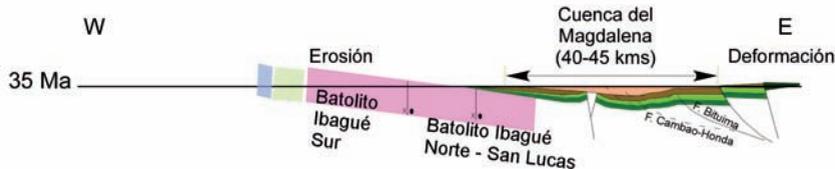


FIGURA 11. Evolución Tectono-estratigráfica desde el Campaniano hasta el Mioceno Medio.

En la cuenca del proto-Magdalena, el aumento hacia el oriente de los espesores de las unidades Maastrichtiano a Eoceno Inferior se debe al basculamiento al oriente de la Cordillera Central. Los altos que exponen cobertera sedimentaria proporcionan fragmentos sedimentarios en la cuenca y la población de circones retrabajados

de edades entre 600-2000 Ma (Bayona *et al.*, 2013; Caballero *et al.*, 2013); hacia el oriente.

La edad Paleoceno temprano del tope de la Formación Seca y Paleoceno Superior de la Formación Hoyón Medio se documenta con edades U/Pb de circones

volcánicos, mientras con bioestratigrafía (Bayona *et al.*, 2013) se tiene control de la base de la Formación Seca y de las unidades suprayacentes a la discordancia.

El segundo evento corresponde a la deformación de bloques intracuenca durante finales del Eoceno temprano y principios del Eoceno Medio (52-40 Ma) (FIGURA 11 D). La deformación ocurre a lo largo de estructuras transversales, como la Falla de Vianí y de Ibagué, así como en las terminaciones sur y norte del Sinclinal de Guaduas, y en otras estructuras transversales de alto ángulo que afectan el Sinclinal de Guaduas. Esta reactivación de estructuras transversales afecta unidades del Jurásico al Paleoceno y coincide con la disminución de actividad magmática en la Cordillera Central. La actividad estructural intracuenca condiciona el aporte local de los detritos, como se reporta en los conglomerados de la Formación Hoyón Superior en el área de San Juan de Río Seco. Las áreas fuente incluyen depósitos continentales Paleocenos derivados previamente de la Cordillera Central y rocas del Cretácico Superior derivados del cratón, como lo indica la mezcla de fragmentos de origen de basamento y sedimentarios, además de la mezcla de población de circones.

El tercer evento corresponde al efecto combinado del crecimiento de la deformación en el flanco Occidental de la Cordillera Oriental, y la denudación de intrusivos Jurásicos del flanco Oriental de la Cordillera Central por estructuras de rumbo en el flanco oriental de la Cordillera Central desde finales del Eoceno Medio (37-42 Ma) (FIGURA 11 E). Estratos de crecimiento en el flanco Oriental del Sinclinal de Guaduas registrados en la Formación San Juan de Río Seco y las unidades equivalentes en Guaduoero, registran el crecimiento de la Falla de Bituima como una estructura ciega.

La asociación de los minerales pesados inestables, el dominio de la fracción de líticos metamórficos y la población de circones de 140-160 Ma sugiere un aporte de detritos procedentes del Batolito de Ibagué, rocas metamórficas adyacentes y cobertera Paleocena. El confinamiento de la cuenca y su desconexión con la cuenca axial definen el inicio de la Cuenca del Magdalena con un sistema fluvial N-S, el cual es inundado por sistemas de lagunas en el Mioceno Temprano.

El cambio en la población de los circones de 75-90 Ma a 140-160 Ma registrados en una misma localidad la Fm. San Juan de Río Seco, y la reactivación de

estructuras transversales en el Eoceno Medio son los argumentos que favorecen la interpretación del movimiento hacia el norte de la Cordillera Central desde el Eoceno Medio. El cese de la actividad volcánica en el Eoceno temprano en la Cordillera Central y la reactivación de fallas en el flanco Oeste de la Cordillera Oriental puede estar relacionado a un cambio en el estilo de convergencia ortogonal con subducción de la placa del Caribe durante el Paleoceno, a un estilo de convergencia oblicuo a longitudinal de la placa del Caribe, sin magmatismo, durante el Eoceno.

En el Oligoceno, la convergencia ortogonal se reanuda, como lo indica la reactivación más fuerte del sistema de Fallas de Bituima y el reinicio de actividad magmática al occidente de Colombia.

