

**EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA
DURANTE EL MIOCENO**

JUAN CARLOS RAMIREZ ARIAS

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
MAESTRIA EN GEOLOGIA
ESCUELA DE GEOLOGÍA**

2010

**EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA
DURANTE EL MIOCENO**

JUAN CARLOS RAMIREZ ARIAS

Tesis presentada para optar al título de:
Magíster en Geología

Director

Msc. Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Codirector

Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
MAESTRIA EN GEOLOGIA
ESCUELA DE GEOLOGÍA**

2010

Dedicatoria

A mi Familia,

Mi Madre Elena y mi Hermana Claudia,

A mi Nena linda,

A mis Compañeros y Amigos,

A José Iván

Gracias.

Agradecimientos

A los Docentes de la Universidad Industrial de Santander Jorge Pinto, Carlos Ríos, Carlos García, Juan Diego Colegial y Luis Carlos Mantilla.

A los Docentes externos Brian Horton, Germán Bayona, Eduardo Rossello, James Kellogg, Timothy Cross y Juan Darío Restrepo.

A Andrés Mora y Mauricio Parra por su apoyo a este trabajo.

A los miembros del laboratorio de petrografía del ICP, Arley, Fredy, Jaime, César y Néstor, por su guía y colaboración.

A mi madre y mi Hermana por sus cuidados de toda la vida.

A mi Tío Oliverio y mis primos Henry y Armin por su colaboración.

A mi Nena Linda por su amor y compañía.

A mis compañeros de maestría por su compañía, colaboración y discusiones amenas de geología y todo lo demás.

A mis amigos y demás compañeros.

Al grupo de investigadores de la Universidad de Texas en Austin por su atención a las dudas y consultas realizadas.

A ECOPETROL-ICP por financiar este proyecto.

TABLA DE CONTENIDO

LISTA DE TABLAS	9
LISTA DE FIGURAS	10
RESUMEN.....	16
ABSTRACT	17
1. INTRODUCCIÓN	18
2. ANTECEDENTES.....	24
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	24
2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	29
3. METODOLOGÍA.....	41
3.1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN	44
3.2. SALIDA DE CAMPO	44
3.3. TRABAJO DE LABORATORIO.....	47
3.4. TRABAJO DE OFICINA	49
3.5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	50
3.6. REDACCIÓN DEL INFORME FINAL.....	50
4. INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	51
4.1. ANÁLISIS FACIAL.....	53
4.2. PROVENIENCIA DE LOS SEDIMENTOS.....	60
4.2.1. Correlación con las formaciones del área fuente.....	69
4.3. PATRONES DE DISPERSIÓN DE LOS SEDIMENTOS.....	75
5. DEPÓSITOS SINTECTÓNICOS EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA.....	79
5.1. REFLEXIONES CARACTERÍSTICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	80

5.2.	RELACIONES DE CRECIMIENTO	82
6.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	90
6.1.	INDICADORES DE DEFORMACIÓN RECONOCIDOS A PARTIR DE INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS.....	90
6.2.	CRONOLOGÍA DE EVENTOS DE DEFORMACIÓN A PARTIR DE RELACIONES DE CRECIMIENTO	92
6.3.	RECONSTRUCCIÓN CINEMÁTICA DEL ÁREA.....	92
7.	REFERENCIAS	96
8.	ANEXOS.....	104

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Inventario de secciones levantadas en campo.....	45
Tabla 2. Balance total de muestras recolectadas y analizadas, según el objetivo.....	47
Tabla 3. Datos de paleocorrientes según el indicador medido en campo.....	47
Tabla 4. Facies descritas en campo con su interpretación.....	52
Tabla 5. Categorías identificadas durante el conteo de las muestras. Basado en Siivola y Schmid (2007).....	61

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Esquema de un perfil transversal mostrando el sistema de una cuenca de antepaís. Modificado de DeCelles y Giles, (1996). 19
- Figura 2. Modelo que muestra los tiempos relativos de retraso de los diferentes indicadores sintectónicos en una cuenca de antepaís. Las columnas A a C muestran la temporalidad relativa de los diferentes indicadores. Columna negra: señal composicional; columna gris: cambios en las tasas de sedimentación; columna con patrón de gravas: aparición de las facies gravosas; flechas a la derecha: dirección de paleocorrientes. Modificado de Jones *et al.* (2004) 21
- Figura 3. Mapa tectónico de Colombia con los principales límites tectónicos. FO: Falla de Oca; FBSM: falla de B/manga-Santa Marta; FR: Falla de Romeral; FS: Falla de La Salina; FBLL: Sistema de Fallas del Borde Llanero. El sector achurado corresponde a la Zona Central de Taboada et al (2000). En el recuadro muestra la ubicación de esta figura en el contexto tectónico global. El cuadro punteado amarillo muestra la ubicación de la Figura 4. Imagen de fondo tomada de Haxby (2008) 25
- Figura 4. Mapa del sector central de la Cordillera Oriental donde se muestran las principales fallas en los dos flancos. Se indica en el recuadro amarillo la ubicación de la zona de estudio de este trabajo (Figura 6). 28
- Figura 5. Estratigrafía de las unidades del Mioceno. Edades tomadas de Parra (2008)... 35
- Figura 6. Mapa geológico detallado de parte del sinclinal de Nunchía. Se encuentran ubicados algunos puntos geográficos de referencia y las secciones estratigráficas mejor expuestas en ésta región. 37

Figura 7 Metodología generalizada para el uso de estratos de crecimiento en el entendimiento de la evolución cinemática en cuencas sedimentarias. Tomado de Vergés <i>et al.</i> (2002).....	42
Figura 8. Mapa de distribución de estaciones hechas en campo. Se realizaron un total de 200 estaciones en el área de estudio. En el mapa solo se encuentra iluminada en amarillo la Formación León, al igual que en las Figuras 9 y 10.	45
Figura 9. Mapa de ubicación de los diferentes tipos de muestras recolectadas en campo.	46
Figura 10. Mapa de ubicación de los datos de paleocorrientes medidos en campo y clasificados según el indicador medido.	48
Figura 11. Imágenes de afloramientos representativos de las diferentes características de las asociaciones de facies AF1 y AF2. A,B y C corresponden a la AF1; D y E. corresponden a la AF2. A. Secuencias estrato-crecientes de capas de areniscas. B. Marcas de ondulitas y bioturbación en capas de areniscas. C. Bioturbación generalizada con forma de <i>Thalassinoides</i> . D. Bivalvos encontrados en la AF2 que pertenecen al horizonte Huesser, miembro C2. E. Vista general de la litología de la AF2 en el miembro C2.	54
Figura 12. Imágenes de afloramientos representativos de las diferentes características de las asociaciones de facies 3 y 4. A. Base erosiva de arenisca con estratificación en artesa. B. Capas de areniscas de formas lenticulares. C. Capas de areniscas levemente conglomeráticas de forma prismática, el recuadro señala la posición de la persona para escala. D. Lodolitas abigarradas. E. Lodolitas abigarradas con intercalaciones de areniscas lenticulares a prismáticas. F. Vista de planta de una intercalación arenosa lenticular en medio de lodolitas abigarradas, nótese su curvatura.	56
Figura 13. Columnas estratigráficas levantadas en la Formación Guayabo puestas con el Tope de la Formación León como datum de referencia. Ubicación en la Figura 6. ..	58

Figura 14. Mapa de distribución de areniscas de la AF1 para la Formación León. Se marca la Ubicación de la Figura 15.	59
Figura 15. Panorámica de la Formación Guayabo en el flanco oeste del Sinclinal de Nunchía. Vista paralela al río Tocaría. Ver ubicación en la Figura 14.	60
Figura 16. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras analizadas. Convenciones como en la Tabla 5.	62
Figura 17. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras analizadas. Convenciones como en la Tabla 5.	63
Figura 18. Diagrama QFL para la clasificación composicional de areniscas, según Folk (1974).	64
Figura 19. Diagrama QFL para la clasificación composicional de areniscas, modificado de Folk (1974). En este diagrama, el chert fue sumado a los componentes líticos para su análisis de proveniencia. La escala del cuarzo solo muestra hasta el 50% para mejorar la visualización de las muestras.	65
Figura 20. Triángulo de proveniencia de Dickinson (1985). A la izquierda se muestran los promedios por cada Formación, y a la derecha los promedios de cada Formación divididos en los sectores norte y sur. En el cuarzo solo se cuenta el cuarzo monocristalino, igual que en la Figura 19. La escala del cuarzo solo muestra hasta el 50% para mejorar la visualización de las muestras.	66
Figura 21. Perfiles composicionales para el sector norte (izquierda) y el sector sur (derecha). La línea punteada corresponde al tope de la Formación León. Las marcas a la derecha de cada perfil corresponden a la ubicación de las láminas analizadas.	68
Figura 22. Perfil esquemático de las Formaciones del área fuente y sus abundancias relativas de algunos componentes indicadores. F: feldespato; LL: limolitas líticas; CC: chert; PH: fosfatos; MF: metasedimentarios y metamórficos foliados de bajo grado; QP: cuarzo policristalino; GL: glauconita. Espesores tomados de Velandia (2003) y Mora y Parra (2004).	71

Figura 23. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras del área fuente examinadas. Muestras correspondientes a Formaciones del Grupo Guadalupe. Convenciones como en la Tabla 5.	72
Figura 24. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras del área fuente examinadas. Muestras correspondientes a las Formaciones Barco y Cuervos. Convenciones como en la Tabla 5.	73
Figura 25. Evolución de erosión y composición en el tiempo. A. Perfil composicional del sector Norte con los componentes indicadores de la Formación Cuervos y el Grupo Guadalupe. B. Modelo de erosión en un área fuente con exposición paulatina de formaciones cada vez más antiguas y el perfil composicional que se obtendría.	74
Figura 26. Distribución de paleocorrientes y perfil composicional compuesto de las diferentes formaciones y segmentos de la formación Guayabo. Estos segmentos fueron divididos según la orientación de sus paleocorrientes.	75
Figura 27. Mapas de distribución de paleocorrientes para las Formaciones Carbonera (C1 a C5) y León; correspondientes al Mioceno Temprano a Medio.	77
Figura 28. Mapas de distribución de paleocorrientes para la Formación Guayabo, los segmentos S1, S2 y S3 se agruparon en un solo mapa por presentar orientaciones cercanas. Estas paleocorrientes corresponden al Mioceno Tardío.	78
Figura 29. Mapa de ubicación de las líneas sísmicas examinadas (14 en total). La línea B se muestra en la Figura 30. Ubicación de la Figura 36 en el recuadro negro. Línea roja corresponde al segmento de la línea A mostrado en las Figuras 32 a 35.	80
Figura 30. Imagen sísmica característica de la Formación León y los miembros propuestos para la Formación Guayabo.	81
Figura 31. Afloramiento del Miembro C5 de la Formación Carbonera sobre la vía al pozo Hurón. Ver ubicación en la Figura 29. El desplazamiento de las capas de la derecha es aparente debido al corte de la terraza.	83

Figura 32. Interpretación sísmica de un segmento de la Línea A donde se muestran relaciones de crecimiento encontradas dentro de la Formación Guayabo.....	84
Figura 33. Horizontalización sucesiva de los diferentes horizontes trazados en la información sísmica. A. Horizontalización del tope de la Formación León. B. Horizontalización del tope de S1. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada imagen	85
Figura 34. Horizontalización sucesiva de los diferentes horizontes trazados en la información sísmica. A. Horizontalización del tope de S2a. B. Horizontalización del tope de S2b. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada imagen.....	86
Figura 35. Horizontalización del tope de S3. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada momento	88
Figura 36. Superficies interpoladas a partir de interpretación de perfiles de reflexión sísmica 2D. Las líneas cafés representan la ubicación de las líneas interpretadas. .	89
Figura 37. Evolución estructural esquemática para el sinclinal de Nunchía.	93

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Tabla de cuantificación composicional de areniscas por análisis petrográficos105

RESUMEN

TITULO: EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA DURANTE EL MIOCENO*

Autor: JUAN CARLOS RAMIREZ ARIAS**

Palabras Clave: Sinclinal de Nunchía, evolución tectono-sedimentaria, Piedemonte Cordillera Oriental, paleocorrientes, proveniencia.

CONTENIDO:

El área de estudio corresponde al Sinclinal de Nunchía, el cual se encuentra ubicado en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia. Esta estructura representa el frente de deformación en este lado de la Cordillera, y se encuentra limitada por la Falla de Yopal al este y la Falla de Guaicaramo al oeste. En este sinclinal se encuentran expuestos sedimentos de edad Mioceno principalmente, que pertenecen a las Formaciones Carbonera (C1-C5), León y Guayabo.

Se realizaron análisis sedimentológicos de las Formaciones Carbonera, León y Guayabo (siendo ésta última el objetivo principal de este estudio), con el fin de determinar la influencia tectónica durante su depositación. El análisis petrográfico de las areniscas indica que la mayoría de las muestras son sublitoarenitas, con algunas cuarzoarenitas y litoarenitas. La medición de paleocorrientes en aristas, marcas de fondo y ondulitas muestra un patrón principal de transporte de los sedimentos dirigido hacia el SE durante la depositación de la mayoría de las Formaciones estudiadas (desde Carbonera hasta la parte inferior del Guayabo); con una inversión en la dirección del flujo hacia el W-NW durante la depositación de la parte Superior de la Formación Guayabo preservada en el Sinclinal de Nunchía. La interpretación de perfiles de reflexión sísmica permitió identificar sectores que presentan cambios de espesor relacionados al crecimiento de estructuras subyacentes al Sinclinal de Nunchía.

Los datos recolectados permiten establecer una evolución estructural en el Sinclinal de Nunchía que fue activa durante la mayor parte del Mioceno. Esta evolución ocurrió al parecer de manera continúa, aunque la fragmentación del registro geológico muestra periodos concretos de mayor actividad tectónica.

* Tesis de Maestría

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

ABSTRACT

TITLE: TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION IN THE NUNCHIA SYNCLINE DURING MIOCENE*

Author: JUAN CARLOS RAMIREZ ARIAS**

Keywords: Nunchia Syncline, tectono-sedimentary evolution, Cordillera Oriental Foothills, paleocurrents, provenance.

CONTENTS:

The study area corresponds to the Nunchia Syncline, which is located in the Eastern Foothills of the Cordillera Oriental of Colombia. This structure represents the deformation front on this side of the Cordillera, and is limited by the Yopal Thrust Fault to the east, and Guaicaramo Thrust Fault to the west. In this syncline are exposed mainly Miocene sediments, which belong to the Carbonera (C1-C5), Leon and Guayabo Formations.

Sedimentological analysis where performed in the Carbonera, Leon and Guayabo Formations (the latter being the main objective of this study), in order to determine the tectonic influence during its deposition. The sandstones petrographic analysis indicates that most of the samples are sublithoarenites, with some quartzoarenites and lithoarenites. The measurement of paleocurrent in trough cross stratification, sole marks and ripple marks shows a major pattern of sediment transport directed towards SE during the deposition of most of the studied formations (from Carbonera through Lower Guayabo), with an reversal in flow direction toward the W-NW during the deposition of the Upper Guayabo Formation preserved in the Nunchia syncline. The interpretation of seismic reflection profiles allowed to identify sectors with thickness changes related to the growth of underlying structures below Nunchia Syncline.

The collected data allows establishing a structural evolution in the Nunchia Syncline that was active during most of the Miocene. This evolution seems to be continuous, although fragmentation of the geological record shows more specific periods of tectonic activity.

* Master Thesis

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

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la evolución cinemática de las estructuras en un área es crucial para el entendimiento de su evolución tectónica. En terrenos sedimentarios se ha precisado esta evolución por medio del estudio de los estratos de crecimiento preservados, asociados a dichas estructuras. Estos estratos de crecimiento pueden hallarse expuestos en la superficie, o enterrados en el subsuelo; pero en muchas ocasiones han sido erosionados total o parcialmente, sin dejar evidencia de las relaciones geométricas necesarias para su aplicación en el estudio de la cinemática de las estructuras. Debido a esta erosión, se hace necesario el estudio de otras características sedimentológicas en el registro sedimentario preservado, tales como su composición y proveniencia, además de la distribución de las paleocorrientes en el tiempo y en el espacio. Esta relación entre la evolución estructural y su respuesta sedimentológica, es de especial importancia en las cuencas de antepaís (foreland).

Una cuenca de antepaís se define como una región elongada con potencial espacio de acomodación de sedimento que se forma en la corteza continental entre un cinturón orogénico compresivo y el cratón adyacente (DeCelles y Giles, 1996). La formación de una cuenca de antepaís se atribuye principalmente a la subsidencia flexural de la corteza, causada por la carga topográfica del cinturón plegado adyacente y por el peso de los sedimentos que la ocupan, aunque se han propuesto otros factores que influyen en la formación de la cuenca, los cuales se asocian a la zona de subducción, a la geometría de la placa que subduce y su interacción con el manto (DeCelles y Giles, 1996; Zoetemeijer, 2002). Debido a que la principal causa identificada para la formación de este tipo de cuencas, es la subsidencia flexural por la carga tectónica y de los sedimentos, estas cuencas son de vital importancia para conocer la evolución en el tiempo del cinturón plegado adyacente y de las placas que interactúan en su formación, así como las variaciones en dichos procesos; dado que estas poseen el principal registro de estos

eventos y procesos, representado en el relleno sedimentario de la cuenca, el cual puede contener un registro completo de los procesos litosféricos (Leeder, 1999; Zoetemeijer, 2002).

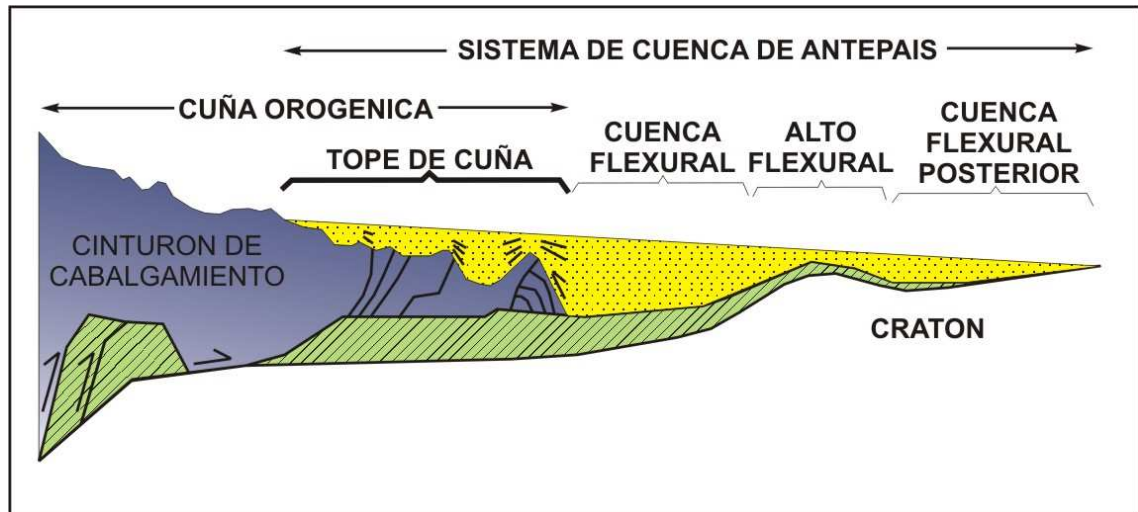


Figura 1. Esquema de un perfil transversal mostrando el sistema de una cuenca de antepaís. Modificado de DeCelles y Giles, (1996).

El desarrollo de la cuenca se ve fuertemente influenciado por el desarrollo de las estructuras que generan el relieve del cinturón (fallas y pliegues) y es de gran importancia conocer su evolución temporal, que también es registrada en la columna estratigráfica. Este registro de la deformación es particularmente útil en la zona sobre la cuña de cabalgamiento (wedgetop) del cinturón orogénico (DeCelles y Giles, 1996), donde la sedimentación ocurre simultáneamente con la deformación y puede registrar con mayor detalle la evolución de esta cuña, formando inconformidades y deformación sindeposicional durante periodos de deformación activa, y desarrollo continuo de inconformidades y subsecuente onlap regional durante periodos en los que la cuña no se está acortando (Figura 1). En el wedge-top de la Figura 1, se muestra la deformación sucesiva por las líneas cortas en abanico. Es de resaltar la gran superposición entre la cuña de deformación y el sistema de la cuenca de antepaís. El desarrollo y preservación de este registro sedimentario es el resultado de la interacción entre la subsidencia causada por la carga y el levantamiento local y regional de la cuña, ya sea por engrosamiento de la corteza o rebote isostático. Además, acumulaciones locales al tope

de la cuña pueden ser ocasionadas por levantamientos en la parte frontal de la cuña; y en cuñas cercanas al mar, cambios eustáticos del nivel del mar pueden ser importantes en la generación o destrucción del espacio de acomodación (DeCelles y Giles, 1996).

En todo el mundo, el estudio de la temporalidad de las estructuras se ha desarrollado con trabajos conducentes a conocer la edad de las estructuras, ya sea de manera directa o indirecta (Jordan *et al.*, 1988, Vergés *et al.*, 2002). Los únicos métodos directos para la datación del movimiento de una falla son aquellos que involucran el material en la zona de falla y las rocas que presentan relaciones de intersección con la falla, pero éstos son muy limitados debido a la poca preservación. Los métodos indirectos usan los estratos depositados al tope de algunos pliegues (tope de cuña) o a cierta distancia de la falla, dentro de la cuenca de antepaís ligada (Jordan *et al.*, 1988). Algunos de estos estratos son conocidos como estratos de crecimiento (growth strata) o simplemente como depósitos sintectónicos, los cuales han sido objeto de un renovado interés en la última década por la necesidad de: (a) ampliar el entendimiento de los mecanismos que ligan la sedimentación sintectónica con el fallamiento y plegamiento al que están asociados, y (b) incrementar la precisión de nuestros modelos geológicos para la exploración de hidrocarburos, especialmente en regiones donde las geometrías de crecimiento pueden ser muy complejas (Vergés *et al.*, 2002). En los casos donde la erosión ha borrado estas geometrías, se hace necesario el estudio de estos depósitos sintectónicos desde el punto de vista sedimentológico.

El uso de estos estudios sedimentológicos en los depósitos sintectónicos con el fin de la interpretación de la edad de las estructuras, se basa en datar los intervalos en los que se reconoce la influencia tectónica en la sedimentación; esto por medio de algunos indicadores sedimentológicos, los cuales se pueden agrupar en cuatro categorías (Jones *et al.*, 2004).

Dichas categorías son las siguientes:

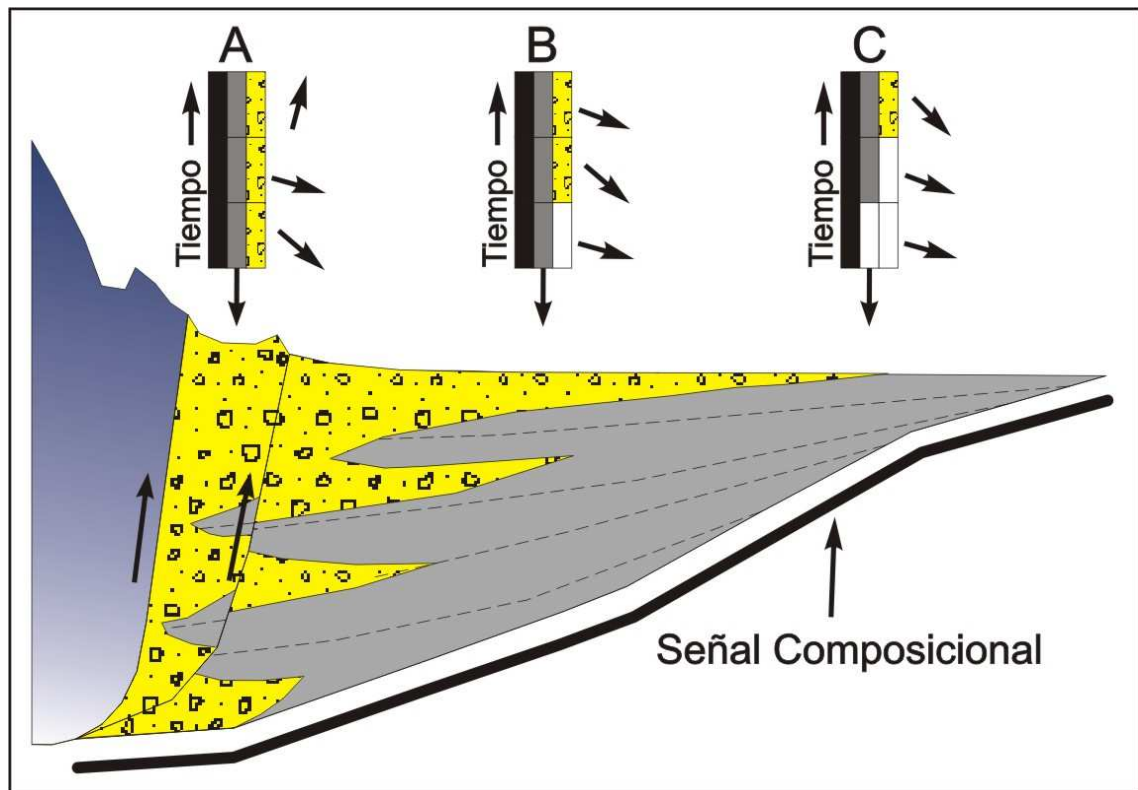


Figura 2. Modelo que muestra los tiempos relativos de retraso de los diferentes indicadores sintectónicos en una cuenca de antepaís. Las columnas A a C muestran la temporalidad relativa de los diferentes indicadores. Columna negra: señal composicional; columna gris: cambios en las tasas de sedimentación; columna con patrón de gravas: aparición de las facies gravosas; flechas a la derecha: dirección de paleocorrientes. Modificado de Jones *et al.* (2004)

- *Indicadores composicionales:* la primera aparición de una litología del área fuente se mostrará instantáneamente desde el punto de vista geológico en toda la cuenca. En la figura 2 se observa como la línea negra en la parte baja de la cuenca y a la izquierda de cada una de las columnas
- *Cambios verticales en la tasa de sedimentación:* Las tasas de sedimentación aumentan en el tiempo debido al aumento de la subsidencia causada por el cinturón de cabalgamiento que se mueve hacia la cuenca. En la Figura 2, el espaciamiento entre las líneas de tiempo (a trazos) aumenta hacia arriba, indicando el aumento en las tasas de sedimentación. Pero esta diferencia se

hace menos notoria a medida que nos alejamos del frente de deformación y nos acercamos al alto flexural (forebulge). En las columnas A a C de la Figura 2 se observa como la columna gris.

