

LA DEFORMACIÓN PRE-NEÓGENA DE LA CORDILLERA ORIENTAL DEFINIDA POR DEPÓSITOS DE ANTEPAÍS

Bayona, G.^{1,2}; Cortés, M³; Jaramillo, C.⁴; Ojeda, G.⁵; Aristizabal, J.⁶; Reyes, A.⁷

RESUMEN

Cuatro pulsos de deformación, previo al evento Andino post-Mioceno Medio, se han definido para la Cordillera Oriental a partir de la integración de modelos estratigráficos, de procedencia, estructurales y geodinámicos. Los primeros dos pulsos, de edad Maastrichtiano Tardío y Paleoceno Tardío, fueron definidos por el cambio de patrón de acumulación y procedencia de los sedimentos en la cuenca de antepaís. El tercer pulso de edad Eoceno Temprano-Medio tiene como zona de deformación el flanco occidental de la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena, generando poco espacio de acomodación hacia el este donde se acumularon las formaciones Mirador-Picacho. El cuarto pulso de edad Eoceno tardío-Mioceno Medio se documenta en la zona norte del piedemonte por estratos de crecimientos, en la zona central por el abrupto cambio de espesor de los estratos, y por el inicio de la acumulación en la zona sur de los Llanos. El modelamiento geodinámico permitió establecer tanto la posición de las cargas como su magnitud con respecto al evento de deformación Andino post-Mioceno Medio. Estos cuatro pulsos pre-Mioceno Medio deben considerarse en futuros programas de exploración minera y de hidrocarburos.

Palabras clave: cuenca antepaís, Llanos, Cordillera Oriental, historia de levantamiento

PRE-NEOGENE DEFORMATION OF THE EASTERN CORDILLERA, AS EVIDENCED BY FORELAND STRATA

ABSTRACT

Strata architecture, provenance, structural and Geodynamic analyses constrain the identification of 4 pulses of deformation, prior to the post-middle Miocene Andean pulse. Change of strata pattern of deposition and provenance in the foreland basin document the first two pulses during the late Maastrichtian-Paleocene time. In the Magdalena Valley and western flank of the Eastern Cordillera concentrated deformation of the third pulse, whereas amalgamated fluvial Mirador-Picacho sandstones accumulated in areas with low-accommodation space patterns. Late Eocene-Middle Miocene strata along the Llanos foothills and Llanos basins record, from north to south, growth strata patterns, abrupt lateral changes of thickness, and diachronous onset of deposition of synorogenic strata. Location of tectonic loads for each pulse was determined based on geodynamic modeling; this approach also allows us to quantify the amount of loading with respect to Andean tectonic loading. These four events of deformation should be considered in future hydrocarbon and mining exploration programs.

Keywords: foreland, Llanos, Eastern Cordillera, uplift history

INTRODUCCIÓN

El inicio de deformación en una cuenca de margen pasivo, como la cuenca comprendida por los Llanos y Cordillera Oriental de Colombia durante el Cretácico Superior (Cooper et al., 1995), afectó

los sistemas paleoecológicos y deposicionales, posición de áreas fuentes, patrones de distribución de sedimentos, variables climáticas (e.g., precipitación), y los procesos de migración-entrapamiento de hidrocarburos. Esta re-acomodación de los sistemas se registra tanto en las cuencas sedimentarias como

¹Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales, Balboa, Ancon, Panamá, bayonag@si.edu

²Corporación Geológica ARES, Bogotá, Colombia (Calle 57 N. 23-09 Of. 202, gbayona@cgares.org

³Nexen Petroleum Colombian Limited, Bogotá, Colombia, martin_cortes@nexeninc.com

⁴Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales, Balboa, Ancon, Panamá, jaramillo@si.edu

⁵Instituto Colombiano del Petróleo, Piedecuesta, Colombia, german.ojeda@ecopetrol.com.co

⁶ECOPETROL S.A., Bogotá, Colombia, jjaristi@yahoo.com

⁷Instituto Colombiano del Petróleo, Piedecuesta, Colombia, andres.reyes@ecopetrol.com.co

