

**CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DEL  
SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE MEDINA (COLOMBIA),  
DURANTE LA DEPOSITACIÓN DEL GRUPO GUAYABO.**

**ISAID QUINTERO ARÉVALO**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2010**

**CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DEL  
SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE MEDINA (COLOMBIA),  
DURANTE LA DEPOSITACIÓN DEL GRUPO GUAYABO.**

**ISAID QUINTERO ARÉVALO**

**Tesis presentada para optar al título de:  
Magíster en Geología**

**Director (UIS)**

**Msc. Jorge Eduardo Pinto Valderrama**

**Codirector (ICP)**

**Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2010**

## **DEDICATORIA**

Este trabajo está dedicado a mi madre quien ha sido un apoyo muy influyente en el desarrollo de mis estudios desde el más primario hasta el más reciente, y quiero brindarle parte de los futuros frutos que genere durante mi desempeño profesional como agradecimiento a todos sus esfuerzos que tanto me han favorecido. También dedico este trabajo a mis hermanos y a mi padre, e igualmente a mis amigos.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mis agradecimientos a los promotores de la formación de la Maestría en Geología de la UIS puesto que han abierto una gran ventana para el desarrollo de nuestra institución. Agradezco al Instituto Colombiano del Petróleo por su apoyo económico en la realización del proyecto de la Maestría y a la Escuela de Geología por su diligencia en la realización de este convenio UIS-ECOPETROL que finalmente capitalizara en la formación académica de sus primeros magísteres.

En cuanto a lo académico quiero agradecer a Andrés Roberto Mora por facilitar de muchas formas la realización de mi tesis e igualmente a Jorge Pinto por imprimirle un excelente nivel al escoger en tan gran parte una buena plantilla de profesores que finalmente nos guiaran durante proceso de aprendizaje. Quiero agradecer también a los compañeros de la maestría por sus valiosos aportes en discusiones académicas y por el ambiente de amistad generado.

## CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	17
2. ANTECEDENTES .....	21
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	21
2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL .....	27
3. METODOLOGIA.....	35
4. RESULTADOS .....	40
4.1. ANÁLISIS DE FACIES.....	40
4.1.1. FORMACIÓN CARBONERA .....	40
4.1.2. GRUPO GUAYABO .....	47
4.2. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	51
4.2.1. SEÑAL COMPOSICIONAL DE LA GLAUCONITA.....	56
4.2.2. SEÑAL COMPOSICIONAL DE LA GLAUCONITA- FELDESPATO .....	63
4.2.3. SEÑAL COMPOSICIONAL FELDESPATO-ARCILLA.....	66
4.2.4. SEÑAL COMPOSICIONAL CHERT-LÍTICOS METAMÓRFICOS 67	
4.2.5. SEÑAL COMPOSICIONAL LÍTICOS CON CHERT .....	70
4.3. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES .....	70
4.3.1. TENDENCIAS DE PALEOFLUJO NORESTE.....	70
4.3.2. TENDENCIA DE PALEOFLUJO ESTE .....	73
4.3.3. TENDENCIA DE PALEOFLUJO NOROESTE .....	75
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	76
5.1. VENTANAS DE EROSIÓN Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE DURANTE EL MIOCENO: IMPLICACIONES CINEMÁTICAS. ....	76
5.2. VENTANAS DE EROSIÓN Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE DURANTE EL LÍMITE MIOCENO- PLOCIENO: IMPLICACIONES CINEMÁTICAS.....	81
6. BIBLIOGRAFÍA.....	84

<b>ANEXO 1. TABLAS DE RECALCULOS DE PORCENTAJES EN LA FRACCIÓN LITICOS Y FELDESPATO .....</b>	<b>91</b>
---	-----------

## TABLA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la cuenca de Medina en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental, entre las fallas de Guaicaramo al Este y la Falla de Tesalia al Oeste.....	20
Figura 2. Mapa de estructuras cenozoicas en Colombia. BPB: Bloque Panamá-Baudó, SR: Sutura de Romeral, FSL: Falla Servitá-Lengupá, FS: Falla de La Salina, FBS: Falla de Bucaramanga Santa Marta, FO: Falla de Oca, VM: Valle del Magdalena, CO: Cordillera Oriental, CC: Cordillera Central, COC: Cordillera Occidental.....	22
Figura 3. Mapa geológico de la cuenca de Medina mostrando estructuras como la falla de Guaicaramo (FG), el sistema de fallas de Tesalia (FT), Sinclinal de Nazareth (SN), Sinclinal del Río Amarillo (SA) y el Anticlinal del Guavio (AG). ....	28
Figura 4. Esquema estratigráfico regional que muestra en la Cuenca de Medina una respuesta a la variabilidad tectónica en las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo.....	33
Figura 5. Distribución bimodal de flancos de artesas representados estereográficamente.....	36
Figura 6. Columnas estratigráficas de las formaciones Carbonera y Guayabo Inferior en tres secciones ubicadas en la parte sur de la cuenca de Medina.....	41
Figura 7. Localización de Columnas estratigráficas de las formaciones Carbonera y Guayabo Inferior.....	42
Figura 8. Fotografías de las estructuras sedimentarias y geometrías de cuerpos litológicos que identifican a los miembros C5 a base de C1 de la Formación Carbonera. (A) Secuencias estratocrecientes (Se1 y Se2) de cuerpos arenosos del C5. (B) Secuencia de cuarzoarenitas con intercalaciones de arcillolitas con estratificación y laminación ondulosa del C5. (C) Ondulitas asimétricas mostrando la orientación de la corriente en el Miembro C3. (D) Estructuras Burrows verticales dentro del Miembro C3. (E) Laminación Flaser (áreas mostradas) dentro del Miembro C3. ...	43
Figura 9. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de cuerpos litológicos dentro del intervalo de transición de ambientes estuarinos a fluviales en la base del	

Miembro C1 de la Formación Carbonera. **(A)** Estructuras burrows verticales dentro de arcillolitas grises claras. **(B)** Cuerpos lenticulares muy gruesos de hasta 7 m de cuarzoarenitas con superficies erosivas basales sobre el fondo arcilloso. .... 45

Figura 10. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de estratos en facies del Miembro C1 de la Formación Carbonera. (A) Capas de cuarzoarenitas con geometría lenticular y superficie basal erosiva. (B) Intercalaciones de capas lenticulares de cuarzoarenitas y capas de arcillolitas-limolitas moteadas. (C) Capa gruesa de cuarzoarenitas con estratificación cruzada en artesa (resaltada en recuadro) e intraclastos de carbón. .... 46

Figura 11. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de estratos en las facies de la Formación Guayabo Inferior. (A y B) Canales de arenitas y arenitas conglomeráticas que reflejan bifuración en un ambiente de ríos trezados. (C) Canal profundo de arenitas con superficies erosivas, infrayaciendo un nivel de limolitas grises preservadas en medio reductor. (D) Concentraciones ferruginosas en material retrabajado por bioturbación. (E y F) Canal de arenitas conglomeráticas con presencia de intraclastos de arcillolitas y clastos de carbón. .... 49

Figura 12. Fotografías de facies sedimentarias de la base de la Formación Guayabo Superior. (A) Intercalaciones de arcillolitas, conglomerados carentes de matriz y arenitas, con superficie basal no erosiva en los conglomerados. (B y C) Facies de conglomerados de guijaros con superficies basales erosivas. (D) Facies de conglomerados de guijaros y bloques con matriz. .... 50

Figura 13. Fotografías en lámina delgada de arenitas de las formaciones fuentes de la Cuenca de Medina. (A) Arcosarenitas de la Formación Plaeners con alto contenido de glauconita representado por las tonalidades verdes. Los feldespatos presentan tinción amarilla. (B) Cuarzoarenita de la Formación Arenisca Dura con presencia de glauconita y feldespato. (C y D) Lítico de filitas (Fi) y pizarras (Pi) contenidas en arenitas de la Formación Los Cuervos. A, B y C son fotos en nicoles paralelos, mientras D está en nicoles cruzados. .... 52

Figura 14. Mapa geológico del área de Medina mostrando las tres transectas muestreadas para el análisis petrográfico de arenas. .... 53

Figura 15. Clasificación de las rocas de las formaciones Carbonera y León en sublitoarenitas de acuerdo a la clasificación según Folk. El diagrama solo muestra el percentil superior del cincuenta porciento.....	54
Figura 16. Clasificación de las muestras colectadas de las formaciones Guayabo inferior y base de Guayabo Superior en sublitoarenitas y litoarenitas de acuerdo a la clasificación según Folk.....	55
Figura 17. Fotografías de arenitas glauconíticas dentro del Grupo Guayabo. (A y C) Granos de glauconita verde de una misma muestra en nicoles paralelos y cruzados. (B y D) Acercamiento a granos de glauconita mostrando en nicoles cruzados su aspecto de agregado moteado verdoso. (D y E) Sublitoarenita con alto contenido de glauconita de variedad parda y algunos alterados en nicoles paralelos y cruzados. ....	57
Figura 18. Perfiles composicionales que muestran las tendencias de los minerales y líticos indicadores de ventanas de erosión durante el Mioceno temprano-Plioceno de la cuenca de Medina. ....	59
Figura 19. Modelo de la evolución de la distribución de la señal glauconítica dentro de la Cuenca de Medina. (A) Primer estado de propagación de las arenas glauconíticas con restricción hacia sectores distales en los perfiles Maya y Gazaunta durante el depósito de la parte media del C1. (B) Segundo estado de propagación de las arenas glauconíticas hacia los sectores anteriormente no cubiertos, lo cual ocurre cuando la carga tectónica a incrementado y ampliado la depozona del bajo flexural. ....	62
Figura 20. Fotografías de sublitoarenitas de la Formación Guayabo Inferior que contienen feldespato y líticos con feldespatos. (A y B) Clasto de feldespato como un grano monomineral en nicoles paralelos y cruzados, presenta tinción amarilla para feldespatos. (C y D) Clasto de limolita con feldespato bordeada por clastos de cuarzo en nicoles paralelos y cruzados. La flecha indica un clasto de feldespato tamaño limo incluido en el lítico. ....	64
Figura 21. Fotografías de lámina delgada de sublitoarenitas de la Formación Guayabo Inferior con lítico de arcillolita parda sobrepresionadas por granos de cuarzo en nicoles paralelos (A) y cruzados (B).....	66

Figura 22. Fotografías de sublitoarenitas de la Formación Carbonera con contenido de líticas metamórficas y chert. (A y B) Lítico de filita sobrepresionadas por cuarzo aledaños. (C) Lítico de pizarra. (D) Cuarzo Foliado. (E y F) Líticos de chert.....	69
Figura 23. Diagramas de rosas mostrando direcciones preferenciales en las paleocorrientes en las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo. Los patrones sombreados corresponden a una misma familia de paleocorrientes de gran extensión en la cuenca, mientras que los claros pertenecen a una familia restringida a la parte noroeste. La última roseta del Guayabo Superior registra el levantamiento del flanco este del Sinclinal de Medina.....	71
Figura 24. Fotografías de ripples asimétricos en el Miembro C3 indicando una dirección de flujo. (A) Afloramiento con presencia de ripples. (B) Dirección de flujo Noreste en un ripple. ....	72
Figura 25. Tendencias de paleoflujo registrados en la Formación Carbonera de la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en los miembros C8-C6. (B) Paleoflujos en los miembros C5-C2. SN: Sinclinal de Nazareth, AG: Anticlinal del Guavio, SA: Sinclinal del Río Amarillo, FT: Falla de Tesalia-Lengupá y FG: Falla de Guaicaramo. Estas abreviaturas funcionan para los mapas de las figuras 26 y 27.....	73
Figura 26. Tendencias de paleoflujo registrados en la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en el miembro C1. (B) Paleoflujos en la Formación León.....	74
Figura 27. Tendencias de paleoflujo registrados en la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en la Formación Guayabo Inferior. (B) Paleoflujos en las formaciones Guayabo Superior y tope del Guayabo Inferior.....	74
Figura 28. Fotografías de estructuras sobre las cuales se midieron paleocorrientes con tendencias hacia el Este. (A) Relleno de canal en la Formación Guayabo Inferior. (B) Artesa de fondo de canal en el Miembro C3. ....	75
Figura 29. Representación gráfica de la deformación en la cuenca de Medina durante el Mioceno medio, límite Mioceno-Plioceno y presente. (A) cuenca de Medina del Mioceno medio con una sola fuente en unidades que comprende el Grupo Guadalupe, ya ha sido erosionado llas formaciones Barco, Los Cuervos y el Mirador. (B) Cuenca de Medina en el límite Mioceno-Plioceno con una nueva fuente agregada con la	

formación del Anticlinal del Guavio. (C) Cuenca de Medina en el presente convertida en una depozona de tope de cuña..... 82

**TABLA DE ANEXOS**

**ANEXO 1. TABLAS DE RECALCULOS DE PORCENTAJES EN LA  
FRACCIÓN LITICOS Y FELDESPATO ..... 91**

## RESUMEN

TITULO: CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE MEDINA (COLOMBIA) DURANTE LA DEPOSITACIÓN DEL GRUPO GUAYABO\*

**Autor:** ISAID QUINTERO ARÉVALO\*\*

**Palabras Clave:** Cuenca de Medina, Anticlinal del Guavio, Falla de Guaicaramo, paleocorrientes, procedencia.

### CONTENIDO:

Este trabajo muestra un estudio de la evolución de la deformación que experimentó la cuenca de Medina, ubicada en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental, durante el intervalo Mioceno-Plioceno, basado en el análisis de indicadores de actividad tectónica tales como las paleocorrientes y la procedencia de sedimentos. Su desarrollo está impulsado por la necesidad de conocer la temporalidad del inicio de la actividad de la Falla de Guaicaramo que es la principal generadora de estructuras como el Anticlinal del Guavio y los sinclinales de Nazareth y el Río Amarillo, con el fin de establecer relaciones con la temporalidad de eventos de generación de Hidrocarburos.

El objetivo del trabajo es visualizar en el tiempo tanto la evolución del crecimiento del orógeno al oeste de la cuenca como el ingreso de la Falla de Guaicaramo hacia el antepaís. Desde el análisis de paleocorrientes en ondulitas y artesas, y estudios de procedencia en arenas dentro de las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo, se determina la existencia de dos patrones de flujo durante el Mioceno, de los cuales un patrón de flujo hacia el Noreste tiene un predominio regional en las partes distales transportando sedimentos de unidades fuentes en el suroeste que aún no habían sido expuestas en el orógeno cerca a la cuenca; mientras que otro flujo hacia el Este es un poco más restringido hacia las partes proximales, evidenciando el descapotamiento de unidades del cretácico en el orógeno. Este régimen de drenaje es invertido durante el límite Mioceno-Plioceno convirtiéndose en un flujo hacia el Oeste-Noroeste, evidenciando el levantamiento del Anticlinal del Guavio.

Estos resultados permiten concluir que el inicio de la actividad de la Falla de Guaicaramo tuvo lugar durante el intervalo límite Mioceno-Plioceno, y que el orógeno presenta un levantamiento diacrónico de las unidades en sentido norte.

---

\* Tesis de Maestría

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama. Codirector: Andrés Roberto Mora Bohórquez

## ABSTRACT

TITLE: CINEMATIC EVOLUTION OF THE DEFORMATION STRUCTURES OF THE NORTH PART OF THE MEDINA BASIN (COLOMBIA) DURING THE DEPOSITION OF THE GUAYABO GROUP \*

**Author:** ISAID QUINTERO ARÉVALO\*\*

**Keywords:** Medina Basin, Guavio Anticline, Guaicaramo Fault, paleocurrents, provenance.

### CONTENTS:

This work shows a study of the evolution of the deformation that underwent the Medina Basin, located in the east foothill of the Cordillera Oriental, during of the Miocene-Pliocene interval, by means of analysis of the indicators of tectonic activity such as the paleocurrents and the sediments provenance. Its performance is based in the need of knowing the temporality of the Guaicaramo Fault which is the responsible of the formation of structures such as the Guavio Anticline, and the Nazareth and Rio Amarillo synclines, in order to establish relations with the temporality of the events of expulsion of hydrocarbons.

The objective of this work is to determine in the time both the evolution of the growing of the orogen located to the west of the basin and the coming of the Guaicaramo Fault to the foredeep. From analysis of paleocurrents in trough cross stratification and ripples mark, and studies of sandstones provenance within the Carbonera and León formations and the Guayabo Group, is determined the existence of two flow path during the Miocene, which a flow path toward Northeast has a regional prevailing in the distal parts bringing sediments of sources units located in the southwest that even have not been exposed in the orogen near basin. This drainage regime is reversed during Miocene-Pliocene limit interval becoming to a flow toward west-northwest, showing the lifting of the Guavio Anticline.

These results allow concluding that the onset of the activity of the Guaicaramo Fault took a place during Miocene-Pliocene limit interval, and the orogen shows a diachronism in the lifting of the source units in north sense.

---

\* Master Thesis

\*\* Faculty of Physical-Chemical Engineering. Geology Department. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama. Co-director: Andrés Roberto Mora Bohórquez

## 1. INTRODUCCIÓN

Un sistema de Cuenca de antepaís se describe como una zona elongada con capacidad para acomodar sedimento, la cual se forma en la corteza continental entre un cinturón orogénico contraccional y un cratón estable, en el marco de una zona de colisión océano-continente o continente-continente (DeCelles y Giles, 1996). Estos sistemas tienen forma de un prisma adelgazado tanto hacia el cinturón orogénico como hacia el cratón estable, y comprende cuatro depozonas que mencionadas desde el orógeno hacia el cratón son la depozona de tope de cuña que se ubica encima de la cuña orogénica, de bajo flexural y alto flexural que se localizan en la zona no deformada adyacente a la cuña (DeCelles y Giles, 1996).

Los sistemas de cuencas de antepaís son el escenario apropiado para descifrar la evolución espacio-temporal de una cuña orogénica debido a que son la respuesta flexural de la corteza continental ante la carga tectónica y el peso de los sedimentos sintectónicos, generados por incorporación progresiva de escamas de cabalgamientos dentro de un cinturón orogénico. Los sedimentos sintectónicos depositados en estos sistemas se disponen en diferentes arquitecturas faciales permitiendo deducir eventos de migración de depozonas en cualquier sentido tanto hacia el antepaís como hacia el orógeno. Este concepto es clave para definir eventos de deformación episódica en la cuña orogénica puesto que las alternancias en el sentido de migración de depozonas permiten definir eventos de quiescencia tectónica o fuerte descarga erosional y propagación de la cuña hacia el antepaís (Flemings and Jordan, 1990).

Además del análisis de la evolución de la arquitectura facial en el tiempo, existen elementos más detallados en los sedimentos sintectónicos, a los cuales se les denominan indicadores tectónicos, que permiten descifrar la temporalidad de la actividad en escamas de cabalgamientos, tales como la primera señal composicional, el incremento en la tasa de sedimentación, el

arribo del frente de gravas y direcciones de paleotransporte (Jones et al, 2004). La primera señal composicional de un grano detrítico, perteneciente a una nueva litología expuesta, provee el mejor indicador del inicio del levantamiento tectónico en un área fuente (Jones et al, 2004), a pesar de que puedan existir algún retardo en el comienzo de la erosión de un cinturón orogénico dependiendo de factores como el tipo, espesor y estructura de las rocas, los patrones de drenajes y el clima (DeCelles, 1988; Willgoose et al., 1991; Beaumont et al., 1992; DeCelles et al., 1995; Tucker & Slingerland, 1996; Braun & Sambridge, 1997; Paola & Swenson, 1998).

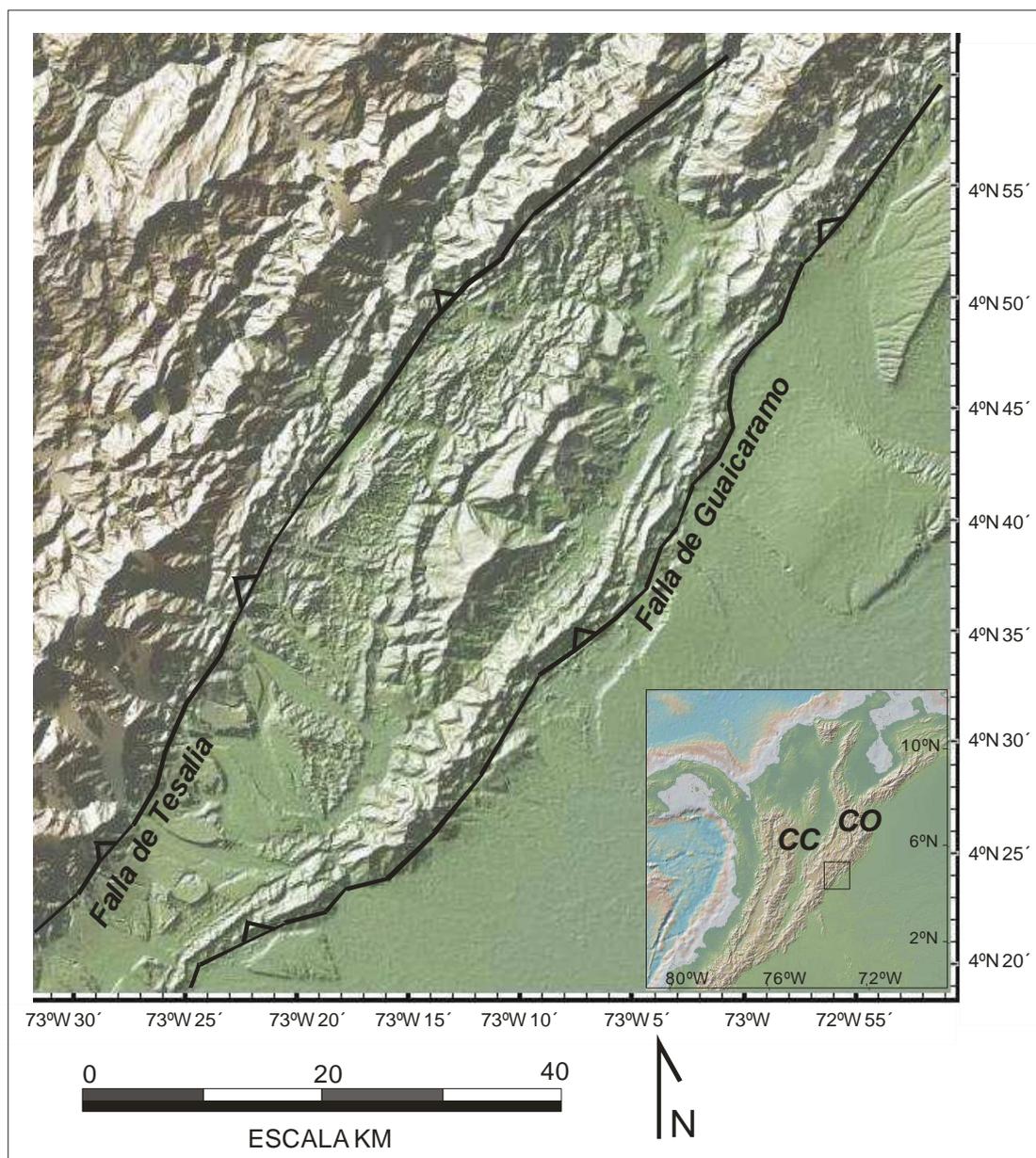
El incremento en la tasa de sedimentación y el arribo del frente de gravas no tienen una distribución tan amplia en la cuenca, comparados con la primera señal composicional (Jones et al, 2004). El incremento en la tasa de sedimentación funciona como indicador tectónico únicamente dentro de la amplitud media flexural de la cuenca, debido a que en distancias mayores a este intervalo las señales de subsidencia más tempranas no alcanzan a ser detectadas. Por otro lado, el alcance del frente de gravas solo se presenta en las partes más proximales de la cuenca y dependerá de la proporción de gravas en el sedimento transportado y de las tasas y geometría de subsidencia.

El análisis de las direcciones de paleotransporte permiten identificar variaciones sustanciales en la dirección del flujo causada por cambios en la pendiente asociada con actividad tectónica (Jones et al, 2004). El uso de este indicador es bastante efectivo para relacionar el inicio de la formación de estructuras (fallas, sinclinales y anticlinales) dentro de un intervalo estratigráfico en el marco de la depozona de tope de cuña, mediante cambios en las direcciones de paleoflujo hacia el orógeno y alineaciones paralelas a ejes de estructuras, permitiendo identificar la temporalidad de la incorporación desde una antigua depozona de bajo flexural hacia una joven depozona de tope de cuña durante la propagación de la cuña orogénica hacia el antepaís.

La antigua depozona de bajo flexural del sistema de cuenca de antepaís de los Llanos Orientales ha sido bien estudiada desde el análisis de la secuencia sintectónica de la Cuenca de Medina (Parra et al, 2010), utilizando herramientas como el análisis arquitectural de facies, comportamiento de las paleocorrientes, variaciones en las tasas de sedimentación, procedencia de gravas y relación de estratos de crecimiento, las cuales han permitido definir la temporalidad del evento tectónico que generó la carga necesaria para formar el bajo flexural como espacio de acomodación y el respectivo suministro de sedimentos. Otro enfoque se ha realizado desde el análisis termocronológico de bajas temperaturas en diferentes sectores de la Cordillera Oriental permitiendo identificar migración episódica del frente orogénico hacia el antepaís (Mora et al, 2008; Parra et al., 2009b). A pesar de conocerse la mayor parte de la evolución espaciotemporal del avance de la cuña orogénica en la cuenca de Medina, aun no se ha descifrado la temporalidad de la deformación correspondiente a la Falla de Guaicaramo que esta directamente relacionada a la transformación de una cuenca de bajo flexural a una cuenca de tope de cuña.

En este trabajo se descifra el comportamiento de los patrones de drenajes durante el intervalo Mioceno-Plioceno de la Cuenca de Medina (Figura 1), que como indicador tectónico permitirá reconocer tanto el régimen de paleocorrientes asociados al desarrollo de la cuenca de bajo flexural, como los paleoflujos relacionados a la historia temprana de una cuenca de tope de cuña en el área de Medina. Se correlacionan datos de paleocorrientes distribuidos dentro de la secuencia sintectónica de las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo a lo largo de toda la cuenca, para luego definir zonaciones de patrones de flujo a través del registro estratigráfico.