- *Aumento en la fracción de las gravas*: La aparición de las gravas va a depender de la distancia al área fuente, de los rigores del transporte y de la resistencia al mismo por parte de las rocas del área fuente, que permitan la supervivencia de las gravas por una mayor distancia. Obsérvese que la posición de la fracción gravas varía en el tiempo, a medida que cambian los parámetros anteriores (patrón de gravas en la Figura 2). Otro posible control en la aparición de las gravas es la relación entre espacio de acomodación (principalmente por subsidencia) y suministro de sedimento, la cual puede dar lugar a una franja de gravas cerca al frente de deformación (A/S alta), o una dispersión de las gravas hacia sectores más internos de la cuenca (A/S baja).
- *Cambios en las direcciones de paleocorrientes*: Es de notar como las paleocorrientes son sensibles a cambios locales debidos al desarrollo de estructuras como fallas o pliegues; principalmente en las áreas más proximales al frente de deformación, en lo que se conoce como el wedge-top. En la Figura 2 se observa un cambio en estas direcciones en la parte superior de la columna A, lo que indicaría que para ese momento la falla más a la derecha ya estaba activa y bloqueaba la continuidad del flujo.

Estos indicadores pueden llevar a una interpretación unívoca, cuando aparecen simultáneamente en el registro estratigráfico, sin embargo, estas variaciones normalmente presentan un cierto retraso de una a otra con escalas de tiempo que difieren dependiendo de cada uno y de la distancia desde el frente de deformación (Figura 2), todo esto debido a variaciones en la influencia de los procesos de transporte y almacenamiento; además, varias fuerzas externas y mecanismos internos de realimentación tales como el clima y cambios del nivel base pueden complicar la respuesta sedimentológica, incluso de eventos tectónicos relativamente simples. También está la relación entre el aumento en el suministro de sedimento y el espacio de acomodación, producido por el incremento en la subsidencia resultante del levantamiento y carga tectónicos. Conjuntamente, la interacción entre escalas de tiempo de varios procesos aluviales y la escala de tiempo natural que una cuenca necesita para desarrollar una respuesta estable, puede producir

respuestas ampliamente divergentes y no lineales. A causa de todas estas complicaciones, la interpretación de la temporalidad de las estructuras a partir de las evidencias en el registro sedimentario depende regularmente de la discreción del observador (Jones *et al.*, 2004; Paola *et al.*, 1992).

Este trabajo se enfocará en encontrar si alguno de estos indicadores sedimentológicos se encuentra presente en las rocas sedimentarias de edad Mioceno que se depositaron en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, específicamente en las formaciones León y Guayabo del Sinclinal de Nunchía (Figuras 4 y 6). A partir de las evidencias registradas durante la sedimentación del Mioceno, se busca reconstruir la evolución tectónica de esta zona durante esta misma época. Con este fin se recolectaron datos de paleocorrientes, se realizaron análisis de proveniencia mediante petrografía de areniscas, y se interpretaron perfiles de reflexión sísmica 2D del área.

2. ANTECEDENTES

El área de estudio se encuentra ubicada en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, y específicamente se encuentra restringida al Sinclinal de Nunchía. Esta estructura corresponde al frente actual de deformación de la Cordillera Oriental y constituye su límite oriental. Al oriente se encuentra la planicie poco deformada de los Llanos, cubierta principalmente por depósitos cuaternarios. Esta zona ha sido influenciada por una larga historia de deformación, desde el Mesozoico, en una etapa principalmente extensiva; y posteriormente en el Cenozoico con la inversión de la cuenca Mesozoica que dio origen a la Cordillera Oriental y a la configuración actual (Parra, 2008; Sarmiento, 2001; Taboada et al, 2000; y Cooper et al, 1995).

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cordillera de Los Andes se extiende a lo largo de todo el borde occidental de Suramérica, desde su extremo sur en el Cabo de Hornos hasta el norte de Colombia. Los Andes se originaron debido a la subducción de la placa Nazca y otras placas oceánicas, debajo de la placa Suramericana, a unas tasas de convergencia que han variado en el tiempo desde el Paleoceno (Cobbald et al, 2007). Esta convergencia ha ocasionado una compresión con orientación E-W a lo largo de la mayor parte de Los Andes; exceptuando los extremos norte y sur, donde una orientación del esfuerzo máximo NW-SE y NE-SW respectivamente, es responsable de un comportamiento transpresivo en estas zonas (Cobbald et al, 2007).



Figura 3. Mapa tectónico de Colombia con los principales límites tectónicos. FO: Falla de Oca; FBSM: falla de B/manga-Santa Marta; FR: Falla de Romeral; FS: Falla de La Salina; FBLL: Sistema de Fallas del Borde Llanero. El sector achurado corresponde a la Zona Central de Taboada et al (2000). En el recuadro muestra la ubicación de esta figura en el contexto tectónico global. El cuadro punteado amarillo muestra la ubicación de la Figura 4. Imagen de fondo tomada de Haxby (2008)

Los Andes Colombianos se bifurcan en tres cordilleras en el Macizo Colombiano, las cuales están bien diferenciadas y separadas por cuencas intermontanas. Las Cordilleras y los Llanos Orientales representan las tres principales provincias geológicas Colombianas (Figura 3): (1) El Escudo de la Guyana, conformado principalmente por basamento ígneo-metamórfico Proterozoico, cubierto por sedimentos del Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico y Cuaternario. Es la zona geológicamente más estable que ha dado origen a los Llanos Orientales. (2) La zona Central, compuesta por basamento cristalino Proterozoico de

afinidad continental (terreno acrecionado según Suárez, 1990), suprayacido por una cobertera sedimentaria con edades desde el Paleozoico hasta el presente, que ha sufrido una deformación considerable durante el Cenozoico, dando origen a las Cordilleras Oriental y Central y a la cuenca intermontana del valle del Magdalena (Taboada *et al.*, 2000; Cooper *et al.*, 1995). Finalmente, (3) la zona Occidental, separada de la zona Central por la cuenca del Cauca-Patía, la cual está formada por basamento de origen oceánico acrecionado como un terreno alóctono que dio origen a la Cordillera Occidental y provocó gran parte de la deformación andina en Colombia (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000).

Durante el Mesozoico, el segmento central de Los Andes Colombianos estuvo sujeto a esfuerzos que causaron extensión y adelgazamiento de la corteza. Para esta deformación se han propuesto dos modelos: el primero, propuesto por Jaillard *et al* (1990), en el que Colombia pudo haber sido afectada por la separación entre Norteamérica y Suramérica; y el segundo, propuesto por Maze (1984) y apoyado por otros trabajos (Cooper *et al*, 1995; Sarmiento, 2001 y Sarmiento *et al*, 2006), proponen una extensión en un ambiente de Back-arc, debida a la orientación oblicua de la subducción con respecto al margen continental; dicha orientación pudo dar lugar a una componente transtensiva en la formación de la cuenca. Este proceso estuvo activo desde el Triásico, y continuó durante el Jurásico y el Cretácico; acompañado de una disminución de la intensidad de la componente de rumbo, a medida que aumentaba la componente de extensión (Sarmiento, 2001 y Sarmiento *et al*, 2006).

Este régimen tectónico dio origen inicialmente a pequeñas y angostas cuencas asimétricas (<150 km) de tipo graben, ubicadas en lados opuestos del paleosistema de fallas de Magdalena-La Salina. Estas cuencas estaban limitadas por este sistema de fallas hacia el oeste; y hacia el este por el sistema de fallas de Guaicaramo, el cual pudo estar asociado a un sistema de rift del Paleozoico. Esta cuenca continuó evolucionando durante el Cretácico, haciéndose más ancha que la cuenca del Triásico-Jurásico, alcanzando más de 180 km de ancho en el Hauteriviano-Berriasiano. A finales del Cretácico, la subsidencia fue causada principalmente por el enfriamiento de la litosfera, la carga del agua y los esfuerzos compresivos horizontales causados por el inicio de la acreción de los terrenos de la zona Occidental (Sarmiento, 2001 y Sarmiento *et al*, 2006).

El régimen de depositación marina que se mantuvo durante el Cretácico en la cuenca, tuvo un fuerte cambio hacia un régimen de depositación en ambientes no marinos a transicionales hacia el Maastrichtiano-Paleoceno (Cooper et al, 1995; Sarmiento, 2001; Villamil, 1999) debido al levantamiento incipiente de la Paleo-Cordillera Central, que fue ocasionado por la acreción de los terrenos Occidentales. Este evento ha sido designado por algunos autores como la primera fase de deformación Pre-Andina, correspondiente al límite Maastrichtiano-Paleoceno (Cooper et al, 1995; Sarmiento, 2001). Esta deformación Pre-Andina ha sido dividida en múltiples etapas a lo largo del Cenozoico, acompañadas de etapas intermedias de depositación en diferentes zonas del Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales.

Las posteriores dos etapas de deformación Pre-Andina identificadas en Colombia por algunos autores, ocurrieron durante el Eoceno Medio y el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Estas dos etapas de deformación han sido atribuidas a cambios en las velocidades de convergencia de las placas Suramericana, Nazca y Caribe. (Cooper et al 1995, Villamil, 1999; Sarmiento, 2001; Cortés et al, 2006). Estas etapas de deformación provocaron el levantamiento de la Cordillera Central inicialmente, y posteriormente ocasionaron deformación sucesiva en el flanco Occidental y Oriental de la Cordillera Oriental. Las diferentes etapas de la deformación Pre-Andina en Colombia, dieron origen al desarrollo de una cuenca de antepaís a lo largo de todo el Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales durante el Paleógeno, a causa del levantamiento de la Cordillera Central; y por el levantamiento inicial de algunos sectores de la Cordillera Oriental durante el Eoceno-Oligoceno (Cooper et al, 1995; Villamil, 1999; Sarmiento, 2001; Gómez et al, 2005; Cortés et al, 2006; y Parra, 2008).

La mayor deformación causante del levantamiento de la Cordillera Oriental se inició en el Mioceno Tardío, hace aproximadamente 10,5 Ma; y se hizo más intensa desde el Plioceno-Pleistoceno (Cooper et al, 1995; Gómez et al, 2003; Gómez et al, 2005; Mora, 2007; Parra, 2008). Esta deformación cambio la configuración de la Cordillera Oriental a su posición de barrera orográfica entre el Valle del Magdalena y Los Llanos; transformando el Valle del Magdalena a su actual configuración (Figura 4), donde se convirtió en una cuenca intermontana y desplazando la cuenca de antepaís a la parte

oriental de la Cordillera Oriental (Gómez *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2005; Parra *et al.*, 2008).

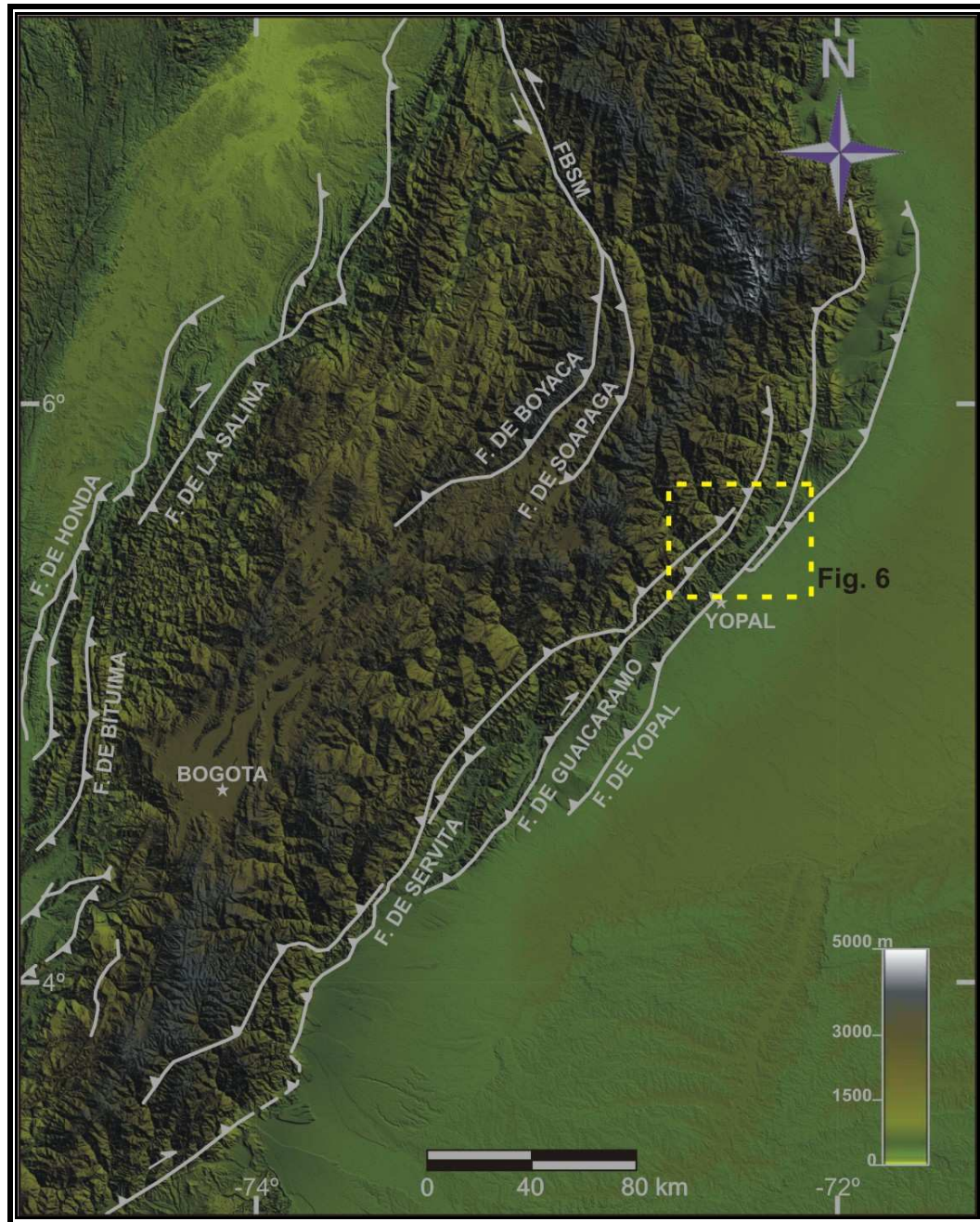


Figura 4. Mapa del sector central de la Cordillera Oriental donde se muestran las principales fallas en los dos flancos. Se indica en el recuadro amarillo la ubicación de la zona de estudio de este trabajo (Figura 6).

La mayoría de los trabajos realizados en Colombia hasta el momento han estado encaminados a determinar la historia de la evolución geológica de Colombia, generalmente a grandes rasgos, con una resolución lo suficientemente buena a la escala de las Cordilleras e incluso de cada una de las cuencas, como por ejemplo el Valle Medio del Magdalena, la Cordillera Oriental o el Piedemonte Oriental y los Llanos. Algunos de los trabajos más recientes se han enfocado a zonas más pequeñas (Gómez et al, 2003, Gómez et al, 2005; Mora, 2007; Parra, 2008), con el fin de mejorar dicha resolución en la cronología de los eventos deformativos asociados a un grupo de estructuras mas específico. A continuación se presentan algunos de los resultados de los trabajos realizados en cercanías a la zona de estudio, que han estado enfocados a este objetivo; así como también detalles de la geología de la región.

2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio se encuentra enmarcada dentro del Sinclinal de Nunchía, ubicado en el Piedemonte Central de la Cordillera Oriental. Esta estructura representa el frente de deformación de la Cordillera en esta área; tectónicamente se encuentra limitado al este por la falla de Yopal y al oeste por la falla de Guaicaramo (Figura 4 y 6). El registro sedimentario expuesto en el sinclinal comprende unidades depositadas desde el límite Oligoceno-Mioceno hasta el Cuaternario; con algunos intervalos erosionados o no depositados, principalmente las unidades del Mioceno Superior a Plioceno. En la nomenclatura estratigráfica de la cuenca de los Llanos y Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental, las unidades correspondientes son en orden estratigráfico ascendente: la Formación Carbonera (miembros C5 a C1), la Formación León y la Formación Guayabo (Figura 5). También se encuentran algunos depósitos Cuaternarios de Terrazas disectadas y depósitos de origen fluvial y aluvial. La nomenclatura formal de estas unidades ha sido extendida para toda la cuenca a partir del trabajo realizado en la concesión Barco por Notestein et al, (1944, en De Porta, 1974), ubicada en el departamento de Norte de Santander, Colombia. A continuación se presenta una breve descripción de la definición de estas unidades tomada de De Porta (1974):

- **Formación Carbonera:** el nombre de Formación Carbonera deriva de la Quebrada Carbonera, afluente del Río Zulia, en el flanco oriental del anticlinal La Petróle, en Colombia, donde la formación está bien expuesta. La sección tipo se halla en dicha Quebrada, aproximadamente a 12 km al NW de Puerto Villamizar, en el Río Zulia. Consta de arcillolitas grises a gris verdoso y pardas con areniscas y con algunos lechos de lignito en su parte inferior y superior. Las areniscas se presentan en capas cuyo espesor varía desde menos de 1 m hasta 30 m, el tamaño del grano es variable. Estas areniscas se presentan más arcillosas que las de la Formación Mirador. Los espesores de la formación son variables en superficie y por término medio oscilan entre 500 m a un máximo de 720 m. La Formación Carbonera descansa sobre la Formación Mirador e infrayace a la Formación León. El límite inferior se coloca donde terminan las areniscas limpias, de grano grueso, de la Formación Mirador. A causa de las diferencias en espesor que presenta la formación se ha indicado que el contacto inferior puede ser inconforme. El límite superior con la Formación León queda determinado por el paso de las areniscas y arcillas arenosas a shales. Este contacto es en apariencia concordante.
- **Formación León:** El nombre de esta unidad procede de la Quebrada León, afluente del Río Zulia, en la parte oriental del anticlinal de La Petrolea, a unos 9 km al NW de Puerto Villamizar. Está formada predominantemente por shales de color gris y gris verdoso, con raras capas delgadas de areniscas con láminas carbonáceas. Tanto en la base como en la parte superior de la formación los shales tienden a pasar a limos. En el área de Tibú-Socuavó se presenta hacia la parte media de la Formación León una sucesión de areniscas con intercalaciones de shales. Localmente estas areniscas pueden estar más desarrolladas y alcanzar un espesor máximo de unos 28 m. El espesor de la formación es variable. Entre 350 a 750 m. Siendo la Formación León predominantemente arcillosa, sus límites quedan bien determinados por la aparición de niveles arenosos. De esta manera su límite inferior queda definido por los niveles arenosos de la Formación Carbonera. De igual forma el límite superior está determinado por la aparición de los niveles arenosos de la base de la Formación Guayabo suprayacente. Estos contactos parecen concordantes.

- Formación Guayabo: El nombre de esta unidad deriva del Cerro Guayabo en el Distrito de Colón (Venezuela). Posteriormente Van Der Hammen (1958), toma como sección tipo para Colombia la que se encuentra expuesta en la Quebrada León aunque en esta sección faltaría la parte superior de la formación. En esta sección la sucesión consta de la base hacia la parte superior de: arcillas arenosas y grises con areniscas (186 m), arcillas y arcillas arenosas con algunas areniscas (181 m), areniscas y localmente arcillas moteadas (436 m). Dentro de la Concesión Barco la Formación Guayabo se caracteriza por presentar una asociación de minerales pesados caracterizado por: granate-epidota-esfeno. En la parte inferior de la formación esta asociación no se puede distinguir. Dentro de la Concesión Barco el espesor de la Formación Guayabo es de 803 m en la sección de la Quebrada León, pero en esta sección falta la parte superior de la formación. Notestein et al, (1944) señalan que a unos 5 km al SE de Cúcuta, se ha medido una sección de la Formación Guayabo que tiene un espesor de unos 2640 m. Sin embargo señalan que dentro de esta sección posiblemente está representada también la Formación La Villa en la parte superior. La Formación Guayabo descansa en contacto normal con la Formación León. El límite es nítido cuando los niveles de arenas de la Formación Guayabo descansan sobre los shales de la Formación León. La parte superior de la formación no está determinada.

Trabajos más específicos para la cuenca de los Llanos y el Piedemonte han presentado nuevas interpretaciones y descripciones de estas unidades desde un punto de vista de secuencias estratigráficas y su relación con las diversas etapas de deformación de la Cordillera Oriental, el Piedemonte Oriental y los Llanos (Cooper et al, 1995; Casero et al 1997; Sarmiento, 2001; Bayona et al, 2007; Bayona et al, 2008; Parra, 2008).

La Formación Carbonera ha sido dividida en cuatro ciclos principales depositados en un ambiente de planicie costera con influencia marina (Cooper et al, 1995). Esta depositación dio lugar a la formación de cuatro miembros lodosos y cuatro arenosos intercalados, los cuales se han designado por números del C1 al C8; siendo los pares lodosos y los impares arenosos (Figura 5). A esta Formación se le ha asignado una edad desde el Eoceno Superior al Mioceno Medio más Inferior (Parra, 2008). Varios trabajos han

descrito esta Formación como una cuña sedimentaria que aumenta de espesor hacia el oeste, este cambio de espesor se ha relacionado a la carga litosférica y flexura que ocasionó un aumento en el espacio de acomodación (Cooper et al, 1995; Casero et al, 1997; Sarmiento, 2001; Bayona et al, 2007). Cooper et al (1995) propone el Escudo de Guyana como la principal área fuente de estos sedimentos. Sin embargo estudios detallados de petrografía (Cardona y Gutiérrez, 1995; en Sarmiento, 2001) encontraron fragmentos de rocas metamórficas (filita y cuarzita), plagioclasa, microclina, chert, cuarzo policristalino, zircón, turmalina, feldespato y localmente fragmentos de rocas ígneas. Los fragmentos de roca metamórfica (filita) indican un área fuente cercana, además de las paleocorrientes predominantemente hacia el este. Ellos concluyeron que al menos dos áreas fuente existieron, y que estaban unicadas hacia el oeste; una cercana que podían ser los macizos de Floresta, Santander o Quetame, y además incluía rocas sedimentarias del Cretácico Tardío (Grupo Guadalupe) por la presencia de chert y cuarzo policristalino. El área fuente lejana podría ser la Cordillera Central. La presencia de estos líticos del Cretácico indican que para esta época ya existían algunas partes de la cordillera exhumadas y que estaban siendo erosionadas (Sarmiento, 2001); esta interpretación también coincide con la reconstrucción paleogeográfica realizada por Gómez et al (2005).