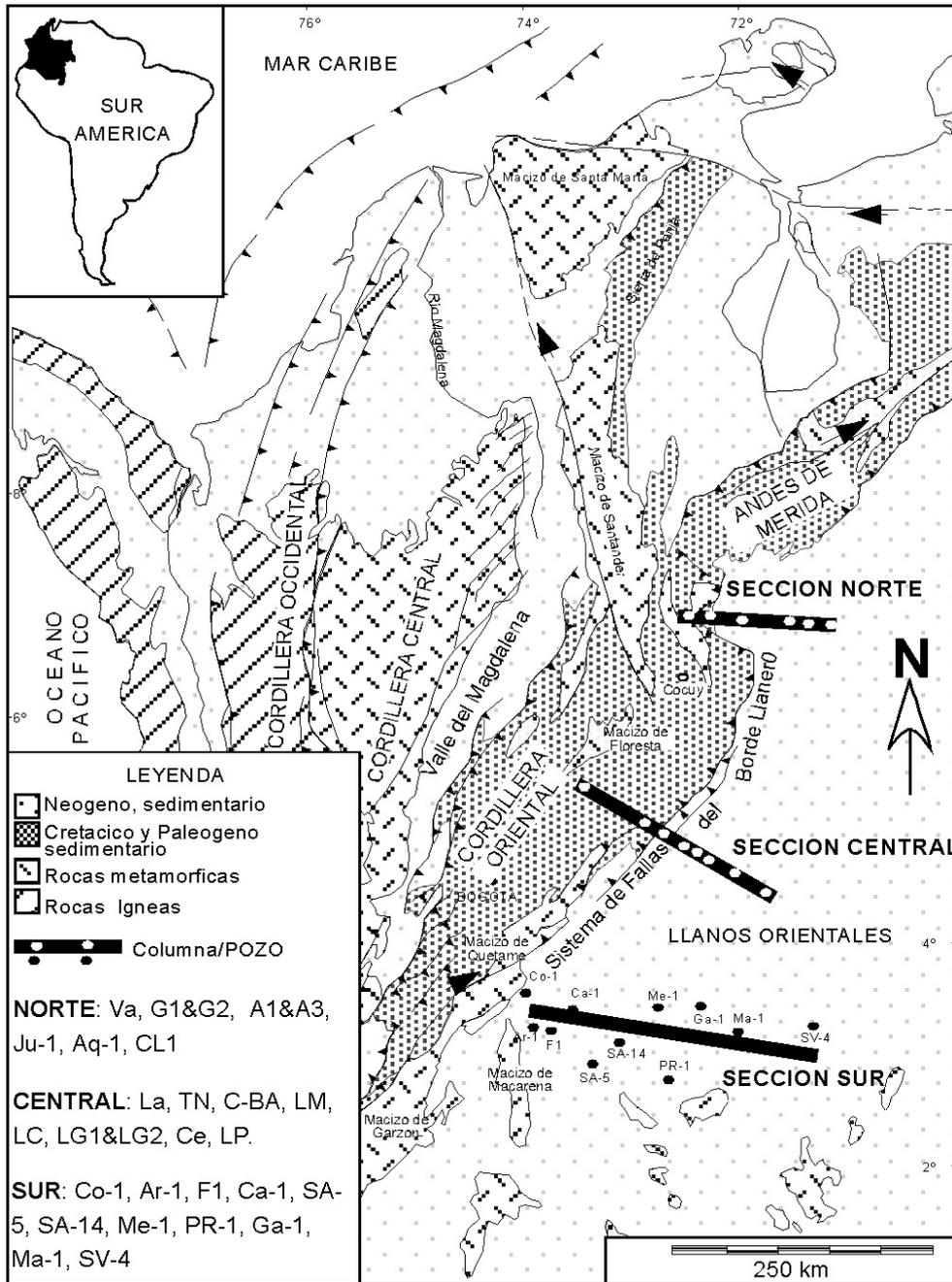


FIGURA 1. Marco geológico regional de la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales. (Modificado de Cooper et al., 1995). Localización de las tres secciones con respecto a la geometría del sistema de fallas del Borde Llanero (Guicaramo y Cobugón) y los macizos de Santander-Floresta y Quetame. Las columnas y pozos están mencionadas de Occidente a Oriente en la leyenda para las secciones Norte y Sur; estos puntos de control fueron proyectados a la línea de corte por simplicidad de la gráfica y para el modelamiento geodinámico. Detalles de las columnas y pozos se encuentran en Fajardo et al. (2000) y Bayona et al. (2006b).

en los cinturones de deformación. Investigaciones previas en los Andes del Norte (e.g., Gómez et al., 2005a) y los Andes Centrales (e.g., Horton et al., 2001) documentan indicios de deformación pre-Neógena en los depósitos de la cuenca antepaís. Por consiguiente, el levantamiento de los Andes no obedece a un único pulso y el acortamiento total es una sumatoria de eventos. El procedimiento para estimar la cantidad de acortamiento y la posición de cargas tectónicas previas al último evento de deformación depende del análisis integrado de la estructura del orógeno y de los depósitos sinorogénicos de la cuenca antepaís en modelamiento geodinámicos.