Figura 1. Localización de la cuenca de Medina en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental, entre las fallas de Guaicaramo al Este y la Falla de Tesalia al Oeste.



Por otra parte, se realiza el análisis de datos composicionales en sedimentos tamaño arena del intervalo estratigráfico de las formaciones Carbonera y León y el Grupo Guayabo, con el fin de evaluar la señal composicional de mayor extensión en la cuenca, y sugerir la evolución en el tiempo de las ventanas de erosión incluidas dentro del intervalo estratigráfico de las formaciones cretácicas-terciarias.

## **2. ANTECEDENTES**

La Historia deformacional del noroeste de Suramérica y la sedimentación asociada ha sido objeto de estudio mediante muchos trabajos que compilan observaciones regionales y locales a nivel de cuencas. Por lo anterior se presenta una revisión de los trabajos más influyentes en descifrar la historia geológica Regional y Local.

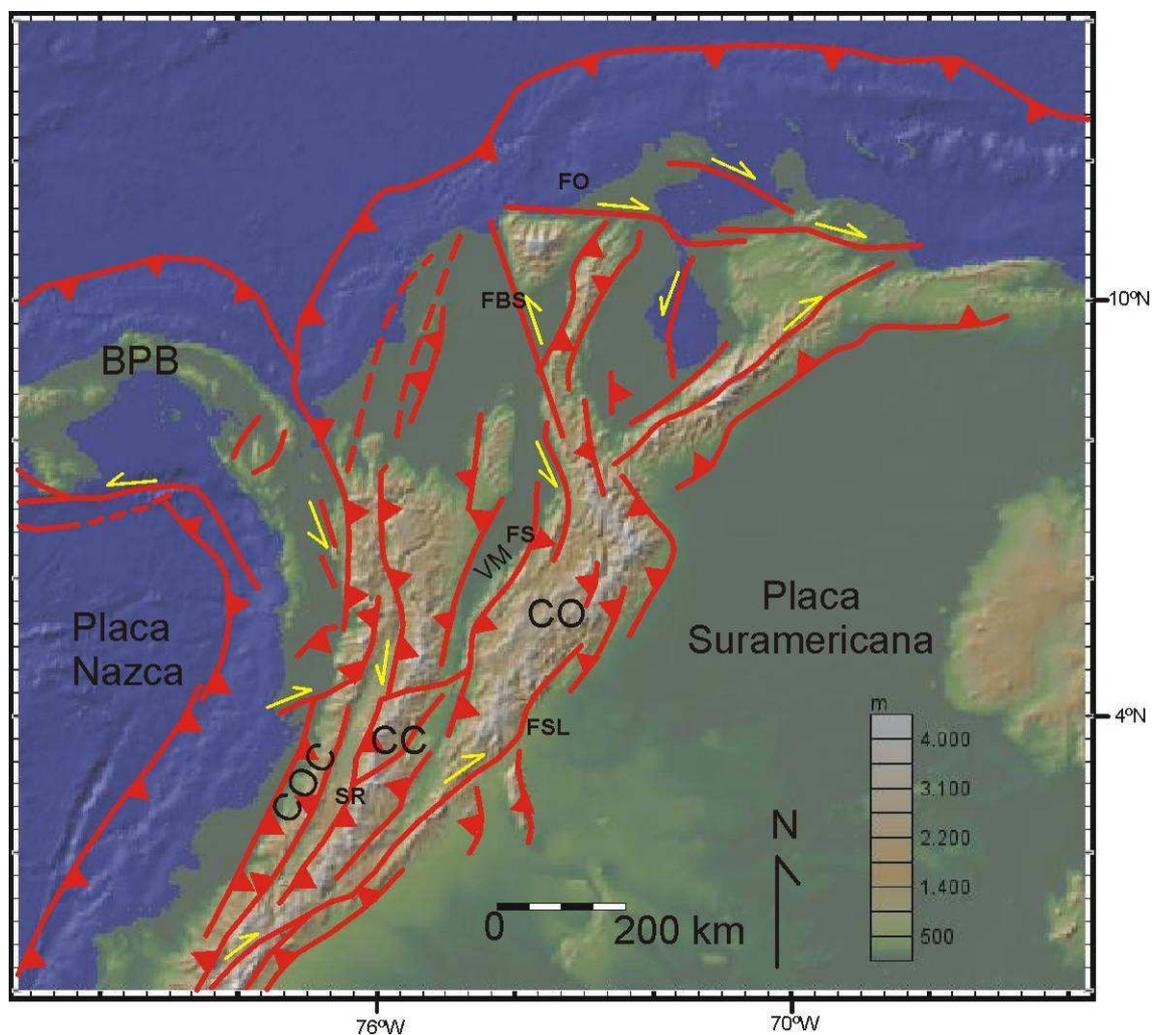
### **2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

Las tres cordilleras de los Andes Colombianos son el reflejo de una larga historia de deformación compresiva que tiene sus inicios luego del término de una etapa de rifting que sirvió de agente generador del debilitamiento de la resistencia mecánica de la corteza en el sector de lo que hoy se conoce como Valle del Magdalena y la Cordillera Oriental. Esta etapa de rifting comprende un período de generación de cuencas extensionales en los sectores del Valle del Magdalena, la Serranía de San Lucas y el flanco occidental de la Cordillera Oriental durante el Triásico a Jurásico Medio (Sarmiento, 2001). Posterior a este período, durante el Berriasiano-Hauteriviano se genera una cuenca de rift asimétrico más grande con depocentro ubicado en el flanco oriental de la Cordillera Oriental con un sistema de fallas normales en el borde oriental. Para este mismo tiempo surge la formación del horst de los macizos de Santander y Floresta dando origen por el lado este a la Cuenca de Cocuy con sedimentos derivados del escudo de Guyana y del mismo paleoalto, mientras por el lado oeste la cuenca de Magdalena-Tablazo solo recibe sedimentos por parte del paleoalto (Cooper, 1995; Sarmiento, 2001). Este tipo de subsidencia tetónica continúa con la aparición de una megafalla normal en el borde occidental de la Cordillera Oriental hasta el Aptiano y en adelante durante el cretácico superior la subsidencia que se genera es de tipo termal.

El período de deformación compresiva comprende dos etapas, una etapa pre-Andina caracterizada por la acreción oblicua del terreno de la Cordillera Occidental a lo largo de la Sutura de Romeral que causó propagación del

levantamiento de la Cordillera Central hacia el norte durante el cretácico tardío-Eoceno temprano (Campbell, 1968; Etayo *et al*, 1983) y una segunda etapa Andina que responde a la acreción del bloque Panamá-Baudó que generó el levantamiento de la Cordillera oriental (Dengo y Covey, 1993; Taboada *et al*, 2000) (Figura 2).

Figura 2. Mapa de estructuras cenozoicas en Colombia. BPB: Bloque Panamá-Baudó, SR: Sutura de Romeral, FSL: Falla Servitá-Lengupá, FS: Falla de La Salina, FBS: Falla de Bucaramanga Santa Marta, FO: Falla de Oca, VM: Valle del Magdalena, CO: Cordillera Oriental, CC: Cordillera Central, COC: Cordillera Occidental.



Modificado de Taboada *et al*, (2000).

Durante la etapa pre-Andina dos megasecuencias litológicas tienen lugar a depositarse, pero internamente un intervalo de tiempo de no depositación esta

representado por una inconformidad regional durante el Eoceno temprano a medio, ocasionada probablemente debido a cambios en la rata o dirección de subducción (Daly, 1989). Gómez *et al* (2005) propone que la megasecuencia que infrayace la discordancia fue depositada en una cuenca de antepaís acoplada al levantamiento de la Cordillera Central a escala de kilómetros. Este levantamiento presenta un carácter diacrono con exhumación temprana desde el Campaniano en el sector más sur de la Cordillera Central, mientras que la exhumación más tardía corresponde al sector más norte que se genera durante el paleoceno. Lo anterior tiene soporte en dataciones mediante trazas de fisión en zircón indicando enfriamiento bajo 250°C (Toro, 1999) y erosión de 7 a 13 kilómetros de columna de roca dentro de la Cordillera Central (Gómez *et al*, 2003), además del registro granocreciente en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena desde facies marinas finas a continentales gruesas que ocurrieron más temprano Maastrichtiano-Paleoceno (Gómez, 2001) en el sector sur que en el sector norte durante la depositación de la Formación Lisama.

La megasecuencia pre-Eoceno medio tiene dos fuentes de sedimentos, una ubicada en el alto topográfico de la Cordillera Central generada por el mismo evento de acreción de la Cordillera Occidental y otra en el escudo de Guyana. La extensión areal de la base de esta megasecuencia corresponde a una cuenca de antepaís que está limitada solo a la Cordillera Oriental y al Valle del Magdalena, y comprende sedimentos de planicies costeras de la Formación Guaduas, siendo ausente en la región ubicada al este de fallas mayores del sector de piedemonte llanero, lo cual podría representar truncación erosional tardía (Sarmiento 1992) o adelgamiento con terminaciones onlap sobre el escudo de Guyana (Cooper, 1995).

La parte superior de esta megasecuencia pre-Eoceno medio se deposita durante una fase de transgresión marina acompañada de un aumento en la subsidencia debido a carga tectónica de las cordilleras Central y Occidental, generando una extensión de la depositación hacia el escudo representada en facies arenosas de planicies costeras de la Formación Barco con fuente de

sedimentos en escudo de Guyana. Una vez terminada la transgresión marina, ocurre la depositación de facies lodosas de la formación cuervos en el piedemonte Llanero durante un evento de regresión marina acompañada de sobrepaso en los sedimentos gruesos hacia el sector de lo que hoy es la Cordillera Oriental. La continuada regresión marina finalmente trasladó la depositación hacia el oeste y noroeste, generando un hiato depositacional en el tope de las megasecuencia pre-Eoceno medio en el sector de los Llanos orientales y depositación de sistemas fluviales de la Formación Picacho y Bogotá en el sector de la Cordillera Oriental (Cooper 1995).

Otra interpretación razonable sugiere que la migración de las facies de las formaciones Barco y Los Cuervos con terminaciones onlap hacia la cuenca Llanos podría indicar un incremento en la longitud de onda de la cuenca de antepaís que se correlacione con una disminución en la carga ejercida por la Cordillera Central, que a su vez se amarra a una reducción en la subsidencia dentro del bajo flexural proximal en el Valle del Magdalena, lo cual es posible teniendo en cuenta lo reportado por Pardo Trujillo et al (2003) sobre la reducción en la tasa de sedimentación durante el paleoceno tardío (Parra, 2009b).

Además de la evidencia de la discordancia a través de datos de trazas de fisión en zircón, existen remanentes de secuencias jurásico-cretácico dentro de la Cordillera Central que indican una depositación y consecutiva erosión de 5 a 10 kilómetros de columna de roca previa al Eoceno medio (Gómez et al, 2005a). Esta denudación ha sido atribuida a propagación del levantamiento de la Cordillera Central hacia la cuenca del Valle del Magdalena y presenta un decrecimiento hacia el este tal y como lo demuestra deducciones de la historia termal con erosión de 3 a 4 kilómetros de sección sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo (Gómez et al, 2005a). Estudios de direcciones de paleoesfuerzos asocian esta discordancia a un cambio en el régimen cinemático, indicado por cambios en las direcciones de esfuerzo regional desde una orientación EW a WSW-ENE durante el intervalo Maastrichtiano-Eoceno

temprano hacia un patrón NW-SE a WNW-ESE durante el Eoceno medio-presente, lo cual ha sido interpretado como el efecto de un cambio desde divergencia relativa a convergencia entre las Américas que indujo a convergencia entre las placas de Suramérica y Caribe (Cortés et al, 2005).

Por otra parte, la secuencia que suprayace la discordancia es el producto de la depositación dentro de una cuenca interior en el valle del Magdalena que inicia su formación con la transferencia de deformación hacia la Cordillera Oriental en el Eoceno medio. La superficie de discordancia progresa en sentido oeste y noroeste en la medida que ocurre la depositación de sedimentos con terminaciones onlap sobre la Cordillera Central. Esta secuencia inicia con el depósito de la Formación La Paz en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena que en su base está compuesta por unas capas de conglomerados que tienen su fuente en riolitas y clastos de capas rojas jurásicas (Gómez et al, 2005a).

Además, la poca presencia de granos sedimentarios dentro de las formaciones La Paz en su tope y Esmeraldas indica una disminución en la exposición de rocas cretácicas en la Cordillera Central y superposición de sedimentos sobre remanentes cretácicos ubicados en paleoaltitudes bajas, aunque alguna fuente en el Anticlinal de Arcabuco formado durante el Eoceno medio pudo aportar sedimento a la cuenca (Gómez, 2005a). Estas unidades presentan depósitos arenosos de alto gradiente que cambian hacia el este a depósitos de canales y llanuras de inundación en el sinclinal de Nuevo Mundo, con una disminución del gradiente en el sistema de ríos hacia el techo teniendo en cuenta la depositación del horizonte fosilífero de Los Corros en el tope de la Formación Esmeraldas, que es el resultado de la propagación de la transgresión final del mar desde la Cuenca de Maracaibo. Mediciones de paleocorrientes dentro de estas dos unidades indican que los ríos de la parte más norte de la cuenca del Valle Medio del Magdalena fluyeron en sentido noreste hacia la Cuenca de Maracaibo (Gómez, 2005a).

Cooper (1995) interpreta la secuencia post-Eoceno medio en Colombia como una renovada depositación que ocurrió debido a una transgresión marina hacia al suroeste y este, la cual se extendió mucho más hacia el escudo de Guyana que lo hecho por el evento transgresivo (Formación Barco) registrado en la megasecuencia pre-Eoceno medio. El inicio de esta transgresión está representado en el depósito de arenas de abanicos fluviales y aluviales y sedimentos lodosos de planicies costeras que corresponden a la Formación Mirador en el área de Los Llanos y el piedemonte. Continuada transgresión permitió la depositación de sedimentos de plataforma marina somera en el sector del piedemonte Llanero representado en el tope de la Formación Mirador que corresponde a parasecuencias estuarinas bioturbadas con valles rellenos de arenitas.

Interpretaciones del inicio de la deformación de la Cordillera Oriental se han determinado a partir de la identificación de inconformidades de crecimiento en los piedemontes occidental y oriental. En el piedemonte occidental esta inconformidad está representada en la base del intervalo de estratos de crecimiento de las formaciones Mugrosa en su tope y Colorado, ubicados sobre el sinclinal de Nuevo Mundo y los anticlinales de Provincia y Lisama. Además de estas evidencias, existen cambios en los patrones de paleocorrientes desde aquellas orientadas hacia el norte durante la depositación Eoceno medio-Oligoceno temprano de las formaciones La Paz, Esmeraldas y base de Mugrosa, hacia un nuevo patrón de orientación sureste durante la depositación de las formaciones Mugrosa en su tope y Colorado. Estas evidencias permiten interpretar una incipiente inversión de la falla normal de La Salina durante el oligoceno tardío como el inicio de la deformación en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (Gomez et al, 2005a). Por otra parte, en el sector axial de la Cordillera Oriental existe reporte de exhumación mediante datos de trazas de fisión en zircones y apatitos, los cuales documentan el inicio de la exhumación en el sector del macizo de Floresta durante Eoceno medio-Oligoceno (Toro, 1990; Parra 2009b), mientras que en flanco oriental de la cordillera existe registro de estratos de crecimiento en el

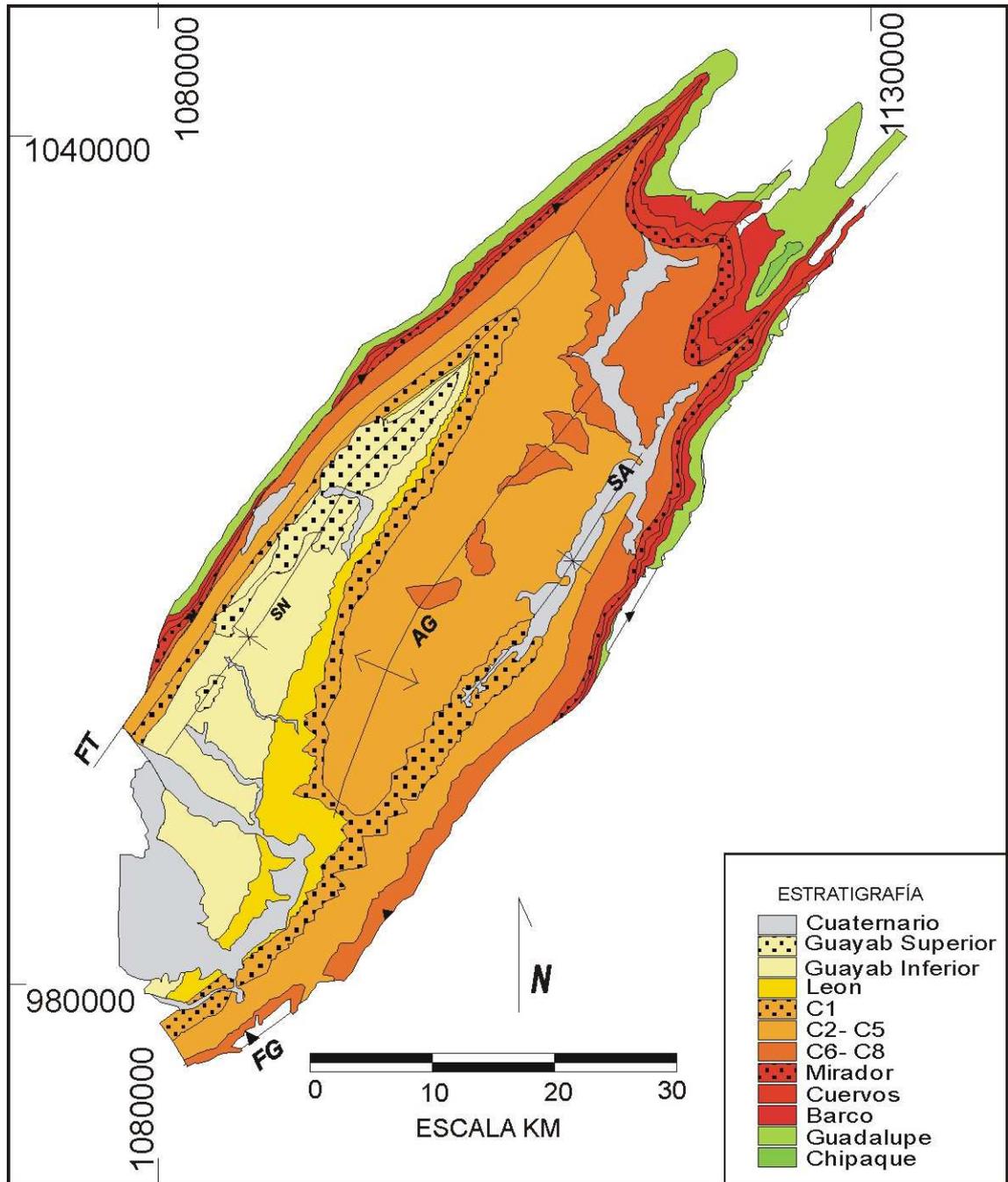
miembro C5 de la Formación Carbonera y dataciones termocronológicas que evidencian el inicio de la exhumación en este sector durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Parra et al, 2010; Parra, 2009a).

La expresión de la deformación Oligoceno tardío-Mioceno temprano en el norte de la cuenca del Valle medio del Magdalena se manifiesta en la formación de fallamiento inverso e inversión de grabens en el Macizo de Santander y de la Cordillera Oriental, relacionado posiblemente a la actividad de la Falla de Bucaramanga-Santa Marta (Figura 2), permitiendo la formación de una barrera que cerró la conexión con la Cuenca de Maracaibo, desviando el drenaje hacia el sureste a la Cuenca Llanos. Posteriormente, durante el Mioceno medio la Cuenca del Valle Medio del Magdalena es conectada con la Cuenca del Valle Inferior mientras se depositó el tope de la Formación Colorado, lo cual sepultó el arco de Cáchira que dividía las dos cuencas (Gómez et al 2005).

## **2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL**

La cuenca de Medina corresponde actualmente a una cuenca de tipo tope de cuña, pero es el resultado de un proceso dinámico de una cuenca de antepaís que ha evolucionado desde una cuenca de bajo flexural, debido a la propagación del frente orogénico que resulta de la actividad tectónica de compresión capitalizada en la reactivación inversa de la antigua Falla normal de Servitá y el progresivo avance hacia el este mediante la Falla de Guaicaramo (Figura 3). Estas dos fallas corresponden a los límites estructurales de la Cuenca de Medina y presentan historias deformacionales muy ligadas entre sí pero tienen una génesis diferente. La Falla de Servitá es el producto del alto grado de reactivación de una falla normal principal del graben de Guatiquía que generó la estructura del Anticlinal de Farallones en el bloque techo, el cual es simétrico hacia el norte debido a la sobreposición a un graben, mientras que hacia el sur su geometría es asimétrica condicionada por un antiguo hemigraben del cretácico inferior (Mora et al, 2006; Mora et al, 2009)

Figura 3. Mapa geológico de la cuenca de Medina mostrando estructuras como la falla de Guaicaramo (FG), el sistema de fallas de Tesalia (FT), Sinclinal de Nazareth (SN), Sinclinal del Río Amarillo (SA) y el Anticlinal del Guavio (AG).



En realidad, la reactivación contraccional en el sector de Medina está condicionada a la Falla de Servitá solo en la parte sur de su trazo, mientras que en su terminación norte permanece en extensión neta y el acortamiento es transmitido hacia la falla de atajo (shortcut) de Mirador, la cual converge en

profundidad y en el rumbo con la Falla de Servitá, pero la suma de acortamiento entre las dos estructuras es de 20 km (Mora et al, 2007). Esta disminución en la cantidad de desplazamiento de la Falla de Servitá hacia el norte es evidenciada también en la disminución del relieve estructural del Anticlinal de Farallones. El desplazamiento máximo en el segmento norte (sector del Graben de Guatiquía) es concentrado a lo largo de las fallas de Lengupá y Tesalia que se disponen subparalelas a la falla de Servitá, pero realmente la inversión de la cuenca del Graben de Guatiquía es debido a plegamiento por propagación de falla (anticlinal de Santa María) más que por desplazamiento. En total, el acortamiento acumulado en el anticlinal de Santa María es de 7 km, lo cual es menor que en el segmento sur (Mora et al, 2007). No existen evidencias inequívocas en las características de las fallas de Tesalia y Lengupá para atribuirles el nombre fallas de atajo como tampoco existen para determinar que son unas fallas inversas heredadas de fallas normales semejantes a la Falla de Servitá.

La temporalidad del inicio de la deformación en el Anticlinal de Farallones ha sido determinada mediante relaciones de estratos de crecimiento en el miembro C5 de la Formación Carbonera ubicados en el limbo frontal, evidenciando que el levantamiento de la Falla de Lengupá inició durante el Mioceno Temprano (Parra et al, 2010). Por otra parte, dataciones en trazas de fisión de zircones a lo largo de un intervalo estratigráfico que va desde rocas pre-devónicas a cretácicas inferiores en el flanco occidental del macizo de Quetame, permitieron definir la base de la zona de borrado parcial de trazas sugiriendo que la edad de inicio de la exhumación del macizo es de 20 Ma aproximadamente, durante el Mioceno temprano (Parra et al, 2009a).

La actividad de esta falla continúa en el Mioceno tardío-plioceno con cinemática de rotación de limbo, lo cual es descifrado desde el análisis en los ángulos de los estratos de crecimiento, dentro del tope la Formación Guayabo Inferior en el limbo frontal del Anticlinal de farallones. Estos ángulos varían desde muy empinados en los estratos de crecimiento más antiguos hacia menos

empinados en los estratos más jóvenes, y posteriormente se truncan por estratos con ángulos suaves pertenecientes a la Formación Guayabo Superior (Parra et al, 2010).

Dataciones en trazas de fisión en apatito a lo largo de dos perfiles de elevación y paleoelevaciones desde estudios paleobotánicos permiten definir que un acortamiento de 13 a 15 km ocurrió durante los últimos tres Ma de años a lo largo de las fallas de Servitá y Tesalia, lo cual corresponde a un cincuenta por ciento del acortamiento total en el piedemonte de los Llanos (Mora et al, 2008).

El trazo superficial de la Falla de Guaicaramo corresponde al límite este de la Cuenca de Medina. Esta falla presenta dos diferentes estilos de deformación y plegamiento en su bloque colgante, lo cual obliga a la subdivisión de la cuenca en dos segmentos. El bloque sur se caracteriza por pliegues abiertos con limbos inclinados suavemente, mientras en el bloque norte los pliegues son cerrados con limbos empinados. Estos dos segmentos tienen alta correspondencia con diferencias en la señal gravimétrica del basamento y están limitados por una transversa orientada NNW-SSE caracterizada por terminaciones periclinales alineadas que pasa por 4°41'lat N. (Mora et al, 2006).

En el bloque sur, sector donde se ubica la gran mayoría de datos del presente estudio, la falla de Guaicaramo se comporta como un despegue de atajo (shortcut) que se encuentra obstaculizada por un bloque base de una falla normal cretácica (Rowan y Linares, 2002), el cual es evidenciado en una anomalía de gravedad bajo el anticlinal del Guavio (Mora et al, 2006). Por el contrario, en el bloque norte la Falla de Guaicaramo presenta una fuerte inclinación justificada en señales de choque durante movimientos sísmicos (Dimaté et al, 2003) y que actúa como una estructura que acomoda mucha deformación por plegamiento pero poco desplazamiento.

La cuenca de Medina presenta estructuras de piel delgada en su sector norte, tal como la Falla de Guaicaramo, lo cual es una respuesta al alto espesor

sedimentario pues incrementa el ángulo de la cuña orogénica permitiendo que se desarrolle una amplia zona de deformación y largas zonas de despegue, lo cual es contrario a las condiciones del sector sur que gradualmente adelgaza su espesor sedimentario hacia el SW y SE induciendo a una deformación de piel gruesa debido a la búsqueda del equilibrio de la cuña orogénica mediante el engrosamiento de su ángulo, induciendo a una zona de deformación más estrecha y a una disminución en los despegues de fallas (Mora, 2007).