Algunos autores han diferenciado en el Piedemonte Central, al menos dos etapas de depositación relacionada a la deformación en la Formación Carbonera. La primera, por debajo del límite Oligoceno-Mioceno, que comprende los miembros C8, C7 y C6, y ha sido relacionada a la deformación inicial de las estructuras anticlinales previas al fallamiento, lo cual muestra que esta depositación se dio en un ambiente tectónicamente activo (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006). Esta interpretación ha sido apoyada por la información sísmica que muestra espesores muy variables relacionados a cambios de facies reconocidos en el campo, y la formación de inconformidades progresivas en una configuración de cuenca piggyback. La segunda etapa abarca el Mioceno Inferior y corresponde a los miembros C5 al C1, la cual se ha interpretado como depositada en un ambiente tectónico estable, dado que presenta un aumento continuo de espesor desde el este hacia el oeste, indicando una pendiente constante de la cuenca. Esta interpretación se ha basado en el análisis de información de superficie, sensores remotos y datos de pozos (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006). Además Martínez (2006) habla de una inconformidad local en la base del miembro C5, basado en los datos palinológicos y las

relaciones estructurales mostradas en los pozos perforados. Al parecer, este ambiente tectónico estable continuó hasta el Mioceno Medio con la depositación de la suprayacente Formación León.

La Formación León representa un evento de inundación de toda la cuenca de Los Llanos, la cual inició desde el este hacia el oeste (Bayona et al, 2007). Esta Formación se ha interpretado como depósitos de origen marino somero (Cooper et al, 1995 y Rochat et al, 2003) y más recientemente se le ha atribuido un origen lacustre con ligera influencia estuarina a salobre (Bayona et al, 2007 y 2008b). La edad de la Formación León ha sido determinada como Mioceno Medio (Figura 5). Cooper et al (1995), atribuye la génesis de estos depósitos a un aumento global en el nivel del mar, sumado a un aumento en la subsidencia causado por el primer levantamiento significativo de la Cordillera Oriental; además propone que este primer levantamiento aisló el Valle Medio del Magdalena de la Cuenca de los Llanos. Gómez et al (2005) propone que este aumento del nivel del mar también se correlaciona con los depósitos de la Formación Santa Teresa en el sur del Valle Medio del Magdalena y el Horizonte fosilífero de La Cira en el norte del Valle Medio del Magdalena. Por otra parte, Parra (2008), basado en datos más recientes de curvas del nivel del mar, en las que no se observa un aumento significativo del nivel del mar para esta época, además de otras deducciones; propone que la depositación de la Formación León fue causada por fallamientos fuera de secuencia en el interior del orógeno, provocando un retroceso de las cargas tectónicas; y una disminución en la actividad tectónica durante esta época. Estas hipótesis están soportadas por observaciones de relaciones de intersección en el interior de la Cordillera que sugieren reactivación fuera de secuencia; asimismo las tasas de acumulación para este periodo son más homogéneas a ambos lados de la falla de Guaicaramo sugiriendo una distribución más uniforme de la subsidencia tectónica. Con base en estas observaciones, Parra (2008), propone un evento de disminución en la carga tectónica en la Cordillera Oriental.

Los depósitos de la Formación León se extendieron más hacia el este que las Formaciones subyacentes; este onlap sobre el escudo de Guyana es marcado por un cambio de facies a areniscas de facies marinas marginales dominadas por clásticos gruesos (Cooper et al, 1995). Esta formación presenta cierta variación litológica a lo largo de la cuenca de los Llanos y el Piedemonte (Figura 5). En la cuenca se compone de

lodolitas y shales laminados de color verde a gris oscuro, depositados en ambientes anóxicos (Moreno y Velázquez, 1993 en Sarmiento, 2001); mientras que su contenido de intercalaciones de arena aumenta principalmente hacia el norte y el oeste. En el Piedemonte se compone de lodolitas varicoloreadas, con laminación ondulosa, bioturbadas; intercaladas con cuarzoarenitas con estratificación tabular (Bayona et al, 2007). Según algunos autores (Cooper et al, 1995 y Rochat et al, 2003), el aumento de contenido de arena hacia el oeste del Piedemonte sugiere que la Cordillera Oriental ya se estaba erosionando, lo cual también se correlaciona con una inconformidad entre las Formaciones Honda y Real en el Valle Medio del Magdalena (Cooper et al, 1995). Además, Bayona et al (2007), indica que las arenas del margen oeste de la cuenca son más inmaduras que las halladas en el margen este; presentando además un aumento de feldespato y fragmentos líticos. El contacto con la Formación Guayabo suprayacente, está marcado por un cambio en la coloración de las lodolitas de gris a rojo (Figura 5), indicando el inicio de condiciones continentales en estos depósitos (Cooper et al, 1995).

El levantamiento de la Cordillera Oriental produjo la acumulación de un considerable espesor de sedimentos clásticos continentales en toda la cuenca, pertenecientes a la Formación Guayabo, la cual fue depositada durante el Mioceno-Plioceno (Cooper et al, 1995; Rochat et al, 2003; Bayona et al, 2008b), lo cual marcó el cambio en las condiciones de sedimentación en la cuenca de los Llanos, de unas condiciones anóxicas a oxidantes (Figura 5). Este cambio en las condiciones de depositación es marcado por un cambio en la coloración de gris-verdoso a rojo. Estos depósitos sin-orogénicos registraron el levantamiento de la Cordillera Oriental al oeste del Piedemonte y el fin de la migración del eje de la cuenca de antepaís (Cooper et al, 1995). Este levantamiento es evidenciado por los clastos de rocas Cretácicas (Moreno y Velázquez, 1993 en Sarmiento, 2001); al mismo tiempo se reporta un cambio en la composición de los clastos de los conglomerados de esta Formación y una inconformidad erosional entre la parte inferior y media (Moreno y Velázquez, 1993 en Sarmiento, 2001; Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007), aunque no es seguro que estos trabajos se refieran a la misma superficie. La parte baja presenta clastos de lodolitas (un clasto Oligoceno datado por palinología), areniscas lodosas y fragmentos de carbón provenientes de la Formación Carbonera; por otra parte, la parte superior contiene clastos de chert o con glauconita que fueron derivados de rocas Cretácicas de la Cordillera Oriental (Moreno y Velázquez, 1993 en

Sarmiento, 2001). RoCHAT et al (2003), propone una edad de 5 Ma para el límite entre el Guayabo Inferior y Superior; lo cual coincidiría con la edad de generación de hidrocarburos de las formaciones Cretácicas y Terciarias en el Piedemonte (Cazier et al, 1995). La migración de estos hidrocarburos, así como también la acumulación y preservación de los mismos, responde a la configuración geométrica de las unidades que actúan como vías de migración, reservorio y sellos; y a la evolución de las estructuras a lo largo del tiempo. La evolución estructural de la Cordillera Oriental y el Piedemonte ha influenciado el registro sedimentario de edad Oligoceno-Mioceno, dejando evidencias en algunas de sus características sedimentológicas, las cuales fueron analizadas en este trabajo en las unidades aflorantes en el sinclinal de Nunchía.

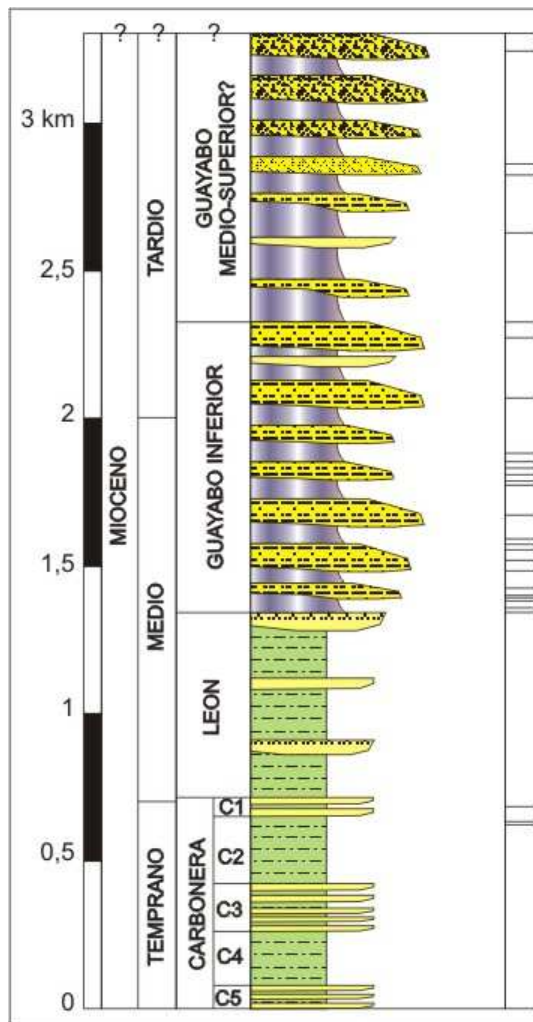


Figura 5. Estratigrafía de las unidades del Mioceno. Edades tomadas de Parra (2008).

El sinclinal de Nunchía es una estructura alargada, con cerca de 90 km de longitud, se encuentra limitado al este por la falla de Yopal; al oeste por el sistema de fallas de Guaicaramo, al norte esta truncado por una falla de tipo retro-cabalgamiento que lo separa del sinclinal de Zamaricote, el cual continúa hacia el norte; y en el sur es truncado por el sistema de fallas de Guaicaramo (Figura 6). Hacia el sur solo continúa aflorando el flanco este de este sinclinal, que se encuentra parcialmente cubierto por depósitos Cuaternarios que forman terrazas y rellenan los valles de los ríos que lo han disectado. Las estructuras mencionadas anteriormente (fallas de Guaicaramo y Yopal; y los sinclinales de Nunchía y Zamaricote), presentan una distribución en forma escalonada (en-echelon) a lo largo del límite oriental del Piedemonte (Cortés et al, 2006), como puede observarse en la Figura 4. La evolución de estas estructuras ha sido estudiada por diversos autores en el Piedemonte y en las zonas adyacentes de la Cordillera. Principalmente se han desarrollado trabajos en el área de los campos Cusiana y Cupiagua (Cooper et al, 1995; Cazier et al, 1995; Martínez, 2006; Cortés et al, 2006); y en algunos sectores más al norte, en los Sinclinales de Nunchía y Zamaricote (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006; Cortés et al, 2006; Mora, 2007; Mora et al, 2010 en impresión).

En los trabajos realizados cerca al sinclinal de Nunchía, se hace notoria la variación del estilo de la deformación a lo largo del rumbo de las estructuras (Cooper et al, 1995; Martínez, 2006). Martínez (2006) hace una división de las principales zonas de deformación en tres partes, las cuales son de sur a norte: (1) un patrón de estructuras frontales (Cusiana), (2) una zona de transición con estructuras aisladas (Cupiagua y Cupiagua Sur) y (3) un patrón de estructuras apiladas (Volcanera, Pauto, Dele y Floreña).

En la zona sur se encuentra ubicado el campo Cusiana, el cual es un anticlinal de gran amplitud y bajo relieve, considerada como una estructura relativamente simple; sin embargo, esta estructura también evolucionó en múltiples etapas de deformación que crearon complejidades internas, tales como limbos frontales empinados, retro-cabalgamientos y compartimentalización (Martínez, 2006).

Siguiendo hacia el norte aparecen estructuras como las de los campos Cupiagua y Cupiagua Sur, las cuales son estructuras anticlinales individuales, complejas, apretadas y

asimétricas. El anticlinal de Cupiagua es de alto relieve, con una evolución estructural compleja reflejada en su geometría actual y su gran variación a lo largo del rumbo. El flanco oeste es cortado por varios retro-cabalgamientos con diferentes derivaciones, y el flanco este presenta capas con buzamientos altos a invertidas y está altamente fallado (Martínez, 2006).

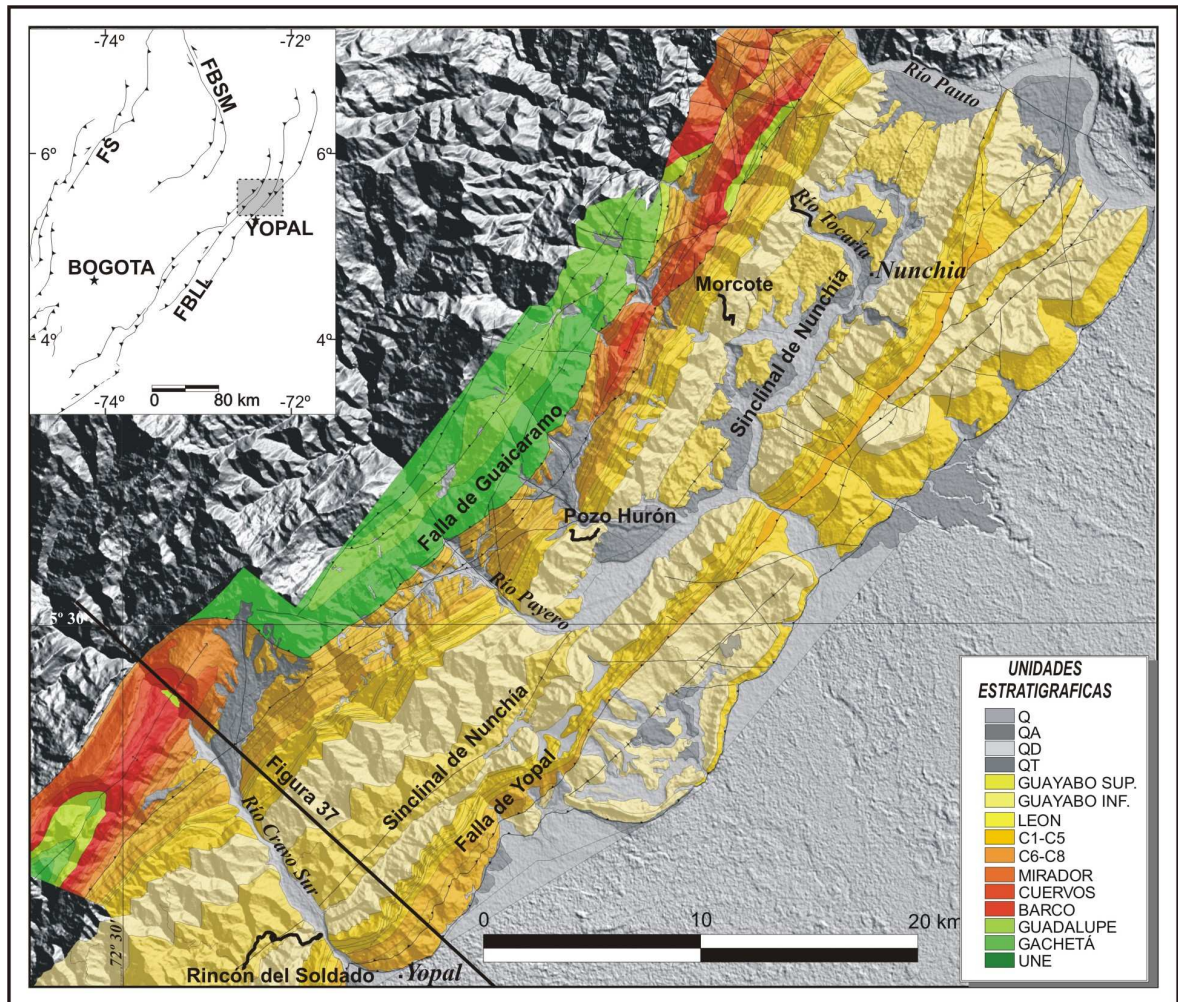


Figura 6. Mapa geológico detallado de parte del sinclinal de Nunchía. Se encuentran ubicados algunos puntos geográficos de referencia y las secciones estratigráficas mejor expuestas en ésta región.

La complejidad estructural continúa aumentando hacia el noreste, donde el sinclinal que aflora en superficie se hace más apretado y se desarrollan más fallas, lo cual indica una mayor deformación en los niveles más profundos (Figura 6). Esta mayor deformación se

encuentra concentrada en la zona triangular definida por la falla de Guaicaramo al oeste, el flanco oeste del sinclinal de Nunchía hacia el este, y la proyección del nivel regional del antepaís desde el este como el límite inferior. Esta zona es caracterizada por estructuras tipo duplex de escamas de cabalgamiento apiladas, que varían en número a lo largo del rumbo desde dos hasta cuatro, y estos cambios ocurren en zonas de fallas de transferencia (Martínez, 2006). Estas estructuras continúan hacia el norte, en un patrón escalonado, donde algunas desaparecen y aparecen otras nuevas; también se hace notoria la estructuración que aparece en la parte externa del sinclinal de Nunchía (Rochat et al, 2003).

Hacia el norte, el estilo estructural se hace más complejo, donde se reconocen dos dominios estructurales principales que se encuentran a ambos lados del sinclinal de Nunchía (Rochat et al, 2003). El dominio oeste (estructuras internas según Rochat et al, 2003) controla este mismo flanco del sinclinal de Nunchía y corresponde a lo que sería la continuación de la zona triangular definida más al sur (Martínez, 2006). Esta zona triangular está compuesta por un apilado antiforme de anticlinales que se sobreponen completamente (duplex), estos duplex repiten la secuencia desde el Cretácico Medio hasta la parte media de la Formación Carbonera; y al parecer el nivel de despegue se encuentra en la Formación Gachetá. El dominio este (estructuras externas según Rochat et al, 2006) controla el otro flanco del sinclinal de Nunchía, en este dominio aparece un apilado antiforme de capas que corresponden a la Formación Carbonera Superior, que compensa el acortamiento de los niveles inferiores en el dominio oeste.

La evolución cinemática de esta área ha sido estudiada recientemente en diversos trabajos por medio de diferentes métodos como interpretación sísmica estructural y estratigráfica, análisis de sensores remotos, análisis sedimentológicos, y reconstrucción de historias de enterramiento utilizando termocronología (AFT) y Ro (Cortés et al, 2006; Martínez, 2006; Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007). En estos trabajos se han reconocido diferentes períodos de actividad tectónica que produjeron deformación, intercalados con períodos de inactividad tectónica donde se produjo principalmente subsidencia flexural por las cargas generadas por la deformación. Rochat et al (2003) y Martínez (2006) coinciden en que durante la depositación de la parte inferior de la Formación Carbonera (miembros C8, C7 y C6 de edad Oligoceno), tuvo lugar cierta

actividad tectónica en el área del Piedemonte, dando lugar a una depositación con cierta influencia de la topografía en cuencas de tipo piggyback. En la siguiente etapa de depositación (parte superior de la Formación Carbonera y León), el área del Piedemonte estuvo bajo condiciones tectónicas estables, sujeta principalmente a una subsidencia continua en un bajo flexural (foredeep) marino somero, aunque Rochat et al (2003) indica la presencia de evidencias sísmicas al este del bloque Tangara, producidas por la actividad tectónica de las estructuras descritas en este trabajo como estructuras externas; por el contrario, Cortés et al (2006), en una transecta regional que pasa cerca al área de Cusiana, dice que la depositación de la Formación Carbonera no fue afectada por el crecimiento de estructuras cercanas.

El inicio de la mayor deformación de la Cordillera Oriental está marcado por la depositación de la Formación Guayabo en el Piedemonte y los Llanos Orientales. Rochat et al (2003) y Delgado y Gelvez (2007) indican la presencia de una superficie discordante que divide ésta Formación en dos partes, una Superior y otra Inferior. Esto ha sido descrito también al sur, en el área de Medina por Mora (2007), pero no existe certeza que estas dos superficies sean continuas lateralmente, ni su equivalencia en tiempo. Esta discordancia ha sido interpretada por Delgado y Gelvez (2007) como el límite entre el periodo de máximo levantamiento de la Cordillera Oriental y un periodo de quiescencia tectónica.

Por el contrario, Rochat et al (2003) interpreta que los depósitos por encima de la discordancia corresponden a un aumento importante en las tasas de acortamiento (40% del total del acortamiento), por lo visto en el flanco oeste del sinclinal de Zamaricote; asimismo propone que todos los límites tectónicos fueron activos durante la depositación de este intervalo, basado en los espesores obtenidos a través de la reconstrucción de la historia de enterramiento. Tomando en cuenta estos espesores calculados y la ausencia de estratos de crecimiento en cuñas a lo largo de los flancos de las cuencas piggyback, Rochat et al (2003) interpreta que estas evidencias debieron ser erosionadas durante una etapa posterior a esta depositación, cuando la sedimentación sobrepasó el área del Piedemonte, la cual estuvo sujeta a erosión. Esta etapa posterior ocurrió durante un periodo de importante actividad tectónica acompañada de un gran acortamiento (45% según Rochat et al, 2003).

Por otro lado, Delgado y Gelvez (2007) proponen una edad de 1 Ma o menos para las fallas que actuarían como límites tectónicos en esta zona (Fallas de Guaicaramo, Yopal y Cusiana), basadas en la ausencia de estratos de crecimiento, pliegues de arrastre u otros indicadores de sedimentación sintectónica. Además señalan que una diferencia de 15° entre la orientación de las fallas (Fallas de Guaicaramo, Yopal y Cusiana), y los pliegues de la zona (sinclinal de Nunchía, sinclinal de Tauramena y un anticlinal al sureste del anticlinal del Guavio) indica que estas fallas son fuera de secuencia y posteriores a la formación de estos pliegues, así como también son posteriores a la depositación de la Formación Guayabo (Superior e Inferior).

Los trabajos realizados hasta el momento son controversiales en sus interpretaciones con respecto a la temporalidad de las fallas y a la evolución cinemática de las estructuras del área. Estas interpretaciones se han basado en datos que pueden ser ambiguos o indeterminados en algunos casos, como por ejemplo los estratos de crecimiento no preservados o no existentes. Debido a estas interpretaciones ambiguas, es necesario tomar nuevos datos que permitan esclarecer dichas interpretaciones y así mejorar el conocimiento de la evolución cinemática del área de estudio. Dentro de los datos que podrían esclarecer esta ambigüedad se encuentra la información sedimentológica de procedencia, cambios de facies, tasas de sedimentación y paleocorrientes de las unidades depositadas simultáneamente con la deformación; así como también, un estudio de la información sísmica regional en busca de relaciones geométricas indicadoras de crecimientos sintectónicos. Por medio de la interpretación de esta información se puede llegar a entender de manera más precisa los procesos del levantamiento de la Cordillera Oriental y la sedimentación en la cuenca de antepaís asociada (Piedemonte y los Llanos). Este conocimiento además puede permitir evaluar de manera más acertada, la temporalidad de los elementos y procesos del sistema petrolífero, tanto para el Piedemonte, como para la cuenca de los Llanos, y así disminuir el riesgo exploratorio de nuevos prospectos en la cuenca.

3. METODOLOGÍA

La evolución estructural de un cinturón plegado puede influenciar de diversas maneras el registro sedimentario preservado en la cuenca de antepaís adyacente. Esta influencia es más importante en las partes próximas al cinturón de cabalgamiento, donde la depositación en este ambiente tectónico activo está controlada por estructuras en crecimiento (Vergés et al, 2002). En una cuenca de antepaís, la zona más próxima al cinturón de cabalgamiento se conoce como la zona del tope de cuña, donde se alcanzan a formar cuencas de tipo piggyback que pueden estar aisladas del resto de la cuenca de antepaís por el crecimiento de alguna estructura frontal, o pueden ser continuas con el resto de la cuenca de antepaís. Los depósitos en esta zona se adelgazan hacia la cuña orogénica y están compuestos del material más grueso del relleno de la cuenca, depositados generalmente en ambientes aluviales y fluviales próximos a un relieve topográfico alto, cuando nos encontramos en condiciones subaéreas (DeCelles y Giles, 1996). Los depósitos del tope de cuña (wedgetop) están caracterizados principalmente por la formación de abundantes discordancias progresivas y diferentes tipos de estructuras de crecimiento, tales como pliegues, fallas y clivajes rotados; lo que indica que la deformación ocurre poco tiempo después o durante la depositación, dando origen a estratos de crecimiento. En realidad, esta zona hace parte de la cuña orogénica que se está deformando, por lo que los depósitos de ésta zona son útiles para determinar la historia cinemática de la cuña, y de las diferentes estructuras que la componen (Suppe et al, 1992; DeCelles y Giles, 1996; Vergés et al, 2002).

El estudio de estratos de crecimiento puede presentar dificultades, dependiendo de la complejidad y de la duración de la actividad tectónica; e igualmente depende del grado de preservación de los mismos. En áreas con subsidencia activa, estos estratos de crecimiento pueden quedar cubiertos por sedimentos de etapas posteriores (pos-crecimiento), lo cual produciría estratos de crecimiento enterrados. En el caso en que

exista erosión durante la evolución del pliegue, la geometría del pliegue y sus estratos de crecimiento asociados pueden ser parcial o totalmente destruidos, preservando estratos de crecimiento con pobre exposición. Otro caso especial ocurre en áreas donde antiguas cuencas de antepaís están sujetas a una erosión moderada, incisión significativa de ríos y el desarrollo de notables relieves locales, lo que daría lugar a estratos de crecimiento bien expuestos (Vergés et al, 2002).