Este trabajo presenta los avances en entender los diferentes pulsos orogénicos pre-Neógenos en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia (FIGURA 1) integrando información del orógeno (evolución cinemática de estructuras, termocronología, geocronología, paleobotánica) como información de los estratos de la cuenca antepaís (arquitectura facial, análisis de secuencias, procedencia, paleocorrientes). Nuestros resultados permiten: (1) entender la geometría de los reservorios presentes en la región del Piedemonte (Bayona et al., 2006a; Jaramillo et al., en prensa), (2) explicar con modelos conceptuales y cinemáticos las variaciones de la geometría de relleno en una cuenca de antepaís (Bayona et al., 2006b, 2006c), y (3) identificar la estructuración de la Cordillera Oriental en los diferentes pulsos de deformación (Cortés et al., 2006; Ojeda et al., 2006).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL Y ESTUDIOS PREVIOS

El flanco Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia involucra unidades altamente deformadas en un cinturón de fallas y pliegues con vergencia al oriente yuxtapuestas con rocas menos deformadas de la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales. El límite estructural entre estos dos dominios es el sistema de fallas del Borde Llanero (Guicaramo y Cobugón) cuyo estilo dominante es de inversión tectónica (ver referencias en Cortés et al., 2006). La mayor incertidumbre de estos modelos estructurales es la geometría del sistema de fallas en profundidad (alto vs. bajo ángulo) y la cantidad de acortamiento a lo largo de esas estructuras. Como resultado, los

modelos propuestos indican que el ancho original de la cuenca producto de la inversión se ha acortado entre 68 a 230 km (ver TABLA 1 en Toro et al., 2004). El modelamiento geodinámico realizado en este trabajo permite validar el acortamiento estimado en nuestros cortes estructurales (ver Cortés et al., 2006; Ojeda et al., 2006).

Datos geocronológicos, termocronológicos y paleobotánicos han sustentado en forma independiente varios procesos de deformación de la Cordillera Oriental desde el Paleoceno; sin embargo, la mayoría de los datos soportan un fuerte evento de deformación post-Mioceno Medio (ver datos en Sarmiento-Rojas, 2001; Toro et al., 2004). Evidencias de deformación pre-Neógena han sido soportadas por análisis de huellas de fisión en zircones y apatitos, discordancia angulares, y dataciones de micas rellenando venas. En las unidades del Cretácico Tardío – Paleógeno se ha postulado eventos de deformación por el incremento en la proporción de líticos inestables en areniscas del Paleógeno, medidas de paleocorrientes, cambios abruptos de espesor debido a subsidencia flexural y estratos de crecimiento.

MÉTODOS

El análisis integrado de cuenca-orógeno se realizó a lo largo de dos secciones estructurales regionales, denominadas Norte y Central, y en una sección en la parte Sur de los Llanos orientales (FIGURA 1). A lo largo de estas secciones Norte y Central se elaboraron cortes estructurales utilizando información geológica de superficie, pozos y líneas sísmicas (ver detalles en Cortés et al., 2006). En las tres secciones se elaboraron correlaciones estratigráficas del Campaniano al Mioceno utilizando información de tres columnas estratigráficas de superficie, e información de ripios, núcleos y registros eléctricos de 25 pozos (FIGURA 1). La correlación estratigráfica se fundamenta en: (1) un estricto control palinológico de secciones y pozos (1272 muestras) utilizando la biozonación establecida para la cuenca de los Llanos y piedemonte (ver biozonación en Jaramillo et al., 2006) y (2) criterios de estratigrafía de secuencias en cuencas continentales de antepaís. El diacronismo de posibles superficies de correlación se presenta en Bayona et al. (2006b). Definido los intervalos

tectonoestratigráficos se realizaron análisis de subsidencia 1D y 2D, y posteriormente se procedió a los análisis geodinámicos que vinculan orógeno (geometría y posición de cargas tectónicas) con cuenca (geometría y arquitectura estratigráfica de la cuenca de antepaís). El detalle de los procedimientos para el modelamiento geodinámico está en Ojeda et al. (2006). La evolución cinemática de las estructuras del flanco Oriental de la Cordillera Oriental incluida en este trabajo se fundamenta en la integración de los modelos estratigráfico, estructural y geodinámico.

RESULTADOS DEL MODELAMIENTO ESTRUCTURAL

Las secciones estructurales Norte y Central fueron construidas en sectores donde la geometría del sistema de fallas del borde llanero difiere. La sección Norte incluye la estructuración de un paleoalto del basamento (denominado el “indenter” de Pamplona por Boinet et al., 1985), el borde Este del Macizo de Santander, y los dominios estructurales que involucran el basamento cristalino en el piedemonte. En contraste, la sección Central está ubicada en el extremo sur de una geometría saliente del cinturón de cabalgamiento y donde la Cordillera Oriental tiene su máximo ancho. En la sección Central los dominios estructurales no exponen en superficie rocas del basamento. Sin embargo, se infiere que las estructuras de la sección central involucran basamento ya que los macizos de Floresta y Quetame se localizan al Norte y Sur de esta sección, respectivamente (FIGURA 1). La configuración estructural de la sección Norte está limitada hacia el Sur por la Falla transversal de Chucarima. La configuración estructural de la sección Central esta limitada hacia el Sur por una zona transversal definida por el cabeceo del Macizo de Quetame y el cabeceo de otros pliegues en la cobertera sedimentaria.