DISCUSIÓN

Hasta hace poco tiempo solo se habían considerado solo las arenitas y los conglomerados para dilucidar las diferencias en cuanto a procedencia de las unidades descritas para el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. En este sentido los datos de minerales pesados y geocronología detrítica representan un gran avance en la diferenciación de las unidades del Paleógeno.

Los cambios composicionales entre las formaciones Cimarrona y Seca determinadas con los datos de análisis de conglomerados y petrografía de arenitas de Gómez y Pedraza (1994); Sarmiento (1993), sumado a lo encontrado con datos de geocronología detrítica de Bayona *et al.*, (2013), Caballero *et al.*, (2013) y los datos presentados de este trabajo (minerales pesados, petrografía de arenitas y análisis de conglomerados), apunta a fuentes de la Cordillera Central. Datos de composición de arenitas y paleocorrientes indican que la erosión puntual de rocas del Cretácico superior de la Cordillera Oriental fueron la fuente durante el Paleoceno tardío para las arenitas, sin descartar los aportes de la Cordillera Central (e.g. Hathon and Espejo, 1997; Sarmiento, 2001). Para Porta (1965) mientras en la Formación Hoyón dominan casi exclusivamente los sedimentos procedentes de la Cordillera Central, en la Formación San Juan de Río Seco la fuente que suministró los sedimentos parece que está situada al oriente, principalmente de rocas del Cretácico. En este sentido Bayona *et al.*, (2013) propone la existencia de paleoaltos intracuenca asociados a fallas transversales que estarían separando los sistemas de drenaje ya desde el Eoceno. Esta misma interpretación también es

propuesta a partir de nuestros resultados de petrografía y análisis de conglomerados.

Gracias al uso de minerales pesados junto a la geocronología detrítica se pueden determinar fuentes preferenciales en distintos periodos de la evolución cenozoica del borde occidental de la Cordillera Oriental. Concretamente el comportamiento de los minerales pesados inestables y los datos de geocronología también ayudan a proponer la migración de las fuentes hacia el norte, específicamente las asociadas al Batolito Antioqueño y la aparición de rocas Jurásicas del basamento de la Cordillera Central entre el Eoceno Tardío y el Mioceno Temprano. Este refinamiento en la resolución de las fuentes de la Cordillera Central solo es posible mediante el uso integrado de todas las herramientas de procedencia que se puedan disponer. Queda comprobado pues que la rigurosidad en la utilización de métodos integrados de procedencia permite proponer diferencias soportables con datos sobre la evolución geológica cenozoica del borde oeste de la Cordillera Oriental.

CONCLUSIONES

Los análisis de procedencia realizados en la parte sur del Valle Medio del Magdalena demostraron tener validez para determinar diferencias dentro de la estratigrafía del Sinclinal de Guaduas.

Los conteos de conglomerados en general muestran aportes de la Cordillera Central (esquistos y cuarcitas) y de la Cordillera Oriental (Líticos sedimentarios arenosos y Chert), sin embargo sus variaciones sobre todo desde la Formación Hoyón apuntan a retrabajamientos intracuenca.

La petrografía mostró que la gran mayoría de la sucesión Cenozoica proviene de sistemas orogénicos reciclados que van de transicional a cuarzoso, con fuentes mixtas entre sedimentarias y de basamento para las unidades infrayacentes a la discordancia regional del Eoceno medio y predominancia de fuentes del basamento para las unidades suprayacentes a la discordancia.

Los análisis de minerales pesados en la sucesión Paleógena permitieron diferenciar asociaciones mineralógicas, cuyos cambios pueden estar relacionados con un cambio regional en la composición del área de aporte. Son necesarios más análisis que corroboren esta hipótesis. Este cambio puede considerarse como un marcador de correlación estratigráfica con significado cronológico si se comprueba su extensión regional.

La geocronología detrítica muestra tres familias diferenciadas de circones a saber: La primera del Cretácico tardío asociada al Batolito antioqueño y rocas metamórficas intruídas, el segundo del Jurásico asociado al Batolito de Ibagué y rocas correlatas al norte y por último circones del Proterozoico asociados a las rocas sedimentarias cretácicas en las que se depositaron provenientes del Cratón de Guyana. Con base en ello podemos suponer para las distintas muestras analizadas fuentes provenientes de la Cordillera Central y Oriental con diferencias que muestran mudanzas en las fuentes a lo largo del Paleógeno.