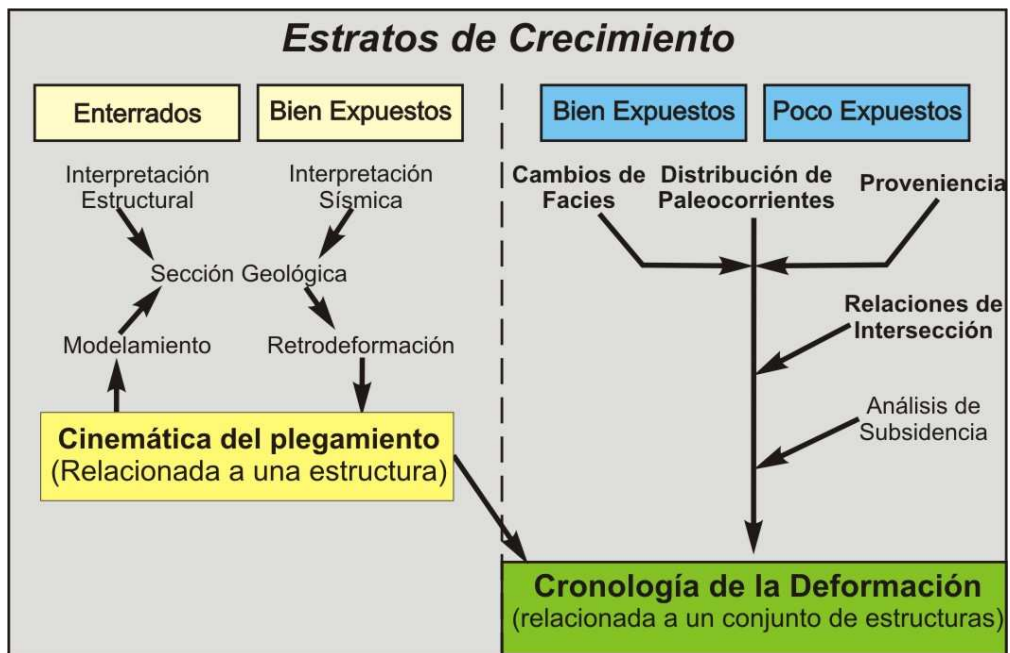


Figura 7 Metodología generalizada para el uso de estratos de crecimiento en el entendimiento de la evolución cinemática en cuencas sedimentarias. Tomado de Vergés *et al.* (2002).

El entendimiento de la cinemática del plegamiento y fallamiento de una estructura particular, requiere de un análisis preciso de la geometría y de las características sedimentológicas de los estratos de crecimiento asociados a ésta estructura. Los diferentes grados de preservación de los estratos de crecimiento pueden ser útiles en distinta medida para entender esta evolución cinemática, y cada uno de estos tipos requiere diferentes técnicas para su análisis (Figura 7). Estratos de crecimiento enterrados y bien expuestos son necesarios para resolver la cinemática del plegamiento, combinando interpretación estructural y/o sísmica, construcción de secciones

balanceadas, retrodeformación y modelamiento progresivo (forward modelling en Mount et al, 1990). El estudio de las facies sedimentarias, proveniencia de los sedimentos y paleocorrientes, puede dar información sobre la evolución tectónica de pliegues individuales relacionados a fallas. En los casos donde se encuentran estratos de crecimiento bien preservados, estos pueden suministrar información precisa sobre las interacciones tectónica-sedimentación, aún con estratos no muy bien preservados, se puede obtener una importante cantidad de información sobre estas relaciones (Vergés et al, 2002).

Alrededor del mundo se han aplicado diferentes técnicas presentadas en la metodología de la Figura 7; con el objetivo de conocer la evolución cinemática de un área o estructura en particular, utilizando estratos de crecimiento bien expuestos, enterrados o poco expuestos. La cuenca del Ebro en España es un área que ha sido sujeto de múltiples estudios de este tipo, con énfasis en las relaciones entre tectónica y sedimentación; esto principalmente debido a su buena preservación y calidad de afloramientos en tres dimensiones (Vergés et al, 2002). Algunos de los trabajos más recientes en esta cuenca compilados en un volumen especial, tratan con ejemplos enterrados utilizando información sísmica (Masferro et al, 2002; Casas et al, 2002); además se han realizado trabajos en áreas con poca preservación de estratos de crecimiento, examinando los cambios ocurridos por influencia tectónica en sus características sedimentológicas (Ramos et al, 2002; López-Blanco, (2002); Drzewiecki y Simó, 2001). El estudio de las características sedimentológicas y de las relaciones geométricas para entender la evolución tectónica de un área, también ha sido aplicado en áreas como los Andes de Bolivia (Horton, 1998; Horton y DeCelles, 2001; DeCelles y Horton, 2003), el Tibet (Horton et al, 2003), el cinturón de Dabieshan en China (Liu y Heller, 2002) y Utah (Horton et al, 2004).

En el caso del sinclinal de Nunchía, el área de este estudio, se presentan afloramientos dispersos de la unidades a estudiar y solo algunas secciones estratigráficas parcialmente continuas; además existe la incertidumbre sobre la presencia de estratos de crecimiento que hayan podido ser erosionados durante el levantamiento del sinclinal (Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007). Al mismo tiempo, existe información sísmica en la que se puede llegar a observar relaciones geométricas de crecimiento en estratos enterrados; debido a esto se ha tomado como guía la metodología planteada por Vergés et al (2002),

en la que se hace necesario combinar diferentes técnicas aplicadas a estratos poco expuestos y enterrados (Figura 7), entre las cuales se tienen los análisis sedimentológicos de facies, proveniencia y paleocorrientes; interpretación sísmica y estructural, y la construcción, retrodeformación y modelamiento de secciones estructurales. Con el fin de obtener los mejores resultados aplicando esta metodología, el proyecto se organizó en fases diferentes, que en algunos casos eran continuas a lo largo de todo el proyecto, u otras que eran relativamente cortas y casi de dedicación exclusiva como la fase de campo.

3.1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN

En esta etapa se hizo una selección de la información de trabajos realizados en el área de interés y otros realizados en diferentes ubicaciones alrededor del mundo que estuvieran encaminados a la consecución de objetivos similares. También se tomaron informes y publicaciones sobre la geología de la zona y otros trabajos de posible interés. Además se consultaron los mapas geológicos disponibles en el ICP, mapas topográficos, fotografías aéreas, y demás fuentes electrónicas de información geográfica y geológica del área. Otros tipos de información compilada están relacionados con la información necesaria para la interpretación estructural y sísmica; esta información incluye perfiles de reflexión sísmica 2D, trayectorias y topes de pozos cercanos, y datos de superficie en formatos compatibles para su utilización en los programas utilizados para el procesamiento, el cual se explicará más adelante.

3.2. SALIDA DE CAMPO

Dentro de las tareas iniciales del proyecto se planteó una salida de campo en el área de interés, con el fin de recolectar información de interés sedimentológico, que fuese relevante a la hora de determinar la evolución de la zona de interés. Durante el trabajo de campo se realizó el levantamiento de columnas generalizadas utilizando el método de poligonal; en total se levantaron más de 4800 metros de espesor en 4 secciones formales y en otras secciones dispersas sin ubicación estratigráfica definible (Tabla 1). A lo largo de las columnas se realizaron mediciones de paleocorrientes y se recolectaron muestras

de areniscas de grano medio aproximadamente, para la elaboración de láminas delgadas. Además se realizaron varias transectas con el fin de obtener datos en la mayor parte del área. En la Figura 8 se muestra la distribución de las estaciones tomadas en el campo (un total de 200 estaciones). Entre la información pertinente recolectada en las columnas y en las estaciones dispersas, se encuentra:

Tabla 1. Inventario de secciones levantadas en campo.

Columna	Descritos(m)	Cubiertos (m)	Total (m)
Sección vía al Pozo Hurón	390	110	500
Sección vía a Morcote	786	114	900
Sección vía al Rincón del Soldado	623	195	818
Sección río Tocaría	396	537	933
Otras secciones	*	*	1700
TOTAL	2195	956	4851

* Secciones estratigráficas sin posición claramente definida, no se alcanzó ningún contacto con otra unidad, debido a esto no se digitalizaron.

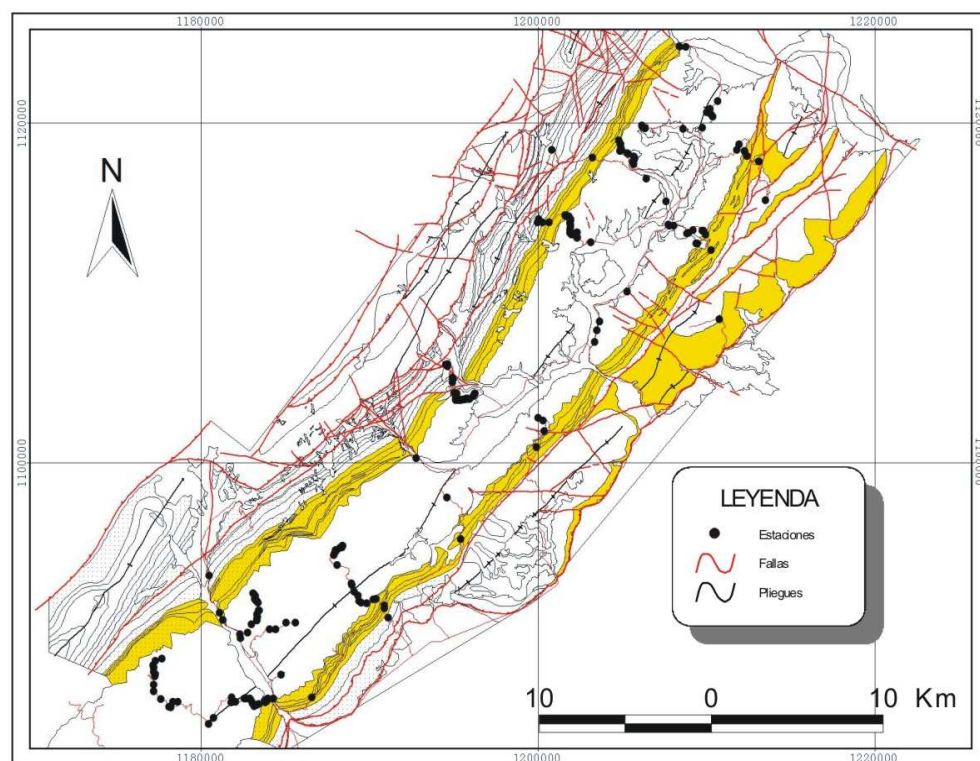


Figura 8. Mapa de distribución de estaciones hechas en campo. Se realizaron un total de 200 estaciones en el área de estudio. En el mapa solo se encuentra iluminada en amarillo la Formación León, al igual que en las Figuras 9 y 10.

- Muestras de areniscas para análisis de proveniencia en sección delgada (ver ubicación de todas las muestras en la Figura 9 y ver la Tabla 2 para la cantidad). En un reconocimiento previo se decidió hacer énfasis en el análisis petrográfico de areniscas y pocos datos se tomarían de conteo de clastos, debido a la escasez de gravas en éste sector del sinclinal.
- Muestras para análisis palinológicos con el fin de refinar el marco cronoestratigráfico (Ver ubicación en la Figura 9).
- Datos de paleocorrientes tomados a partir de ondulitas, marcas de fondo y con especial atención en estratificación cruzada en artesa y fondos de canal en artesa (ver ubicación de las estaciones de paleocorrientes en la Figura 10 y ver la Tabla 3 para la cantidad y tipo de datos tomados), siguiendo la metodología planteada por DeCelles *et al.* (1983).

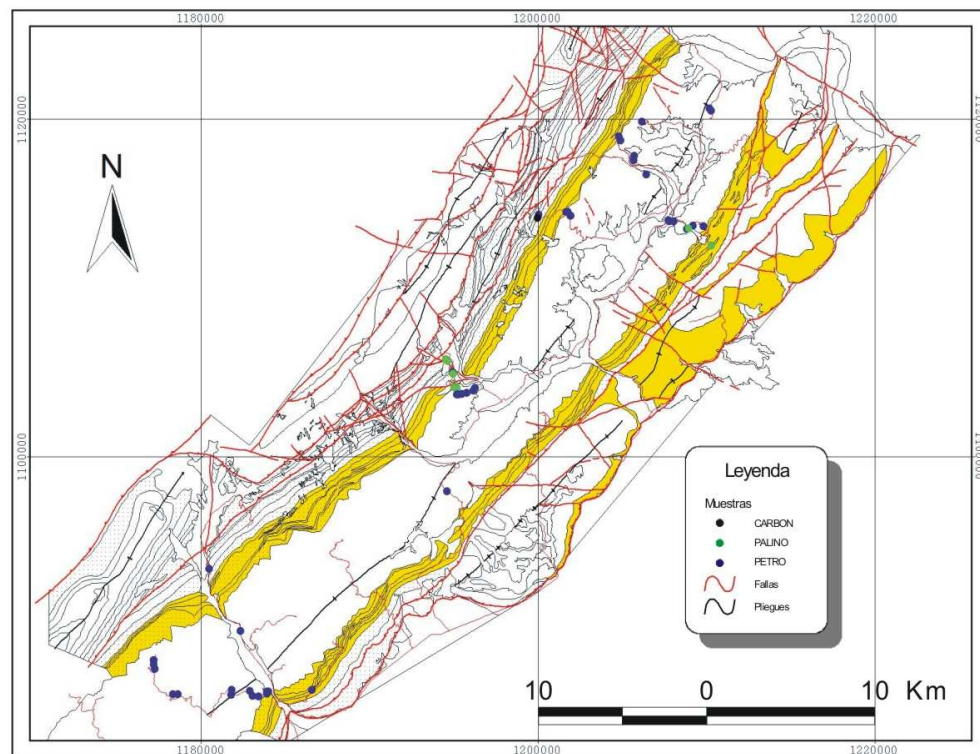


Figura 9. Mapa de ubicación de los diferentes tipos de muestras recolectadas en campo.

Tabla 2. Balance total de muestras recolectadas y analizadas, según el objetivo.

Objetivo de la Muestra	Cantidad Recolectada	Cantidad Analizada
Petrografía	46	30
Palinología	8	0
Ro	1	0

- Información respecto a las diferentes facies presentes en las unidades estudiadas.
- Observaciones generales de relaciones de intersección (cambios de espesores o de buzamientos, entre otras).

Tabla 3. Datos de paleocorrientes según el indicador medido en campo.

Tipo de Indicador	Cantidad
Datos de Paleocorrientes de Artesas	59
Datos de Paleocorrientes de Ondulitas	8
Datos de Paleocorrientes de Marcas	5
Total de datos de Paleocorriente	72

3.3. TRABAJO DE LABORATORIO

Durante la fase de laboratorio se realizó el análisis petrográfico de las secciones delgadas de las muestras seleccionadas de areniscas, con el fin de estudiar la proveniencia de los sedimentos que las conforman. Para tal fin se realizó el conteo de granos utilizando el método de Gazzi-Dickinson, el cual ayuda a eliminar las diferencias por el tamaño de grano dentro de una misma muestra (Ingersoll et al, 1984), y las diferencias con respecto a las demás; aunque las muestras seleccionadas presentan una mayoría de granos de tamaño arena media. Este método de conteo se basa en el hecho que fragmentos líticos que están compuestos por granos y/o cristales tamaño arena, cuando son completamente disgregados, van a producir granos con composición equivalente a sus componentes; es por esto que los métodos tradicionales de conteo se observa un aumento de los líticos en las fracciones de arena más fina. Para la aplicación de éste método, se cuentan los líticos

con componentes de tamaño mayor al limo, como el componente que es señalado; por ejemplo, si se encuentra un lítico sedimentario de una litoarenita, y el cruce del retículo señala un grano de chert dentro de este lítico mayor, entonces este punto se cuenta como chert y no como la litoarenita. Sin embargo, la aplicación de este método puede hacer perder cierta información valiosa en cuanto al tipo de líticos que se encuentran en una muestra; por lo cual, en los casos donde esto ocurra, se registrará si el grano contado provenía de otro lítico y de que tipo era éste lítico (Saylor, J., comunicación electrónica).

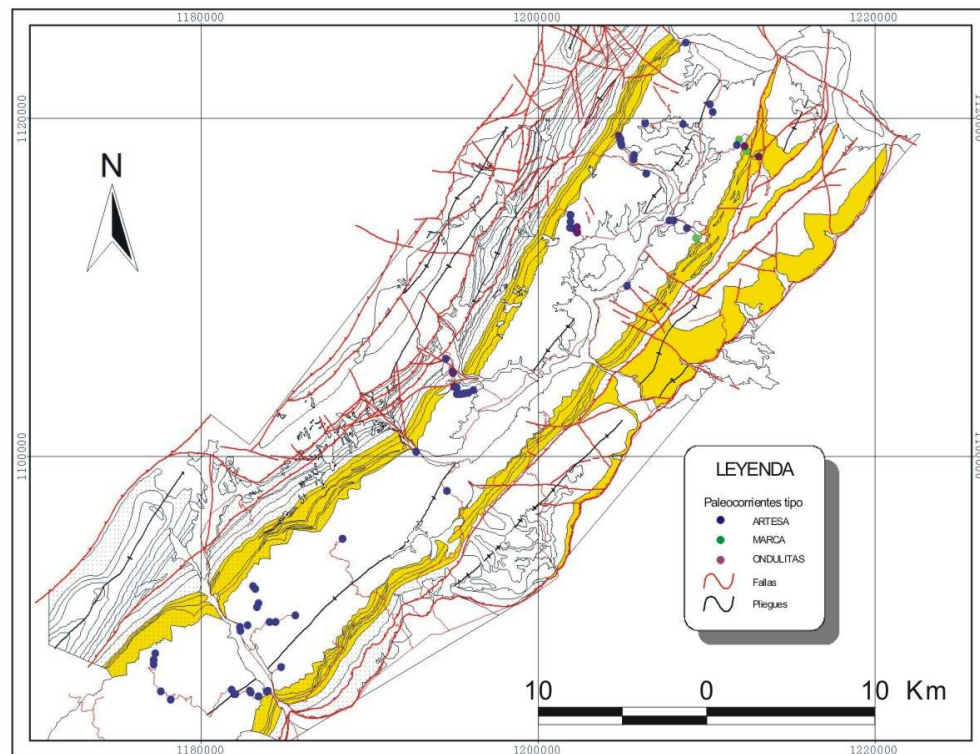


Figura 10. Mapa de ubicación de los datos de paleocorrientes medidos en campo y clasificados según el indicador medido.

El análisis de estas láminas se realizó utilizando los microscopios disponibles en el laboratorio de petrografía de la Universidad Industrial de Santander (Nikon Eclipse E200 POL). Para el conteo de granos se utilizó una malla imaginaria de 20x20 mm, con el fin de obtener un total de 400 puntos en cada muestra; en los puntos donde la muestra se encontraba deteriorada (presentaba huecos), o presentaba poros, matriz o cemento; se procuró contar el grano encontrado a la izquierda del cruce del retículo dentro de una

distancia de 0,01 mm, en caso de no haber nada se procedió a contar el más cercano en cualquier posición dentro del mismo rango (0,01 mm), y en caso de no encontrar nada, entonces se contó como hueco, matriz, cemento o poros. Las láminas delgadas fueron preparadas por el Laboratorio de Preparación de Muestras del ICP, aplicando impregnación con epóxico para porosidad y tinción para identificación de feldespatos.

3.4. TRABAJO DE OFICINA

Durante el trabajo de oficina se realizó la digitalización de la información recolectada en campo para un posterior análisis e interpretación. Principalmente se incluyen aquí las siguientes tareas:

- Digitalización de las columnas estratigráficas levantadas durante la fase de campo.
- Proyección de los datos de paleocorrientes medidos en afloramientos, basándose en la metodología presentada por DeCelles et al (1983). La proyección de estos datos para realizar el cálculo del eje de las artesas y la corrección por deformación tectónica, se realizó utilizando el programa StereoWin 1.2 (Allmendinger, 2002).
- Proyección de las estaciones de campo sobre el mapa geológico.
- Correcciones del mapa geológico existente, basándose en el control de campo realizado.

Dentro del trabajo de oficina también se incluyó la carga de la información necesaria para la interpretación sísmica y estructural. Esto abarcó la carga de información de pozos y de perfiles de reflexión sísmica 2D distribuidos desde el área de Medina hasta el Río Pauto, tanto en el bloque colgante, como el yacente de la fallas de Guaicaramo, Cusiana y Yopal, con el fin de realizar una correlación de las unidades entre las dos áreas. Esta carga de datos se realizó en el programa Petrel 2007. También se cargó la información necesaria en 2D Move para la interpretación estructural y cinemática.

3.5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En esta fase se realizó la interpretación de los datos obtenidos en las fases de campo, laboratorio y oficina, los cuales comprenden la información concerniente a las facies vistas en campo, la proveniencia de los sedimentos y las paleocorrientes. La interpretación de dicha información comprende su proyección en perfiles estratigráficos y en el mapa con el fin de discernir tendencias tanto en el tiempo como en el espacio. Además se incluye la interpretación sísmica necesaria para la correlación de algunos horizontes guía desde el área de Medina hasta Nunchía, y así establecer una correlación de las unidades del Oligoceno-Mioceno entre estas dos áreas. También se realizó la interpretación estructural de una sección en el área de Yopal, con el fin de reconstruir la historia de deformación-sedimentación en el sinclinal de Nunchía. La correlación con sísmica se realizó con el programa Petrel 2007 y la interpretación estructural se realizará con 2D Move. Los resultados obtenidos a lo largo de ésta etapa se discutieron con el grupo de trabajo del ICP y demás tesis de la misma área, con el fin de probar la interpretación.

3.6. REDACCIÓN DEL INFORME FINAL

En la redacción del informe final se incluyó una breve introducción al tema a trabajar, la información pertinente a los antecedentes del área de estudio, esta metodología de las actividades realizadas, los resultados e interpretación obtenidos, y las conclusiones finales del proyecto con respecto a la evolución del sinclinal de Nunchía.

4. INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La evolución estructural de un cinturón plegado puede influenciar de diferentes maneras los depósitos formados en la cuenca de antepaís adyacente. Estas influencias se ven reflejadas en algunos indicadores que varían de acuerdo a la distancia desde un punto dentro de la cuenca hasta el área fuente (Jones et al, 1994). Algunos pueden ser más sensibles a escala de toda la cuenca (señal composicional en la Figura 2) o a escala local (paleocorrientes en la Figura 2). Otros indicadores como la proporción de gravas y el cambio en las tasas de sedimentación son más sensibles en las partes de la cuenca adyacentes al cinturón orogénico (Jordan et al, 1988; Jones et al, 1994). El cambio en las condiciones de depositación también puede verse afectado por el crecimiento de estructuras que actúen como barreras para el sedimento o acercando el área fuente a la zona de depositación, lo cual provocaría una variación en la energía del medio y un cambio en las facies observadas en una secuencia; asimismo, el crecimiento de estructuras puede afectar las direcciones de transporte de sedimento en áreas proximales de la cuenca, principalmente en cuencas de tipo piggyback (López Blanco, 2002; Ramos et al, 2002).

Debido a la configuración estructural actual del área de estudio y a su historia reciente de evolución propuesta por trabajos anteriores (Rochat et al, 2003; Martinez, 2006); donde se ha interpretado una evolución con una configuración de una cuenca tipo piggyback a antepaís proximal; además de la duda en la existencia de estratos de crecimiento en el sinclinal de Nunchía (Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007); se han realizado análisis del comportamiento de algunos de los indicadores sedimentológicos sintectónicos propuestos por Jones et al (1994), con el fin de tratar de resolver dichas dudas planteadas por los trabajos ya mencionados. En este capítulo se mostrarán los resultados obtenidos a partir del trabajo de campo y de laboratorio realizado principalmente en la parte superior de la Formación León y en la Formación Guayabo; también se realizaron algunos análisis

en la Formación Carbonera, pero a menor detalle. Los resultados aquí presentados se refieren al análisis de la distribución de las facies encontradas y su posible significado en la evolución tectono-sedimentaria; también se muestran los resultados de los análisis de proveniencia en areniscas y de la distribución de las paleocorrientes. Al final se presenta una interpretación de la evolución cinemática del sinclinal de Nunchía y sus alrededores.

Tabla 4. Facies descritas en campo con su interpretación.