Deformación fuera de secuencia del sistema de fallas de Guicaramo (denominada Cobugón en la sección Norte) es interpretada a partir de la relación “cross-cutting” entre estructuras en los bloques colgantes y yacentes. En la sección Central, la falla de Chameza también presenta relaciones estructurales de fuera de secuencia (Cortés et al., 2006). En la parte frontal de deformación del sistema de fallas del Borde Llanero incluye sinclinales amplios que involucran

unidades del Mioceno-Plioceno. En el Norte estos sinclinales están limitados en su flanco Occidental por fallas de retro-cabalgamiento y en sismica se observan patrones de estratos de crecimiento en rocas del Oligoceno-Mioceno Inferior. En la sección Central, por el contrario, la deformación se concentra en el subsuelo del limbo Oriental del sinclinal, y los reflectores sísmicos muestran un paralelismo no evidenciando estratos de crecimiento. El porcentaje de acortamiento calculado para las secciones Norte (37%) y Central (35%) no varía significativamente (Cortés et al., 2006).

La deformación en la cuenca de los Llanos es más notoria en la sección Norte que en la sección Central. Al Occidente de los Llanos Norte, en el campo Arauca, se observa una estructura anticlinal con evidencia de estratos de crecimiento en rocas del Oligoceno. Hacia el Oriente de la sección Norte, en el campo Caño Limón, fallas normales limitan depósitos arenosos de edad Oligoceno los cuales no están presentes en los bloques levantados de dichas fallas.

RESULTADOS DEL MODELAMIENTO ESTRATIGRÁFICO

Cinco secuencias tectonoestratigráficas se definieron para la sucesión Maastrichtiano-Mioceno, y utilizamos la sección Central como referencia (FIGURA 2). La primera secuencia (Maastrichtiano Superior-Paleoceno Inferior) se identifica en la sección Central por la presencia de areniscas conglomeráticas cuarzosas en el piedemonte y areniscas cuarzosas gruesas con abundantes ichnofósiles hacia el Occidente. Esta sucesión es suprayacida abruptamente por lodolitas ricas en materia orgánica, las cuales están más preservadas en la zonal axial de la Cordillera Oriental (Fm. Guaduas). En la sección norte y en el norte del Valle del Magdalena esta secuencia consiste predominantemente de litologías de grano fino y unidades calcáreas.

La segunda secuencia (parte superior del Paleoceno Inferior - Eoceno más Inferior) consiste de areniscas cuarzosas con estratificación cruzada que gradan en sucesiones granodecrecientes a lodolitas ricas en materia orgánica y carbón; hacia el tope se reportan areniscas sublíticas a líticas conformando geometría de canales embebidos en lodolitas grises claras a