Las estructuras de plegamiento de la Cuenca de Medina como el Anticlinal del Guavio (pliegue por plegamiento de falla) y el Sinclinal del Río Amarillo, relacionados a la Falla de Guaicaramo, no han preservado estratos de la Formación Guayabo Superior que permitan descifrar si el crecimiento de estas estructuras fue sincrónico con su depositación. Sin embargo, vale la pena notar que la depositación de la Formación Guayabo Superior en el bloque yacente de la Falla de Guaicaramo tiene un espesor de casi 3 km en un intervalo de tiempo de 5 Ma, siendo este un espesor muy grande comparado con el depósito durante intervalo Oligoceno-Mioceno, lo cual sugiere una alta subsidencia generada por la carga tectónica del adyacente Anticlinal del Guavio (Mora, 2007).

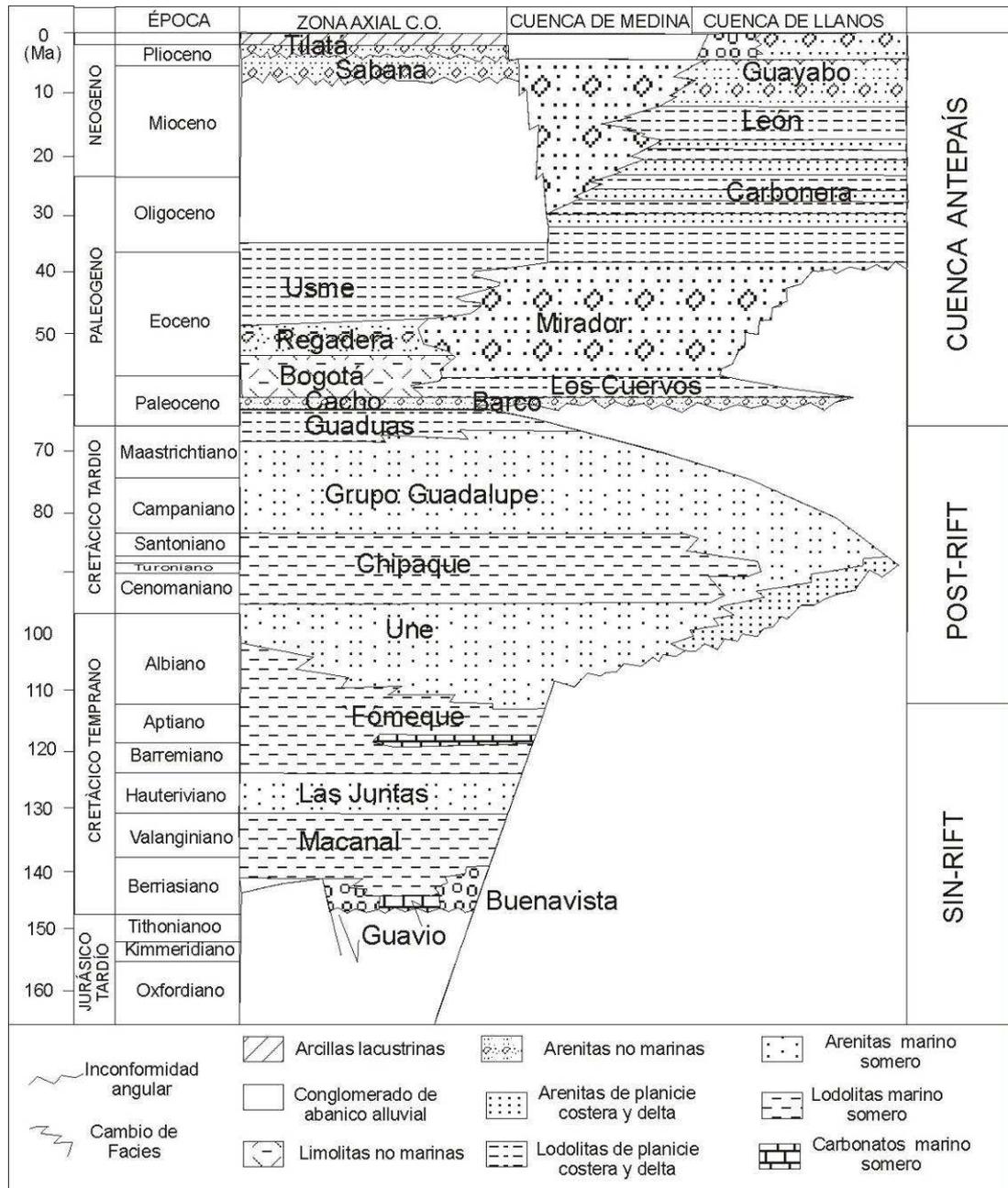
Una posible fuente de información podría estar registrada dentro de los sedimentos del Grupo Guayabo que comprende el Sinclinal de Nazareth. Estudios de los patrones de flujo dentro del Grupo Guayabo a partir de mediciones de paleocorrientes a lo largo de una transecta en el norte de la cuenca reflejan un predominante transporte hacia el este variando desde noreste a sureste (Parra et al, 2010), pero aun es necesario construir una maya de paleocorrientes que mejore la distribución del paleodrenaje de la cuenca durante la depositación del Grupo Guayabo, con el fin de dilucidar alguna influencia de la deformación del Anticlinal del Guavio en el paleodrenaje de la cuenca.

De acuerdo a Parra et al (2010), a partir de reconstrucciones unidimensional y tridimensional de la evolución de la tasa de sedimentación de la Cuenca de Medina en el tiempo, se han derivado tres etapas de acumulación de sedimentos, de las cuales dos presentan tasas de sedimentación muy rápida, mientras que una etapa intermedia es lenta. La primera abarca desde el cretácico tardío al paleoceno con una tasa promedio de 100 m/Ma (metro/millón de años), la segunda que comprende desde el Eoceno-Oligoceno temprano con tasas de 30 a 70 m/Ma y la última que es más rápida durante Oligoceno-Plioceno con tasa promedio de 220 m/Ma. La reconstrucción tridimensional de tasas de sedimentación del Oligoceno tardío-Plioceno en la cuenca, sugiere que la evolución de estas tasas está controlada fundamentalmente por la variabilidad tectónica, definiendo mediante análisis sedimentológico algunos ciclos granocrecientes relacionados a aumento en el tectonismo.

De acuerdo a la reconstrucción 3D de tasas de sedimentación y la evolución de la distribución de facies, Parra et al (2010) obtuvo tres ciclos de variabilidad tectónica durante el intervalo Mioceno-Plioceno. El primer ciclo granocreciente comprende a los miembros C6-C1 de la Formación Carbonera (Mioceno temprano), consiste de acumulación temprana de facies gruesas aluviales en la parte proximal del bajo flexural y estuarinas en la parte distal (parte oeste de la cuenca), que hacia el tope de la secuencia evoluciona con progradación continua de sistemas aluviales hacia la parte distal (Figura 4).

El segundo ciclo, dado durante el Mioceno medio, está asociado a la Formación León y el Grupo Guayabo, y su carácter granocreciente es fácilmente observable al este de la cuenca e indistinguible hacia la parte proximal. La extensa acumulación de sedimentos de grano fino lacustrino de la Formación León es explicada por: (1) debilitamiento tectónico evidenciado por geometrías en forma de lentes y por distribución uniforme de la subsidencia tectónica y (2) cabalgamiento fuera de secuencia soportado por reactivación de fallas tales como la Falla de Soapaga.

Figura 4. Esquema estratigráfico regional que muestra en la Cuenca de Medina una respuesta a la variabilidad tectónica en las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo.



Modificado de Mora et al, 2006.

El tercer ciclo se da durante el plioceno y está asociado a la progradación de gravas de la Formación Guayabo Superior, correspondiendo a altas tasas de acortamiento de 5 mm/año (Mora et al, 2008).

La Formación Carbonera en los miembros C6-C7 muestra (1) la evidencia de estratos sinorogénicos más tempranos en la Cuenca de Medina con un espesor adelgazante hacia el este desde 1150 m en la parte proximal a 455 en la distal, encontrándose una variación de facies en el tiempo desde planicies deltaicas y delta con influencia mareal hacia facies de ríos entrelazados y planicies aluviales; por otra parte, (2) las direcciones de transporte Este-Oeste en la Formación Mirador que indican procedencia del escudo de Guyana (Cazier et al., 1997; Cooper et al., 1995) presentan evolución hacia el techo de la secuencia variando a un paleoflujo Suroeste-Noreste derivados de una fuente ubicada en lo que actualmente es la Cordillera Oriental. Estos dos aspectos se convierten en elementos de juicio para definir que estos miembros se depositaron en un episodio de rápida subsidencia durante el intervalo Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Parra et al 2009a), lo cual es coetáneo con el inicio de la exhumación conducida por cabalgamientos en el eje de la Cordillera Oriental, que ha sido evidenciado en estratos de crecimiento en las formaciones Regadera y Usme en el Plateau de Bogotá (Julivert, 1963; Gómez et al., 2005) y datos termocronológicos mediante trazas de fisión en apatitos (Parra et al., 2009b) .

De acuerdo a análisis de proveniencia mediante conteo de gravas, Parra et al (2010) encontró para la secuencia C1- Formación Guayabo Superior la siguiente correlación entre la unidad receptora y la unidad fuente de sedimentos: (1) El intervalo stratigráfico que comprende a los miembros C7-base del C1 de la Formación Carbonera corresponde a fuentes en unidades paleoceno a Eoceno, (2) La parte media y el tope del Miembro C1 evidencia que su fuente de sedimento corresponde al Grupo Guadalupe rico en arenas glauconíticas, silstone silisiclástico y arenas fosfáticas, (3) La base de la Formación León contiene sedimentos derivados desde una fuente en la Formación Chipaque con poca glauconita y mucho sedimentos finos, y (4) El tope de la Formación León y el Grupo Guayabo presenta sedimentos derivados desde la Formación Une rica en arenas glauconíticas.

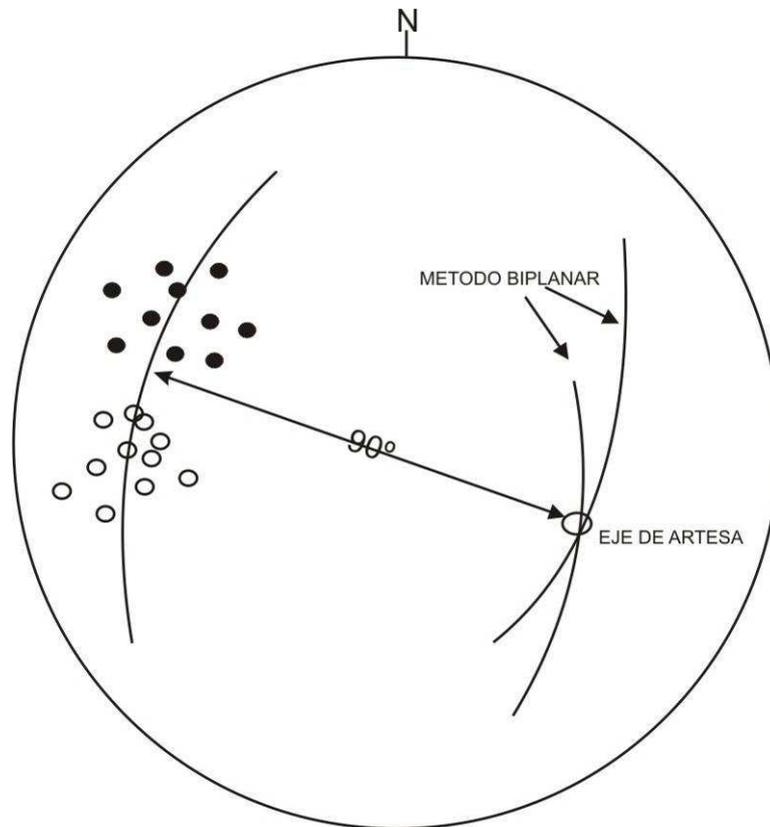
### 3. METODOLOGIA

La necesidad de conocer la localización espaciotemporal de la migración temprana del frente de cuña orogénica sobre la antigua cuenca de bajo flexural del área de Medina, induce a utilizar herramientas como el análisis de patrones de paleotransporte enfocadas a dilucidar como ha sido la relación entre el comportamiento de los patrones de drenajes y la progresiva deformación ligada a la propagación de la cuña orogénica. Con el propósito de identificar continuidad en los patrones de drenajes dentro de unidades litoestratigráficas equivalentes se realiza un mapeo de paleocorrientes a lo largo de secciones transversales dentro de la cuenca, con el fin de obtener intervalos estratigráficos con distintivos patrones de drenaje. Sesenta y nueve datos de paleocorrientes fueron tomados en estratificación cruzada en artesa y ripples, cuyos resultados son graficados en la sección 4.3 y graficados en mapas dentro de la misma. Las mediciones en estratificación cruzada en artesa se realizaron tanto en los foresets del relleno sedimentario como en la base de los canales. Estas mediciones se tomaron en los ejes de los set de artesas, los cuales se alinean paralelos a la dirección del flujo principal y muestran un pequeño grado de dispersión (Dott, 1973; High y Picard, 1974).

Las mediciones se realizaron de acuerdo a la metodología sugerida por DeCelles *et al* (1983) (Figura 5), el cual propone que se deben tomar entre quince y treinta datos de azimuth de dirección y cantidad de inclinación repartidos entre los dos limbos de las artesas, los cuales producen una distribución bimodal que pueden ser ploteada estereográficamente como dos grupos de polos, produciendo a su vez dos polos promedios por estimación visual o contorno estereográfico, cuyos planos generan una intersección que provee la orientación del eje de la artesa. Los datos estructurales de cada limbo fueron tomados lejos de los posibles ejes de artesas con el fin de evitar una distribución unimodal que impidiese una conclusión acerca de la orientación del eje de la artesa. La orientación de las artesas fue corregida en aquellas estaciones cuyos estratos presentaran rotación tectónica, mediante

restauración estereográfica del punto de intersección de los planos de los limbos.

Figura 5. Distribución bimodal de flancos de artesas representados estereográficamente.



Modificado de DeCelles et al 1983.

Para realizar el anterior procedimiento se recurrió al uso del software StereoWin 1.2 de uso no comercial, creado por Richard W. Allmendiger 2002-2003 basado en Stereonet para Macintosh, capaz de analizar cinco mil líneas y planos al mismo tiempo.

Para el análisis de procedencia en este estudio, se realiza un conteo en torno a trecientos puntos con espaciamento de un milímetro dentro de una rejilla de 20x20mm. El método utilizado para la caracterización de los granos de una lámina es el de Gazzi dickinson planteado por Ingersol et al (1984), en el cual se elimina la variación de la composición con la variación en el tamaño de

grano, haciéndose innecesario la realización de tamizajes para obtener una composición real de las muestras. El método consiste en considerar como lítico solo aquellos clastos que se compongan de granos menores o iguales al tamaño limo, por lo cual si se realiza el picking en un grano de cuarzo de un lítico de cuarzoarenitas este quedará asignado como un grano de cuarzo. Sin embargo, en este estudio se hace la salvedad incluyendo además el nombre del lítico del cual proviene el grano para efectos de no obviar posible presencia de líticos indicadores de señal composicional para procedencia. Treinta y ocho láminas delgadas de arenitas fueron analizadas a lo largo de tres secciones transversales que comprenden la sección Gazaunta-Gazatavena, Maya-Jagua y Tontogüe. Estas secciones son localizadas en la figura 12 de los resultados. Las tablas de porcentajes de los conteos de granos en cada lámina delgada son mostradas dentro del anexo 1. La gran abundancia de cuarzo en rocas cuarzoarenitas a sublitoarenitas de las formaciones en estudio indujeron a la realización de recálculos de minerales guías con respecto a la fracción de líticos y Feldespato, con el fin de facilitar la lectura de las modas en los componentes.

La estructura completa de este estudio se realizó en tres fases, que se explican a continuación.

### **Fase I**

Esta comprende el proceso de recolección de toda la información secundaria que contribuya a los intereses de la realización del proyecto, tal como información de antecedentes de estudios de paleocorrientes, procedencia y estratos de crecimiento en la cuenca, en formaciones como Mirador, Carbonera y el Grupo Guayabo (unidades con sedimentación sintectónica), como también estudios referentes a estos temas que hayan sido realizados en otras cuencas del mundo, con el fin de enriquecer la metodología para abordar este trabajo.

Por otra parte, esta fase también comprende la recolección de trabajos concernientes a estudios palinológicos en el área de estudio, en los cuales se

apoyará este proyecto con el fin de amarrar la temporalidad de cada uno de los intervalos estratigráficos que definirán los diferentes estadios de deformación. Una segunda subfase corresponde a la recolección de información primaria derivada de fotografías aéreas, que permitirá visualizar regionalmente cada una de las estructuras de deformación y las diferentes formas del terreno que definan contrastes para identificar las unidades litológicas de la cuenca, en aras de realizar una óptima programación de la recolección de los datos sedimentológicos.

## **Fase II**

Esta corresponde a la fase de campo, durante la cual se realiza la recolección de los datos de paleocorrientes y de muestras de roca para análisis de procedencia, además de la toma de datos correspondientes a las facies encontradas en cada estación. La información de campo se tomó a escala 1:25.0000 , para lo cual se utiliza la base topográfica del IGAC.

La recolección de los datos de paleocorrientes consiste en la descripción de los rumbos e inclinaciones de las diferentes caras de los bedforms hospedados en el registro litológico, para posteriormente definir el eje de intersección que revela la dirección y sentido del paleoflujo que permitió la depositación de tal registro. Estos datos se tomaron en la base de los canales y en la estratificación cruzada en artesa en rellenos de canal en toda la extensión del Grupo Guayabo, y la distribución de datos en la cuenca dependió de la conservación y disponibilidad para ser medidos.

La toma de muestras de roca para análisis de procedencia se hizo en las litologías de grano medio donde fuera posible encontrarlos, y de lo contrario se tomó el tamaño de grano más cercano a este.

## **Fase III**

El primer paso de esta fase correspondió al análisis petrográfico de cada una de las muestras colectadas por medio del método de conteo de clastos de Gazzi-

Dickinson. Este análisis se realizó en los microscopios marca NIKON ECLIPSE E-200 pertenecientes al Laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología UIS. Las muestras fueron tratadas con tinción para feldespatos con el fin de facilitar su diferenciación con el cuarzo. Posteriormente se realizó el análisis de porcentajes de cada una de los componentes guías de las rocas fuentes y asignar finalmente una correlación roca fuente-sedimento de la cuenca.

Un segundo paso correspondió a la proyección de datos de paleocorrientes en la red estereográfica y su correspondiente ubicación en el mapa geológico y columnas estratigráficas ya realizadas, con el fin de obtener la evolución de la red de drenajes a través del tiempo.

Un tercer paso contiene la integración de estos datos de paleocorrientes y procedencia involucrados en mapas geológicos y columnas, con el fin de sintetizar y discutir posibles variaciones de flujo y composición que identifiquen diferentes estadios de deformación. Finalmente toda esta metodología permitirá obtener un análisis, síntesis y conclusiones que se integren en la redacción del informe.

## **4. RESULTADOS**

### **4.1. ANÁLISIS DE FACIES**

La cuenca de Medina ha sido analizada facialmente tanto en su límite este como el oeste en recientes trabajos (Parra et al, 2010; Parra et al 2009a), indicando un comportamiento de facies más gruesas hacia el Oeste en los alrededores del flanco este de los anticlinales de Farallones y Santa María, mientras que las facies más finas se concentran en las partes distales del antiguo bajo flexura de Medina. Variaciones en las características de las estructuras sedimentarias, geometrías de estratos, texturas, composición y fauna a lo largo de las formaciones Carbonera y Guayabo Inferior, estudiados en estos trabajos, han permitido definir dos ciclos granocrecientes que comprenden hacia la base material de grano muy fino depositados en un ambiente de escasa oxidación, lo cual se ha interpretado como ambientes de estuarios, mientras que hacia el techo evoluciona a un ambiente de depósitos fluviales de ríos trezados. En cada ciclo, el ambiente estuarino está representado en la depositación de material fino de los miembros C6-C1 de la Formación Carbonera y la Formación León en el margen este de la cuenca, lo cual es interrumpido por la progradación hacia el este de sistemas de ríos trezados evidenciados en la depositación del miembro C1 de la Formación Carbonera del ciclo inferior y la Formación Guayabo Inferior del ciclo superior. Un análisis de facies un poco más local ha sido realizado en este estudio para la Formación Carbonera y el Grupo Guayabo.

#### **4.1.1. FORMACIÓN CARBONERA**

El análisis de facies para la Formación Carbonera solo cubre los miembros C5-C1 y se realizó mediante la recolección de criterios sedimentológicos en dos columnas estratigráficas ubicadas a lo largo de los flancos del Sinclinal del Río Amarillo y las quebradas Gazatavena-Gazaunta y algunos afloramientos aislados a lo largo del Río Upía (Figura 6 y 7).

Figura 6. Columnas estratigráficas de las formaciones Carbonera y Guayabo Inferior en tres secciones ubicadas en la parte sur de la cuenca de Medina.

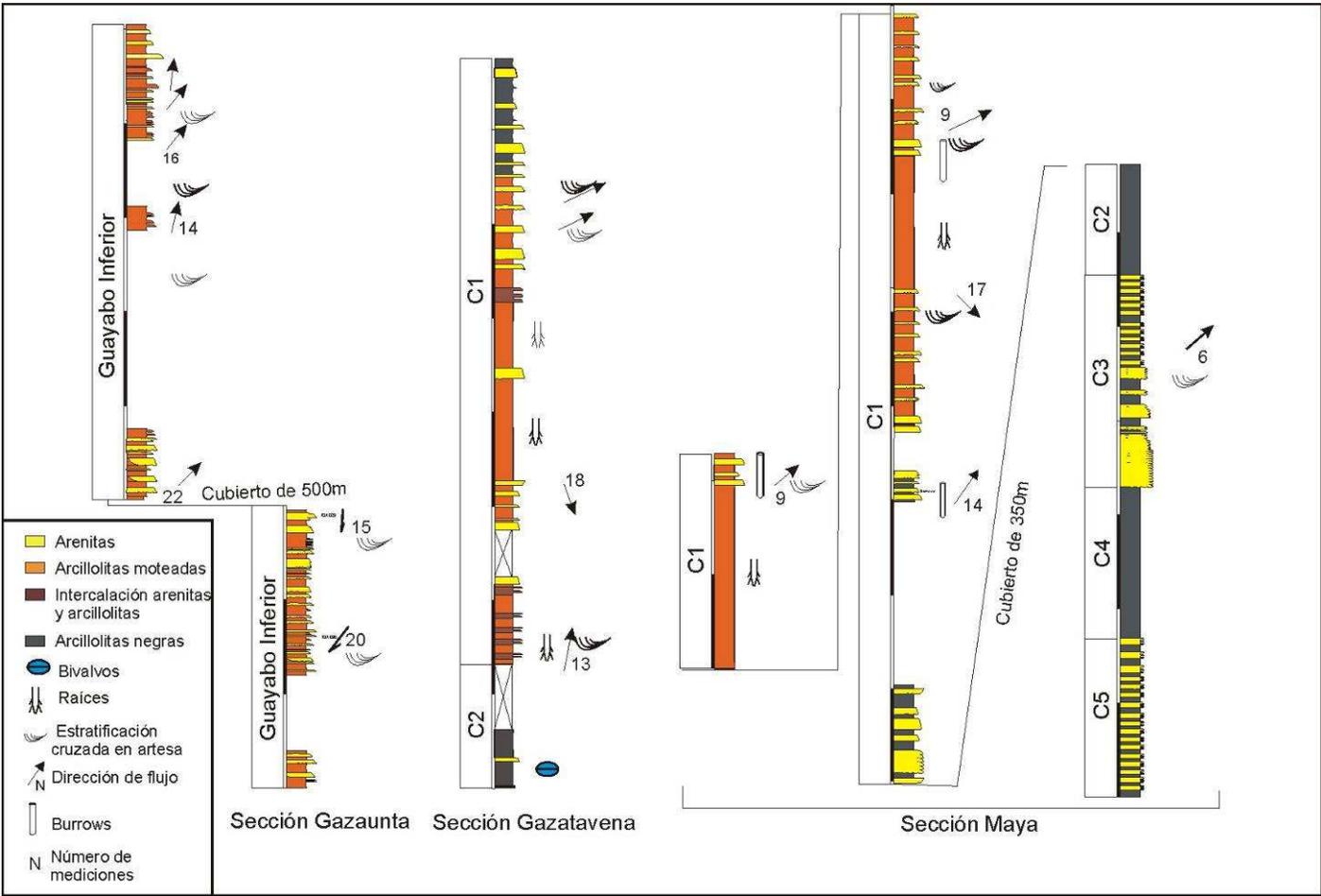


Figura 7. Localización de Columnas estratigráficas de las formaciones Carbonera y Guayabo Inferior.