Cód.	Descripción	Interpretación
Aa	Areniscas finas a muy gruesas en incluso levemente conglomeráticas con estratificación en artesa.	Deposición por dunas de crestas sinuosas (3D)
Ap	Areniscas finas a muy gruesas con estratificación cruzada planar.	Deposición por dunas de crestas lineales (2D)
Ar	Marcas de ondulitas (Ripples) y estratificación cruzada menor a 5 cm	Deposición por ondulitas de régimen bajo
Af	Areniscas con laminación flaser	Condiciones intermitentes de flujo de régimen bajo y hundimiento de sedimento en suspensión en proporciones variables.
Ao	Areniscas con estratificación ondulosa	
Al	Areniscas con estratificación lenticular	
Am	Areniscas masivas de grano medio a grueso e incluso conglomeráticas.	Deposición de flujos hiperconcentrados por reducción de energía
Li	Lodolitas y limolitas laminadas	Hundimiento de sedimento en suspensión
Lm	Lodolitas y limolitas masivas	
Lo	Lodolitas y limolitas con contenido de materia orgánica de color verdoso, gris medio a oscuro	Hundimiento de sedimento en suspensión con contenido de materia orgánica
La	Lodolitas y limolitas arenosas abigarradas con moteado y desarrollo de estructuras de raíces	Hundimiento de sedimento en suspensión por desborde o en canales abandonados
C	Carbón	Depósitos ricos en materia orgánica en ambientes pantanosos

4.1. ANÁLISIS FACIAL

El análisis facial fue realizado a partir de secciones estratigráficas medidas y afloramientos distribuidos en toda el área. Se describieron más de 2000 metros de secciones estratigráficas formales (Tabla 1) y aproximadamente se midieron otros 1700 metros de secciones estratigráficas sin posición estratigráfica definida. Las secciones formales solo abarcan la parte superior de la Formación León y la base de la Formación Guayabo hasta la parte media del registro aflorante en el sinclinal de Nunchía. La parte superior aflorante en el núcleo del sinclinal y el resto del área fue controlada por medio de transectas con puntos de control en cada afloramiento observado, además de las secciones no definidas. En la Tabla 4 se presenta el resumen de las facies encontradas en campo, las cuales luego se organizaron en asociaciones de facies. A partir del trabajo anterior se lograron diferenciar cuatro asociaciones de facies, que resumen las facies encontradas principalmente en las Formaciones Guayabo, León y Carbonera en menor detalle.

Asociación de facies 1 (AF1): secuencias de entre 1 y 6 metros de espesor de capas de areniscas intercaladas con capas muy delgadas de lodolitas grisáceas con contenido de restos vegetales; estas intercalaciones muestran un patrón estratocreciente de capas muy delgadas a la base hasta capas muy gruesas al tope de hasta 4 metros de espesor (Figura 11B); el tamaño de grano en ocasiones no varía dentro de cada secuencia, pero en ocasiones presenta una tendencia granocreciente hacia el tope que puede alcanzar hasta el tamaño de guijas medianas y ocasionalmente guijas gruesas (hasta 20 mm). Hacia la base se presentan en paquetes lodosos de 1 a 3 metros de espesor de la AF2 suprayacidos por capas con estratificación ondulosa unidireccional y en menor proporción oscilatoria (Figura 11A), y en algunos casos lenticulares con desarrollo interno de laminación inclinada planar a curvada; hacia el tope se presenta generalmente un desarrollo moderado a fuerte de bioturbación en forma de madrigueras similares a *Thalassinoides* (Figura 11C), pero también se presenta desarrollo de estratificación cruzada en artesa.

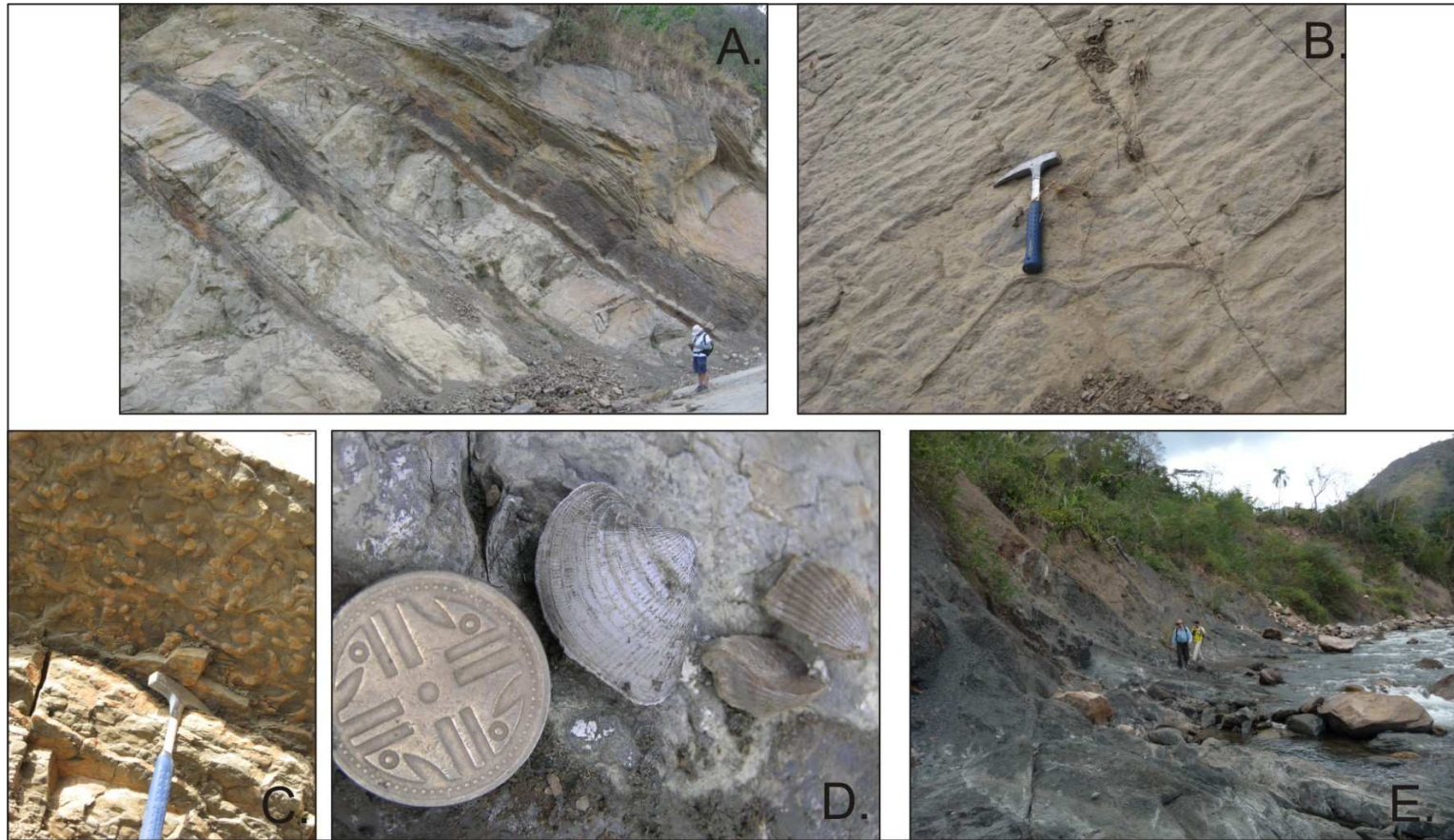


Figura 11. Imágenes de afloramientos representativos de las diferentes características de las asociaciones de facies AF1 y AF2. A,B y C corresponden a la AF1; D y E. corresponden a la AF2. A. Secuencias estrato-crecientes de capas de areniscas. B. Marcas de ondulitas y bioturbación en capas de areniscas. C. Bioturbación generalizada con forma de *Thalassinoides*. D. Bivalvos encontrados en la AF2 que pertenecen al horizonte Huesser, miembro C2. E. Vista general de la litología de la AF2 en el miembro C2.

La depositación de esta asociación de facies se ha interpretado como la progradación de depósitos deltáicos con influencia mareal, donde el aumento en el tamaño de grano y del espesor de las capas hacia el tope puede indicar un aumento en el régimen de flujo o una reducción de la profundidad. Esta asociación de facies se observa principalmente en los miembros arenosos de la Formación Carbonera (C1, C3 y C5) aflorantes en el sinclinal de Nunchía; además aparecen en sectores intermedios y hacia el tope de la Formación León. Una asociación similar aparece en partes intermedias de la formación Guayabo pero sin contenido de materia orgánica en las lamina lodosas.

- Asociación de facies 2 (AF2): lodolitas grisáceas a gris-verdosas masivas en paquetes de espesor que oscila entre 10 metros hasta varias decenas de metros (Figura 11D). Presentan poca bioturbación y en ocasiones se observan evidencias de desarrollo incipiente de paleosuelos (peds). En algunos casos aparecen capas delgadas a medias de lodolitas carbonosas a carbón y de areniscas con laminación flaser a ondulosa. El contenido de fósiles macroscópicos es escaso, excepto por la presencia de algunos gasterópodos y bivalvos. Esta asociación de facies presenta gran continuidad lateral y está intercalada con paquetes de la AF1, lo que soporta una posible depositación en una planicie de lodo en un ambiente transicional lacustre a estuarino; en los casos donde se encuentra en capas de poco espesor (<10 m) intercaladas con paquetes de la AF1, se ha interpretado como un ambiente de planicie deltáica con influencia mareal. Aparece especialmente en los miembros lodosos de la Formación Carbonera (C2 y C4) del sinclinal de Nunchía y en la Formación León.
- Asociación de facies 3 (AF3): areniscas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticas masivas de tamaño guijas como máximo, también se observan láminas conglomeráticas con intraclastos lodosos y otros líticos a la base de las capas o internamente marcando la estratificación cruzada, ya sea planar o en artesa; se presentan en capas medias a muy gruesas, con bases erosivas sobre lodolitas de la asociación 4 o sobre capas de la misma asociación (Figura 12A).

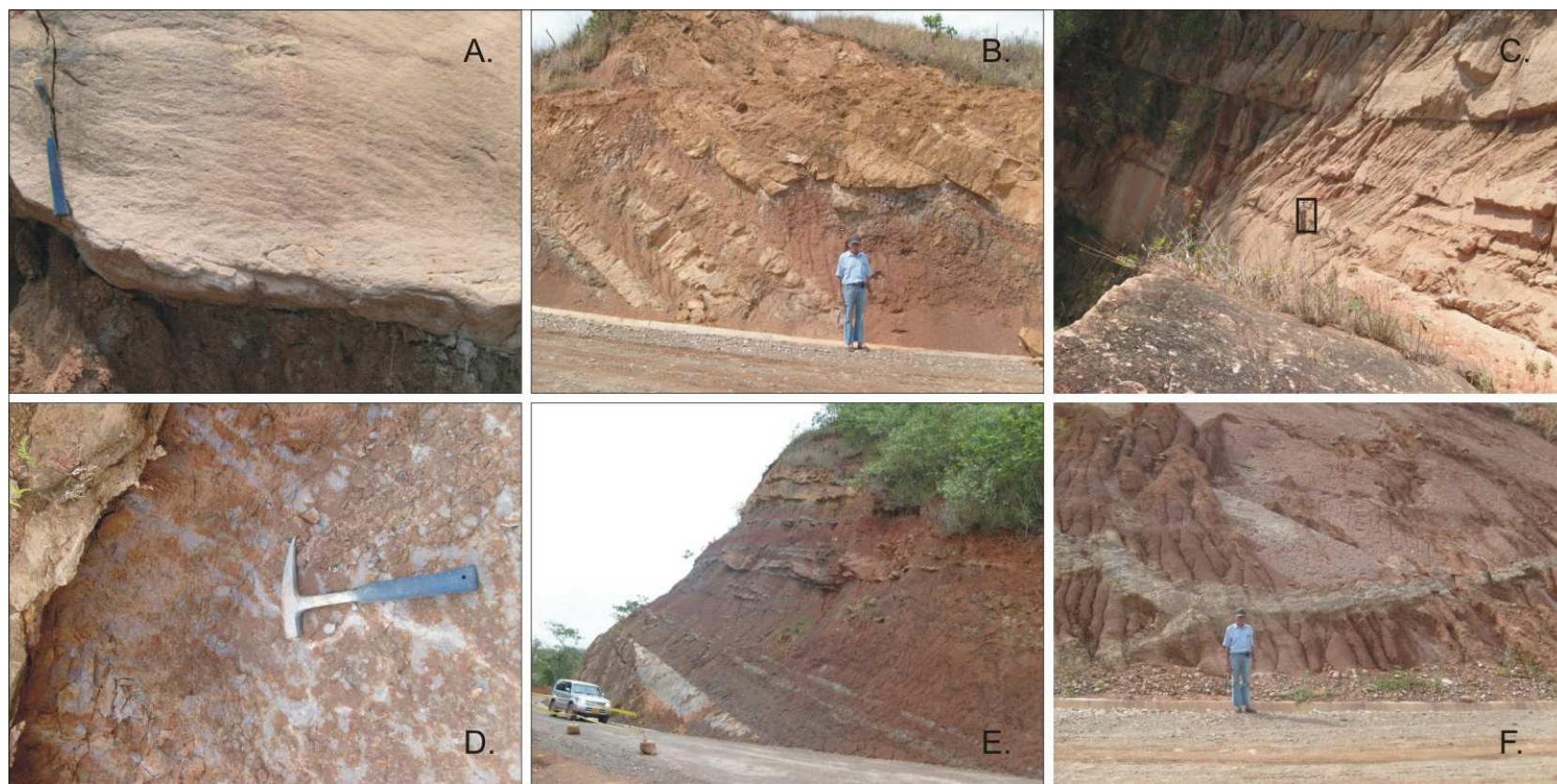


Figura 12. Imágenes de afloramientos representativos de las diferentes características de las asociaciones de facies 3 y 4. A. Base erosiva de arenisca con estratificación en artesa. B. Capas de areniscas de formas lenticulares. C. Capas de areniscas levemente conglomeráticas de forma prismática, el recuadro señala la posición de la persona para escala. D. Lodolitas abigarradas. E. Lodolitas abigarradas con intercalaciones de areniscas lenticulares a prismáticas. F. Vista de planta de una intercalación arenosa lenticular en medio de lodolitas abigarradas, nótese su curvatura.

Su forma en ocasiones es lenticular, pero también se presentan algunas de considerable extensión lateral con formas levemente tabulares a prismáticas que superan la extensión de afloramientos de varias decenas de metros (Figura 12B y 12C). Esta asociación de facies fue interpretada como el producto de sedimentación en un ambiente fluvial trenzado similar al tipo Platte (Miall, 1977 en Walker, 1984), aunque con mayor desarrollo de planicies de inundación, lo que lo hace similar al Río Saskatchewan Sur (Walker 1984). Esta asociación de facies es predominante en la Formación Guayabo, aumentando el contenido de gravas hacia el núcleo del sinclinal de Nunchía.

- Asociación de facies 4 (AF4): limolitas a lodolitas arenosas abigarradas, de color rojizo a café y en ocasiones gris violáceo; con desarrollo generalizado de moteado y marcas de raíces de tonos más claros; no presentan estratificación ni laminación aparente y exhiben una partición irregular (Figura 12D). Se presentan capas delgadas a medias de areniscas con gradación normal, las cuales presentan formas lenticulares con algunas decenas de centímetros hasta un par de metros de ancho; en vista excepcional de planta presentan curvaturas (Figura 12E y 12F). El ambiente de esta asociación de facies fue interpretado como depósitos de suspensión en una llanura de inundación bajo condiciones oxidantes y presencia de vegetación, lo que produjo desarrollo de paleosuelos. Las capas de areniscas representarían los depósitos de desborde más confinado del canal (crevasse splay), con desarrollo de algunos canales de pequeña escala. Junta con la AF3, esta asociación de facies está ampliamente distribuida en la Formación Guayabo.

La distribución de estas asociaciones de facies está casi restringida a algunas Formaciones de manera precisa, excepto por la presencia de algunos afloramientos similares a la AF1 en la parte media de la Formación Guayabo, cuya única diferencia es que no presentan contenido de materia orgánica. En cuanto a las asociaciones AF1 y AF2, estas se encuentran restringidas a las Formaciones Carbonera y León; en tanto que las asociaciones AF3 y AF4 están limitadas a la Formación Guayabo (Figura 13).

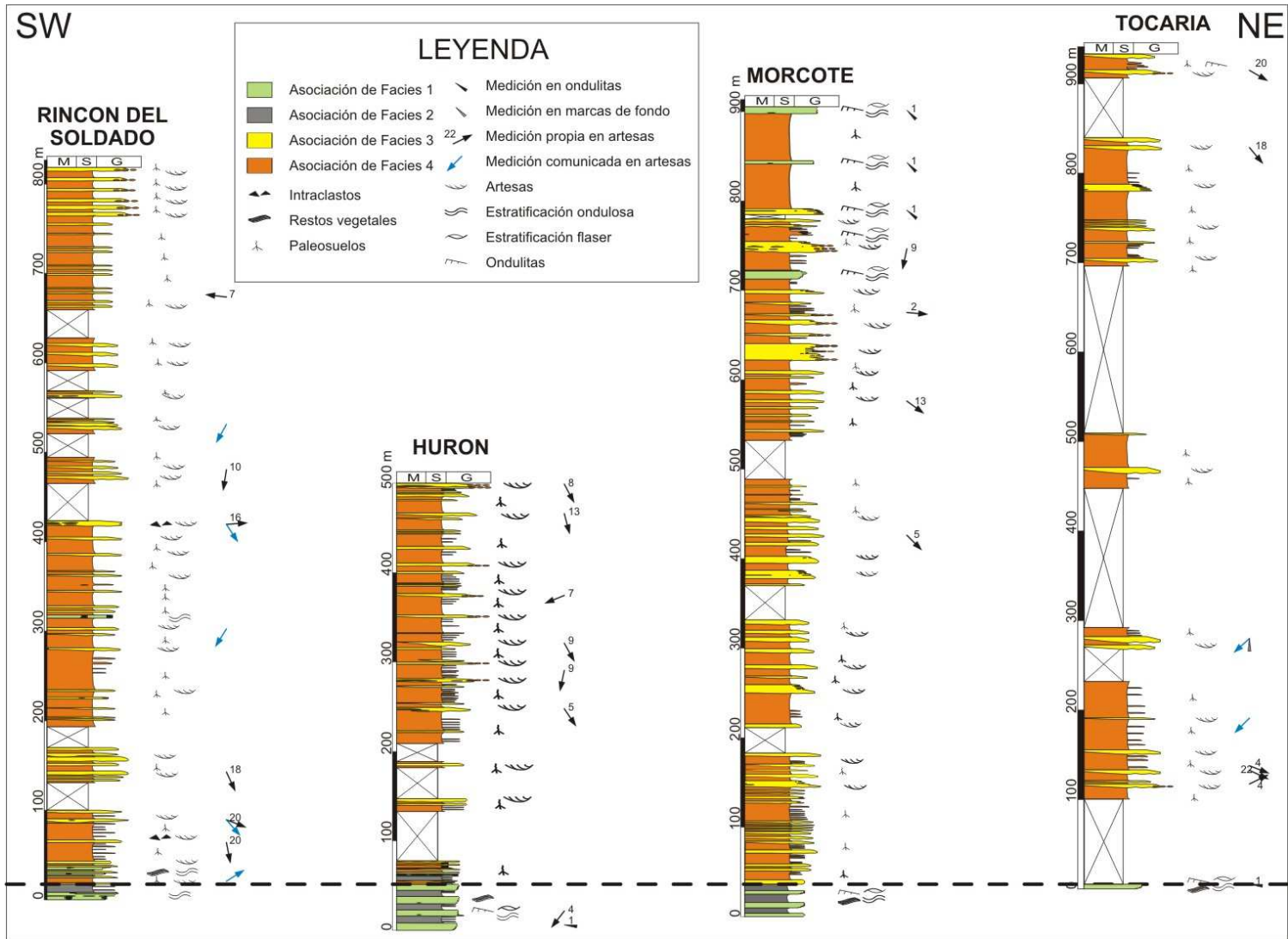


Figura 13. Columnas estratigráficas levantadas en la Formación Guayabo puestas con el Tope de la Formación León como datum de referencia. Ubicación en la Figura 6.

En la Formación León se puede identificar una variación lateral en la distribución de las AF1 en ambos flancos del sinclinal de Nunchía. Esto a partir de la distribución en superficie de estas facies arenosas, ya que se observa una menor continuidad lateral en el flanco Este que en el Oeste (Figura 14); pudiendo estar relacionado con una distribución de diferentes lóbulos deltáicos hacia el este, que por el contrario forman cuerpos continuos al oeste debido a la mayor proximidad entre estos lóbulos.

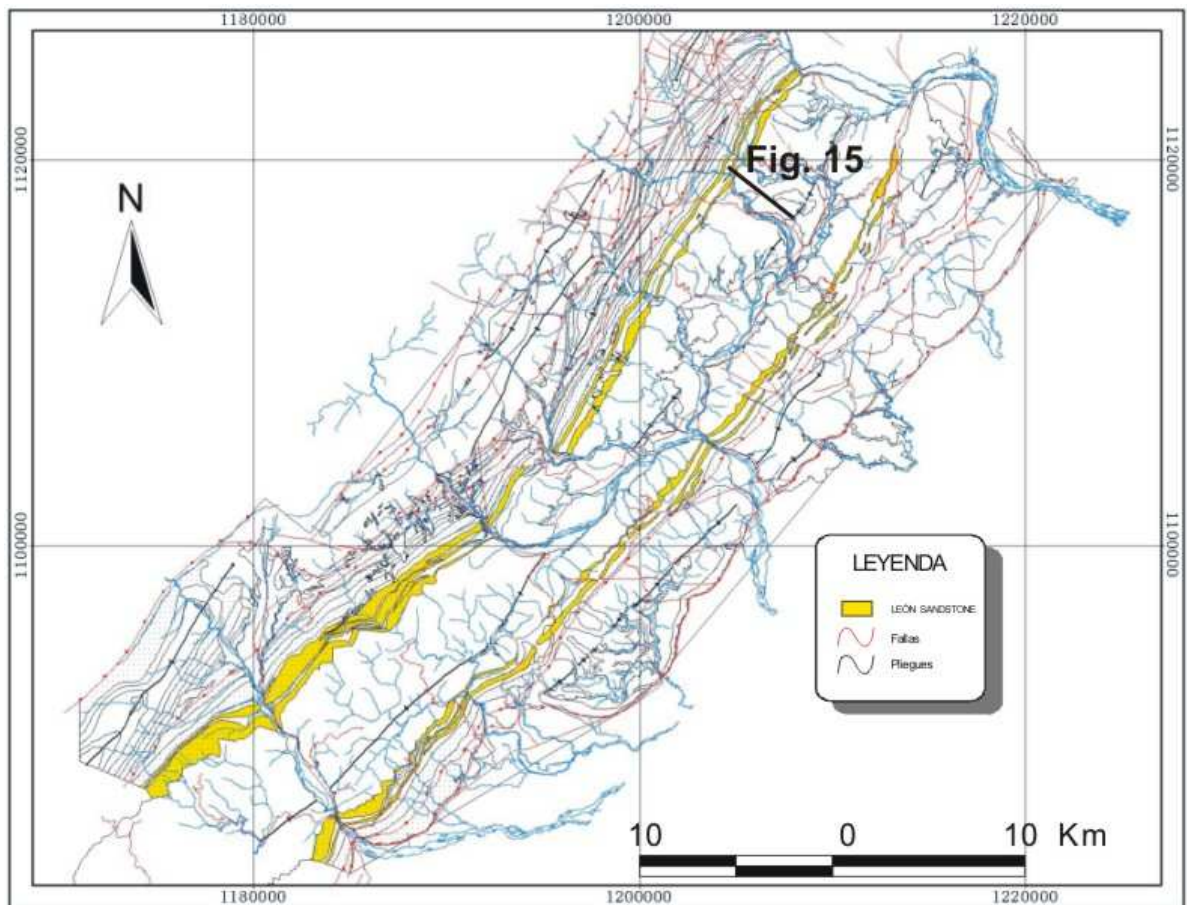


Figura 14. Mapa de distribución de areniscas de la AF1 para la Formación León. Se marca la Ubicación de la Figura 15.

Para el caso de la Formación Guayabo, se observa un nivel intermedio donde la AF4 es más abundante que la AF3, y la AF3 no presenta gran continuidad lateral, como se observa en la Figura 15, donde aparece un cambio de pendiente en la parte media de la sección hacia pendientes más suaves. Esto puede deberse a un ascenso relativo del nivel

base que cambió las condiciones de depositación hacia un ambiente fluvial más similar al meandriforme, con canales más restringidos, cuya extensión lateral es menor que la de los canales trenzados. A partir de este punto se ha trazado el límite entre el Guayabo Inferior y Superior de manera informal; pero esta división no existen datos que confirmen si este Guayabo Inferior corresponde con otros descritos en otras áreas, como por ejemplo en los alrededores de Medina (Parra, 2008).