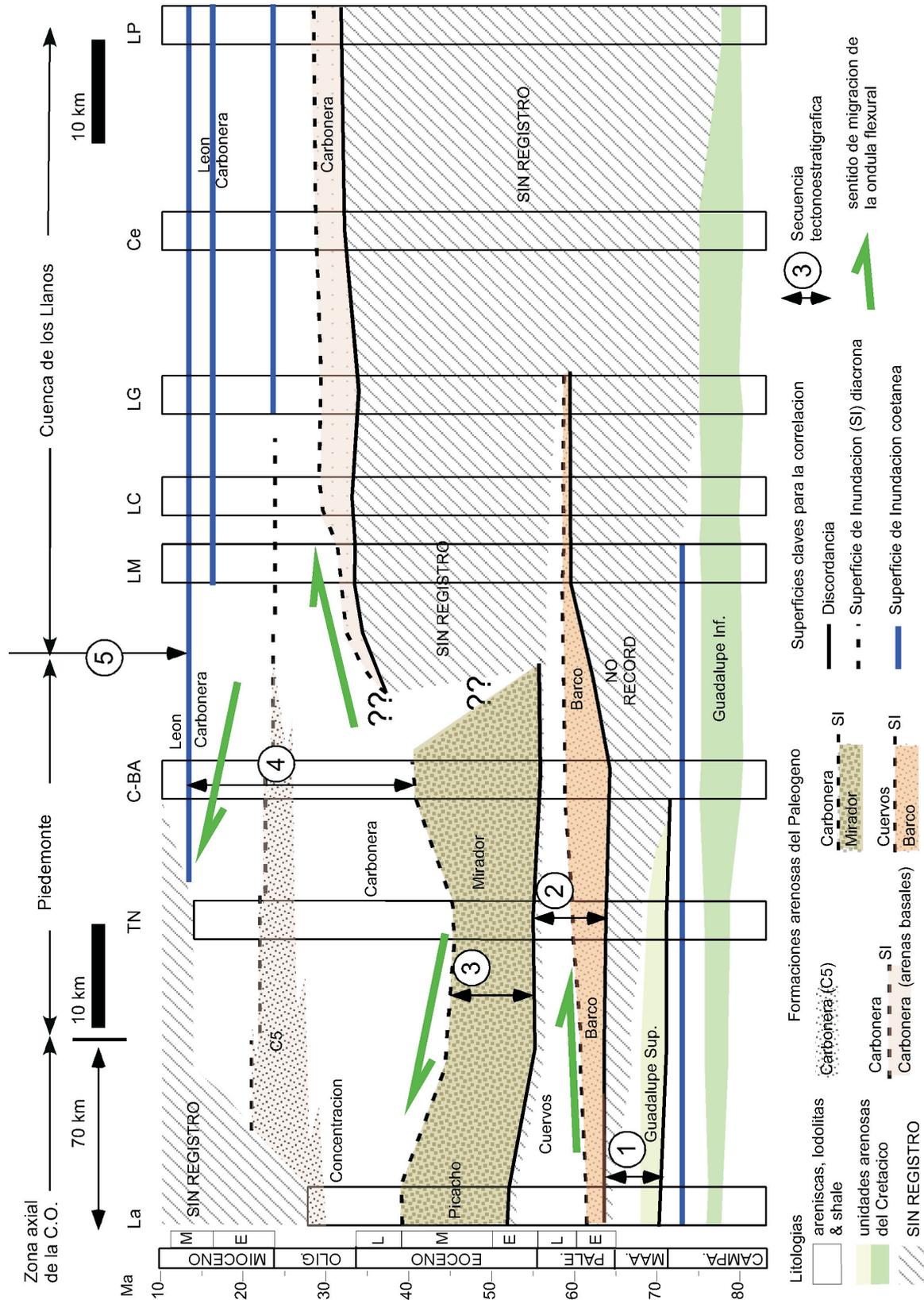


FIGURA 2. Correlación cronostratigráfica de la sección Central indicando diacronismo de las superficies de correlación, secuencias tectonostratigráficas y sentido de migración de los depósitos con respecto a la ondulá flexural. Ver Fig. 1 para localización de secciones

vari-coloreadas. La correlación cronoestratigráfica regional (e.g., FIGURA 2) indica que la sucesión de granulometría fina superior de la secuencia en la zona axial de la Cordillera Oriental (Fm. Cuervos-Socha Superior) correlaciona con la litología de areniscas de la parte inferior de la secuencia en la región de los Llanos (Fm. Barco), y hacia el Valle del Magdalena con lodolitas carbonosas y areniscas líticas (Fm. Lisama; Gómez et al., 2005b).

La tercera secuencia tectonoestratigráfica (Eoceno Inferior y Medio) es la de menor espesor (<150 m) y mayor duración (> 13 my), e incluye la principal unidad reservorio en el piedemonte. Esta tercera unidad consiste de areniscas cuarzosas conglomeráticas en la base a areniscas medias a gruesas en la parte media a superior, las cuales son más jóvenes hacia el Oeste. Depósitos de la misma edad no están registrados en la cuenca de los Llanos (Jaramillo et al., en prensa). Hacia la zona axial de la Cordillera Oriental hay mayores intercalaciones de lodolitas en la parte superior de esta secuencia (contacto Picacho-Concentración), mientras que en el Valle del Magdalena hay una sucesión de 1 km de conglomerados (Fm. La Paz) suprayaciendo en una discordancia angular a estratos del Paleoceno a Jurásico (Restrepo-Pace et al., 2004; Gómez et al., 2005b).