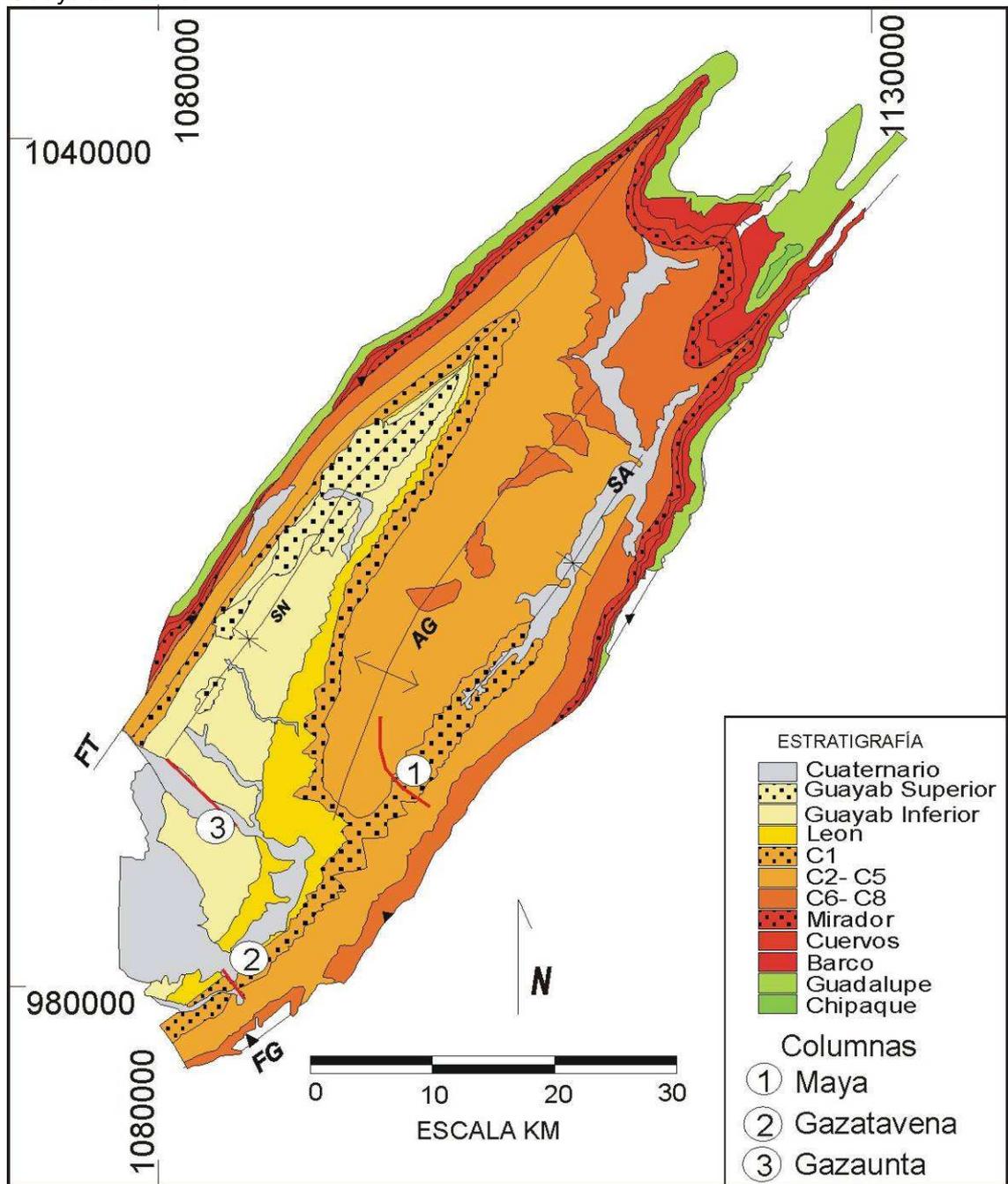
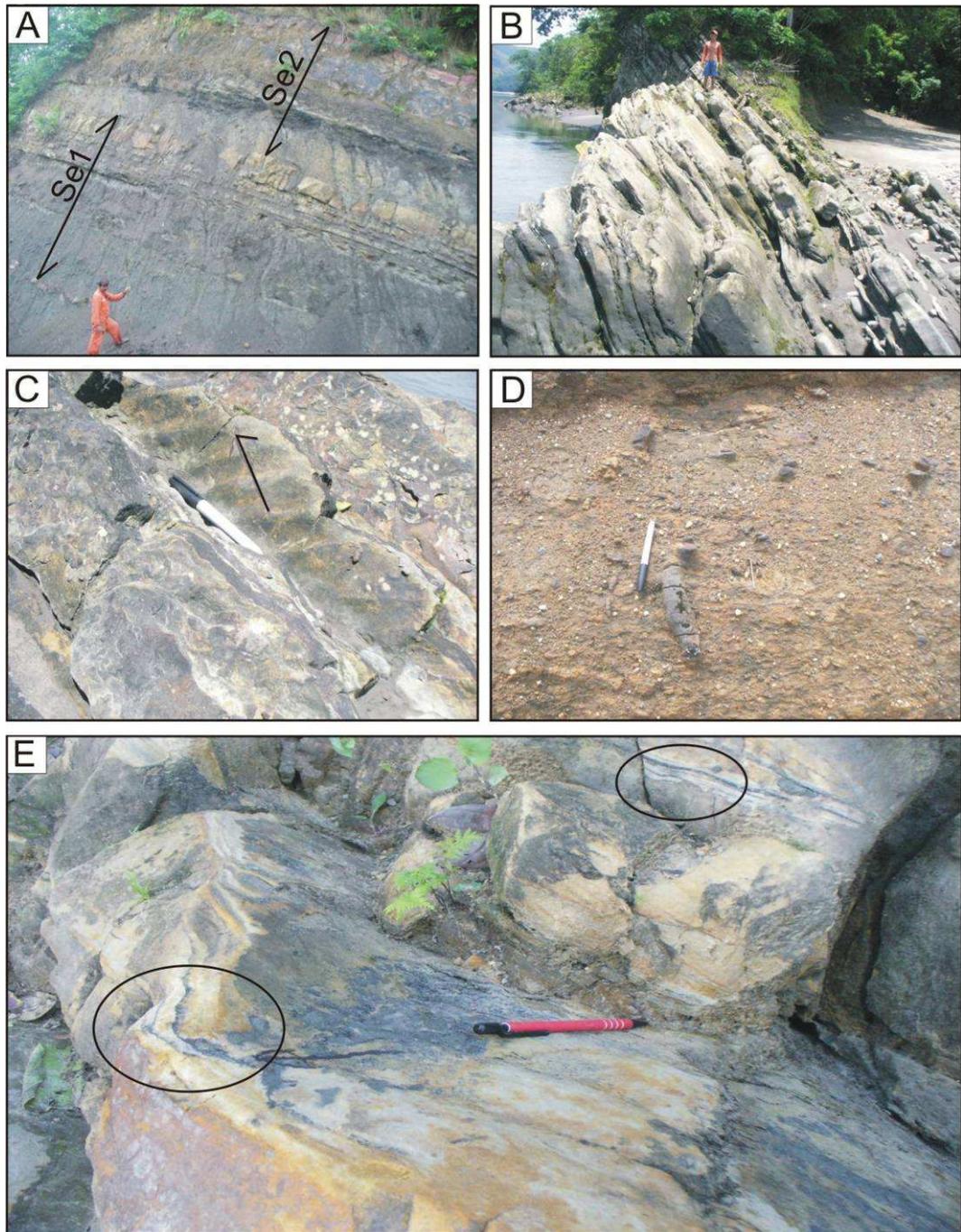


Figura 8. Fotografías de las estructuras sedimentarias y geometrías de cuerpos litológicos que identifican a los miembros C5 a base de C1 de la Formación Carbonera. (A) Secuencias estratocrecientes (Se1 y Se2) de cuerpos arenosos del C5. (B) Secuencia de cuarzoarenitas con intercalaciones de arcillolitas con estratificación y laminación ondulosa del C5. (C) Ondulitas asimétricas mostrando la orientación de la corriente en el Miembro C3. (D) Estructuras Burrows verticales dentro del Miembro C3. (E) Laminación Flaser (áreas mostradas) dentro del Miembro C3.



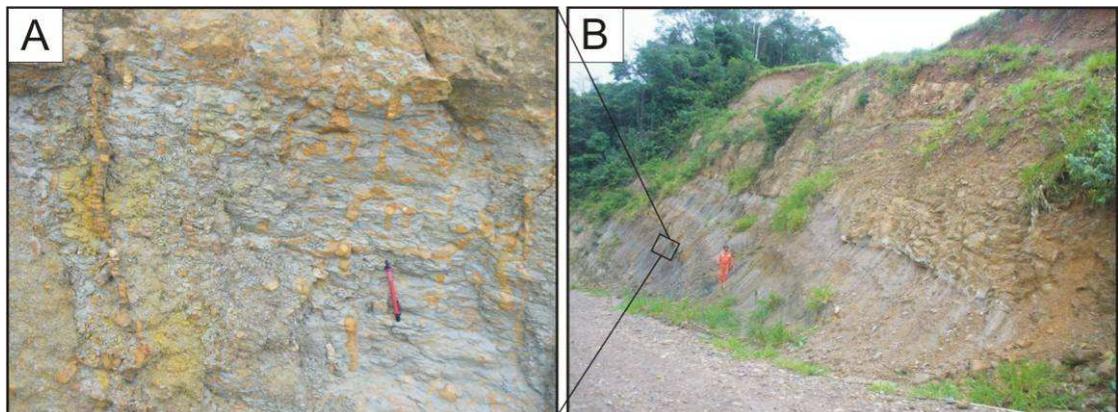
Los intervalos areno-lodosos correspondientes a los miembros C5, C3 y base del C1 presentan pequeñas secuencias con cuerpos arenosos estratocrecientes y simultánea disminución de espesor en las intercalaciones arcillosas (Figura 8a). Estos cuerpos arenosos presentan predominantemente laminación ondulosa y flaser con presencia de depositación de algunas láminas carbonosas continuas que cubren los valles e incluso en las crestas de las ondulitas (Figuras 8b, c y e).

La presencia de burrows verticales (sector del Río Guavio-Upía, vía Maya-pozo Lengupá en los dos flancos del sinclinal del Río Amarillo) en su gran mayoría dentro de las intercalaciones arcillosas de los miembros arenosos indican que los organismos que los fabricaron (Figuras 8d y 9b)), lo hicieron con el fin de vivir en un ambiente subsuperficial relativamente estable que los protegiera de las fluctuaciones extremas en salinidad, temperatura, niveles de oxígeno, turbidez y erosión–depositación en la interfase agua-sedimento (e. g. Dalrymple and Choi, 2007).

Con base en esta disposición vertical de los burrows y la presencia de laminación ondulosa y flaser dentro de los miembros arenosos, además de la característica capas y láminas arcillosas gris oscuro indicadora de condiciones reductoras, se concluye que su depositación se produjo en un ambiente estuarino con fluctuaciones en salinidades amarradas a influencia mareal, con sedimentación rápida que impidiera la oxidación del material arcilloso. Respecto a los miembros finos C2-C4, estos corresponden a capas muy gruesas de limolitas gris oscuro y verdosas carentes de bioturbación con esporádicas intercalaciones de capas medias de carbón y capas enriquecidas en restos de bivalvos desarticulados (sector de la quebrada Gazaunta), indicando que su depositación se realizó en un ambiente de aguas lacustres con alguna influencia de alta energía que permitiera la desarticulación de bivalvos.

Existe la evidencia de una zona de transición correspondiente al intervalo basal del miembro C1 de la Formación Carbonera, que muestra cuerpos de arcillolitas y limolitas gris clara depositados en condiciones reductoras con presencia de una gran densidad de estructuras burrows verticales (Figura 9b), intercalándose con capas muy gruesas de cuarzoarenitas con geometría lenticular e incisiones poco profundas en los intervalos arcillosos infrayacentes (Figura 9a); permitiendo inferir un intervalo de fluctuaciones en las condiciones de depositación debido a la interacción entre el ambiente estuarino interpretado para los miembros C5-C2 y un ambiente fluvial progradante hacia el sector este de la cuenca desde una fuente ubicada al oeste-suroeste (ver sección 4.3).

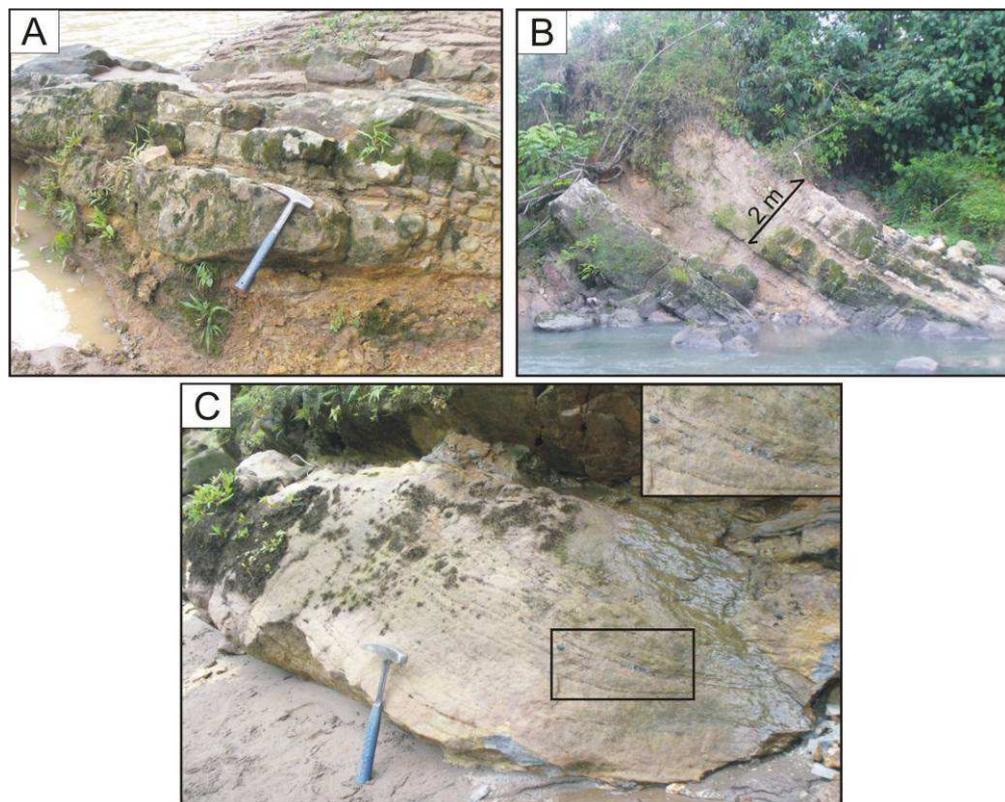
Figura 9. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de cuerpos litológicos dentro del intervalo de transición de ambientes estuarinos a fluviales en la base del Miembro C1 de la Formación Carbonera. **(A)** Estructuras burrows verticales dentro de arcillolitas grises claras. **(B)** Cuerpos lenticulares muy gruesos de hasta 7 m de cuarzoarenitas con superficies erosivas basales sobre el fondo arcilloso.



El término de la fluctuación en el ambiente de depositación se da en las primeras apariciones de la facies de limolitas y arcillolitas moteadas rojizas con presencia de trazas de raíces (base del Miembro C1), indicando el comienzo de condiciones oxidantes de un ambiente de llanura de inundación dentro de un sistema fluvial. Esta facies algunas veces está asociada con intercalaciones de capas medias de cuarzoarenitas lenticulares que representa depositación de arenas de canales crevasse sobre los depósitos de llanura de inundación.

Las condiciones de depositación se estabilizan en el resto de la secuencia del Miembro C1 de la Formación Carbonera, comprendiendo alternancias de las facies de arcillolitas moteadas anteriormente mencionadas y cuerpos gruesos y muy gruesos de cuarzoarenitas con geometría lenticular (Figura 10a y b), superficies basales erosivas (Figura 9b y 10a), estructuras de relleno en artesa, estratificación cruzada en artesa y presencia de intraclastos de carbón (Figura 10c). Existen algunas evidencias para inferir este intervalo litológico como el registro de un sistema fluvial trenzado, mediante la presencia de estructuras de relleno en artesa y ausencia de gradación normal dentro de los intervalos arenosos.

Figura 10. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de estratos en facies del Miembro C1 de la Formación Carbonera. (A) Capas de cuarzoarenitas con geometría lenticular y superficie basal erosiva. (B) Intercalaciones de capas lenticulares de cuarzoarenitas y capas de arcillolitas-limolitas moteadas. (C) Capa gruesa de cuarzoarenitas con estratificación cruzada en artesa (resaltada en recuadro) e intraclastos de carbón.



De acuerdo a lo inferido por Parra et al (2010), las condiciones de depósito de este ambiente de ríos trezados en este sector de la cuenca tiene su fin en el término del depósito del Miembro C1 de la Formación Carbonera, y en adelante la sedimentación se produce en un ambiente de estuario durante la depositación de la Formación León, lo cual es atribuido a dos causas posibles, (1) un retroceso de la actividad de deformación hacia el hinterland debido a cabalgamientos fuera de secuencia a través de la Falla de Soapaga y/o (2) debilitamiento tectónico reflejado en la distribución uniforme de las tasas de sedimentación a lo largo de la cuenca.

#### **4.1.2. GRUPO GUAYABO**

Un análisis de facies sedimentarias se llevó a cabo mediante la recolección de información sedimentológica a lo largo de una columna estratigráfica de la Formación Guayabo Inferior ubicada en la Quebrada Gazaunta (Figuras 6 y 7) y en afloramientos aislados del Grupo Guayabo en transectas ubicadas en las quebradas Gazatavena, Jagua y el sector de Nazareth.

Se encontraron dos tipos de facies predominantes en la Formación Guayabo Inferior, de las cuales una corresponde a capas gruesas y muy gruesas de arcillolitas y limolitas moteadas con presencia de trazas de raíces, bioturbación esporádica y concentraciones ferruginosas (Figura 11d) que indican la depositación de sedimentos finos por asentamiento dentro de una llanura de inundación fluvial que posteriormente se expone a condiciones subáreas permitiendo la acción de procesos pedogenéticos y el retrabajamiento del sedimento por organismos.

La segunda facies está representada por cuerpos de cuarzoarenitas con geometría lenticular y series de dos o tres incisiones de canales (Figura 11a y b) que alcanzan hasta cinco metros de profundidad (Figura 11c) que contienen intraclastos de limolitas (Figuras 11e y f), que se convierten en evidencia de la presencia de bifurcaciones de una red de canales propios de un sistema de ríos trezados con alto poder erosivo reflejado en canales tan profundos y

presencia de intraclastos limolíticos. De manera esporádica pero distribuida en la secuencia, se encuentran algunas capas gruesas y muy gruesas de limolitas gris oscuras suprayaciendo cuerpos arenosos, indicando depósitos de llanura de inundación que no alcanzaron a ser afectadas por pedogénesis posiblemente debido a rápida sedimentación en la cuenca.

Los depósitos de llanura de inundación fluvial dentro de un sistema de ríos trenzados son raramente preservados debido a frecuente retrabajamiento lateral (Miall, 1977, 1978, 1985), lo cual contrasta con el gran espesor que alcanza la facies de arcillolitas y limolitas moteadas dentro de la Formación Guayabo Inferior. Una posible explicación a la incrementada preservación de esta facies es la acumulación de sedimentos durante una rápida subsidencia regional (Bentham et al., 1993), lo cual podría estar soportado en el incremento de carga tectónica de acuerdo a las moderadas tasas de acortamiento entre 1 y 2 mm/a durante el Mioceno tardío obtenidas por Mora et al (2008b), como también en el aumento de la subsidencia de la cuenca durante el mioceno previsto desde un análisis geohistórico (Parra 2009a).

Un tipo de facies conglomeráticas de gravas y guijos grano-soportados con escasa matriz y geometrías tabulares se encuentra presente en el techo de la Formación Guayabo Inferior y en la base de la Formación Guayabo Superior en la parte proximal oeste de la cuenca, en afloramientos aislados en San Pedro de Jagua y el Río Guavio sector de Nazareth; indicando una depositación en un medio no confinado que corresponde a flujos hiperconcentrados de sedimento, de tal manera que no pueden incorporar nuevo sedimento al cuerpo acuoso e impidiendo que se formen los contactos basales erosivos. Estos flujos suprayacen cuerpos de lodolitas de llanuras de inundación y cuerpos arenosos sin dejar marcas de erosión.

Figura 11. Fotografías de estructuras sedimentarias y geometrías de estratos en las facies de la Formación Guayabo Inferior. (A y B) Canales de arenitas y arenitas conglomeráticas que reflejan bifurcación en un ambiente de ríos trenzados. (C) Canal profundo de arenitas con superficies erosivas, infrayaciendo un nivel de limolitas grises preservadas en medio reductor. (D) Concentraciones ferruginosas en material retrabajado por bioturbación. (E y F) Canal de arenitas conglomeráticas con presencia de intraclastos de arcillolitas y clastos de carbón.

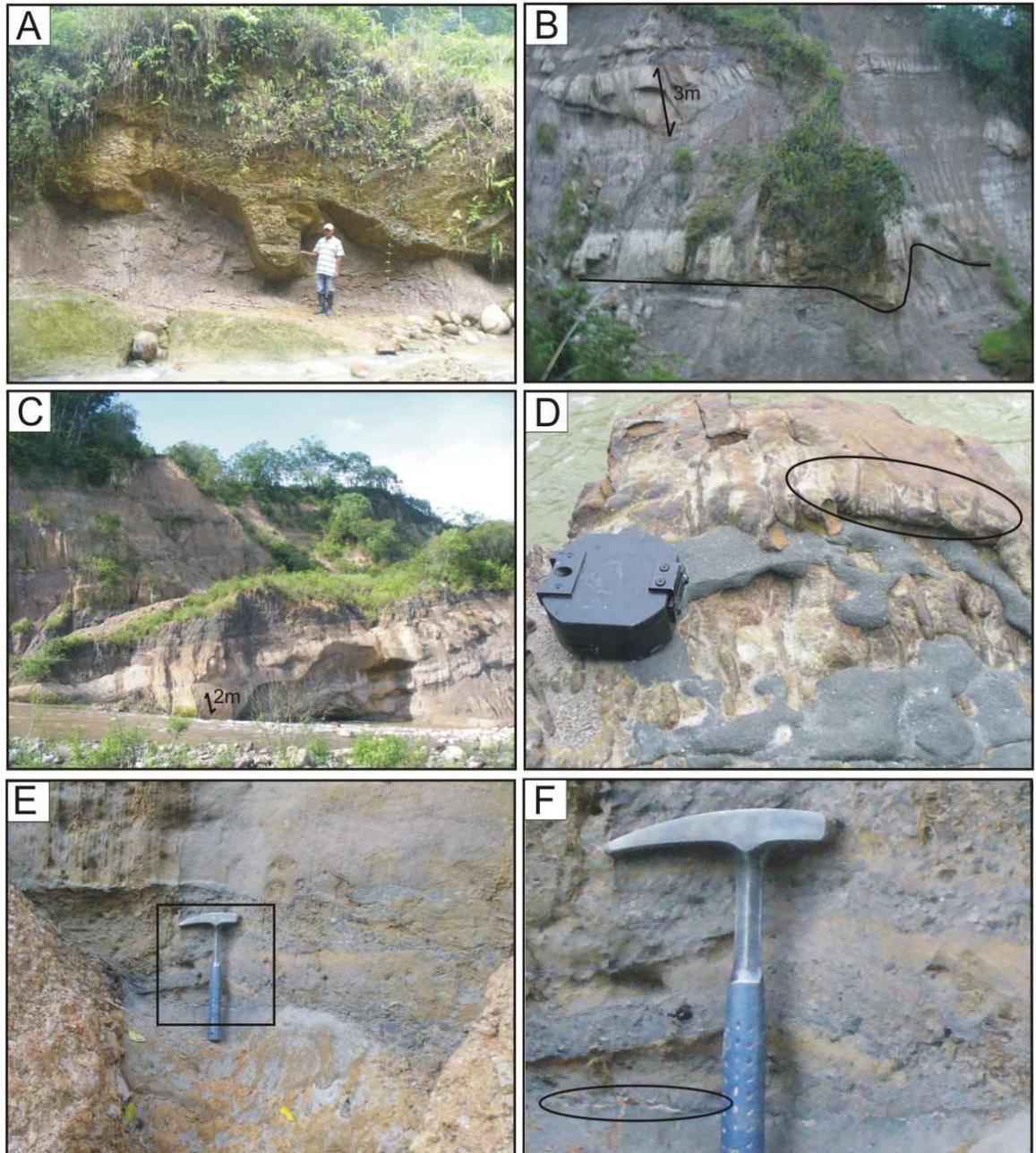


Figura 12. Fotografías de facies sedimentarias de la base de la Formación Guayabo Superior. (A) Intercalaciones de arcillolitas, conglomerados carentes de matriz y arenitas, con superficie basal no erosiva en los conglomerados. (B y C) Facies de conglomerados de guijaros con superficies basales erosivas. (D) Facies de conglomerados de guijaros y bloques con matriz.



En la parte basal de la formación Guayabo Superior aun abundan las facies de ríos trezados caracterizados por depositación por fluidos newtonianos que dejan superficies de erosión en sus canales, además de los depósitos arcillo- lodosos de las llanuras de inundación. La intercalación de facies de ríos trezados con la facies conglomerática granosoportada indican una depositación en el sector terminal de un abanico aluvial (Figura 12a).

Una segunda facies conglomerática matriz-soportada existe dentro de la Formación Guayabo Superior pero sus características texturales comprenden tamaños que van desde guijos a guijarros grandes, encontrados en el sector de San pedro de Jagua-Gazaduje (Figura 12 b, c y d). Esta facies se presenta en

cuerpos tabulares con presencia de superficies basales erosionales que sugieren un flujo de alta energía con concentraciones moderadas de sedimento como para producir incisiones dentro de lechos arenosos. Los tamaños guijarros grandes y hasta bloques indican que la depositación se produjo en el sector más proximal de un abanico aluvial.