La influencia de estructuras transversales dentro de la cuenca condicionó su evolución y los cambios faciales encontrados dentro de las unidades, ellas mismas sirvieron como estructuras intracuenca que ayudaron al retrabajamiento de los sedimentos depositados durante el Paleógeno. Dichas estructuras también condicionan los cambios en la estratigrafía propuesta.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Colombiano del Petróleo por los datos de la Consultoría en el modelamiento espacial y temporal de las unidades Paleógenas en el Sinclinal de Río Horta y Flanco Este del Sinclinal de Guaduas, y geometría de los estratos Cenozoicos y edad en rocas del Basamento en los Llanos por los datos presentados en el presente trabajo, especialmente a Néstor Moreno y Víctor Caballero. A Hernando Mahecha, Omar Montenegro, Carolina Ojeda, Carolina Ayala, Paola Montaña, Giovanni Nova y Oscar Monsalve por su trabajo en la fase de campo y análisis de las muestras. A Yohana Villafañez por su ayuda con las gráficas de geocronología. Al geólogo Roberto Terraza del Servicio Geológico Colombiano por sus invaluable comentarios en un anterior manuscrito. No menos importante, por último, fue el apoyo económico de Colciencias y la Corporación Geológica ARES para poder dedicar tiempo a la realización de esta publicación.

REFERENCIAS

- Acosta, J. 2001. Geología de la Plancha 227 La Mesa. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá
- Bayona, G., Lamus, F., Cardona, A., Jaramillo, C., Montes, C., y Tchegliakova, N. 2007. Procesos Orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia) definidos por análisis de procedencia. *Geología Colombiana*, 32: 21-46.

- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., and Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 1171-1197.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jiménez, G., Mesa, A., and Valencia, V. 2013. Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos basin; response to Caribbean – South American collision in early Palaeogene time. In: *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. (Nemcok, M., Mora, A.R., and Cosgrove, J.W. Eds.) *Journal of the Geological Society of London, Special Publication*, 377.
- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., López, C., Rojas, E., and Quintero, I. 2013: Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick skin orogens: A case study in the Magdalena Valley, Colombia. In: *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion* Nemcok, M., Mora, A.R., and Cosgrove, J.W. Eds.) *Journal of the Geological Society of London, Special Publication*, 377.
- Cardona, A., Valencia, V.A., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gehrels, G. Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G., and Ruiz, J. 2011. Early-subduction-related orogeny in the northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta Massif and Rancheria Basin, northern Colombia. *Terra Nova*, 23: 26-34.
- Cediel, F., Shaw, R., and Cáceres, C. 2003. Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. In: *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics* (Bartolini, C., Buffler R., Blickwede, J. Ed.), American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, pp.815-848.
- Colleta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, P., and Rudkiewikz, J.L. 1990. Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia), from a Balanced Cross Section. In: *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts* (Letouzey, J. Ed.), Editions Technip., Paris, pp.81-100.
- 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., and Taborda, A. 1995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79: 1421-1443.
- Cortés, M. 2004. *Evolution Structurale du Front Centre-Occidental de la Cordillère Orientale de Colombie* [Ph.D thesis]: Paris, Université Pierre et Marie Curie, 351p.
- Cortés, M., Colleta, B., and Angelier, J. 2006. Structure and tectonics of the Central Segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 437-465.
- Dengo, C.A., and Covey, M.C. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1315-1337.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, In: *Provenance of arenites* (Zuffa, G.G., ed.), Reidel, NATO, ASI Series, Dordrecht, 148, pp. 333-361.
- Dickinson, W.R., and Suczek, C.A. 1979. A Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- ECOPETROL-German Bayona Asesorías Geológicas, 2011. Contrato 5209192. Consultoría en el modelamiento espacial y temporal de las unidades Paleógenas en el flanco Este del Sinclinal de Guaduas, Instituto Colombiano del Petróleo (Reporte interno).
- Fildani, A., Cope, T. D., Graham, S.A., and Wooden J.L. 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31 (12): 1081-1084.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Co. Austin, Texas.
- Galehouse, J.S. 1969. Counting grain mounts: number percentage vs number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 812-815.
- Gómez, E. 2001. Tectonic controls on the Late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia [Ph.D. thesis]: Ithaca, New York, Cornell University, 619p.