Figura 15. Panorámica de la Formación Guayabo en el flanco oeste del Sinclinal de Nunchía. Vista paralela al río Tocaría. Ver ubicación en la Figura 14.

4.2. PROVENIENCIA DE LOS SEDIMENTOS

Las muestras analizadas para el estudio de proveniencia fueron contadas en sección delgada mediante el método de Gazzi-Dickinson, con una pequeña adaptación (ver Trabajo de Laboratorio en Metodología). Este método fue utilizado para eliminar el problema de la variación del tamaño de grano dentro de una misma muestra y con las demás; pero no toma en cuenta las posibles variaciones ambientales debidas a efectos texturales e hidráulicos durante el transporte y acumulación de los sedimentos, lo cual requiere correcciones adicionales que no fueron tomadas en cuenta para este trabajo (Garzanti et al, 2009).

El análisis de proveniencia realizado en las muestras de areniscas recolectadas en el área de estudio (30 muestras analizadas), muestra una gran variabilidad en los componentes líticos y monominerales. Durante el trabajo de laboratorio se distinguieron 36 categorías distintas de granos, las cuales fueron agrupadas en categorías superiores con el fin de simplificar la presentación de los resultados (ver Tabla 5). Estas categorías fueron creadas a medida que el conteo fue realizándose, debido a la aparición de nuevos tipos

de granos en diferentes láminas delgadas analizadas. Los resultados del conteo de las láminas con todas sus categorías se presentan en el Anexo 1.

Tabla 5. Categorías identificadas durante el conteo de las muestras. Basado en Siivola y Schmid (2007).

Qtz:	Cuarzo Total
Qtzr:	Cuarzo monocristalino de extinción recta
Qtzo:	Cuarzo monocristalino de extinción ondulosa
Qtzp:	Cuarzo proveniente de cuarzoarenisca-cuarzo policristalino
Qtzs:	Cuarzo proveniente de cuarzoareniscas limosas
Qtzsl	Cuarzo proveniente de cuarzoareniscas lodosas
Ch:	Chert
Cha:	Chert proveniente de areniscas
Cal:	Calcedonia
Fsp:	Feldespato
Lit:	Fragmentos líticos
Lm:	Líticos metamórficos
Qtm:	Cuarcita masiva
Qtf:	Cuarcita foliada
Pi:	Pizarra
CIm:	Lítico cloritizado metamórfico?
Ms:	Metasedimentario
Ls:	Líticos sedimentarios
A:	Arcillolita
Ax:	Arcillolita oxidada
Lol:	Lodolita limosa
Lolx:	Lodolita limosa oxidada
Lil:	Limolita lodosa
Lilx:	Limolita lodosa oxidada
Li:	Limolita
Lix:	Limolita oxidada
Lli:	Limolita lítica
Llix:	Limolita lítica oxidada
Glt:	Limolitas con glauconita
P:	Fosfatos
Pox:	Fosfatos oxidados
Lnd:	Líticos no diferenciados
Lxg:	Lítico oxidado goetita?
Lxh:	Lítico oxidado hematita?
Acc:	Minerales Accesorios
Zrn:	Zircón
Tur:	Turmalina
Le:	Leucóxeno
Cpx:	Clinopiroxeno Augita
Ms:	Muscovita
Bt:	Biotita

En las Figuras 16 y 17 se muestran algunos de los componentes identificados en las láminas delgadas durante su análisis.

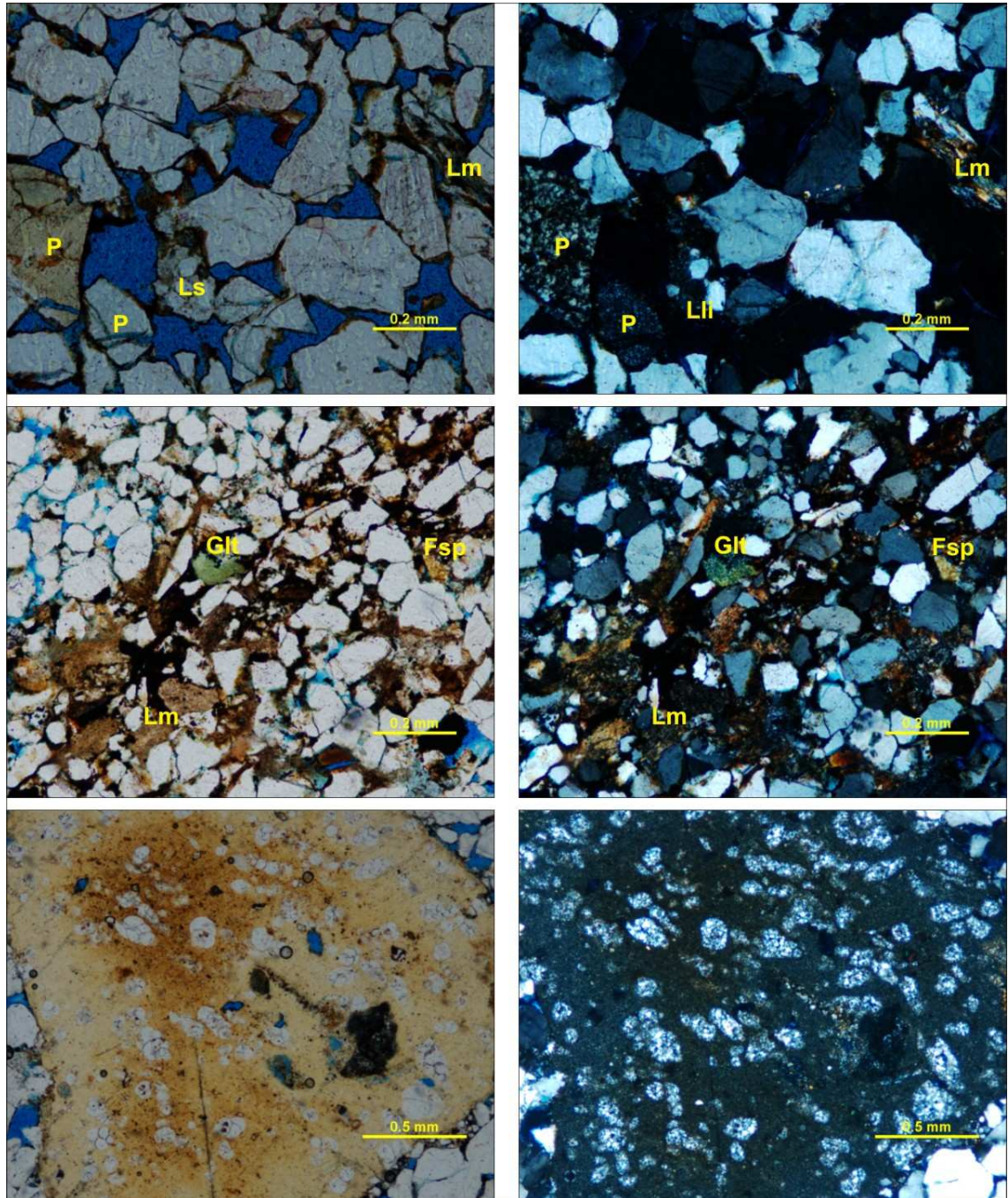


Figura 16. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras analizadas. Convenciones como en la Tabla 5.

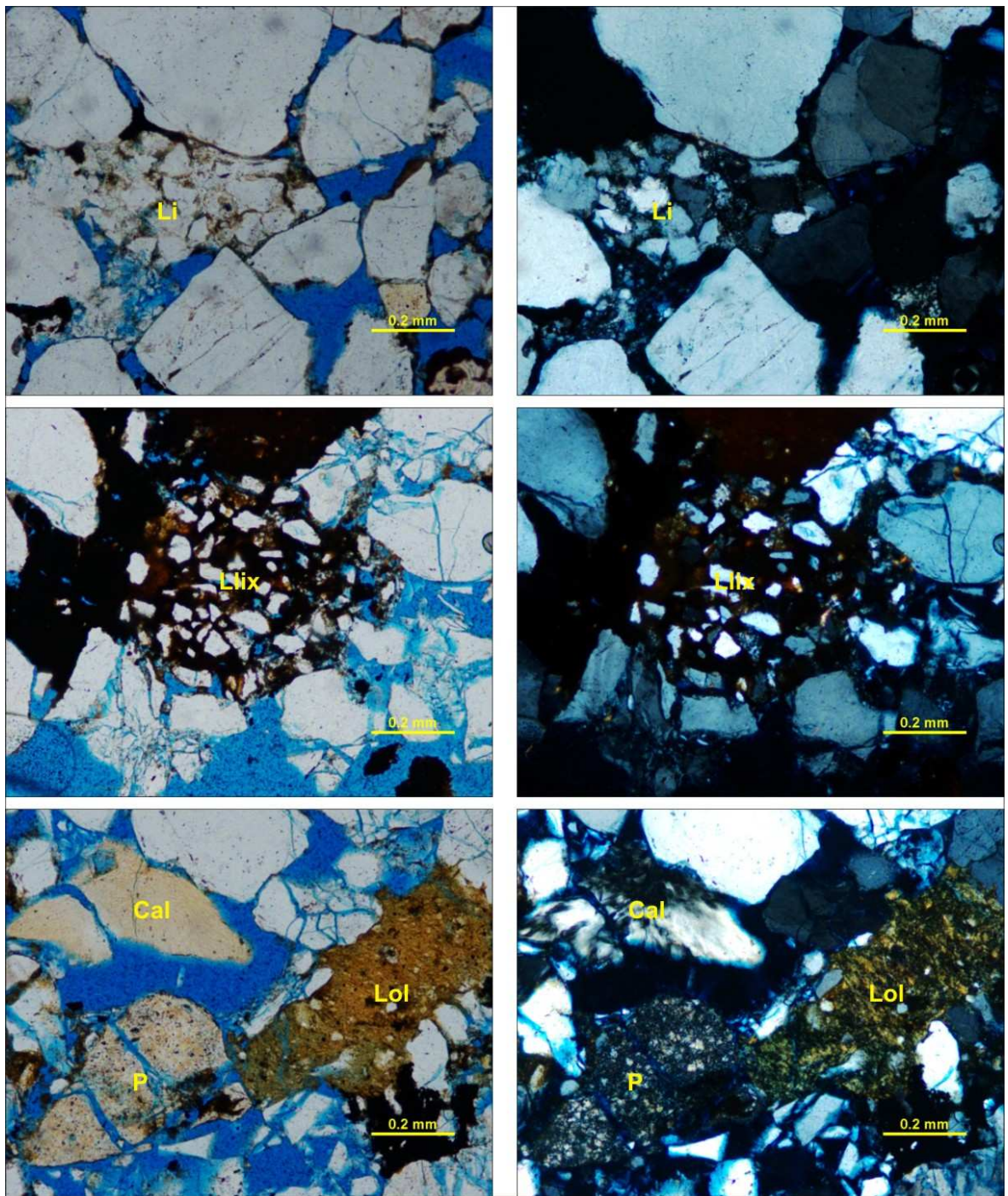


Figura 17. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras analizadas. Convenciones como en la Tabla 5.

Las muestras analizadas fueron clasificadas composicionalmente en el diagrama ternario QFL según Folk (1974). Para este fin se contó al chert sumado al cuarzo, ya que este es un diagrama composicional. La mayoría de las muestras fueron clasificadas como sublitoarenitas a cuarzoarenitas. Solo una de las muestras estuvo en el campo de las litarenitas, la cual se encuentra estratigráficamente ubicada cerca al tope del Guayabo Inferior, en el sentido interpretado en este trabajo (Figura 18).

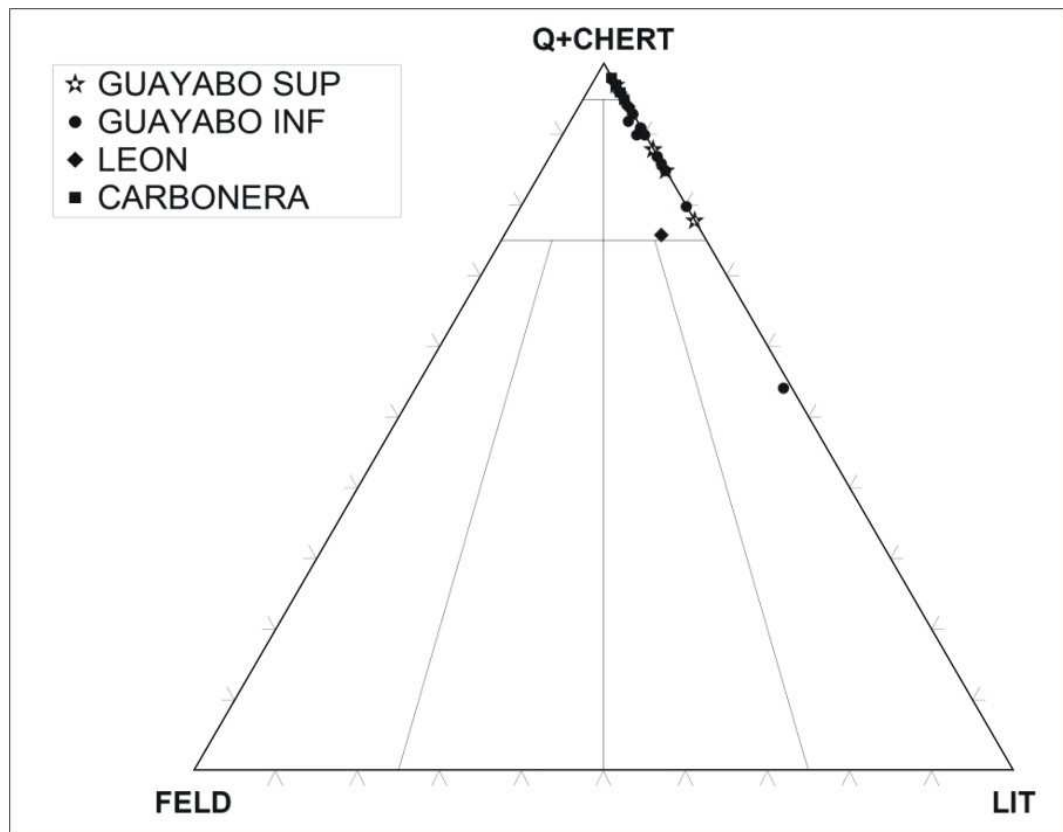


Figura 18. Diagrama QFL para la clasificación composicional de areniscas, según Folk (1974).

Con el fin del análisis de proveniencia se contó ahora el chert como parte de los líticos, ya que proviene de una roca sedimentaria, y se graficó de nuevo en el mismo diagrama ternario (Figura 19). Al sumar el chert a los componentes líticos, las muestras se dispersaron más sobre el eje de los líticos, de modo que cuatro pasaron al campo de litarenitas y la mayoría de las demás quedaron en el campo de las sublitoarenitas. Solo 2

muestras continuaron en el campo de las cuarzoarenitas. Esta mayor dispersión en esta gráfica está indicando como el chert es un componente importante en algunas de las muestras analizadas. En la Figura 19 también se distinguieron las muestras en dos sectores; el sector norte que abarca desde el Río Pauto hasta las inmediaciones del Pozo Hurón, incluyendo esta sección; y el sector sur que se extiende desde el sur del pozo Hurón hasta el sur de la sección del Rincón del Soldado. Esto con el fin de determinar si existe alguna diferencia composicional a lo largo del rumbo del sinclinal de Nunchía.

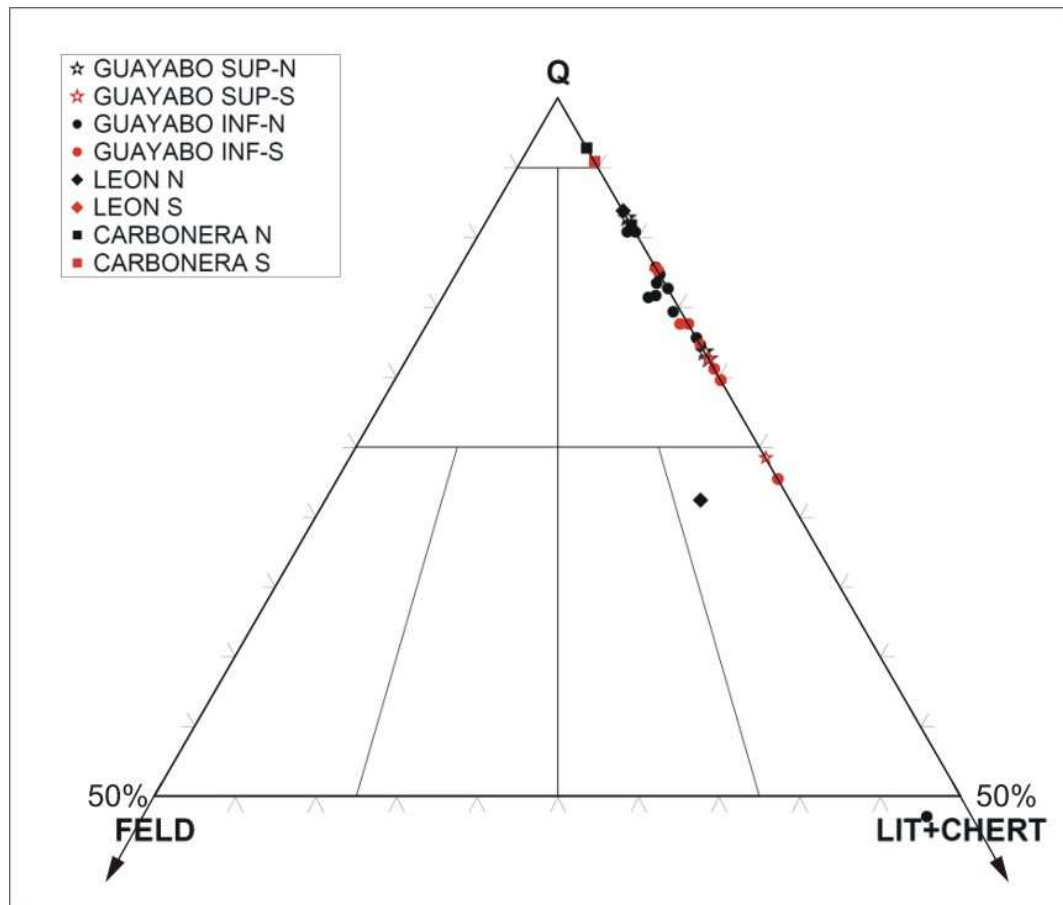


Figura 19. Diagrama QFL para la clasificación composicional de areniscas, modificado de Folk (1974). En este diagrama, el chert fue sumado a los componentes líticos para su análisis de proveniencia. La escala del cuarzo solo muestra hasta el 50% para mejorar la visualización de las muestras.

A partir de la distribución de las muestras en conjunto y de ambos sectores en particular observada en los triángulos de procedencia (Dickinson, 1985), se puede ver que a medida que nos encontramos en Formaciones más jóvenes el contenido de líticos aumenta, como se puede observar claramente al graficar los promedios de cada Formación (Figura 20). Además, al separar las muestras por Formación en cada sector (norte y sur) se puede ver que existe una diferenciación entre dichos sectores.

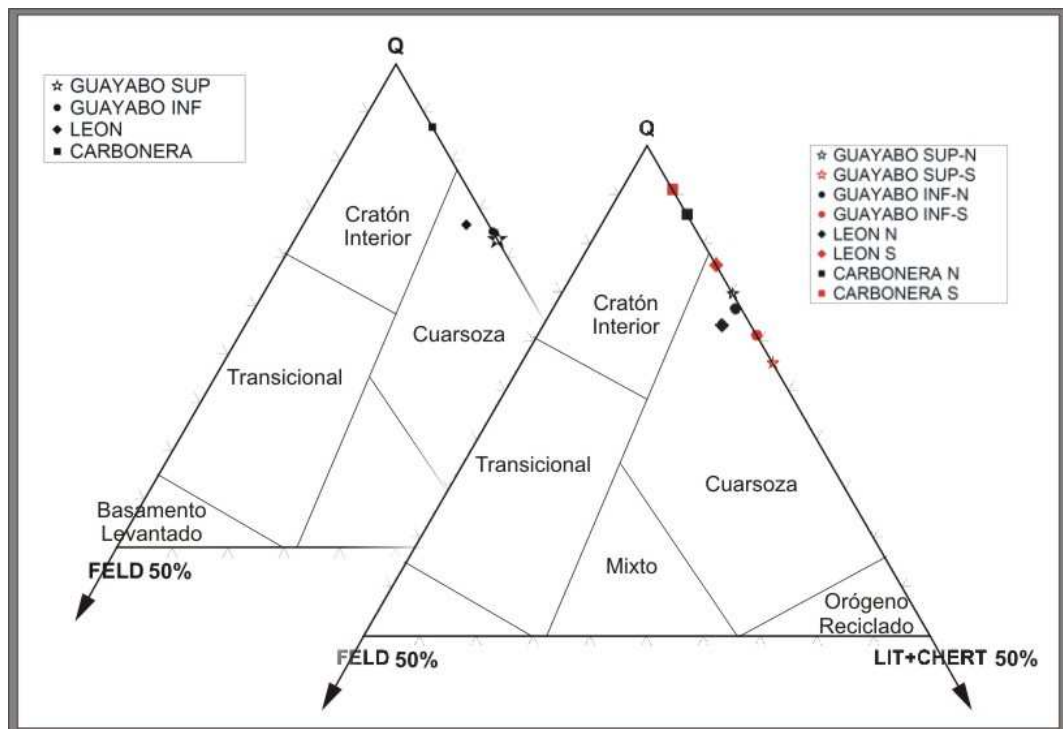


Figura 20. Triángulo de proveniencia de Dickinson (1985). A la izquierda se muestran los promedios por cada Formación, y a la derecha los promedios de cada Formación divididos en los sectores norte y sur. En el cuarzo solo se cuenta el cuarzo monocrystalino, igual que en la Figura 19. La escala del cuarzo solo muestra hasta el 50% para mejorar la visualización de las muestras.

Para las Formaciones Carbonera y León, las muestras del sector norte presentan un mayor contenido de líticos; por el contrario, para la Formación Guayabo Inferior y Superior, la tendencia es contraria, las muestras del sector norte son menos líticas que las del sur (Figura 20). Aunque las muestras estudiadas para las Formaciones Carbonera y León son pocas en comparación con las estudiadas para la Formación Guayabo, podemos inferir

que existe una dinámica en la distribución de los sedimentos, que puede depender de la ubicación geográfica, el comportamiento hidrodinámico de cada ambiente, la geografía del área fuente, y otros factores que pueden llegar a alterar esta distribución, los cuales van más allá de la sola variación del tamaño de grano (Garzanti et al, 2009). A partir de esta distribución y los datos disponibles hasta el momento podemos sugerir que las redes de drenaje que depositaron estos sedimentos en cada sector son independientes; además que cada una evolucionó de manera levemente diferente en el tiempo, como lo indica la distribución de la abundancia de líticos en la Formación Guayabo Inferior, la cual es contraria a la dirección preferencial de transporte del sedimento, que como se verá más adelante, va en sentido S-SE.

La Figura 20 también muestra en términos generales las características del área fuente de estos sedimentos, según la clasificación de Dickinson (1985), el área fuente de estos sedimentos es similar a un cratón interior para la Formación Carbonera; y una fuente cuarzosa para las Formaciones León y Guayabo. Aunque se conoce que la fuente de los sedimentos para esta época se encuentra al oeste, la composición mostrada en este diagrama es debida al alto contenido de cuarzo de las rocas depositadas desde inicios del Cretácico Superior (Cenomaniano) hasta el Eoceno Medio de la Cordillera Oriental, además de la presencia de algunos niveles con alto contenido de feldespato y fragmentos líticos, como se discutirá más adelante.