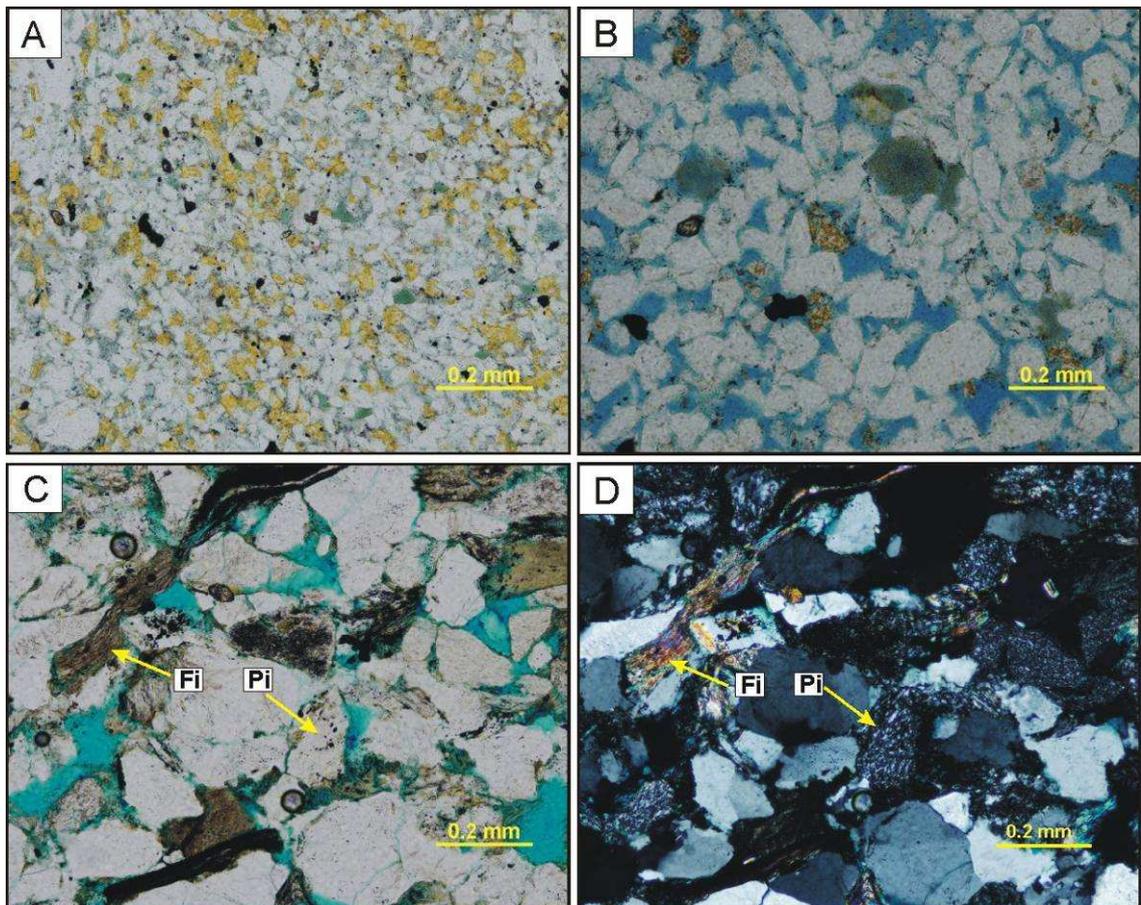
#### **4.2. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA**

Indicadores composicionales tales como los minerales guía de un área fuente se consolidan como la base para la identificación del inicio y término de la exposición a erosión de intervalos de rocas fuentes dentro de una cuenca, estos pueden ser estudiados desde un análisis petrográfico de gravas cuando se analizan sedimentos de las partes proximales de la cuenca o desde el análisis de las fracciones de arena a lo largo de las partes distal y proximal. El análisis petrográfico en arenas puede ser muy útil debido a su gran distribución en la cuenca, pero muchas veces los materiales de menor resistencia como feldespatos y arcillas, que pudieran ser minerales guía de una unidad rocosa, no se distribuyen a las parte más lejanas de la cuenca debido a su rompimiento por la fuerza de las corrientes y los largos tiempos de viaje. La ausencia total de estos minerales blandos es más probable aún, cuando en la cuenca se presenta retrabajamiento de material anteriormente depositado. El material redepositado tendrá como resultado una serie de componentes de materiales resistentes como el cuarzo y chert entre otros, pero será carente de los componentes blandos.

La cuenca de Medina tiene una área fuente rica en material cuarzoso derivado de cuarzoarenitas de las formaciones Mirador, Barco, Los Cuervos, Une y el Grupo Guadalupe, pero afortunadamente ellas también presentan algunos minerales blandos guías como la glauconita estudiada en láminas delgadas de la quebrada San Antonio de San Luis de gaceno, que es escasa en los miembros Arenisca tierna, Labor y Pinos y que abunda en el Plaeners y Arenisca Dura (Figura 13 a y b), y con menor presencia dentro de la Formación Une. Este mineral se presenta dentro estratos decimétricos de arenitas

glaucónicas de las formaciones Une, Chipaque y el Grupo Guadalupe (Guerrero y Sarmiento, 1996; Vergara y Rodríguez, 1996). Aparte de la glauconita, existen otros minerales como el feldespato que es encontrado en la Formación Los Cuervos y con mayor abundancia en el Miembro Plaeners (Figura 13a).

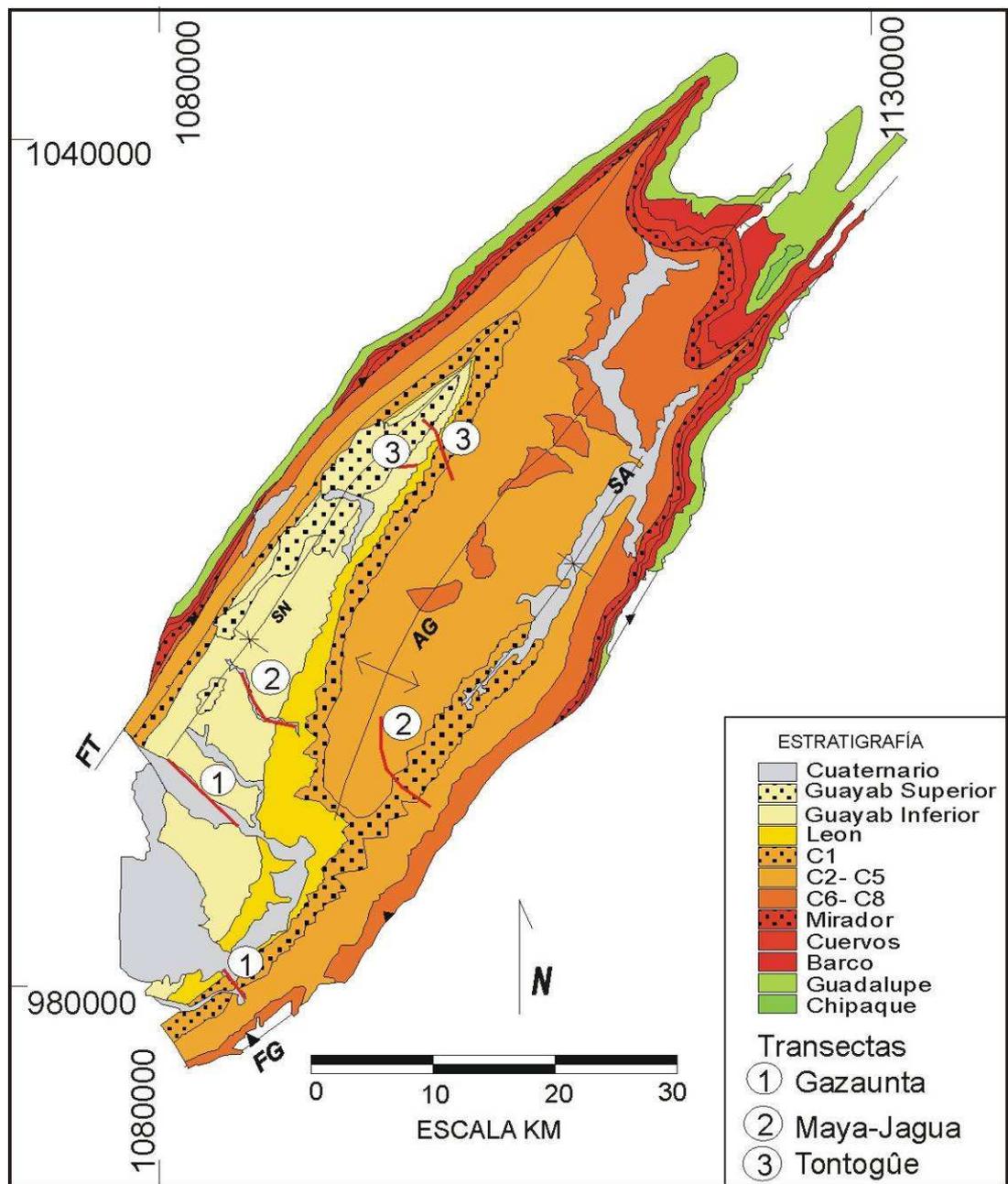
Figura 13. Fotografías en lámina delgada de arenitas de las formaciones fuentes de la Cuenca de Medina. (A) Arcosarenitas de la Formación Plaeners con alto contenido de glauconita representado por las tonalidades verdes. Los feldespatos presentan tinción amarilla. (B) Cuarzoarenita de la Formación Arenisca Dura con presencia de glauconita y feldespato. (C y D) Lítico de filitas (Fi) y pizarras (Pi) contenidas en arenitas de la Formación Los Cuervos. A, B y C son fotos en nicols paralelos, mientras D está en nicols cruzados.



Como último componente guía se encuentra la asociación lítica metamórfico-chert de la Formación Los Cuervos en el sector de San Luis de Gaceno (Figura

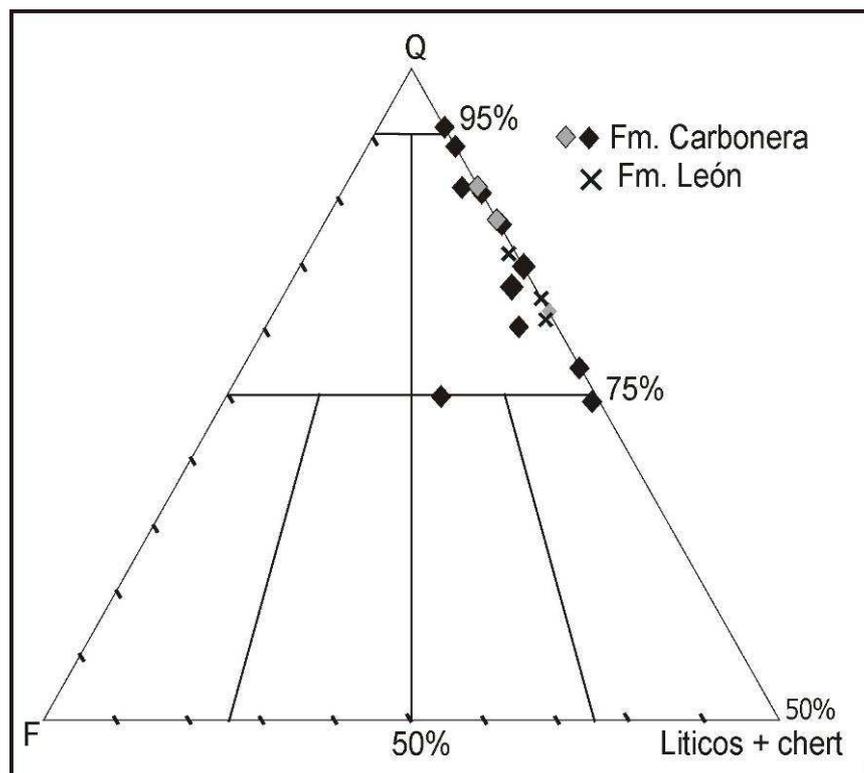
13 c y d), los cuales son la fuente de líticos con algún grado de metamorfismo que hayan alimentado la cuenca durante la depositación de las Formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo, pues fuentes metamórficas del Grupo Farallones hacia abajo no fueron exhumadas hasta el post-plioceno (Mora et al, 2008) y solo existe evidencia de ellas dentro de las terrazas aluviales cuaternarias (Parra et al, 2010).

Figura 14. Mapa geológico del área de Medina mostrando las tres transectas muestreadas para el análisis petrográfico de arenas.



El análisis petrográfico de arenas correspondiente a este estudio se realizó en tres secciones compuestas dentro de los miembros C3-C1 y las formaciones León, Guayabo Inferior y la base del Guayabo Superior a lo largo de las transectas Gazaunta (sur), Maya-Jagua (centro) y Tontogüe (Norte) en el bloque colgante de la Falla de Guaicaramo (Figura 14). Las muestras de las transectas Gazaunta y Maya se localizan en las columnas estratigráficas y perfiles composicionales de este estudio (Figuras 6 y 18), mientras la distribución de muestras de la transecta Tontogüe está ajustada a las columnas estratigráficas de Parra et al (2010), que permitió la construcción del perfil composicional de Tontogüe de la figura 18.

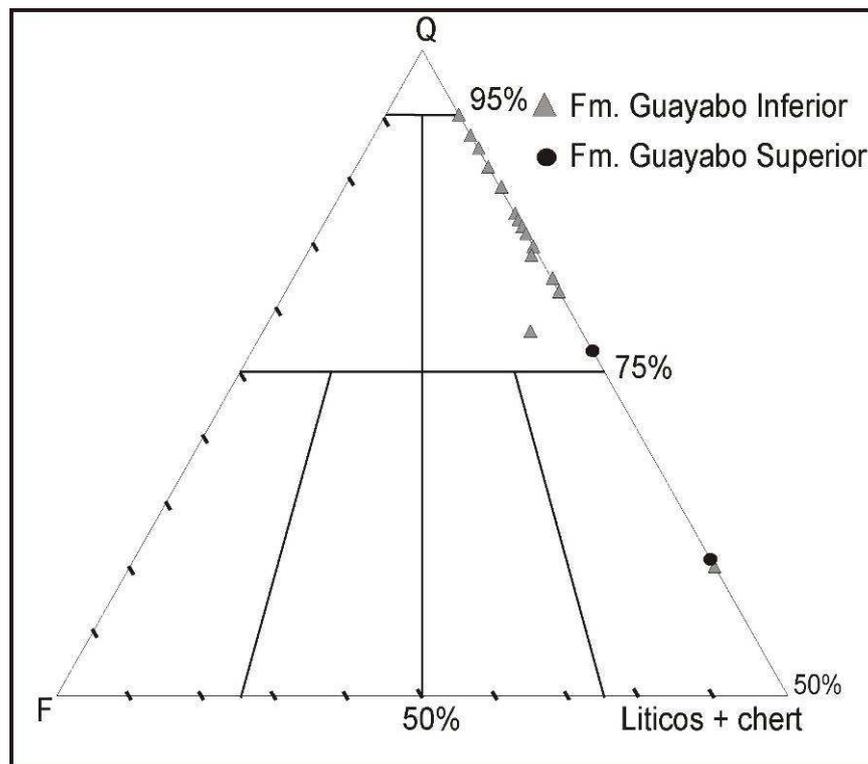
Figura 15. Clasificación de las rocas de las formaciones Carbonera y León en sublitoarenitas de acuerdo a la clasificación según Folk. El diagrama solo muestra el percentil superior del cincuenta por ciento.



El conteo clastos en arenas de las formaciones Carbonera y León permitió reconocer una serie de categorías dentro de las cuales resaltan los clastos de cuarzo, chert, líticos metamórficos, líticos con glauconita, líticos con feldespato,

feldespato, arcillolitas y shale, cuyos porcentajes permitieron calcular la mayoría de muestras dentro del intervalo de sublitoarenitas (Figura 15), aunque algunas pocas muestras contienen la suficiente cantidad de líticos y se calcularon dentro de litoarenitas. Como era de esperarse, la mayoría de muestras ubicadas en la transectas de tontogüe (sector proximal de la cuenca) contienen cantidad de líticos mayor al quince por ciento, mientras las muestras de las partes distales en las transectas Maya y Gazaunta conservan porcentajes menores a este valor. Lo anterior es una evidencia del poco transporte en arenas de la sección tontogüe y por lo tanto disminución en el rompimiento de líticos que permita conservar materiales blandos como feldespatos, filitas, arenitas glauconíticas y arcosas, etc.

Figura 16. Clasificación de las muestras colectadas de las formaciones Guayabo inferior y base de Guayabo Superior en sublitoarenitas y litoarenitas de acuerdo a la clasificación según Folk.



De igual forma, las muestras de la Formación Guayabo Superior en el sector de Tontogüe corresponden a litoarenitas (Figura 16) que responden a poco

transporte según se había mencionado en el capítulo anterior, que pertenecen a facies de ríos trenzados con intercalaciones de flujos de sedimentos en un abanico distal.

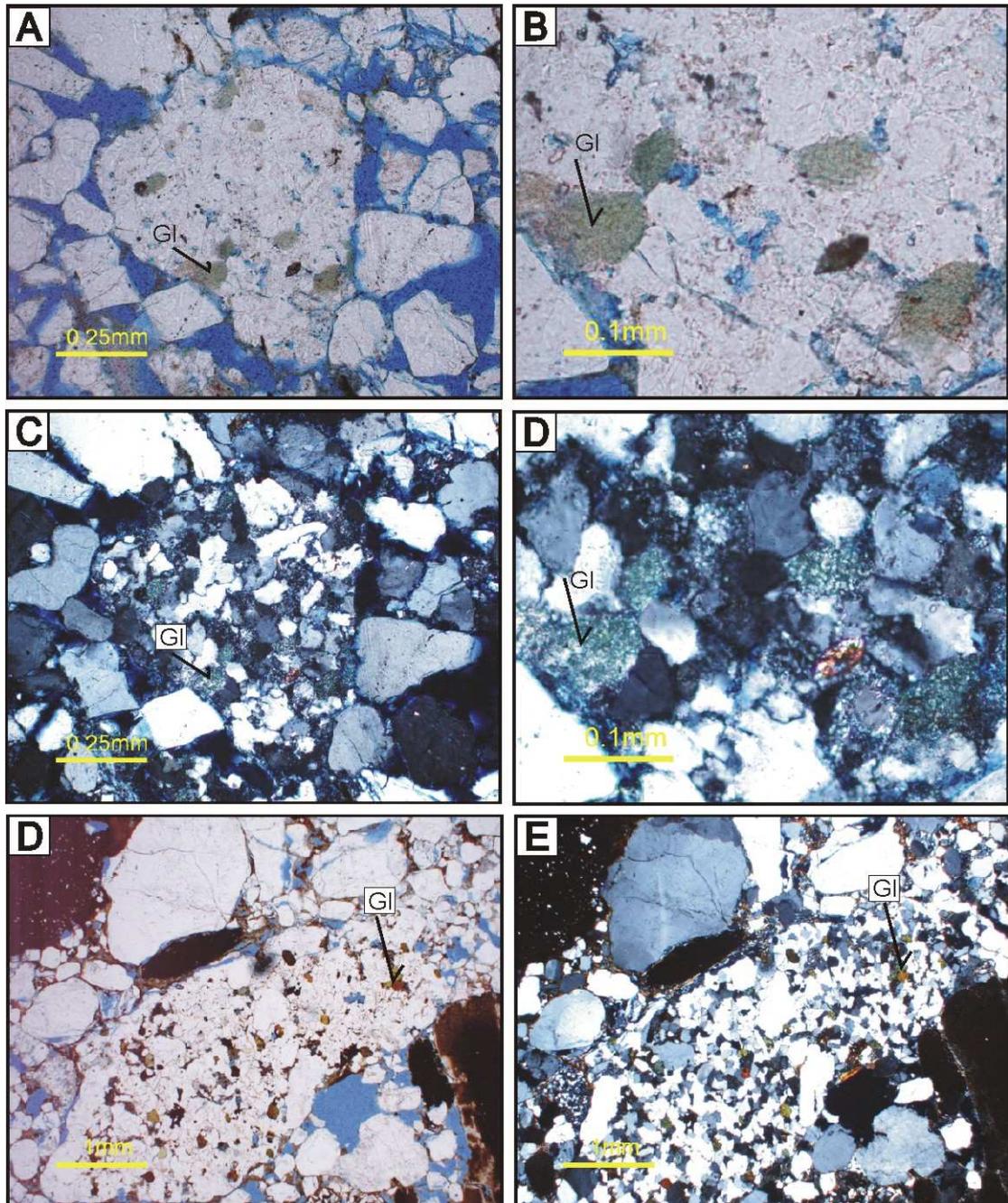
En este estudio se toman varios indicadores composicionales como la señal directa de la erosión de ciertos intervalos estratigráficos en el área fuente, permitiendo así definir el inicio y término de la sedimentación proveniente de cada intervalo específico, además de facultar para la comparación de una misma señal composicional en diferentes sitios de la cuenca e identificar si existen relaciones en fase o desfase temporal a lo largo de los sectores aledaños al frente orogénico de las fallas de Servitá y Lengupá. Estos indicadores comprenden los minerales glauconita, asociación chert-líticos metamórficos, asociación glauconita-feldespato, asociación feldespato-arcilla y líticos con chert. Los porcentajes de los minerales indicadores dentro de la roca son recalculados al cien por ciento dentro de solo la proporción de líticos y feldespato con el fin de obtener una mejor visibilidad de los diferentes picos, ya que la abundancia del cuarzo dentro de estas sublitoarenitas no permite visualizarlos fácilmente. Estos indicadores son expuestos a continuación.

#### **4.2.1. SEÑAL COMPOSICIONAL DE LA GLAUCONITA**

La mayor ocurrencia de la glauconita se resume al intervalo estratigráfico del Grupo Guayabo y alcanza valores de hasta el ocho por ciento del total de la roca, mientras la menor concentración se alcanza dentro de la Formación León y el Miembro C1 de la Formación Carbonera (Figura 18).

La presencia de este mineral en la cuenca se encuentra totalmente asociado a líticos de arenitas, debido a que su estabilidad como grano mineral no es alta y por lo tanto desde el desprendimiento de su área fuente debe estar protegida dentro de cuarzoarenitas y sublitoarenitas para resistir a la meteorización mecánica (Figura 17). Algunas muestras de glauconita tienden a preservar su coloración verde o parda, mientras que otras presentan alteración a colores oxidados en nicoles paralelos, pero mantienen su color de agregados moteados verdosos en nicoles cruzados (Figura 17).

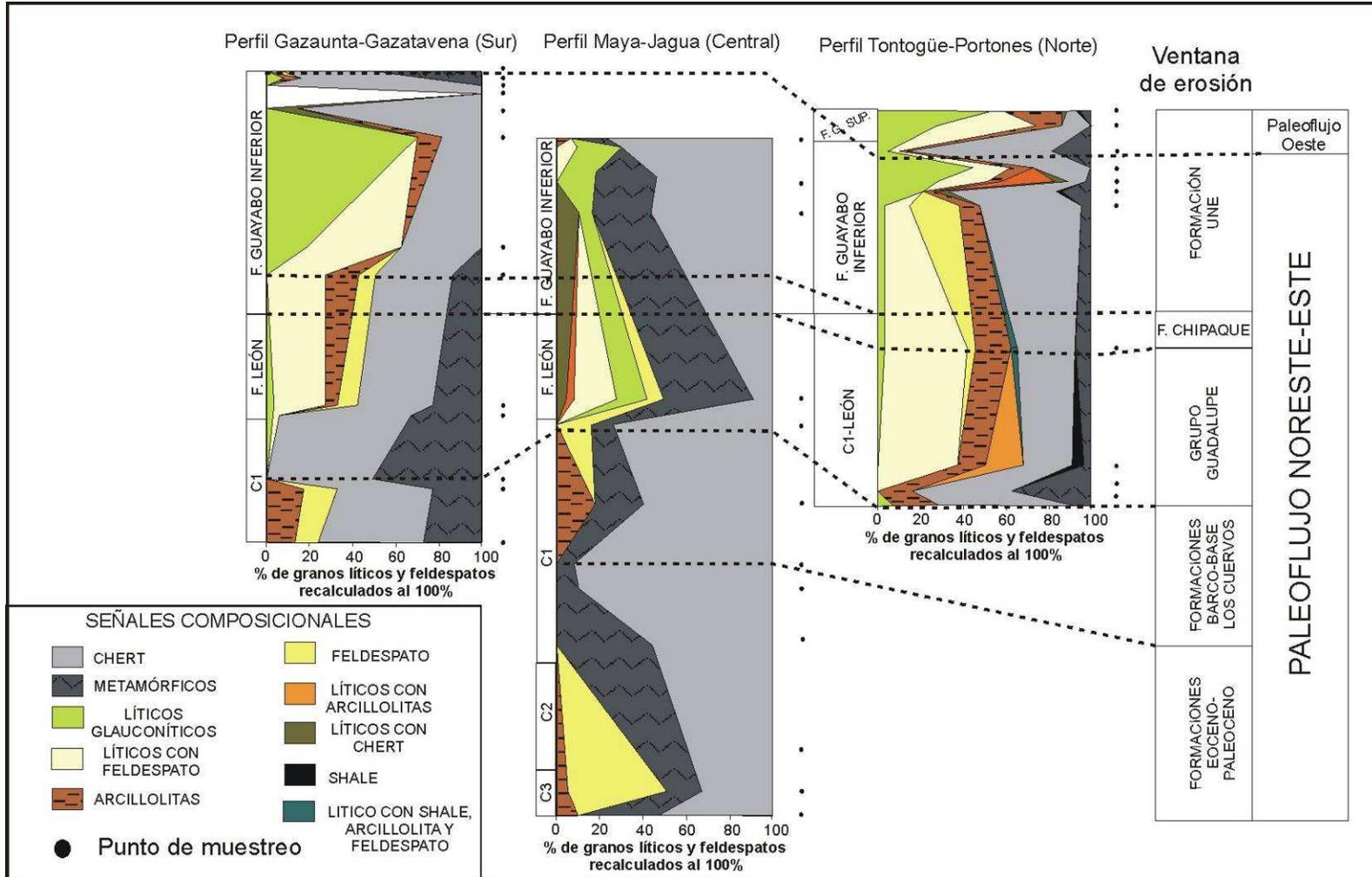
Figura 17. Fotografías de arenitas glauconíticas dentro del Grupo Guayabo. (A y C) Granos de glauconita verde de una misma muestra en nicols paralelos y cruzados. (B y D) Acercamiento a granos de glauconita mostrando en nicols cruzados su aspecto de agregado moteado verdoso. (D y E) Sublitoarenita con alto contenido de glauconita de variedad parda y algunos alterados en nicols paralelos y cruzados.



La sección central Maya-Jagua muestra la primera aparición de arenitas glauconíticas dentro del intervalo base e intermedio de la Formación León, mientras que en la sección sur (Gazaunta) se encuentra clastos con glauconita desde el tope del Miembro C1 (Figura 18), lo cual sugiere cierta disparidad temporal en el inicio de la erosión del intervalo estratigráfico con glauconita, en estas dos secciones aledañas a la terminación norte del anticlinal de Farallones. La continuidad de la señal glauconítica durante el depósito del tope del miembro C1 y la Formación León es algo débil en los sectores distales de la cuenca (secciones Gazatavena-Gazaunta y Maya-Jagua), pero muestra una tendencia de crecimiento y posterior disminución durante este intervalo, lo cual podría estar relacionado a la erosión de la unidad glauconítica más joven que corresponde al Grupo Guadalupe. La mencionada disparidad de la señal glauconítica genera indicios de la existencia de algún diferencial de tiempo entre el inicio de la formación de la ventana de erosión del Grupo Guadalupe en el sector sur (Gizatavena–Gazaunta) y una posterior exhumación de esta unidad un poco más al norte en la sección de Maya Jagua durante el límite Mioceno temprano-tardío.