La cuarta secuencia tectonoestratigráfica (Eoceno Superior a Mioceno Medio) presenta variaciones abruptas de litología en su parte inferior, mientras las sucesiones superiores son más homogéneas. En la zona axial de la Cordillera Oriental y Piedemonte Llanero, así como en los Llanos Norte, predominan las litologías de grano fino con abundante materia orgánica (base Fm. Carbonera). Por el contrario, en los Llanos de la sección Central y en la sección Sur, areniscas cuarzosas localmente conglomeráticas suprayacen la discordancia y gradan abruptamente a unidades lodosas. El conformismo entre las lodolitas y areniscas, sumado a la información palinológica, indica que estos depósitos son más jóvenes hacia el Oriente (Jaramillo et al., en prensa; Bayona et al., 2006b). Sucesiones granocrecientes con areniscas sublíticas y subarcólicas suprayacen estos estratos tanto en la zona axial de la Cordillera, el Piedemonte y en la cuenca de los Llanos. La parte más superior de esta secuencia está preservada en el piedemonte y los Llanos, y consiste en sucesiones granodecrecientes. Este cambio en patrón de acumulación vertical sugiere

un dominio de ambientes deltaicos-lacustres hacia la base y de sistemas fluviales hacia el tope, con aporte de clásticos derivados de la Cordillera Oriental y del escudo de Guyana.

La quinta secuencia tectonoestratigráfica inicia con un registro regional en la cuenca de los Llanos y el Piedemonte Oriental de lodolitas grises con leves incursiones marino-estuarinas. Este evento de inundación es más joven hacia el Occidente (Bayona et al., 2006b) y tiene mayor proporción de arenas hacia el Oeste (Cooper et al., 1995) y Norte (Fajardo et al., 2000). Suprayaciendo este evento de inundación se encuentra un sistema progradante de areniscas, conglomerados y lodolitas de colores claros, cuyo mayor espesor se registra al Oriente del sistema de fallas de Guicaramo y hacia el Norte de los Llanos. La procedencia de estos depósitos es netamente de la Cordillera Oriental y la edad de estos se deduce por su posición estratigráfica como Mioceno Superior-Plioceno.

RESULTADOS DEL MODELAMIENTO GEODINÁMICO

Perfiles de subsidencia 1D efectuados en las secciones de la zona axial de la Cordillera Oriental, piedemonte y llanos guiaron la selección de intervalos de tiempo con patrones de subsidencia similares. Este procedimiento permitió además calcular el espesor decompactado/compactado de cada sección por intervalo de tiempo para así construir los modelos flexurales 2D que se resumen a continuación (ver detalles en Ojeda et al., 2006).

Dos modelos geodinámicos fueron considerados en este estudio. El primer modelo consideró una cuenca de antepaís continua desde el Valle del Magdalena hasta la cuenca de los Llanos como producto del levantamiento en la Cordillera Central para las primeras dos secuencias tectonoestratigráficas y una rigidez uniforme de la litosfera (e.g., Gómez et al., 2005a). El resultado de este modelamiento sugiere que las cargas tectónicas en la Cordillera Central no son suficientes para generar subsidencia tectónica en el sector de los Llanos. Por el contrario, el segundo modelo que considera cargas tectónicas en la zona axial de la Cordillera Oriental (Fallas de Soapaga-Pesca) durante el Maastrichtiano y flanco oriental de la Cordillera (Falla de Chameza)