Con el fin de determinar la evolución de la composición de los sedimentos a lo largo del tiempo, se graficaron los principales grupos de categorías encontradas en perfiles verticales de composición (Figura 21), uno para cada sector (norte y sur). La ubicación de las muestras fue establecida tomando como referencia el tope de la Formación León, y la altura estratigráfica fue calculada por medios geométricos. Estos perfiles presentan variación entre los dos sectores; al igual que lo observado en la Figura 20, donde el sector sur presenta menor contenido de líticos que el sector norte. Además se observan algunos picos pronunciados que indican periodos cuando el área fuente estaba siendo más erosionada, aunque esta señal no se refleja igual en los dos sectores, lo cual también puede deberse al muestreo, que se pudo haber saltado algún intervalo en el sur que si fue muestreado en el norte, o viceversa. En el sector norte se observan claramente dos picos importantes con alto contenido de líticos, principalmente sedimentarios; uno en el tope de

la base de la Formación Guayabo; y el otro cerca al tope del Guayabo Inferior aquí propuesto. Estos dos picos fuertes indicarían un aumento de la actividad tectónica en el área fuente que produjo más sedimentos líticos, siendo el segundo pico de mayor intensidad que el primero. Hacia el tope se observa una tendencia hacia el aumento de los líticos sedimentarios que continúa creciendo. En el caso del perfil del sector sur, se observa una tendencia casi continua en el aumento de los líticos sedimentarios. Esta tendencia más suave puede deberse también al intervalo de muestreo.

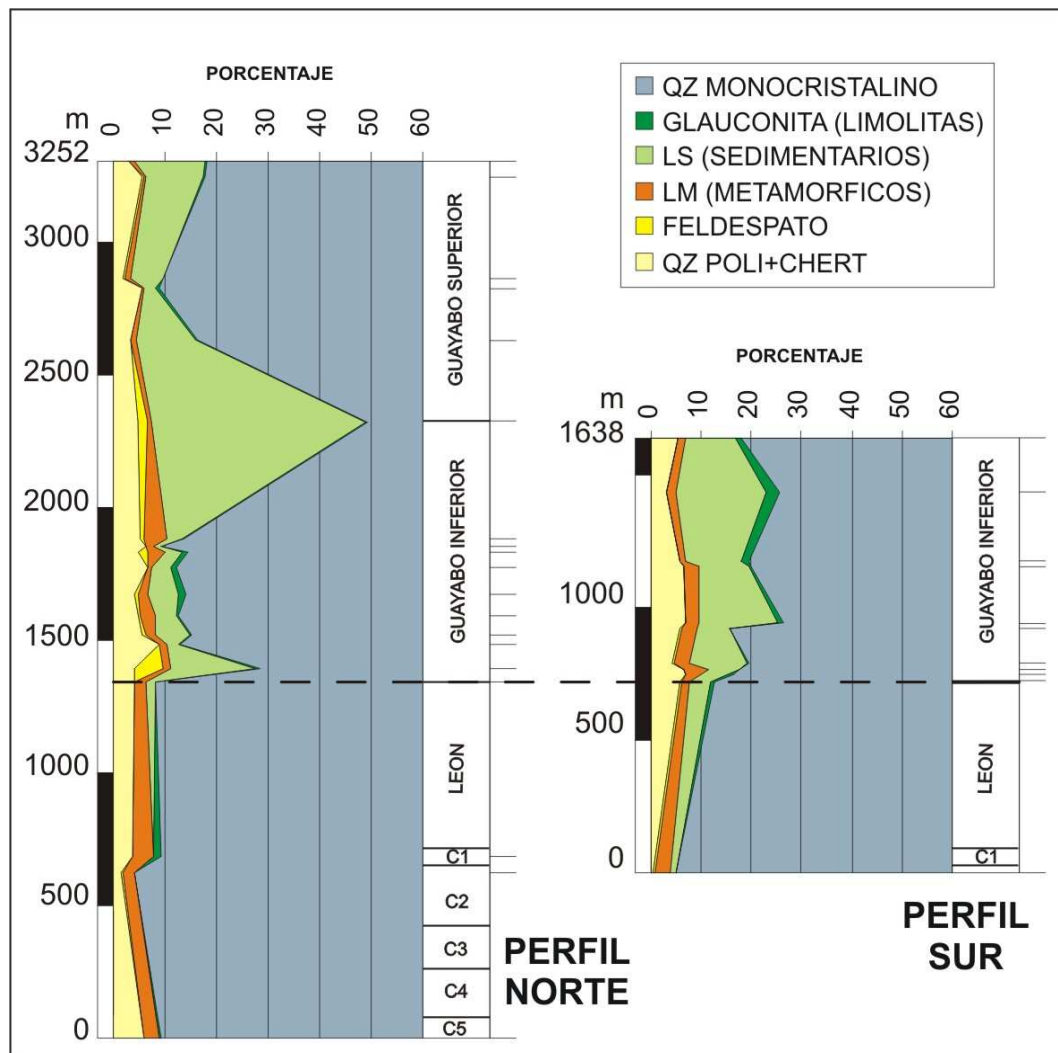


Figura 21. Perfiles composicionales para el sector norte (izquierda) y el sector sur (derecha). La línea punteada corresponde al tope de la Formación León. Las marcas a la derecha de cada perfil corresponden a la ubicación de las láminas analizadas

4.2.1. Correlación con las formaciones del área fuente

El área fuente que dio origen a los sedimentos depositados en la cuenca de Los Llanos desde el Eoceno Superior-Oligoceno hasta el presente, ha sido establecida por varios autores como la Cordillera Oriental. Trabajos anteriores han indicado la presencia de líticos provenientes de rocas del Cretácico Superior (Grupo Guadalupe), basados en la presencia de chert y cuarzo policristalino. También se han reportado líticos de rocas metamórficas de bajo grado a metasedimentarias que fueron atribuidos a la exhumación de alguno de los macizos de la Cordillera, ya fuese el macizo de Santander, Floresta o Quetame (Sarmiento, 2001). Esta interpretación implica que las rocas metamórficas del basamento de estos macizos debieron estar expuestas en superficie durante el Eoceno Tardío-Oligoceno; lo cual no concuerda con datos termocronológicos más recientes para estos macizos (Parra, 2008, Mora et al, 2008, Mora et al, 2010 en impresión). También se ha reportado la presencia de clastos de la Formación Carbonera en la parte baja de la Formación Guayabo; y clastos de chert y con glauconita en la parte superior (Moreno y Velásquez, 1993 en Sarmiento, 2001), que fueron interpretados como provenientes de las rocas Cretácicas de la Cordillera Oriental. El principal problema del análisis de clastos como indicador de exhumación de una litología específica en el área fuente, es que estos presentan cierto tiempo de retraso desde la exhumación de dicha litología hasta su depositación en la cuenca, además que su presencia depende de la distancia al área fuente, lo cual produciría un error en la estimación cronológica de la deformación; debido a esto, el análisis en la fracción arena es un mejor indicador de la deformación, ya que presenta un menor tiempo de retraso (Jones et al, 2004).

El análisis petrográfico de las muestras recolectadas en campo permitió la identificación de una gran variedad de tipos de granos (36 categorías en total, Tabla 5), los cuales son útiles para estimar su proveniencia por comparación con el área fuente. Las descripciones de las unidades del área fuente publicadas en diferentes trabajos (Julivert, 1968; De Porta, 1974; Velandia, 2003; Bayona, 2007) permiten identificar horizontes ricos en algunos componentes como glauconita, fosfatos y líticos metamórficos, entre otros. Con el fin de comparar estos componentes descritos en la literatura con los encontrados en las láminas analizadas, se examinaron cerca de 35 muestras en lámina delgada pertenecientes a las Formaciones del Cretácico-Paleoceno del flanco oriental de la

Cordillera Oriental, principalmente en zonas aledañas al Piedemonte. En cada lámina de esta área fuente se buscó los componentes que presentaban mayor similitud con los encontrados en las muestras analizadas en este proyecto, esto con el fin de identificar componentes indicadores de la erosión de cada Formación, así como también la abundancia relativa de estos componentes en la diversas Formaciones del área fuente. Este análisis cualitativo de las litologías presentes, permitió la identificación de ciertos horizontes específicos en el área fuente, y sus componentes indicadores que podrían encontrarse en los sedimentos erosionados de estas rocas (Figura 22). En la Figura 23 y 24 se presentan algunas fotografías de los componentes identificados en las muestras analizadas del área fuente; al compararlas con las Figuras 16 y 17, se hace fácil reconocer ciertas similitudes entre algunos de los componentes encontrados como indicadores. Los principales componentes identificados como indicadores fáciles de distinguir fueron:

- Feldespato: presente en mayor proporción en las Formaciones Plaenners y Arenisca Dura, y en menor proporción en las Formaciones Barco-Cuervos.
- Glauconita: se encuentra ampliamente distribuida en casi todas las Formaciones, pero presenta un contenido especialmente alto en las Formaciones Plaenners y Churuvita.
- Líticos metamórficos de bajo grado y metasedimentarios: aunque son escasos, se escogieron porque solo están presentes en las Formaciones Barco-Cuervos.
- Limolitas líticas: aunque no es un componente de las rocas del área fuente, se identificó que las Formaciones Barco-Cuervos son las únicas que presentan posibilidades de generar este tipo de granos a partir de su meteorización física.

El chert y los fosfatos también pueden ser un buen indicador de procedencia, pero existe dificultades para diferenciarlos entre sí, en los casos donde los fosfatos presentan baja birrefringencia o el chert presenta oxidación, que lo puede hacer ver semejante a un fosfato.

Con base en la señal composicional observada en los perfiles de estos indicadores (Figura 25A), se puede decir que existe un aporte de estas rocas fuente que varía en el tiempo, presentando pulsos de mayor aporte de unas con respecto a las otras. Esta

variación en la abundancia relativa de estos componentes indicadores es semejante a la obtenida por la erosión paulatina de formaciones cada vez más antiguas de un área fuente (Figura 25B). Esto además ocurre repetidas veces en el registro, lo cual puede deberse a la exhumación de nuevas áreas fuente, o por múltiples reactivaciones de una misma área fuente (Figura 25A).

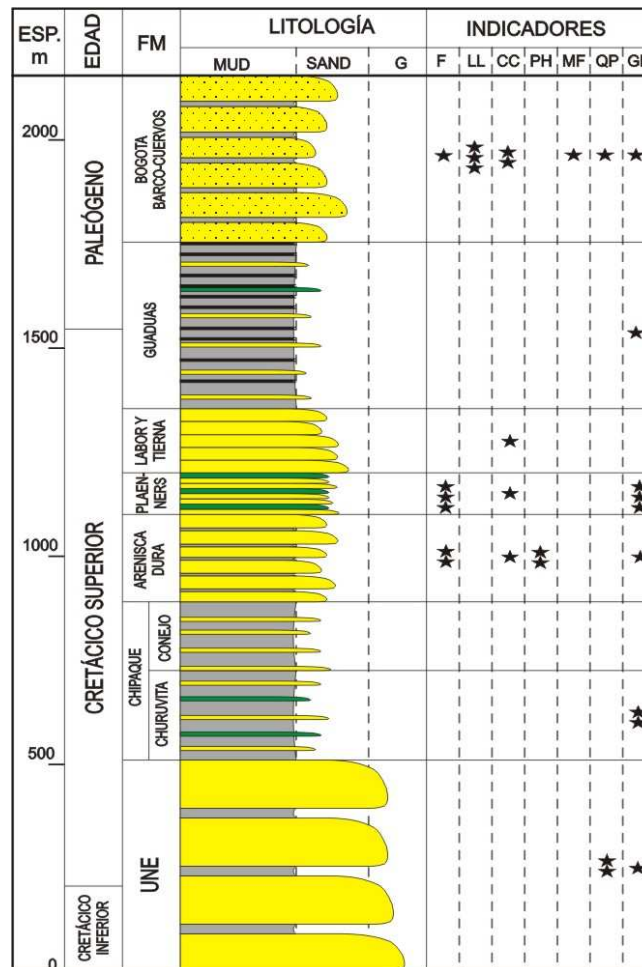


Figura 22. Perfil esquemático de las Formaciones del área fuente y sus abundancias relativas de algunos componentes indicadores. F: feldespato; LL: limolitas líticas; CC: chert; PH: fosfatos; MF: metasedimentarios y metamórficos foliados de bajo grado; QP: cuarzo policristalino; GL: glauconita. Espesores tomados de Velandia (2003) y Mora y Parra (2004).

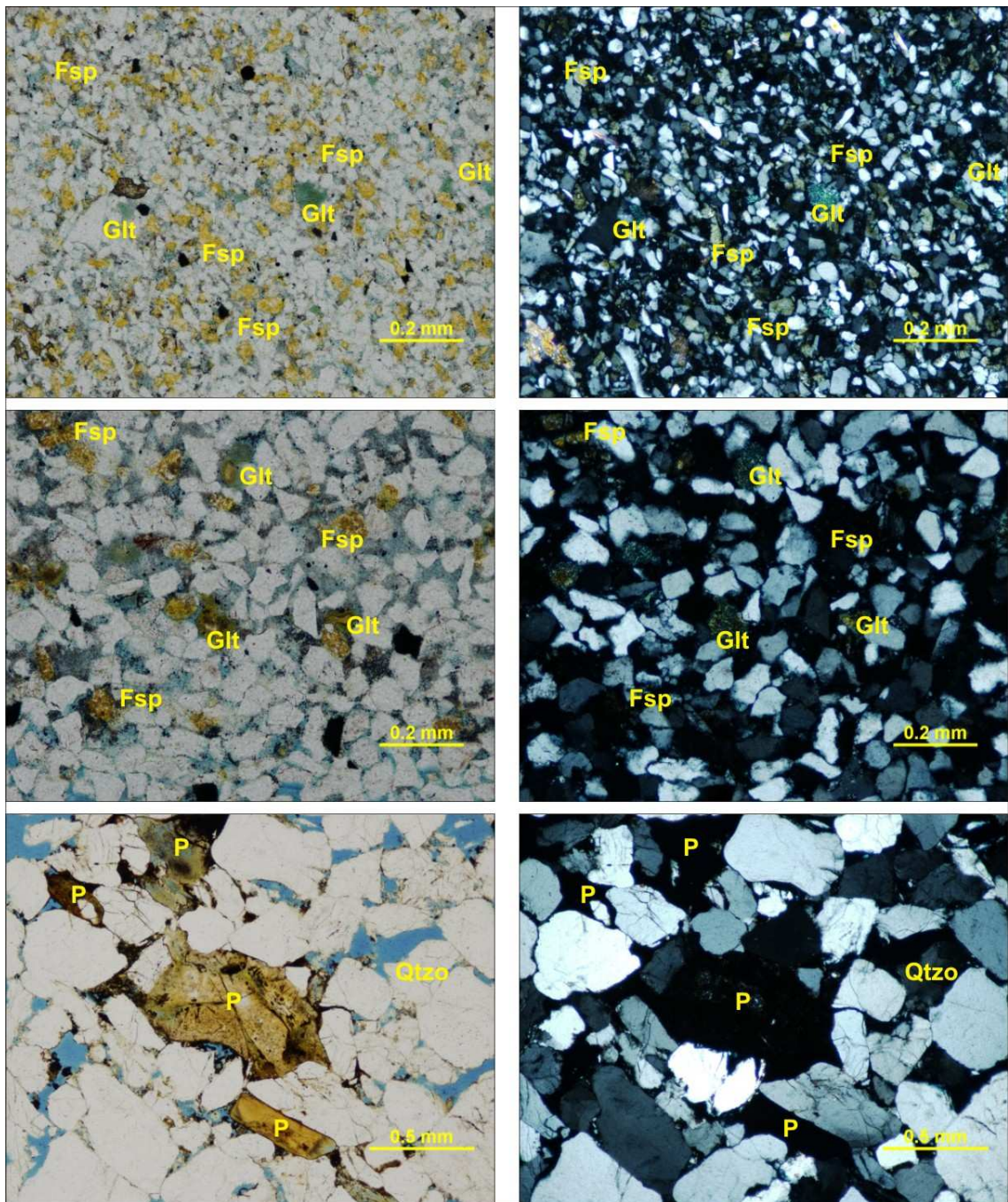


Figura 23. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras del área fuente examinadas. Muestras correspondientes a Formaciones del Grupo Guadalupe. Convenciones como en la Tabla 5.

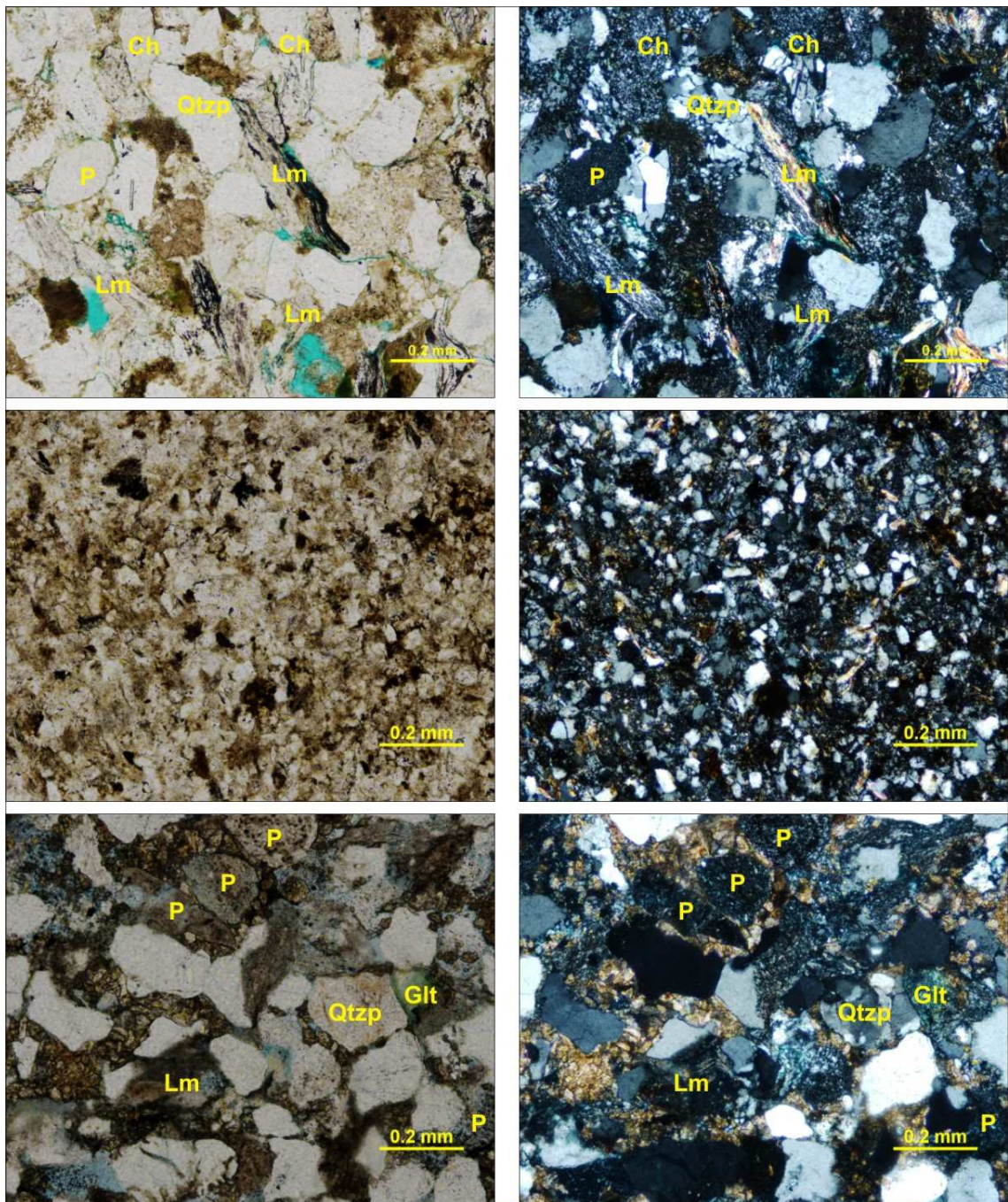


Figura 24. Imágenes al microscopio de los componentes identificados en las muestras del área fuente examinadas. Muestras correspondientes a las Formaciones Barco y Cuervos. Convenciones como en la Tabla 5.

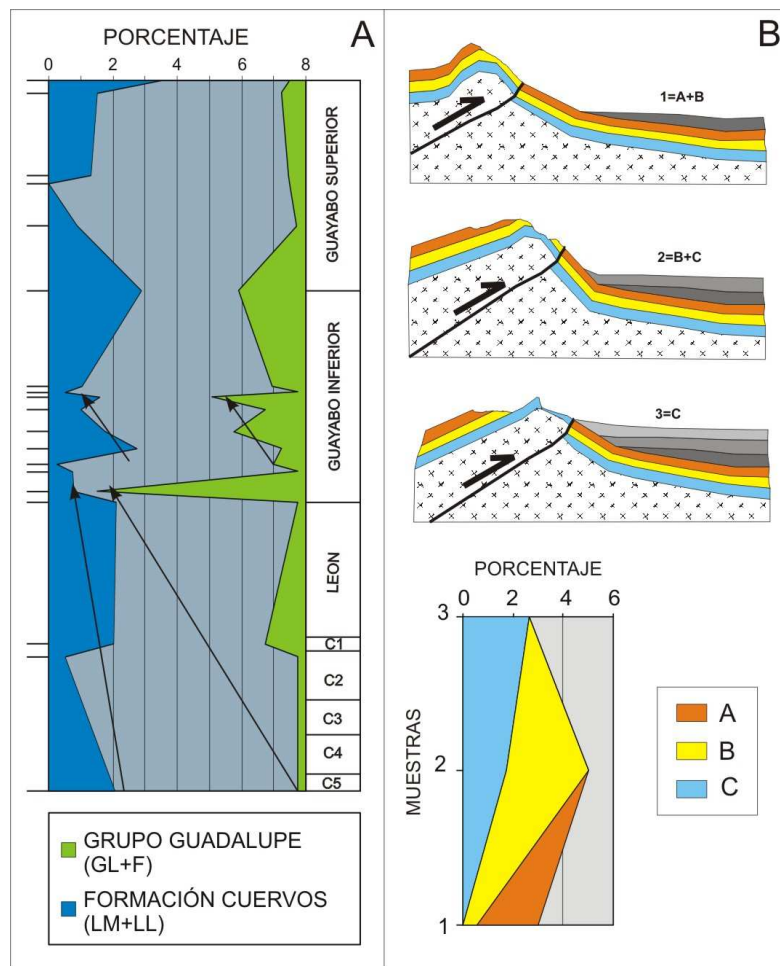


Figura 25. Evolución de erosión y composición en el tiempo. A. Perfil composicional del sector Norte con los componentes indicadores de la Formación Cuervos y el Grupo Guadalupe. B. Modelo de erosión en un área fuente con exposición paulatina de formaciones cada vez más antiguas y el perfil composicional que se obtendría.

La observación de los perfiles composicionales indica como los sedimentos encontrados en las formaciones analizadas presentan ciclos repetidos de aumento de algunos componentes y disminución de otros de manera simultánea; tal como ocurre en los casos donde dos litologías con componentes específicos en posición estratigráfica diferente, son erosionados de manera paulatina. Inicialmente son más abundantes los indicadores de la parte superior, y a medida que la erosión avanza, aumenta el contenido de los indicadores de la formación inferior y disminuye el de los componentes de la parte superior (Figura 25).

4.3. PATRONES DE DISPERSIÓN DE LOS SEDIMENTOS

Los datos de paleocorrientes tomados en campo fueron analizados y agrupados según las Formaciones correspondientes para determinar su comportamiento a lo largo del tiempo, así como también su distribución geográfica en cada periodo de tiempo. En la Figura 26 se muestran los diagramas de rosetas de las diferentes formaciones y una subdivisión tentativa dentro de la Formación Guayabo, basada en su orientación preferencial.