- Gómez, E., y Pedraza, P. 1994. El Maastrichtiano de la región de Honda - Guaduas, límite norte del Valle superior del Magdalena: Registro sedimentario de un delta dominado por ríos trezados. En: Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, (Etayo-Serna, F. Ed.), Universidad Nacional de Colombia., Bogotá, Capitulo III, 20p.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., Kelley, S., and Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 115: 131-147.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., and Cardozo, N. 2005. Development of the Colombian Foreland-Basin System as a Consequence of Diachronous Exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1272-1292.
- Hathon, L., and Espejo, I. 1997. Detrital modes of Tertiary units, Central Middle Magdalena Basin, Colombia. IV Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Vol. 1., Cartagena, Colombia, pp. 150-162.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., and Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Mange, A.M., and Maurer, W.H., 1992. Heavy minerals in colour. Chapman and Hall. London, 147p.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimate, C., and Rodriguez, F. 2006. Cenozoic Contractional Reactivation of Mesozoic Extensional Structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25 (2): 1-19.
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L., Reyes, G., and Strecker, M.R. 2009. The Role of Inherited Extensional Fault Segmentation and Linkage in Contractional Orogenesis: A Reconstruction of Lower Cretaceous Inverted Rift Basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research*, 21: 111-137.
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodriguez, G., Teson, E., Ramirez-Arias, J.C., Parra, M., Mora, J.P., Quintero, I., Valencia, V., Ibañez-Mejía, M., Horton, B. and Stockli, D. 2013 Inversion Tectonics under Increasing Rates of Shortening and Sedimentation: Cenozoic Example from the Eastern Cordillera of Colombia In: *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion* (M. Nemcok, A. Mora, J. W. Cosgrove Ed.), London, Special Publications, 377.
- Moretti, I., Rodriguez, G., Mayorga, M., and Mondragon, J. 2010. Integrated exploration workflow in the south Middle Magdalena Valley (Colombia). *Journal of South America Earth Sciences*, 29: 187-197.
- Morton, A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: *Provenance of arenites*. (Zuffa G.G. Ed.). Reidel, Dordrecht, pp. 249-277.
- Morton, A.C., Whitham, A.G., and Fanning C.M. 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182: 3-28.
- Najman, Y. 2006. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews*, 74: 1-72
- Nie J., Horton, B.K., Saylor, J.E., Mora, A., Mange, M., Garzzone C.N., Basu, A., Moreno, C.J., Caballero, V., and Parra, M. 2012. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U-Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Science Reviews*, 110: 111-126.
- Ochoa, D., Hoorn, C., Jaramillo, C., Bayona, G., and De la Parra, F. 2012. The final phase of tropical lowland conditions in the axial zone of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence from three palynological records. *Journal of South American Earth Science*, 39: 157-169.
- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., and Horton, B.K. 2012. Detecting Earliest Shortening and Deformation Advance in Thrust-Belt Hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology*, 40: 175-178.
- Pindell, J., and Erikson, J. 1993. The Mesozoic margin of northern South America. In: *Cretaceous tectonics of the Andes* (Salfity J. Ed.), Vieweg, Germany, pp. 1-60.
- Porta, J. De. 1966. Geología Del Extremo Sur Del Valle Medio Del Magdalena. *Boletín de Geología, UIS*, 22-23: 1-347.

- Porta, J. De. 1965. Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo S del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología, UIS*, 19: 1-51.
- Raasveldt, H. C., y Carvajal, J.M. 1957. Mapa Geológico de la Republica de Colombia, plancha K9 (Armero) Escala 1:200000, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Sarmiento, G. 1993. Estratigrafía, palinológica y paleoecología de la Formación Guaduas (Maastrichtiano Paleoceno Colombia), *Academisch Proefschrift. Ph.D. Thesis Univ. Of Amsterdam, Amsterdam*, 192p.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., and Cloetingh, S. 2006. Mesozoic Transtensional Basin History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from Tectonic Models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 383-411.
- Sarmiento-Rojas, L.F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from Tectonic Models. *ECOPETROL-Netherlands Research School of Sedimentary Geology, Bogotá*.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics*, 19: 787-813.
- Tamayo, J., y Correa, V. 2010. Petrografía y datación de circones detríticos en las facies cuarzosas del complejo Quebradagrande (Cretácico Inferior) de la Cordillera Central. Trabajo de Grado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia
- Toro Alava, J., and Jaillard, E. 2005. Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Tectonophysics*, 399: 279– 292.
- Toussaint, J. F. 1996. Evolución Geológica de Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 227p.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. and Beltrán, A. 2011. Geochronology, Geochemistry and Tectonic Evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125: 875-896.
- Villamil, T. 1999. Campanian-Miocene Tectonostratigraphy, Depocenter Evolution and Basin Development of Colombia and Western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153: 239-275.
- Welje, G.J., and Von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.

Trabajo recibido: febrero 05 de 2013

Trabajo aceptado: abril 19 de 2013