En la parte proximal de la cuenca, representada en la sección de Tontogüe, la señal de las arenitas glauconíticas se encuentra en el intervalo medio del Miembro C1, lo cual contrasta con la primera señal encontrada en los perfiles más distales (Perfiles Maya y Gazaunta) de la cuenca ubicada en el tope del Miembro C1 (Figura 18 y 19). Esta señal glauconítica también ha sido evidenciada en la parte media del Miembro C1 mediante el análisis petrográfico de gravas en esta misma sección proximal (Parra et al, 2010). Análisis de paleocorrientes en este mismo sector y en el intervalo C3-C1 sugiere un patrón de flujo hacia el Este (sección 4.3.2 de este estudio), permitiendo deducir la existencia de un paleoalto hacia el oeste muy cercano en el anticlinal de Santa María.

Figura 18. Perfiles composicionales que muestran las tendencias de los minerales y líticos indicadores de ventanas de erosión durante el Mioceno temprano-Plioceno de la cuenca de Medina.



Estas evidencias conducen a interpretar que la señal glauconítica del sector de Tontogüe, encontrada dentro del intervalo medio del Miembro C1 muestra una temporalidad muy aproximada de la ventana de erosión del Grupo Guadalupe.

Posiblemente, la explicación de la ausencia temprana de la señal glauconítica en los sectores distales de la cuenca de Medina, está registrada en la baja resistencia de este mineral, permitiendo que a tan prologadas distancias su presencia sea mínima o ausente cuando los sedimentos más resistentes lograron su arribo a los sectores distales. Por otra parte, si la glauconita es transportada dentro del almacén arenoso de un lítico podría alcanzar su preservación hasta sectores más distales y en tal caso la disparidad de la señal glauconítica en el registro estratigráfico entre el sector proximal y el distal podría representar un arribo tardío de los sedimentos hacia los sectores más distales. Realmente, el registro glauconítico encontrado en los perfiles de Maya y Gazaunta (depozona de bajo flexural distal) se ha evidenciado en arenitas glauconíticas por lo cual se interpreta que su señal persiste hasta los sectores más distales en forma de líticos. Esto permite concluir que la diferencia en posición estratigráfica de la señal glauconítica entre el perfil proximal de Tontogüe y los perfiles distales Maya y Gazaunta revela que las facies arenosas presentan un arribo tardío hasta el sector distal de la cuenca en lo que hoy es el eje del Sinclinal el Río Amarillo y su prolongación hacia el sur.

Lo anterior implica que en un primer estado la cuenca presentaba sectores distales a los cuales no ingresaba la sedimentación temprana procedente del orógeno pero que posteriormente en un segundo estado la carga tectónica se incrementa en la Falla de Tesalia-Lengupá permitiendo la ampliación del bajo flexural y por consiguiente facilitando el ingreso de sedimentos procedentes del orógeno hacia los sectores que anteriormente no se alimentaban de fuentes orogénicas (Figura 19).

El intervalo basal de la Formación Guayabo Inferior en la sección Gazaunta presenta un contrastante comportamiento de la glauconita, puesto que hacia la

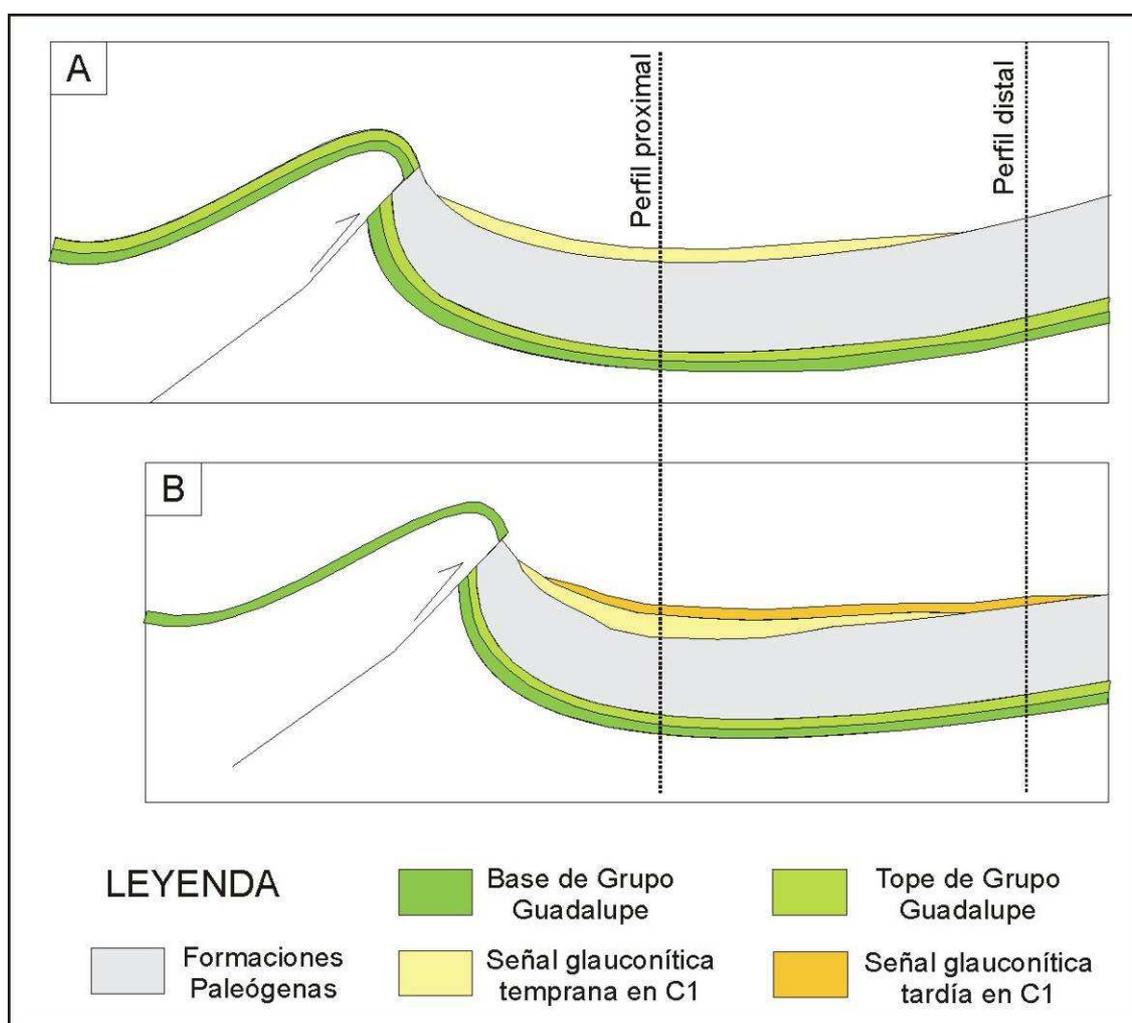
base de la unidad las arenitas glauconíticas son ausentes mientras en la parte media y superior se reanuda su presencia (Figura 18). Los otros dos perfiles al norte no contienen datos en este intervalo basal del Guayabo Inferior, pero aquellos datos tomados en el tope de la Formación Guayabo inferior (sección Maya–Jagua y Tontogue) y la Formación Guayabo superior (Sección Tontogüe) muestran el mismo pico de glauconita observado en la sección más sur. Lo anterior permite deducir que una ventana de erosión con presencia de glauconita estuvo expuesta durante gran parte del Mioceno tardío mientras se dio lugar a la depositación de la parte media y superior de la Formación Guayabo Inferior y la base del Guayabo Superior.

Esta concentración de glauconita en el Grupo Guayabo corresponde al registro glauconítico más tardío dentro de la cuenca de Medina, por lo cual se deduce que su fuente de sedimentos estaría en el intervalo basal de la secuencia del orógeno que contiene a este mineral, el cual corresponde a la Formación Une (Guerrero y Sarmiento, 1996; Vergara y Rodríguez, 1996).

Estos picos de glauconita tanto en la Formación León-Miembro C1 como en el Grupo Guayabo restringen la ventana de erosión de la Formación Chipaque a un lapso en la depositación de glauconita localizado en el intervalo estratigráfico tope de la Formación León y base de la Formación Guayabo Inferior (Figura 18).

Si bien la concentración de la glauconita en el Grupo Guayabo tiene una tendencia muy incrementada comparada con la presencia glauconítica en el Miembro C1 y la Formación León (Figura 18), por el contrario el comportamiento de la distribución de este mineral en las unidades fuentes presenta mayor concentración de glauconita en las Formaciones Plaeners y Arenisca dura del Grupo Guadalupe (Figura 13 a y b) que en la Formación Une, esto es de acuerdo a observaciones en láminas delgadas de estas unidades en la sección de la Quebrada San Antonio.

Figura 19. Modelo de la evolución de la distribución de la señal glauconítica dentro de la Cuenca de Medina. (A) Primer estado de propagación de las arenas glauconíticas con restricción hacia sectores distales en los perfiles Maya y Gazaunta durante el depósito de la parte media del C1. (B) Segundo estado de propagación de las arenas glauconíticas hacia los sectores anteriormente no cubiertos, lo cual ocurre cuando la carga tectónica a incrementado y ampliado la depozona del bajo flexural.



Es difícil sustentar la alta proporción de glauconita en este intervalo respecto a la baja proporción presente en la Formación León y el Miembro C1 (Figura 18), puesto que en las observaciones realizadas en láminas delgadas de las formaciones Plaeners y Arenisca Dura (Figuras 13 a y b) el contenido de este mineral es alto y en consecuencia se esperaría un incrementado porcentaje de este mineral en la Formación León y el Miembro C1 comparado con su concentración en el Grupo Guayabo. Simultáneo a este comportamiento

glaucónítico desde el análisis petrográfico de arenitas, la presencia de la glauconita mantiene esta relación dentro de las gravas en el sector proximal de la cuenca (Parra et al, 2010), siendo mayor el contenido de glauconita en el Grupo Guayabo que en el Miembro C1, aunque la diferencia en la concentración del mineral no es tan grande entre los dos intervalos en cuestión comparada con la obtenida en el estudio de arenitas. Esta situación permite sugerir que la depositación de la glauconita en la Cuenca de Medina durante el Mioceno tardío aparte de ser provista por la fracción procedente de la Formación Une también es obtenida de una fracción procedente del retrabajamiento de los infrayacentes depósitos correspondientes al intervalo Miembro C1-Formación León.

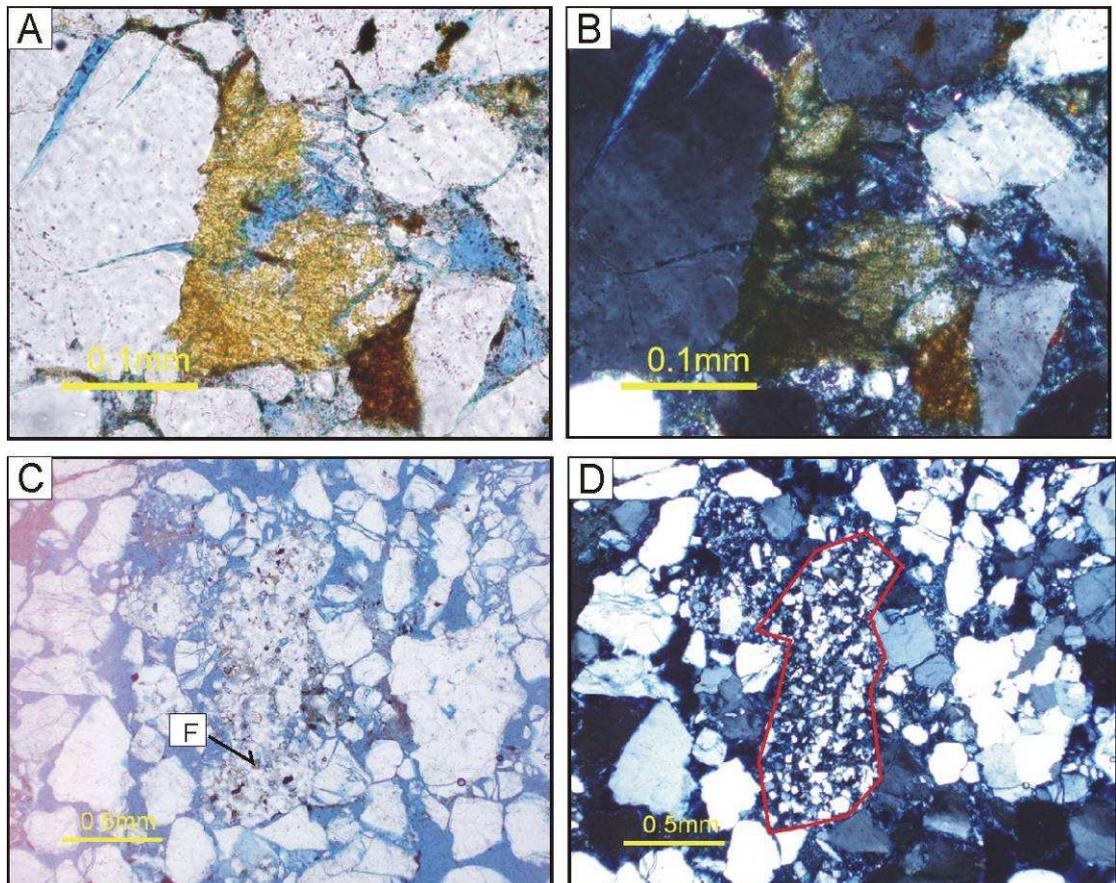
Las rutas de migración de estos sedimentos retrabajados son evidenciadas en patrones de paleocorrientes encontrados dentro del registro estratigráfico del Grupo Guayabo. Patrones de paleocorrientes hacia el noreste (sección 4.3.1 de este estudio) son el criterio para deducir que la fuente de la glauconita durante el Mioceno tardío estuvo ubicada dentro del orógeno levantado por las fallas de Servitá y Tesalia-Lengupá, y que de igual forma lo estuvo dentro de los sedimentos retrabajados ubicados dentro de la depozona del bajo flexural de la cuenca. Por otra parte, patrones de paleocorrientes hacia el oeste encontrados en las formaciones tope del Guayabo Inferior-base del Guayabo Superior (sección 4.3.3 de este estudio) indican la integración de una nueva fuente de sedimentos derivados del progresivo levantamiento del anticlinal del Guavio, lo cual está soportado además en el desproporcionado incremento de la glauconita durante el intervalo límite Mio-plioceno correspondiente al tope del Guayabo Inferior y base del Guayabo Superior.

#### **4.2.2. SEÑAL COMPOSICIONAL DE LA GLAUCONITA-FELDESPATO**

De acuerdo a observaciones de láminas delgadas de arenas del Grupo Guadalupe, el contenido de feldespato es bajo en los miembros Labor y Tierna y continua su incremento secuencia abajo en el Miembro Plaeners alcanzando porcentajes de hasta el treinta por ciento y nuevamente disminuye en la

Arenisca Dura en porcentajes del cinco por ciento y hasta ser ausente (Figura 13a y b).

Figura 20. Fotografías de sublitoarenitas de la Formación Guayabo Inferior que contienen feldespato y líticos con feldespato. (A y B) Clasto de feldespato como un grano monomineral en nicole paralelos y cruzados, presenta tinción amarilla para feldespato. (C y D) Clasto de limolita con feldespato bordeada por clastos de cuarzo en nicole paralelos y cruzados. La flecha indica un clasto de feldespato tamaño limo incluido en el lítico.



Este comportamiento también se observa en el contenido de feldespato depositado en la cuenca a lo largo de los tres perfiles composicionales (Figura 18 y 20), pues los sedimentos del tope del Miembro C1 que contienen glauconita muestran inicialmente una carencia en el contenido de feldespato y líticos con feldespato pero que posteriormente incrementa de manera súbita su concentración dentro de la Formación León.

Este comportamiento en la distribución del feldespatos y líticas de feldespatos combinado con la presencia de la glauconita demuestra que el arribo de los sedimentos provenientes del Grupo Guadalupe está representado en el depósito del Miembro C1-Formación León. El arribo de estos sedimentos con glauconita y feldespatos al parecer no es sincrónico en toda la cuenca, pues si se relacionan el perfil composicional más proximal (Perfil Tontogüe) contra los perfiles distales (Perfiles Gazaunta y Maya) se obtiene que la primera aparición de la señal glauconita-feldespatos es más temprana en la parte proximal de la cuenca (parte media del Miembro C1) que en las partes más distales (Tope del Miembro C1) (Figura 18 y 19).

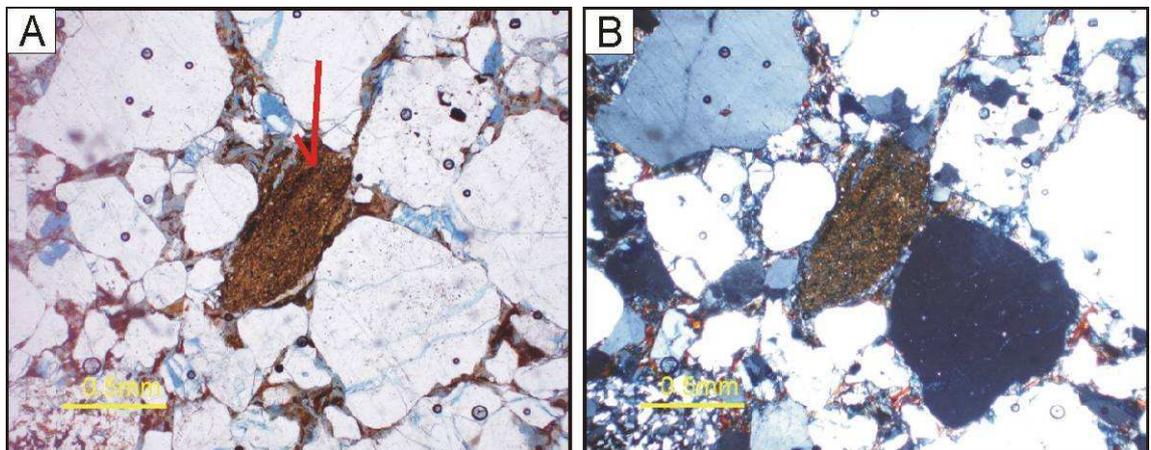
De igual forma que en lo observado del contenido de glauconita dentro del intervalo tope del Guayabo inferior y base del Guayabo Superior (Sección 4.2.1), los líticas con feldespatos presentan picos que son sincrónicos con los picos de glauconita, lo cual se observa en el tope de la Formación Guayabo Inferior del perfil de Gazaunta y en tope de Guayabo Inferior-base del Guayabo Superior del Perfil Tontogüe. Este incremento sincronizado entre la glauconita y los líticas con feldespatos se transforma en otro criterio para deducir la procedencia de este par glauconita-feldespatos. Las rocas fuentes de la cuenca no tienen una amplia gama de estratos donde abunde el par glauconita-feldespatos, por lo cual se convierte en un buen indicador de la señal composicional de la cuenca. Como se había mencionado en la petrografía de las rocas fuentes (sección 4.2), las formaciones Plaeners y Arenisca Dura son las formaciones fuentes en el orógeno que contienen un alto contenido de feldespatos y glauconita a la vez, permitiendo identificar de manera menos tediosa los depósitos del producto erosionado de estas formaciones en la cuenca. La concentración alta del par glauconita-feldespatos dentro del tope del Guayabo Inferior y base del Guayabo Superior permiten deducir que sus depósitos pueden proceder ya sea directamente o por retrabajamiento de litologías de las formaciones Plaeners y Arenisca Dura. Estos depósitos no proceden directamente de estas formaciones, pues mediante la primera aparición de la señal glauconítica está determinado que el Grupo Guadalupe

tuvo su ventana de erosión en el Mioceno medio con el depositación del Miembro C1 y base de la Formación León (sección 4.2.1). Por lo tanto, la procedencia de estos sedimentos con presencia de glauconita-feldespato debe estar asociada al retrabajamiento de unidades como la Formación León y el Miembro C1 ya depositados en la cuenca. Es de aclarar que la procedencia no es solo de material retrabajado del Plaeners y Arenisca Dura, pues como se dedujo de la glauconita en la sección 4.2.1, la cuenca presenta su fuente en el orógeno desde la Formación Une.

#### 4.2.3. SEÑAL COMPOSICIONAL FELDESPATO-ARCILLA

Los líticas de arcillolitas encontradas en la zona de estudio presentan buena preservación, aunque en algunas ocasiones se observan sobrepresionadas por otros clastos de cuarzo pudiéndose enmascarar con matriz arcillosa de la misma roca (Figura 21).

Figura 21. Fotografías de lámina delgada de sublitoarenitas de la Formación Guayabo Inferior con lítico de arcillolita parda sobrepresionadas por granos de cuarzo en nicoles paralelos (A) y cruzados (B).



De los perfiles composicionales de las secciones norte y sur se observa en las arcillolitas una amplia distribución en el intervalo Miembro C1- Formación Guayabo Inferior de la misma forma que lo hacen de manera integrada el feldespato y líticas de feldespato, pero este comportamiento constante es

perturbado en el tope del Guayabo Inferior donde disminuye drásticamente la concentración de estos tres componentes (Figura 18). Esta disminución abrupta de clastos débiles podría ser un indicio de retrabajamiento (Jones et al 2004) y es una vez más otro criterio que indica procesos de retrabajamiento durante el límite Mioceno tardío-Plioceno (Figura 18).

Los perfiles distales de la cuenca presentan algunos intervalos donde carece de líticas de arcillolitas, estos intervalos corresponden al tope del Miembro C1 en el perfil de Gazaunta y a la base de la Formación León, mientras que en el perfil proximal de Tontogüe el contenido de arcillas tiene un comportamiento continuo excepto dentro del intervalo tope del Guayabo Superior y base del Guayabo Inferior (Figura 18). Esto indica que la Cuenca de Medina no presenta retrabajamiento intenso en su parte proximal durante la depositación del Mioceno sino hasta el límite Mioceno-Plioceno cuando se depositan sedimentos retrabajados de por lo menos un segundo ciclo procedente de las formaciones Plaeners y Arenisca Dura (Sección 4.2.2). En las partes distales de la cuenca existe correlación entre los intervalos de carencia de arcillolitas y los picos de líticas metamórficas, lo cual indica que ha existido retrabajamiento que permitiera el rompimiento de litologías arcillosas y la reconcentración de litologías metamórficas. En estos sectores distales existen patrones de paleocorrientes hacia el noreste que posibilitan el arrastre de sedimentos ubicados en el área suroeste de la cuenca (Sección 4.3.1), de lo cual se deduce que son la fuente de estos sedimentos ricos en líticas metamórficas depositados en las partes distales de la cuenca (Perfiles Gazaunta y Maya), puesto que las fuentes aledañas al oeste en el orógeno presentan la ventana de erosión en el Grupo Guadalupe. Estos sedimentos metamórficos no necesariamente indican que en el suroeste de la cuenca se estuviera erosionando la Formación Los Cuervos, pues es posible que sean sedimentos retrabajados provenientes de esta unidad

#### **4.2.4. SEÑAL COMPOSICIONAL CHERT-LÍTICOS METAMÓRFICOS**

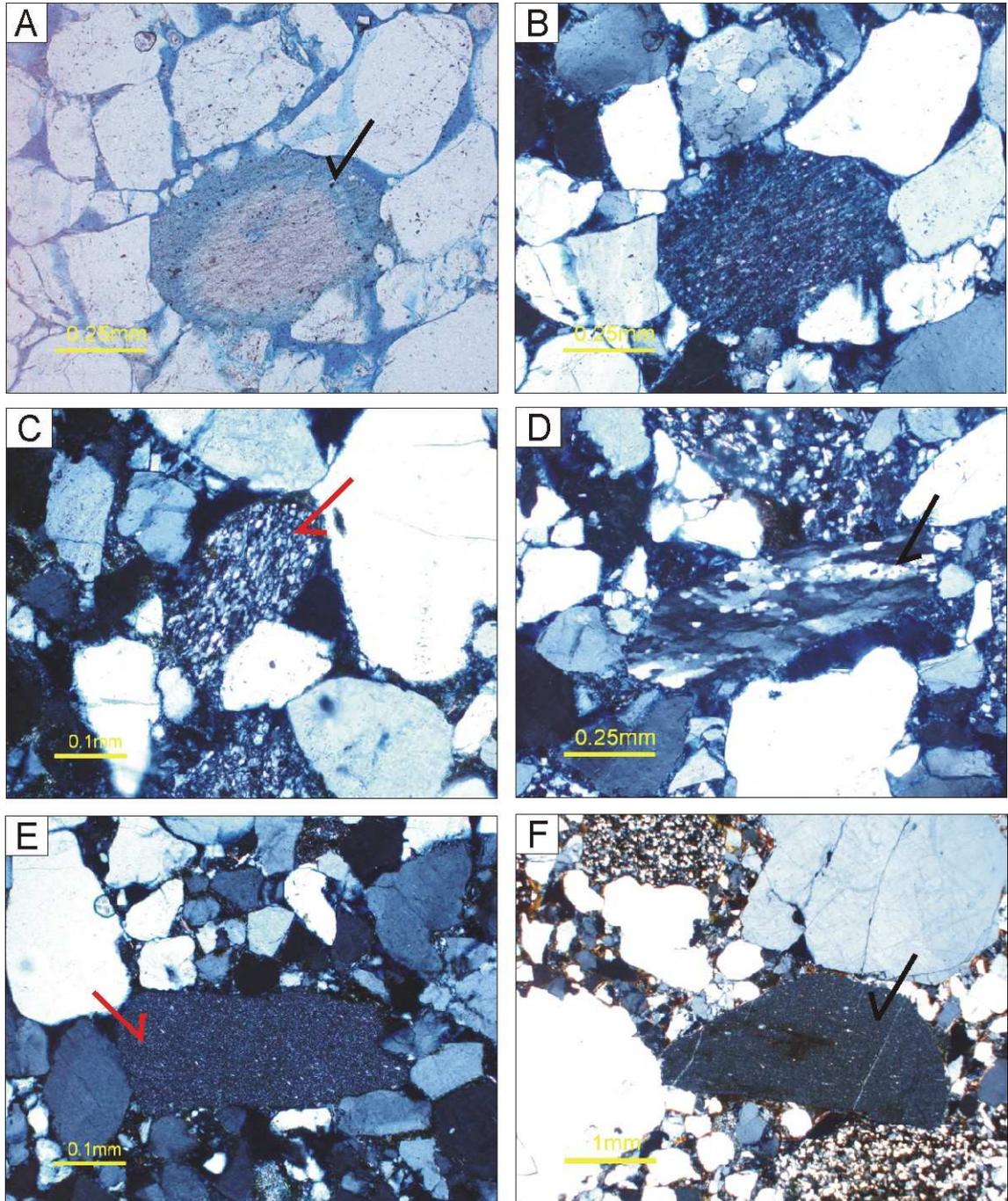
Los líticos metamórficos más abundantes en el área de estudio son filitas, pizarras, cuarzos metamórficos foliados, metacuarzoarenitas y metalimolitas, mientras que los cherts son mayormente blancos y algunos de color verde (Figura 22).