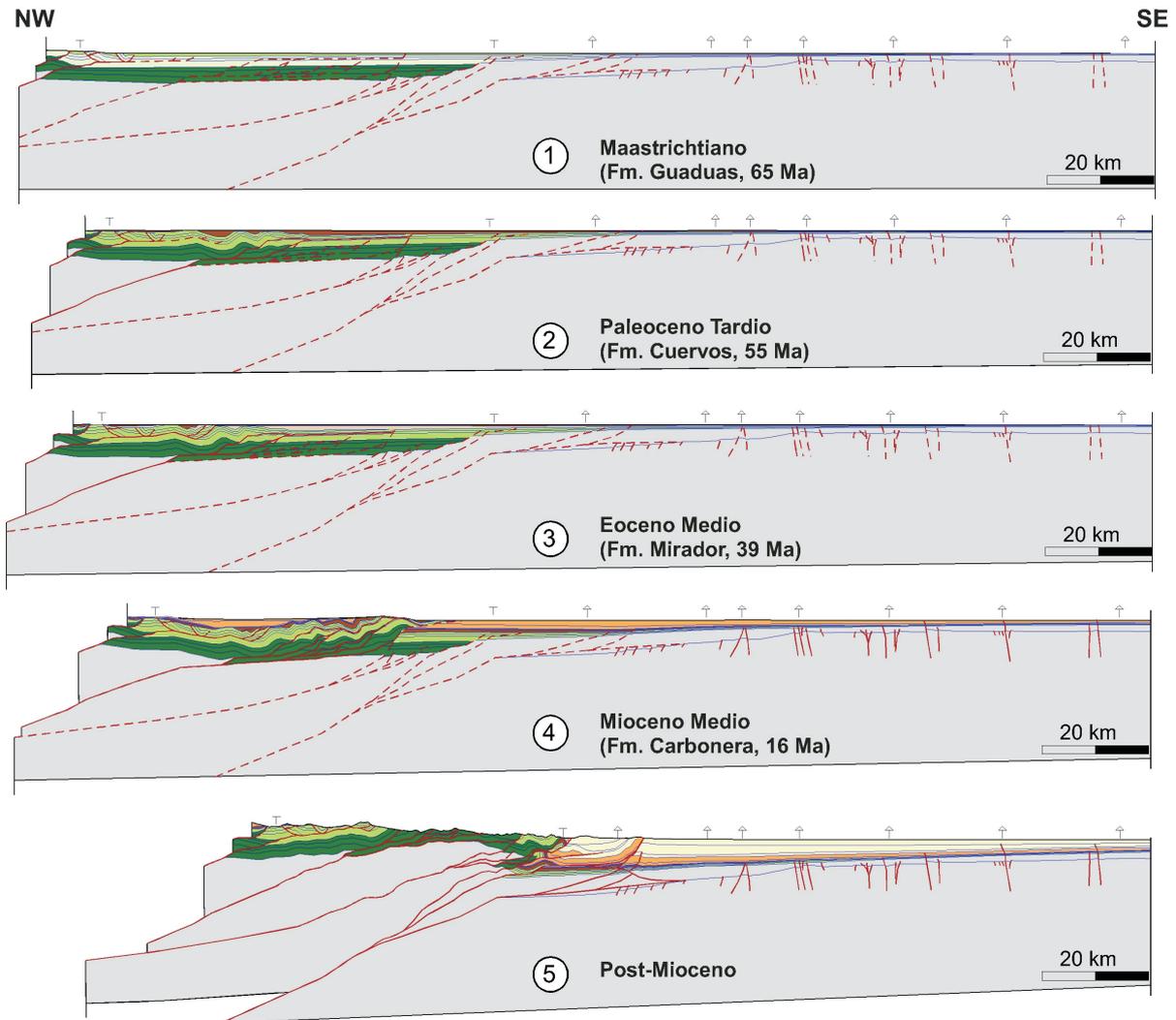


FIGURA 3. Evolución cinemática del flanco Oriental de la Cordillera Oriental a lo largo de la sección Central. Cada pulso de deformación, numerados de 1 a 5, corresponde a una secuencia tectonoestratigráfica y es representado en su fase final. Las fallas activas se representan como líneas continuas.

y variaciones laterales de la rigidez de la litosfera si reproducen la subsidencia tectónica observada en el piedemonte y los Llanos. Este segundo modelo es coherente con la presencia de bloques levantados que suministran fragmentos líticos inestables registrados en la segunda secuencia tectonoestratigráfica.

El modelo geodinámico permitió además estimar la altura de cargas tectónicas y su posición para cada

secuencia tectonoestratigráfica. Para las primeras dos secuencias se sugieren cargas con alturas menores a 3 km con una posición inicial en la zona axial y migrando posteriormente hacia el flanco Oriental de la Cordillera. Para la tercera secuencia es necesario cargas tectónicas menores a 2 km en el flanco Occidental de la Cordillera Oriental y Valle del Magdalena, y cargas menores en la zona axial. Para la cuarta secuencia se necesitan cargas con alturas de 3-6 km cubriendo la zona axial

de la Cordillera hasta la región del piedemonte, con un patrón de migración hacia el Oriente de las cargas tectónicas. El último evento de deformación (fase Andina) tiene cargas tectónicas con alturas entre 10-11 km que cubren el ancho de la Cordillera Oriental.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El pulso de deformación post-Mioceno oscurece la definición de los eventos previos de deformación, los cuales son identificados en este estudio con el análisis de la cuenca antepaís integrado con modelamiento estructural y geodinámico de cuenca-orógeno. Con este procedimiento se definieron al menos 4 pulsos de deformación Maastrichtiano - Mioceno Medio (FIGURA 3) a lo largo de dos secciones estructurales (secciones Norte y Central) y una línea de correlación estratigráfica en el Sur de los Llanos. Estos pulsos controlaron el relleno, composición y geometría de la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales, y de estratos presentes hoy en día en la zona axial de la Cordillera Oriental y el piedemonte Llanero.