Los líticos metamórficos y chert suman el mayor porcentaje dentro de la fracción de fragmentos líticos, y además se encuentran distribuidos dentro de todo el intervalo estratigráfico desde el Miembro C3 hasta la Formación Guayabo inferior de la cuenca de Medina. Los líticos metamórficos presentan tres picos muy pronunciados dentro del intervalo estratigráfico en los miembros C3, C1 y la Formación León, aunque hacia el tope de la Formación Guayabo superior se observa la presencia de dos pequeños picos de líticos metamórficos asociados con dos picos grandes de chert.

En la sección de Maya, el pico más antiguo del Miembro C3 está compuesto por una asociación de chert, líticos metamórficos y feldespatos, lo cual se correlaciona muy bien con la asociación de clastos de filitas, chert y feldespatos observados en lámina delgada de sublitoarenitas de la base de la Formación Los Cuervos del sector San Luis de Gaceno, pero no es muy convincente de ser un producto directo de la fuente de la Formación Los Cuervos, pues existe un lapso muy grande entre el inicio de erosión del Grupo Guadalupe (Techo del Miembro C1) y la ventana de erosión de la Formación Los Cuervos (Miembro C3).

Por el contrario para el pico de líticos metamórficos de la parte intermedia del Miembro C1 es más probable que la fuente directa de los metamórficos sea la base de la Formación Los Cuervos pues esto sugerir  erosión continua de Los Cuervos-Guadalupe. Surge por lo tanto el problema de atribuir de dónde provienen estos sedimentos metamórficos depositados en el Miembro C3, siendo viable la respuesta sustentable de las direcciones noreste de la paleocorrientes en este intervalo de tiempo (ver sección 4.3.1).

Figura 22. Fotografías de sublitoarenitas de la Formación Carbonera con contenido de líticas metamórficas y chert. (A y B) Lítico de filita sobrepresionadas por cuarzo aledaños. (C) Lítico de pizarra. (D) Cuarzo Foliado. (E y F) Líticos de chert.



Estos paleoflujos indican una fuente de sedimentos ubicada al suroeste que corresponde a lo que hoy día es el macizo de Quetame en el Anticlinal de Farallones, cuya falla asociada Falla de Servitá presenta una disminución en

desplazamiento hacia el norte (Mora et al, 2007), de lo cual se puede interpretar que muy probablemente para el tiempo del Miembro C3 esta falla estaría exhumando la Formación Los Cuervos en el sector suroeste de la Cuenca de Medina.

Finalmente, el pico de líticos metamórficos ubicado en la Formación León (Sección Central) podría ser el resultado de retrabajamiento de depósitos del Miembro C1 ricos en líticos metamórficos, que fueran expuestos durante la depositación de arenitas de la Formación León.

#### **4.2.5. SEÑAL COMPOSICIONAL LÍTICOS CON CHERT**

La presencia de líticos con chert dentro de cuarzoarenitas del Grupo Guadalupe (Figura 22) genera expectativas para encontrar líticos con chert dentro de los depósitos de la cuenca. Efectivamente, la Formación Guayabo Inferior presenta secuencia arriba un leve incremento en el contenido de líticos con chert, lo cual corrobora la exposición de la ventana de erosión del Grupo Guadalupe y la Formación Une durante el Mioceno medio y tardío.

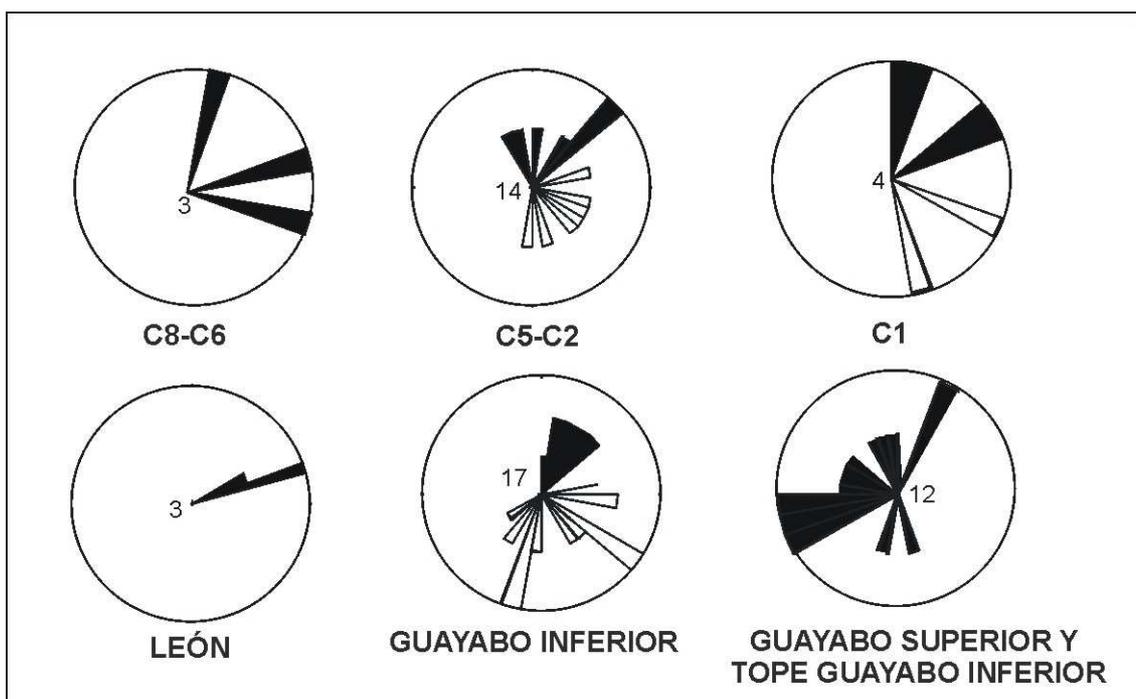
### **4.3. ANÁLISIS DE PALEOCORRIENTES**

Mediciones de paleocorrientes realizadas a lo largo del intervalo estratigráfico que comprende desde el Miembro C7 hasta la Formación Guayabo Inferior muestran dos tendencias de paleoflujo, una de las cuales se orienta hacia el noreste a lo largo de casi toda la cuenca, mientras que el otro patrón de flujo tiene tendencia hacia el este y está restringido solo hacia la parte noroeste (Figura 23). Por otra parte, durante la sedimentación de las formaciones Guayabo Superior y el tope del Guayabo Inferior predomina un patrón de flujo noroeste a lo largo del eje del sinclinal de Nazareth. Estas tendencias son consideradas a continuación.

#### **4.3.1. TENDENCIAS DE PALEOFLUJO NORESTE**

Este patrón de flujo noreste tiene gran distribución areal en la cuenca, influenciando sectores muy lejanos hacia el norte donde se manifiesta como una corriente unidireccional que forma ripples en un ambiente de estuarios del Miembro C3 de la Formación Carbonera y que posteriormente en Miembro C1 en ese mismo sector prosigue con la misma dirección pero en una corriente de mayor energía que registra estratificación cruzada en artesa (Figura 24).

Figura 23. Diagramas de rosas mostrando direcciones preferenciales en las paleocorrientes en las formaciones Carbonera, León y el Grupo Guayabo. Los patrones sombreados corresponden a una misma familia de paleocorrientes de gran extensión en la cuenca, mientras que los claros pertenecen a una familia restringida a la parte noroeste. La última roseta del Guayabo Superior registra el levantamiento del flanco este del Sinclinal de Medina.



Esta tendencia de flujo se identificó a lo largo de la franja C7-C1 ubicada al este del sinclinal del Río Amarillo en el bloque colgante de la Falla de Guaicaramo (Figuras 25 y 26a). Seguidamente, la continuidad en el tiempo de este patrón de flujo se ve reflejado en el registro de las arenas de la Formación León al sur de la cuenca y prosigue hacia el intervalo base y medio de la

Formación Guayabo Inferior en el flanco este del sinclinal de Medina (Figuras 26b y 27a).

Lo anterior indica la existencia de una fuente de sedimentos localizada al suroeste que se comporta como un paleoalto de gran dimensión con respecto a sus partes aledañas al norte y a la vez permite definir que la cuenca presentaba mayor subsidencia al noreste. Según la extensión en el tiempo de este patrón, el gran paleoalto ha subsistido desde el Mioceno temprano con la depositación del Miembro C5 de la Formación Carbonera, lo cual coincide con la formación de estratos de crecimiento en el miembro C5 en el flanco este del Anticlinal de Farallones identificados en Parra et al (2010). La evidencia de la localización de este paleoalto al suroeste de la cuenca correlaciona con lo que hoy es el alto del Macizo de Quetame y podría estar relacionado al alto desplazamiento de la falla de Servitá al sur, de acuerdo a Mora et al (2007).

Figura 24. Fotografías de ripples asimétricos en el Miembro C3 indicando una dirección de flujo. (A) Afloramiento con presencia de ripples. (B) Dirección de flujo Noreste en un ripple.

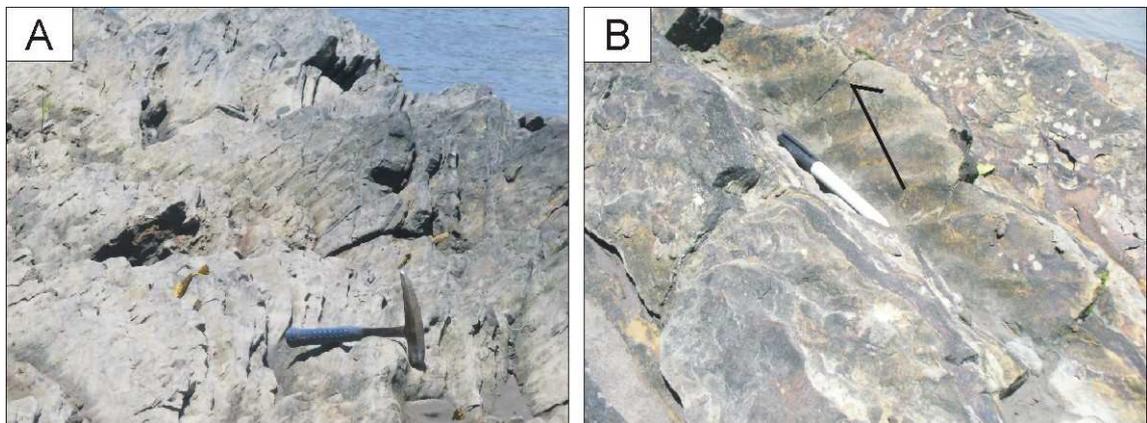
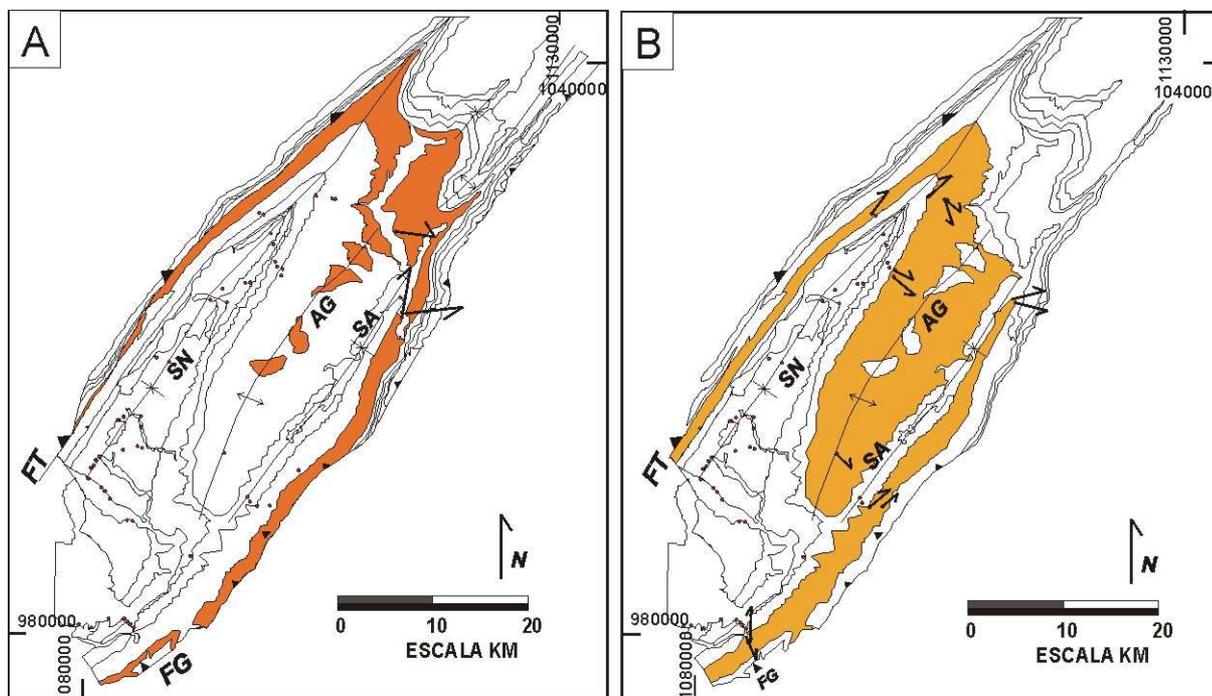


Figura 25. Tendencias de paleoflujo registrados en la Formación Carbonera de la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en los miembros C8-C6. (B) Paleoflujos en los miembros C5-C2. SN: Sinclinal de Nazareth, AG: Anticlinal del Guavio, SA: Sinclinal del Río Amarillo, FT: Falla de Tesalia-Lengupá y FG: Falla de Guaicaramo. Estas abreviaturas funcionan para los mapas de las figuras 26 y 27.



#### 4.3.2. TENDENCIA DE PALEOFLUJO ESTE

Este patrón de flujo con flujo hacia el este está registrado en el intervalo estratigráfico del Miembro C3, C1 y en la Formación Guayabo Inferior del sector noroeste de la cuenca que cubre lo que hoy es el cierre del Sinclinal de Nazareth al norte (Figuras 23, 25a y b, 26a y 27a). Este patrón se presenta a lo largo de las facies gruesas del bajo flexural proximal de la cuenca de Medina, lo cual puede ser la razón por la que mantenga su renuente orientación hacia el este, con algunas variaciones noreste a sureste. Las estructuras en las cuales se hicieron estas mediciones corresponden a artesas de fondo de canales y rellenos de canal (Figura 28).

Figura 26. Tendencias de paleoflujo registrados en la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en el miembro C1. (B) Paleoflujos en la Formación León.

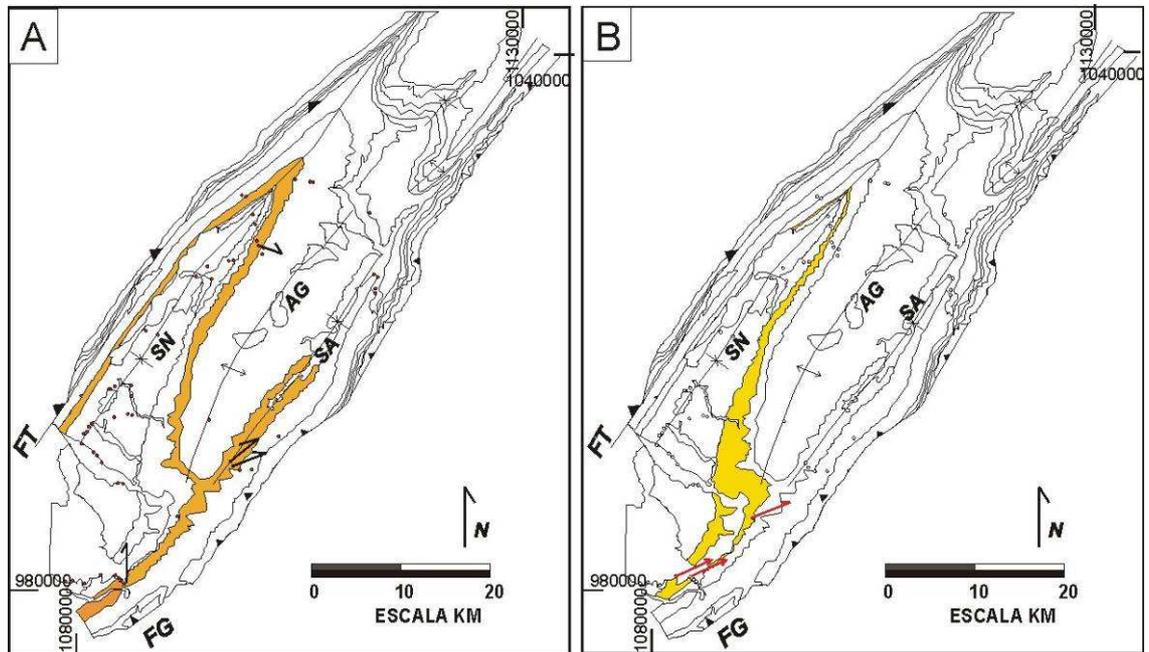
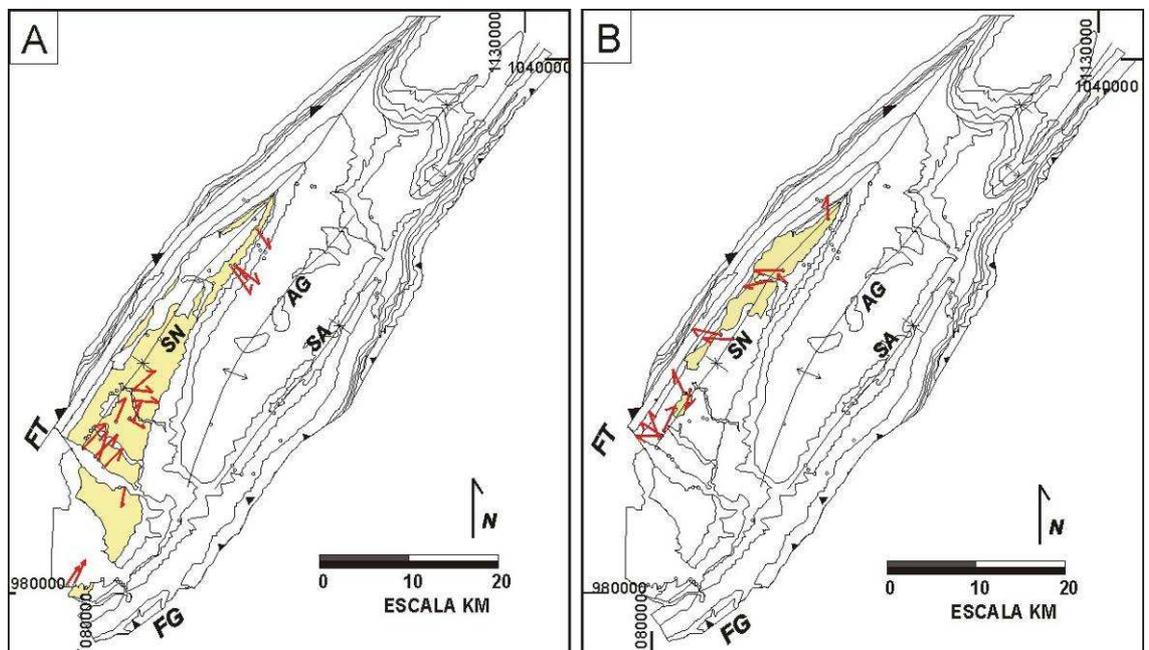


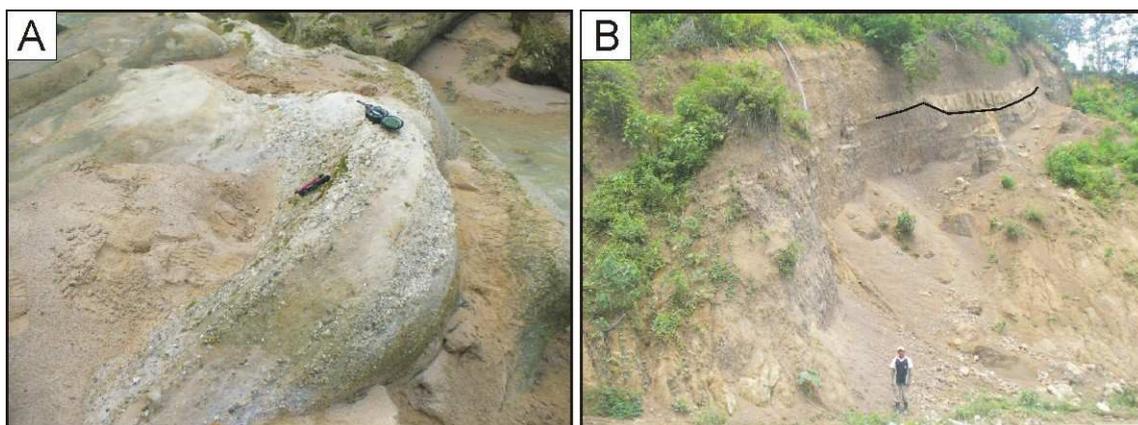
Figura 27. Tendencias de paleoflujo registrados en la Cuenca de Medina. (A) Paleoflujos en la Formación Guayabo Inferior. (B) Paleoflujos en las formaciones Guayabo Superior y tope del Guayabo Inferior.



Este patrón de paleocorrientes orientado hacia el este representa un dominio local de sedimentación que realmente cumple la función de flujos

alimentadores de un gran flujo como lo es el patrón con orientación noreste. Sin embargo, este es el escenario ideal para la realización de estudios de procedencia, pues los depósitos no se encuentran influenciados por flujos que produzcan su retrabajamiento y mezcla con sedimentos de otros sectores. Posiblemente, esta sería una de las razones por la cual el perfil composicional del sector Tontogüe en este estudio y el análisis de gravas en Parra et al (2010) presente tan escasa presencia de líticos metamórficos comparado con los otros dos perfiles del sur que se analizaron en zonas más distales de la cuenca donde hay influencia del flujo noreste.

Figura 28. Fotografías de estructuras sobre las cuales se midieron paleocorrientes con tendencias hacia el Este. (A) Relleno de canal en la Formación Guayabo Inferior. (B) Artesa de fondo de canal en el Miembro C3.



#### 4.3.3. TENDENCIA DE PALEOFLUJO NOROESTE

Mediciones de paleocorrientes en arenitas con estructuras de relleno de canal del intervalo tope del Guayabo Inferior y base del Guayabo Superior tomadas a lo largo del eje del Sinclinal de Nazareth, muestran un patrón de flujo orientado hacia el noroeste-Oeste (Figura 23 y 28b). Este cambio repentino del régimen de drenaje de la cuenca desde un flujo orientado al Noreste en la base de la Formación Guayabo Inferior hacia un nuevo patrón con dirección Noroeste, indica una inclinación de la pendiente del piso del bajo flexural proximal de la cuenca hacia el orógeno evidenciando el inicio del levantamiento del flanco este del Sinclinal de Medina por parte del ingreso de la Falla de Guaicaramo

hacia el antiguo bajo flexural de Medina. Este cambio de pendiente es el resultado esperado del ingreso de la deformación hacia la cuenca, debido a la normal propagación del frente orogénico hacia zonas de menor deformación. De acuerdo a lo anteriormente postulado por el cambio de régimen de paleocorrientes, se puede deducir que el inicio de la actividad de la Falla de Guaicaramo se produjo durante la depositación del tope del Guayabo Inferior, es decir cerca al límite Mioceno-Plioceno.

## **5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### **5.1. VENTANAS DE EROSIÓN Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE DURANTE EL MIOCENO: IMPLICACIONES CINEMÁTICAS.**

El análisis de paleocorrientes permite concluir que existió un patrón de drenaje con flujo hacia el noreste que se extiende a lo largo de toda la cuenca de Medina sugiriendo un paleoalto ubicado hacia el suroeste que corresponde a lo que hoy día es el Macizo de Quetame. Un patrón de paleocorrientes con flujo hacia el este y algunas variaciones NE a SE, se presenta al noroeste de la cuenca (sección Tontogüe), el cual tiene influencia en un área más pequeña que el patrón con flujo hacia el noreste. Este nuevo patrón indica que un paleoalto ubicado al oeste se consolidó en una fuente de sedimento durante el Mioceno (Figuras 25b, 26a y 27a), lo cual estaría relacionado con la formación del anticlinal de Santa María que de acuerdo a Mora et al (2007) presenta más deformación por plegamiento que por desplazamiento de la Falla de Lengupá y Tesalia, induciendo a que el orógeno acomode más acortamiento en el sur mediante la Falla de Servitá que en el norte mediante las fallas de Lengupá y Tesalia. Muy probablemente este razonamiento se convierte en la causa por la cual este paleoalto presenta su influencia en un área más local, pues sus niveles de deformación no son comparables con los del paleoalto ubicado hacia el suroeste. Una evidencia de la influencia local y de la cercanía de este paleoflujo a su área fuente es el alto contenido de materiales débiles como el feldespatos, arcillolitas, líticos con feldespatos y líticos con arcillolitas presentes en la sección Tontogüe comparado con las dos secciones de más al sur. Otra

evidencia que soporta este patrón de flujo es la escasa proporción de líticos metamórficos vistos en este estudio y en Parra et al (2010) para el sector de Tontogüe, lo cual indica que el paleoflujo regional noreste no presentó gran influencia con depositación de materiales de retrabajamiento sobre esta área.