Los primeros dos pulsos son de edad Maastrichtiano y Paleoceno Tardío, los cuales están identificados en dos secuencias tectonoestratigráficas limitadas a la base por depósitos cuarzosos de grano grueso y al tope por litologías de grano fino, carbón y presencia de líticos en las areniscas. Las cargas tectónicas de estos pulsos avanzaron hacia el Este desde la zonal axial de la Cordillera, como lo evidencia edades de huellas de fisión y desarrollo de fallas normales por flexura. El tercer pulso de edad Eoceno Inferior-Medio se identifica por la presencia de canales amalgamados producto de la baja subsidencia en el piedemonte y zona axial asociada a cargas tectónicas hacia el Valle del Magdalena. Similar a la migración de cargas tectónicas, la segunda secuencia tiene su máxima extensión en la cuenca de los Llanos, mientras estratos del tercer pulso no se registran en la cuenca de los Llanos. El cuarto pulso de deformación de edad Eoceno Superior-Mioceno Medio se concentró principalmente en el flanco oriental y alcanzó regiones del piedemonte, como lo evidencia estratos de crecimiento en la sección norte, huellas de fisión en apatito en la sección central, y las edades más jóvenes hacia el este del “onlap” de las areniscas basales en la sección Sur.

REFERENCIAS

Bayona, G., Cortes, M., Aristizabal, J. J., Jaramillo, C., Ojeda, G., Reyes-Harker, A., Rueda, M., y Villamarin, P. (2006a). Pinch Out of Upper Cretaceous-Oligocene Reservoir Units in the Llanos Basin of Colombia: a Result of Flexural Deformation in a Broken Foreland?, 2006 AAPG Annual Meeting Abstract Volume, Houston, 8 p.

Bayona, G., Reyes-Harker, A., Jaramillo, C., Rueda, M., Aristizabal, J. J., Cortes, M., y Gamba, N. (2006b). Distinguishing Tectonic Versus Eustatic Flooding Surfaces in the Llanos Basin of Colombia, and Implications for Stratigraphic Correlations, IX Simposio Bolivariano Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, 13 p.

Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., y Ojeda, G. (2006c). Constraining Pre-Middle Miocene Andean Deformation based on Foreland Basin Geometry and Geodynamic Modeling: A case from the Northern Andes, Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 38, N° 7, 346 p.

Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., y Vargas, R. (1985). Le poinçon de pamplona (Colombie): un jalon de la frontière meridionale de la plaque Caraïbe: Bulletin Societe Geologique de France, Vol. 8, pp. 403-413.

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., y Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: America Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 79, pp. 1421-1443.

Cortés, M., Aristizabal, J. J., Bayona, G., Ojeda, G., Reyes, A., y Gamba, N. (2006). Structure and Kinematics of the Eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia from Balanced cross-sections and forward modelling, IX Simposio Bolivariano Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, 14 p.

Fajardo, A., Rojas, E., Cristancho, J., y Consorcio G&G Going System, L. (2000). Definición del Modelo estratigrafico en el Intervalo Cretaceo Tardío a Mioceno Medio en la Cuenca Llanos Orientales y Piedemonte Llanero.: Informe Final, Ecopetrol S.A. - Instituto Colombiano del Petroleo.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R. W., y Cardozo, N. (2005a). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes: Geological Society of America Bulletin, Vol. 117, pp. 1272-1292; doi: 10.1130/B25456.1.

Gómez, E., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., y Kelley, S. (2005b). Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 117, N° 5/6, pp. 547–569; doi: 10.1130/B25454.1.

Horton, B., Hampton, B. y Waanders, G. (2001). Paleogene synorogenic sedimentation in the Antiplano plateau and implications for initial mountain building in the Central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 113, N° 11, pp. 1387-1400.

Jaramillo, C., Rueda, M., Torres, V., Parra, F., Rodríguez, G., Bedoya, G., Santos, C., Vargas, C., y Mora, G. (2006). Palinología del Paleógeno del Norte de Suramérica: un acercamiento a la cronoestratigrafía de las Cuencas del Piedemonte y Llanos de Colombia, IX Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 8 p.

Jaramillo, C., Rueda, M., Bayona, G., Santos, C., Florez, P., y Parra, F. in press. Biostratigraphy Breaking Paradigms: The Absence of the Eocene Mirador Formation in the Eastern Llanos of Colombia, *SEPM Special issue*.

Ojeda, G., Bayona, G., Pinilla, J., Cortés, M., y Gamba, N. (2006). Subsidence and Geodynamic Analysis of the Llanos Basin: Linking Mountain Building and Basin-Filling Processes, *en IX Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Cartagena, Colombia., 12 p.

Restrepo-Pace, P., Colmenares, F., Higuera, C., y Mayorga, M. (2004). A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia - Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping, *en* McClay, K., ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, AAPG Memoir 82, pp. 598-613.

Sarmiento-Rojas, L. F. (2001). Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from tectonic models: Bogotá, *ECOPETROL-Netherlands Research School of Sedimentary Geology*, 295 p.

Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Flonch, N., Le Cornec-Lance, S., y Sassi, W. (2004). Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold and thrust belt, Colombia, *en* Swennen, R., Roure, F., and Granath, J. W., eds., *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series*, pp. 79– 115.

Trabajo recibido: marzo 16 de 2007

Trabajo aceptado: mayo 5 de 2007