El descifrar la historia temprana de exhumación de las unidades Paleocenas-Eocenas desde el análisis de procedencia desde arenitas está limitado a la historia de exhumación de la Formación los Cuervos, pues es la única unidad dentro de este intervalo que presentan indicadores litológicos característicos como para identificarlos dentro de la secuencia de depósito de la cuenca. Esta unidad presenta una conjugación de tres tipos de líticos que solo se encuentran juntos dentro de la base de la Formación Los Cuervos, los cuales son chert, líticos metamórficos y líticos con feldespatos (Figura 13 c y d). Esta conjugación de líticos ha sido identificada mayormente dentro de los perfiles distales de la cuenca pues estos perfiles corresponden a las zonas más propensas a mezclar sus sedimentos locales procedentes de la zona aledaña en el orógeno con sedimentos procedentes de zonas ubicadas al suroeste de acuerdo con patrones de paleocorrientes con flujo hacia el noreste. Los perfiles distales muestran diferentes intervalos estratigráficos del relleno de la cuenca con presencia de alto contenido de estos tres tipos de líticos, pero solo un intervalo de estos corresponde a la fuente directa en la zona aledaña dentro del orógeno. Este intervalo ha sido ubicado dentro de la parte media del Miembro C1 en la parte distal, pues es el intervalo inmediatamente infrayacente a la primera aparición de la glauconita en la Cuenca. Esto permite concluir que la ventana de erosión de la base de la Formación Los Cuervos tuvo lugar dentro del Mioceno temprano.

La presencia de alto contenido de los tres tipos líticos procedentes de la base de la Formación Los Cuervos también está distribuida en intervalos infrayacentes como lo es en el límite entre los miembros C2 y C3 de los perfiles distales de la cuenca. La existencia de patrones de paleocorrientes con flujo hacia el noreste en los sectores distales durante el depósito de estos dos

miembros, se convierten en la clave para sustentar de donde proceden estos sedimentos si la ventana de erosión de la base de la Formación Los Cuervos en la zona más aledaña en el orógeno aún no había sido expuesta. De acuerdo a lo anterior, las paleocorrientes con flujo hacia el noreste serían una de las causas posibles para encontrar este tipo de sedimentos en estos perfiles, por lo cual se deduce que para este tiempo ya existía algún paleoalto ubicado al suroeste de la cuenca, en el cual se estuviera exhumando la base de la Formación los Cuervos cuando en el sector norte del orógeno aun no estuvo presente esta ventana de erosión sino hasta cuando se dio la depositación del Miembro C1. Lo anterior implica que el desplazamiento de la Falla de Servitá era más grande en el sur que en el norte de tal manera que permitiera que en el sur del orógeno se diera la formación de la ventana de erosión de la base de Los Cuervos mientras que en el norte aun se erosionaban rocas más jóvenes, lo cual coincide con lo propuesto por Mora et al (2007) cuando propone una disminución del desplazamiento de la Falla de Servitá hacia el norte.

La identificación de la temporalidad de la erosión de las unidades cretácicas superiores mediante análisis de procedencia en arenitas está directamente ligada a la presencia de la glauconita, de acuerdo al análisis petrográfico de las arenitas de la Formación Une y el Grupo Guadalupe en el área fuente, aunque también se puede ser más específico pues formaciones como Plaeners y Arenisca Dura del Grupo Guadalupe presentan altos contenidos del par glauconita-feldespatos (Figura 13 a y b) de tal manera que se puede dilucidar la ventana de erosión de estas unidades.

La primera aparición de glauconita no es sincrónica en toda la cuenca puesto que desde el perfil proximal de Tontogüe se deriva que la primera señal glauconítica se registra en la parte media del C1 de acuerdo a lo obtenido desde petrografía de gravas en Parra et al (2010) y el análisis de procedencia en arenitas de este estudio, mientras que de los perfiles distales de Maya y Jagua se deduce el arribo de este mineral en el tope del C1-base de la Formación León. Análisis de paleocorrientes en el perfil proximal de Tontogüe

en el intervalo C3-C1 sugiere un patrón de flujo hacia el Este (sección 4.3.2 de este estudio), permitiendo deducir la existencia de un paleoalto hacia el oeste muy cercano en el anticlinal de Santa María. La correlación de estas paleocorrientes con la primera señal glauconítica en el perfil proximal permite concluir que esta es la edad más aproximada a la formación de la ventana de erosión del Grupo Guadalupe en el orógeno. Por otra parte, existe el problema de definir las causas por las cuales el primer arribo de la glauconita a las partes distales de la cuenca presenta un retardo. Una primera causa podría ser la baja resistencia de la glauconita a largas distancias de transporte que impidiera su preservación y solo se depositaran los minerales fuertes. La realidad es que la presencia de la glauconita en los perfiles distales de este estudio se encuentra principalmente dentro del almacén de arenitas, permitiendo así que este mineral aumente sus probabilidades de preservarse hasta tales distancias. Esto implica que las explicaciones a este problema no son desde una perspectiva de la resistencia de los materiales sino más bien a nivel del comportamiento flexural de la cuenca.

El incremento de la carga tectónica y la carga de sedimentos de una cuenca de antepaís afecta directamente su morfología permitiendo el aumento en la tasa de subsidencia y por lo tanto una mayor profundización del bajo flexural proximal, como también puede existir alto suministro de sedimento que permita la migración de sistemas fluviales hacia las partes distales. La existencia de un incremento en la tasas de subsidencia tectónica y subsidencia por carga de sedimentos en la cuenca de Medina durante el Mioceno ha sido interpretado desde un análisis geohistórico (Parra et al, 2009a) e igualmente se ha encontrado un incremento en la tasa de sedimentación de hasta 480m/my durante el Mioceno temprano (Parra et al, 2010). De esto se puede deducir que muy probablemente la parte axial de la depozona de bajo flexural ha sufrido desplazamiento y por lo tanto las corrientes del sistema fluvial regional con flujos hacia el noreste (sección 4.3.1) también lo hicieron simultáneamente. Este sistema fluvial podría haber actuado como una barrera que impidiera el ingreso de los sedimentos con glauconita hacia las partes distales de la

cuenca. Por lo tanto, la ausencia de la glauconita en estos sectores durante la depositación de la parte media del Miembro C1 posiblemente se debe a la influencia de un sistema fluvial que cortó comunicación con flujos procedentes del orógeno, mientras que en el intervalo tope del Miembro C1-Formación León se presenta migración del sistema hacia el cratón permitiendo que las antiguas zonas distales sean provistas de sedimentos con glauconita.

Existe una disparidad en la aparición de la señal glauconítica dentro de los perfiles distales, la cual está representada por una aparición temprana en el tope del Miembro C1 de la sección más sur de la cuenca (Gazaunta); mientras que un arribo un poco retardado se muestra en la sección norte (Maya Jagua), donde la señal glauconítica se posterga hacia los niveles intermedios de la Formación León (Figura 18).

Esta diferencia en la posición estratigráfica a la cual se encuentra la primera señal glauconítica puede estar sustentada en dos hipótesis. La primera hipótesis podría corresponder a un arribo regional de la glauconita hacia los sectores distales excepto aquellas zonas en las que el sistema fluvial noreste se comporta como barrera impidiendo el ingreso de este mineral hacia zonas lejanas hacia el cratón. En este escenario debería ser evidente que si las muestras del tope del Miembro C1 del perfil Gazaunta se encuentran más al sur de las correspondientes al tope del C1 en el perfil de Maya (Figura 14 y 18), necesariamente la existencia de glauconita en el perfil sur condiciona que el tope del C1 en el norte también debería presentar este mineral procedente del orógeno, pues ninguno de los dos sectores han sido afectados fuertemente por el sistema fluvial. La segunda hipótesis corresponde a un diacronismo de la señal de la glauconita con aparición temprana en el sur y consecuente arribo tardío hacia el norte. Esta segunda hipótesis permite deducir que la el Grupo Guadalupe inició su exhumación más temprana en el sur, soportando lo propuesto por Mora et al (2007) acerca de una disminución del desplazamiento de la Falla de Servitá hacia el norte.

Dos picos de glauconita encontrados a lo largo de la secuencia Miembro C1-Formación Guayabo Inferior permiten identificar las ventanas de erosión de la Formación Une y el Grupo Guadalupe. El Grupo Guadalupe se mantuvo en ventana de erosión durante la etapa tardía del Mioceno temprano y en el Mioceno medio de acuerdo al registro glauconítico encontrado en la parte media del Miembro C1 y la Formación León; mientras que la Formación Une lo hizo durante el Mioceno tardío según el registro glauconítico en la Formación Guayabo Superior y Base del Guayabo Superior (Figuras 18 y 29). Estos picos glauconíticos restringen la ventana de erosión de la Formación Chipaque al límite Mioceno temprano-tardío dentro del intervalo del tope de la Formación León-base del Guayabo inferior.

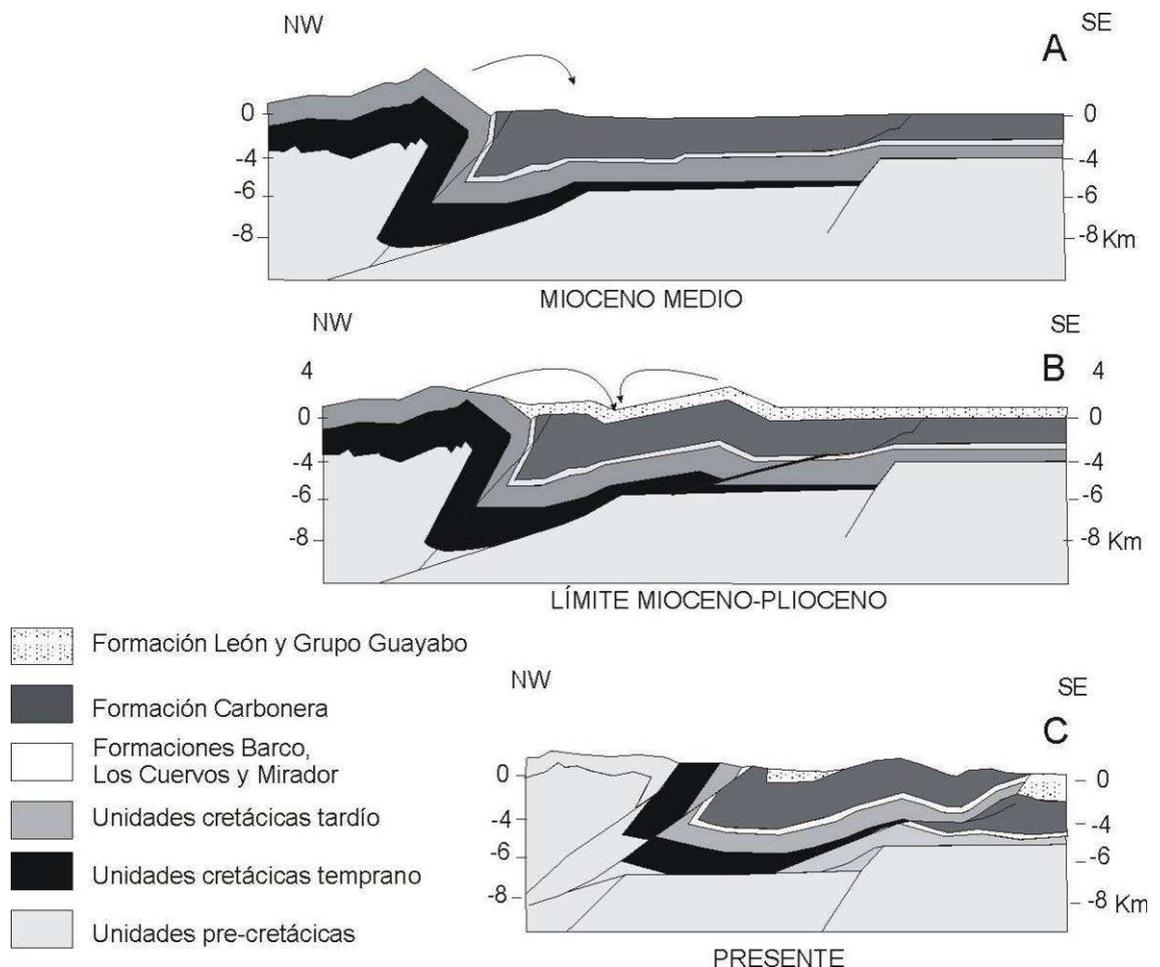
Indicios de retrabajamiento de los depósitos de la Formación León en el sector proximal y posterior acumulación dentro de los depósitos del Grupo Guayabo, están soportados en la relación entre los contenidos del par glauconita-líticos con feldespatos de las dos formaciones en los tres perfiles de la cuenca. Lo anterior se deduce de las concentraciones de estos minerales dentro del área fuente, puesto que la proporción de glauconita-feldespatos en la Formación Plaeners del Grupo Guadalupe es mucho mayor que la encontrada en la Formación Une de acuerdo a observaciones en láminas delgadas en la sección de la Quebrada San Antonio. El mismo comportamiento presenta la relación del contenido de glauconita entre las dos unidades a partir del análisis de gravas realizado en Parra et al (2010).

## **5.2. VENTANAS DE EROSIÓN Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE DURANTE EL LÍMITE MIOCENO- PLIOCENO: IMPLICACIONES CINEMÁTICAS.**

Datos de conteos mediante petrografía de arenas dentro del tope de la Formación Guayabo Inferior y base de la Formación Guayabo Superior en el perfil de Tontogüe presentan una disminución y posterior incremento de la señal de la glauconita, documentando la continuidad de la ventana de erosión en la Formación Une. Este intervalo estratigráfico presenta una disminución en

los líticas de arcillolitas mientras que a lo largo de toda la secuencia infrayacente se presenta una continuidad en su contenido, lo cual podría reflejar la existencia de retrabajamiento de sedimentos durante el límite Mioceno-Plioceno (Jones et al, 2004; Figura 18).

Figura 29. Representación gráfica de la deformación en la cuenca de Medina durante el Mioceno medio, límite Mioceno-Plioceno y presente. (A) cuenca de Medina del Mioceno medio con una sola fuente en unidades que comprende el Grupo Guadalupe, ya ha sido erosionado las formaciones Barco, Los Cuervos y el Mirador. (B) Cuenca de Medina en el límite Mioceno-Plioceno con una nueva fuente agregada con la formación del Anticlinal del Guavio. (C) Cuenca de Medina en el presente convertida en una depozona de tope de cuña.



Datos de paleocorrientes con flujo hacia el oeste-noroeste en el intervalo cercano al límite Mioceno-Plioceno a lo largo del eje del Sinclinal de Nazareth,

indican el término del drenaje con flujo hacia el noreste que predominó durante el Mioceno para dar lugar al ingreso de un nuevo régimen de flujo dirigido hacia el orógeno, debido al levantamiento del flanco oriental del sinclinal de Nazareth (Figura 29). Este evento indica la propagación de la deformación hacia la antigua depozona de bajo flexural de Medina, mediante el inicio de la actividad de la Falla de Guaicaramo que progresivamente convirtió la cuenca en una depozona de tope de cuña (DeCelles y Giles, 1996). Mediante este nuevo régimen de flujo hacia el oeste-noroeste se integró una nueva fuente de sedimentos ubicada en el alto del flanco oeste del Anticlinal del Guavio.

La formación de esta nueva fuente de sedimento implica la existencia de retrabajamiento de sedimentos depositados en el antiguo bajo flexural proximal durante el Mioceno, lo cual está evidenciado en el alto contenido de glauconita-líticos con feldespatos registrado en el tope de la Formación Guayabo Inferior y base de la Formación Guayabo Superior. Este alto contenido glauconita y feldespatos muy probablemente tuvo aporte de la erosión de depósitos infrayacentes como la Formación León y el Miembro C1, los cuales a su vez habían sido alimentados de glauconita-feldespatos procedentes de las Formaciones Plaeneres y Arenisca Dura.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

Beaumont, C., Fullsack, P. & Hamilton, J. Erosional control of active compressional orogens. In: Thrust Tectonics (Ed. by K.R.McClay). Chapman & Hall, London, 1992. p.1-18.

Bentham, P.A., Talling, P.J. and Burbank, D.W. In: Braided Stream and Floodplain Deposition in a Rapidly Aggrading Basin: The Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. Braided Rivers (Eds J.L. Best and C.S. Bristow), Geol. Soc. London Spec. Publ., 75, 1993. p. 177–194.

Braun, J. y Sambridge, M. Modelling landscape evolution on geologic time scales: a new method based on irregular spatial discretization. Basin Res., 9(1), 1997. p. 27-52.

Campbell, C. J.,. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting, Trans. IV Caribb. Geol. Conf., Trinidad, 1968. p. 247-262.

Cazier, E. C., Cooper, M. A., Eaton, S. G., and Pulham, A. J., Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: Reply: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 81, no. 8, 1997. p. 1332-1338.

Cooper, M. A., et al., Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bull., 79, 1995. p. 1421 – 1443.

Cortés, M., J. Angelier, and B. Colleta. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. Tectonics, 24, 2005. TC1008, doi: 10.1029/2003TC001551.

Dalrymple, R. W., and Choi, K. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation: *Earth-Science Reviews*, v. 81, no. 3-4, 2007. p. 135-174.

Daly, M. C. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador: *Tectonics*, v. 8, 1989. p. 769–790.

DeCelles, P. G., Langford R. P. and Schwartz R. Two new methods of paleocurrent determination from through cross-stratification. *Jour. Sed. Petrology*. Vol. 53. No 2. 1983.

DeCelles, P.G. Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. *Geology*, 16, 1988. p. 1039-1043.

DeCelles, P.G., Lawton, T.F. & Mitra, G. Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, western United States. *Geology*, 23(8), 1995. p. 699-702.

DeCelles, P. G. y Giles, K. A. Foreland Basin Systems. *Basin Research*, 8. 1996. p. 105-123.

Dengo, C. A., and Covey M. C. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics, *AAPG Bull.*, 77(8), 1993. p. 1315 – 1337.

Dimaté, C., Rivera, L. A., Taboada, A., Delouis, B., Osorio, A., Jiménez, E., Fuenzalida, A., Cisternas, A., and Gómez, I. The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime: *Tectonophysics*, v. 363, no. 3-4, 2003. p. 159-180.

Dott, R. H., Jr. Limitations in paleocurrent analysis of through cross stratification: Jour. Sed. Petrology, v.43, 1973. p. 779-783.

Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orego, A., Zambrano, F., Duque, H., Vargas, R., Núñez, A., Álvarez, J., Ropaín, C., Ballesteros, I., Cardozo, E., Forero, H., Galvis, N., Ramírez, C. and Sarmiento, L. *Mapa de terrenos geológicos de Colombia*, Ingeominas Publicación Geológica Especial 14, Bogotá, 1983. p. 235 .

Flemings, P. y Jordan T. Stratigraphic modeling of foreland basin: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. Geology, v 18. 1990. p. 430-434.

Folk, R. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin-Texas, 1974. 190 p.

Gómez, E. 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, 2001. 619 p.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S. and Heizler, M. Control on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: Geological Society of America Bulletin, v. 115. n°2, 2003. p. 131-147.

Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., and Kelley, S. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the Northern Middle Magdalena Valley Basin and implications for exhumation of the northern Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 117, 2005a. p. 547–569.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W. and Cardozo N.. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous

exhumation of the northern Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 2005b. p. 1272 – 1292, doi:10.1130/B25456.1.

Guerrero, J., and Sarmiento, G. Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en exploración petrolera: *Geología Colombiana*, v. 20, 1996. p. 3-66.

High, L. R., Jr., and Picard, M. D. Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks: *Jour. Sed. Petrology*, v.441974. p. 158-168.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sarez, S. W. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal Of Sedimentary Petrology*, V. 54, 1984. p. 103-116.

Jones, M. A., Heller P. A., Roca E., Garcés, M. and Cabrera L. Time lags of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, 16, 2004. p.467-488.

Julivert, M. Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de la formación de las estructuras: *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander*, v. 13-14, 1963 p. 5-102.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C. and Rodriguez F. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia, *Tectonics*, 25, TC2010, 2006. doi:10.1029/2005TC001854.

Mora, A. Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis Ph.D. Sin Publicar. Universität Potsdam, 2007. p. 146.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V. and Vallejo-Jaramillo. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120, , 2008. p. 930– 949. doi:10.1130/B26186.1.

Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G. and Strecker, M. The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basin in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Res.*, 21, 2009. p. 111-137.

Paola, C. & Swenson, J.B. Geometric constraints on composition of sediment derived from erosional landscapes. *Basin Res.*, 10(1), 1998. p. 37-48.

Pardo-Trujillo, A., Jaramillo, C., and Oboh-Ikuenobe, F. E. Paleogene palynostratigraphy of the Eastern Middle Magdalena Valley, Colombia: *Palynology*, v. 27, 2003. p. 155-178.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L. I., Rueda, M., and Torres, V. Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121, 2009a. p. 780 – 800, doi:10.1130/B26257.1.

Parra, M., Mora A., Sobel E. R., Strecker M. R., and González R. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia, *Tectonics*, 28, 2009b, TC4004, doi:10.1029/2008TC002423.

Parra, M., Mora, a., Jaramillo C., Torres, V., Zeilinger, G. and Streckern M. R. Tectonic controls on cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia. Basin Research, 2010. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00459.x

Rowan, M., and Linares, R. Fold evolution matrices and axial-surface analysis of fault-bend folds: Application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 84, no. 6, 2000. p. 741-764.

Sarmiento, G. Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas: Boletín Geológico, no. 32–1, 1992. p. 3–44.

Sarmiento, L. F. Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the eastern cordillera, colombian andes. Inferences from tectonic models. [PhD thesis]: Vrije Universiteit Amsterdam, 2001. p. 295.

Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. and Rivera C. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), Tectonics, 19, 2000. p. 787 – 813, doi:10.1029/2000TC900004.

Toro, J. The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia, M.Sc. thesis,, Univ. of Ariz., Tucson. 1990. p. 53.

Toro, G. Chronology of the volcanic activity and regional thermal events: A contribution from the tephrochronology in the north of the Central Cordillera Colombia, in 4th International Symposium on Andean Geodynamics: Göttingen, Germany, IRD-ORSTOM, 1999. p. 761–763.

Tucker, G.E. and Slingerland, R.L. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Res.*, 8, 1996. p. 329-349.

Vergara, L., and Rodríguez, G. The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogotá Plateau and Llanos Thrustbelt, Colombia: Alternative appraisal to the nomenclature and sequence stratigraphy: *Geología Colombiana*, no. 22, 1996. p. 41-63.

Willgoose, G., Bras, R.L. & Iturbe, I. A coupled channel network growth and hillslope evolution model. *Water Resource Res.*, 27(7), 1991. p. 1671-1684.

**ANEXO 1. TABLAS DE RECALCULOS DE PORCENTAJES EN LA FRACCIÓN LITICOS Y FELDESPATO**

Señales de erosión	SECCIÓN TONTOGÜE-NAZARETH											
	Fm. Guayabo Superior		Formación Guayabo Inferior					Formación Carbonera-León				
	IQA110	IQA119	IQA118	IQA108	IQA107	IQA116	IQA115	IQA099	IQA097	IQA096	IQA101	IQA125
Líticos metamórficos	4,55	0,00	17,50	0,00	1,94	14,29	3,64	7,02	2,63	38,30	6,45	19,30
Líticos con glauconita	54,55	27,45	5,00	45,45	29,13	22,45	3,64	3,51	0,00	0,00	3,23	0,00
Feldespatos	0,00	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	23,64	5,26	0,00	0,00	0,00	0,00
Líticos con feldespatos	4,55	45,10	5,00	18,18	23,30	0,00	10,91	38,60	36,84	0,00	0,00	0,00
Arcillolitas	27,27	11,76	2,50	9,09	5,83	4,08	9,09	15,79	13,16	14,89	25,81	7,02
Líticos con arcillolitas	0,00	0,00	0,00	0,00	26,21	0,00	0,00	0,00	15,79	0,00	0,00	0,00
Shale	2,27	0,00	0,00	0,00	0,00	2,04	0,00	0,00	5,26	0,00	0,00	0,00
Limolita de cuarzo con feldespatos, shale y arcillolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	0,00	0,00	0,00	0,00
Líticos con chert	2,27	0,00	0,00	0,00	5,83	6,12	0,00	0,00	2,63	0,00	0,00	0,00
Chert	4,55	13,73	70,00	27,27	7,77	51,02	49,09	28,07	23,68	46,81	64,52	73,68
líticos con limolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Señales de erosión	SECCIÓN GAZAUNTA												
	Formación Guayabo Inferior								Miembro C1				
	IQA020	IQA022	IQA023	IQA025	IQA026	IQA027	IQA029	IQA030	IQA006	IQA007	IQA013	IQA015	IQA018
Líticos metamórficos	50,00	25,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,56	22,22	33,33	51,22	22,22	26,79
Líticos con glauconita	0,00	8,33	0,00	0,00	0,00	72,73	18,52	0,00	2,78	0,00	0,00	0,00	0,00
Feldespatos	7,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,47	8,33	0,00	0,00	15,87	10,71
Líticos con feldespatos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	44,44	27,12	25,00	5,26	0,00	0,00	0,00
Arcillolitas	0,00	8,33	0,00	0,00	0,00	9,09	0,00	15,25	5,56	0,00	0,00	17,46	12,50
Líticos con arcillolitas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Shale	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Limolita de cuarzo con feldespatos, shale y arcillolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Líticos con chert	0,00	0,00	0,00	0,00	13,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Chert	42,86	58,33	100,00	0,00	86,67	18,18	37,04	35,59	36,11	61,40	48,78	44,44	50,00
líticos con limolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	100,00	100,00	0,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Señales de erosión	SECCIÓN JAGUA-MAYA											
	Formación Guayabo Inferior				Fm. León	Formación Carbonera						
	IQA064	IQA065	IQA048B	IQA058	IQA078	IQA044	IQA041*	IQA038*	IQA046	IQA071	IQA073	IQA074
Líticos metamórficos	16,67	0,00	0,00	26,32	41,18	8,00	22,73	7,41	9,52	44,00	16,25	38,46
Líticos con glauconita	0,00	10,00	100,00	0,00	14,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Feldespato	0,00	10,00	0,00	5,26	5,88	16,00	0,00	0,00	0,00	0,00	47,50	0,00
Líticos con feldespato	0,00	10,00	0,00	0,00	20,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Arcillolitas	5,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,18	0,00	0,00	0,00	5,00	0,00
Líticos con arcillolitas	0,00	0,00	0,00	0,00	2,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Shale	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Limolita de cuarzo con feldespato, shale y arcillolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Líticos con chert	0,00	0,00	0,00	10,53	5,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,69
Chert	77,78	70,00	0,00	57,89	8,82	76,00	59,09	92,59	90,48	56,00	31,25	53,85
líticos con limolita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00