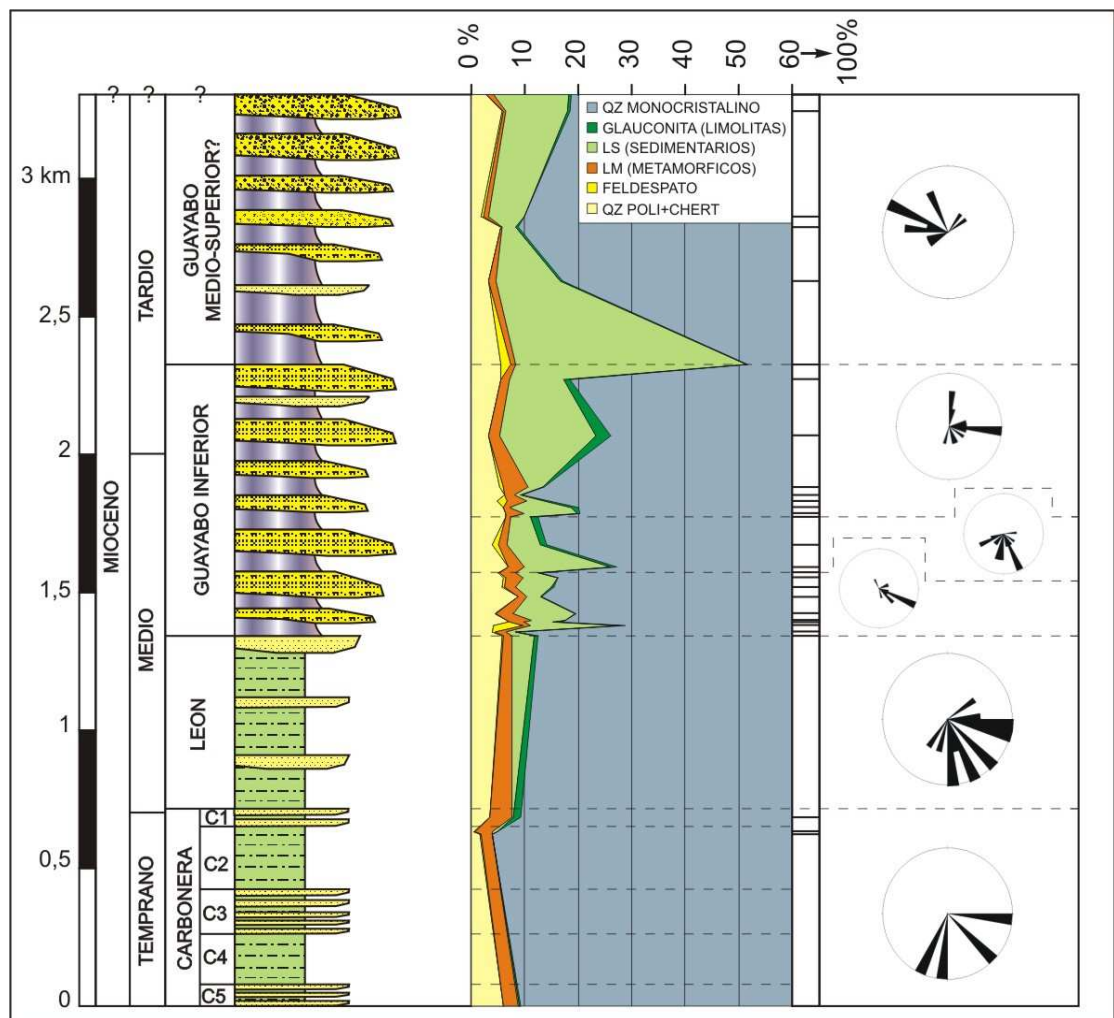


Figura 26. Distribución de paleocorrientes y perfil composicional compuesto de las diferentes formaciones y segmentos de la formación Guayabo. Estos segmentos fueron divididos según la orientación de sus paleocorrientes.

A partir de este agrupamiento de los datos se puede identificar que la dirección preferencial de transporte de sedimento durante el Mioceno Inferior y Medio es hacia el cuadrante SE; que corresponde a la Formación Carbonera (miembros C1 al C5) y a la Formación León (Figuras 26 y 27). La depositación de estas Formaciones se ha enmarcado tectónicamente en una cuenca de antepaís, correspondiendo esta zona a la parte distal del bajo flexural.

Los datos de paleocorrientes de la Formación Guayabo fueron divididos en cuatro segmentos, siendo el uno el más joven y el cuatro el más viejo; cada segmento presentó pequeñas variaciones en su orientación preferencial, pero de manera general, el segmento S1 presenta una orientación promedio hacia el SE; y el S3 presenta una orientación hacia el E; mientras que el segmento S2 presenta una dirección promedio hacia el sur. La orientación de S2 puede deberse a un incremento en la subsidencia de la cuenca que produjo un drenaje paralelo a la Proto-Cordillera, o la presencia de una barrera al este (Figuras 26 y 28). Estos tres primeros segmentos se encuentran bien representados en las secciones estratigráficas levantas (Figura 13).

En el segmento S4, el comportamiento es opuesto a los demás datos, con una dirección promedio hacia el NW (296° de azimuth), lo cual me estaría indicando que durante la depositación de este segmento superior de la Formación Guayabo el sentido del flujo de las corrientes se invirtió (Figuras 26 y 28). Esto puede explicarse por uno de dos fenómenos; la primera opción sería la existencia de una barrera geográfica hacia el este durante este tiempo, que no permitía el paso directo del drenaje hacia la cuenca principal, formándose así una cuenca tipo piggyback en el sinclinal de Nunchía. La segunda opción sería que el depósito de este segmento (S4) de la Formación Guayabo hubiese ocurrido en una cuenca con una alta subsidencia y un bajo aporte de sedimento, lo cual generaría que la cuenca no estuviese colmatada, y que la red de drenaje se desplazara hacia el piedemonte, en cuyo caso el drenaje de toda la cuenca estaría orientado hacia el cinturón montañoso. El límite inferior de este segmento 4 también coincide aproximadamente con el segundo pico de aumento de líticos mostrado en el perfil composicional de la zona norte (Figura 21), lo que implicaría que el área fuente puede haber sido sedimento retrabajado dentro del sinclinal (o de los flancos), que originalmente provino de un Bloque

cercano de la Cordillera Oriental, lo cual explicaría que el contenido de líticos se mantenga aún bastante alto. Además, este pico en el contenido de líticos de la cordillera y las facies con mayor contenido de gravas, soportarían la primera hipótesis, en que el sinclinal de Nunchía pudo ser una cuenca de tipo piggyback.

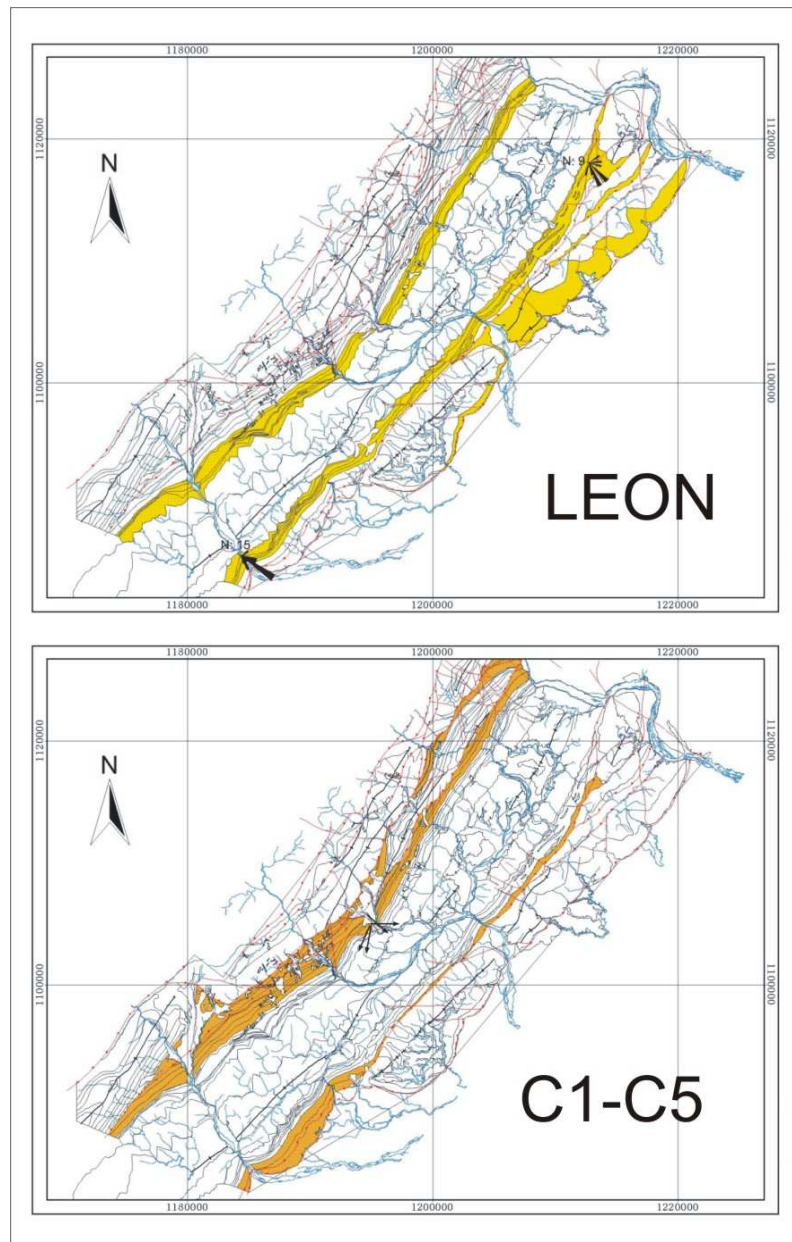


Figura 27. Mapas de distribución de paleocorrientes para las Formaciones Carbonera (C1 a C5) y León; correspondientes al Mioceno Temprano a Medio.

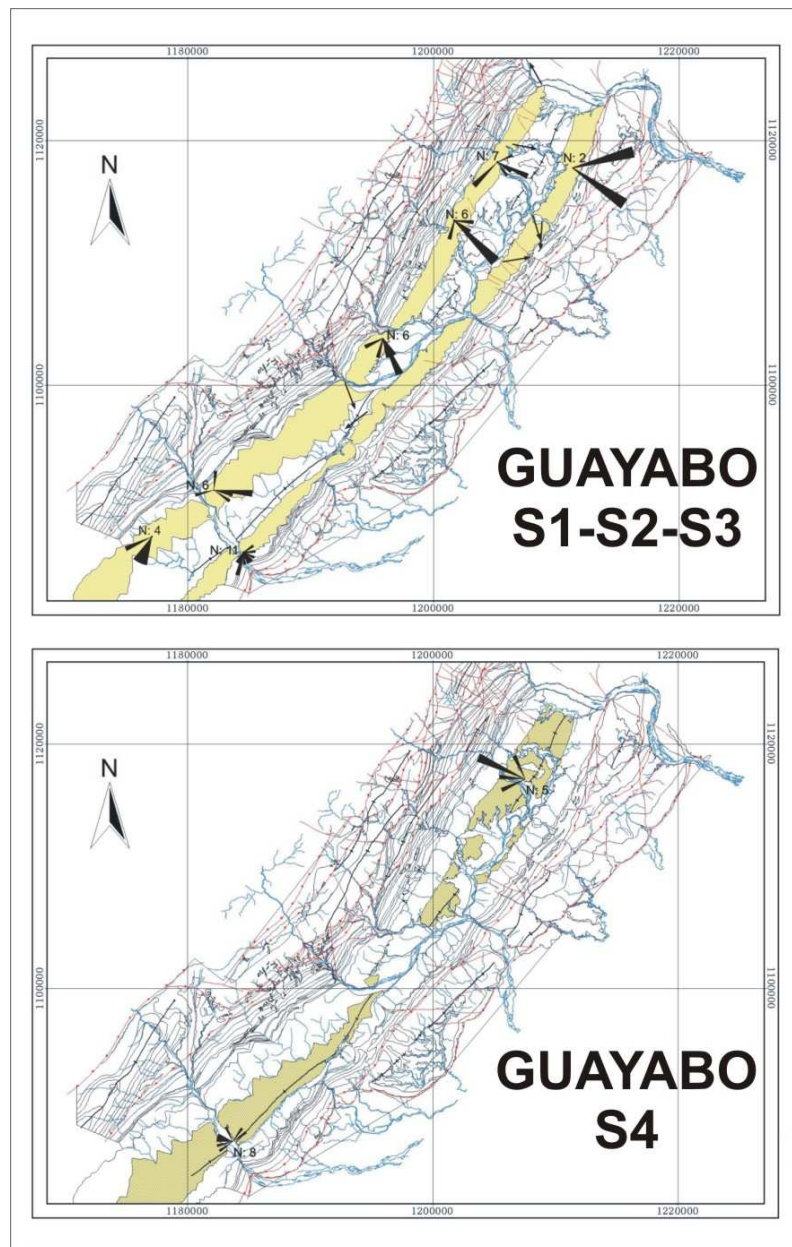


Figura 28. Mapas de distribución de paleocorrientes para la Formación Guayabo, los segmentos S1, S2 y S3 se agruparon en un solo mapa por presentar orientaciones cercanas. Estas paleocorrientes corresponden al Mioceno Tardío.

5. DEPÓSITOS SINTECTÓNICOS EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA

Los depósitos sintectónicos pueden ser muy útiles para definir la historia cinemática de una región, debido a que fueron depositados simultáneamente con la deformación, o la deformación ocurre muy poco tiempo después de la depositación (DeCelles y Giles, 1996; Shaw et al, 2005). Estos depósitos sintectónicos han sido ampliamente estudiados en zonas aledañas a cinturones montañosos, principalmente en las zonas del frente de deformación activo, donde estos depósitos pueden ocurrir sobre el wedge-top. Los depósitos preservados en estas zonas pueden ayudar a la reconstrucción de dicha historia cinemática del frente de deformación y pueden dar indicios sobre la evolución de la cordillera adyacente. Generalmente, los depósitos de wedge-top cubren la parte frontal de un cinturón orogénico y áreas con exposición subaérea representan la fracción más gruesa de los sedimentos depositados en la cuenca, que pueden ser depositados en ambientes aluviales y fluviales. Debido a la deformación simultánea, es común encontrar inconformidades progresivas dentro de estos depósitos, además de su geometría particular que presenta un acuñamiento hacia la cordillera y se engruesa hacia la cuenca; no obstante, esta geometría puede ser alterada durante una posterior erosión de los sedimentos, a medida que la deformación continúa.

La interpretación de una evolución precisa del área de estudio ha sido obstaculizada por la falta de relaciones geométricas claras en los flancos del sinclinal de Nunchía, lo que ha llevado a interpretaciones ambiguas sobre su evolución (Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007). Con el fin de plantear una evolución cinemática de esta zona, además de los análisis sedimentológicos ya expuestos, se buscó correlacionar dichos resultados con el subsuelo por medio de interpretación de perfiles sísmicos 2D (Figura 29). Además se examinó esta información sísmica con el fin de determinar la existencia de relaciones de crecimiento que pudiesen ser visualizadas por este medio. Durante el trabajo de campo también se analizaron los afloramientos visitados y las vistas panorámicas para

determinar cualquier indicio de relaciones de crecimiento, tales como truncaciones, cambios de espesores y de buzamientos.

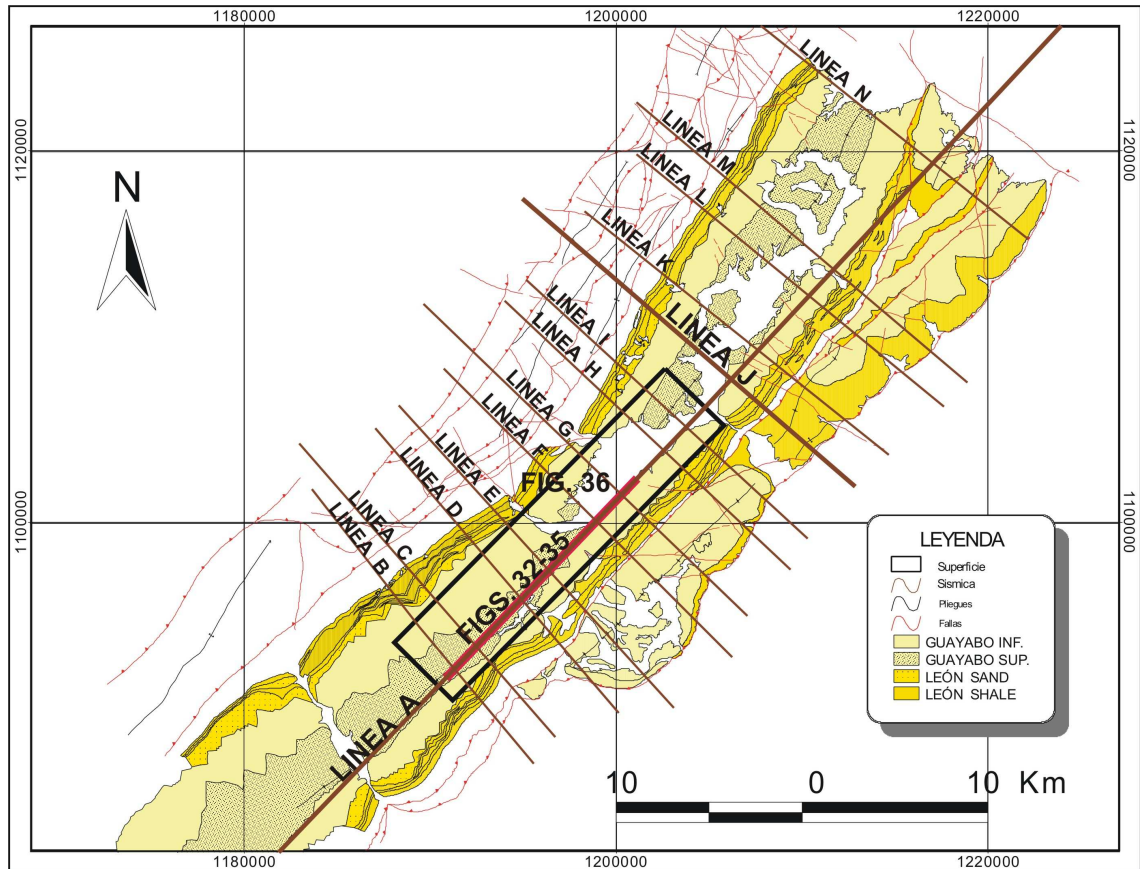


Figura 29. Mapa de ubicación de las líneas sísmicas examinadas (14 en total). La línea B se muestra en la Figura 30. Ubicación de la Figura 36 en el recuadro negro. Línea roja corresponde al segmento de la línea A mostrado en las Figuras 32 a 35.

5.1. REFLEXIONES CARACTERÍSTICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

El análisis de la información sísmica incluyó la interpretación de aproximadamente 300 km de perfiles de reflexión sísmica con el fin de trazar los principales reflectores en el sinclinal de Nunchía (Figura 29). El trazado de estos reflectores incluyó la base y el tope de la Formación León, el tope del Guayabo Inferior y otros reflectores intermedios donde se encontraron relaciones de crecimiento importantes.

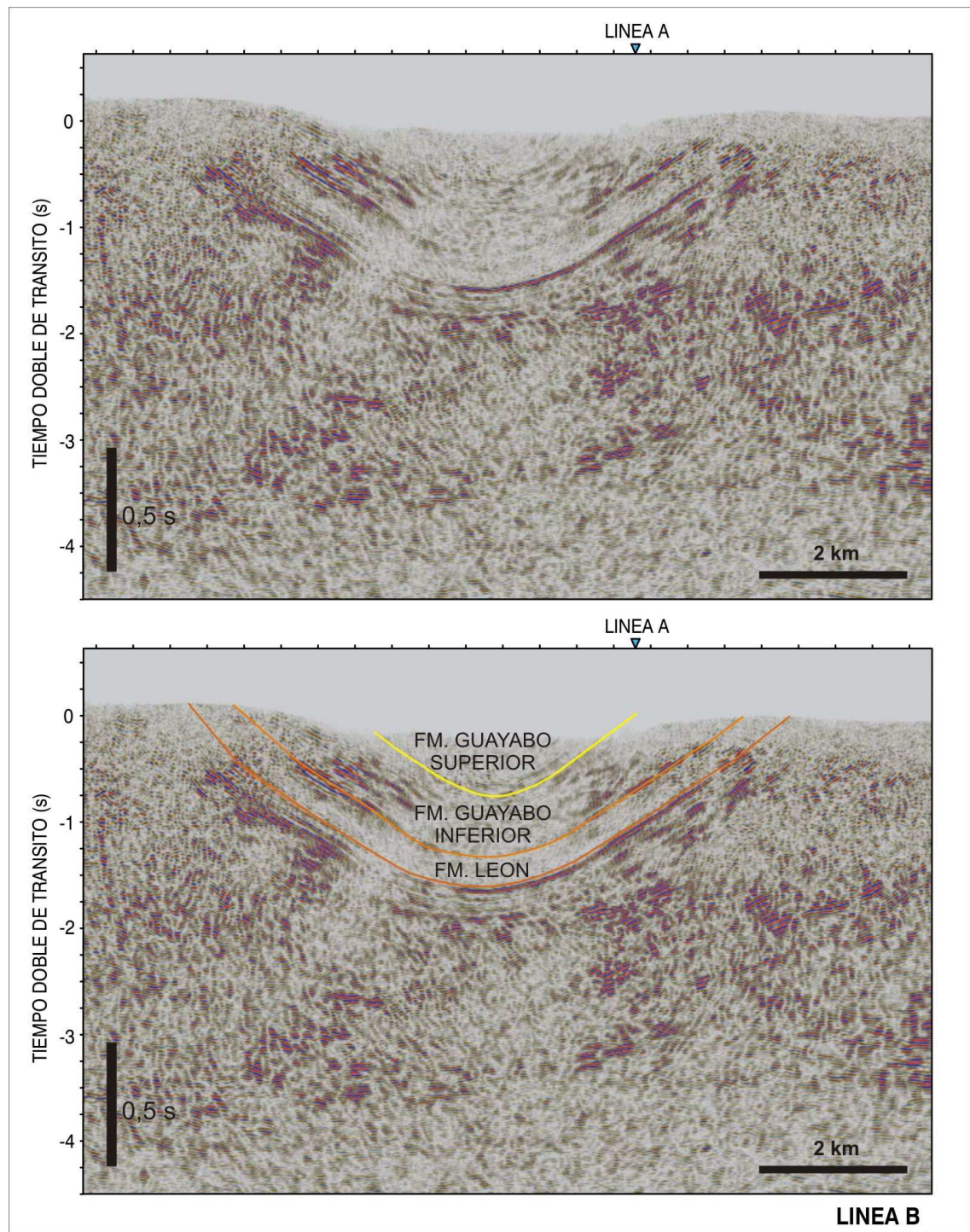


Figura 30. Imagen sísmica característica de la Formación León y los miembros propuestos para la Formación Guayabo.

Trabajos anteriores han planteado la existencia de superficies discordantes dentro de la Formación Guayabo (Rochat et al, 2003; Delgado y Gelvez, 2007), las cuales han sido visualizadas por medio del análisis de información sísmica y sensores remotos. Rochat et al (2003) propone una superficie discordante entre la parte Superior e Inferior de la Formación Guayabo, la cual progresa de norte a sur dentro del sinclinal de Zamaricote. Tomando como base estos trabajos anteriores, se buscó estas relaciones de crecimiento a lo largo del rumbo del sinclinal de Nunchía, y se utilizaron líneas perpendiculares con el fin de mantener el control en superficie con las unidades y miembros aquí propuestos. En la zona de estudio, se tomó como marcador a la Formación León, la cual presenta bajas amplitudes en algunas imágenes sísmicas (Figura 30), lo que la hace de fácil reconocimiento en estas líneas, para seguir su continuidad en toda el área. La Formación Guayabo presenta generalmente reflexiones poco continuas, con segmentos donde aparecen altos contrastes de impedancia (Figura 30).

5.2. RELACIONES DE CRECIMIENTO

Las relaciones de crecimiento encontradas son escasas en esta zona, sin embargo las que se lograron identificar, permitieron establecer eventos específicos de deformación en esta zona, principalmente para el miembro C5 de la Formación Carbonera, la Formación León y Guayabo.

Para la Formación Carbonera (miembro C5) se observó un afloramiento donde el cambio en el buzamiento de la capas es debida al cambio de espesor de los estratos (Figura 31). En este afloramiento se pueden distinguir estratos pre-crecimiento, que en la Figura 30 corresponden a las capas por debajo del horizonte amarillo; litológicamente corresponde a intercalaciones de areniscas y lodolitas con laminación flaser. El siguiente estrato compuesto principalmente de material lodoso, corresponde al estrato depositado simultáneamente con la deformación (estrato entre los dos marcadores amarillos en la Figura 31). El siguiente paquete de estratos están compuestos por areniscas en capas delgadas a medias con laminación flaser, su base presenta un contacto erosivo sobre los estrato de crecimiento. El cambio de espesor del nivel de crecimiento, hace que las capas

superiores se inviertan, aunque la inversión es aumentada por colapso gravitacional. Los niveles superiores de areniscas también presentan un cambio de espesor en sentido contrario al de las lodolitas, sin embargo este cambio es muy sutil y puede deberse también a efectos del ambiente de depositación. Relaciones de crecimiento de este tipo han sido reportadas antes para los miembros C6 a C8 de la Formación Carbonera (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006), siendo interpretados como evidencias del movimiento inicial simultáneo de las escamas de cabalgamiento subyacentes que dieron origen a pequeñas cuencas de tipo piggyback (ej. El Morro, Floreña y Pauto). Este afloramiento estaría indicando que la actividad sin-tectónica pudo haber continuado después de la depositación del Miembro C6.



Figura 31. Afloramiento del Miembro C5 de la Formación Carbonera sobre la vía al pozo Hurón. Ver ubicación en la Figura 29. El desplazamiento de las capas de la derecha es aparente debido al corte de la terraza.

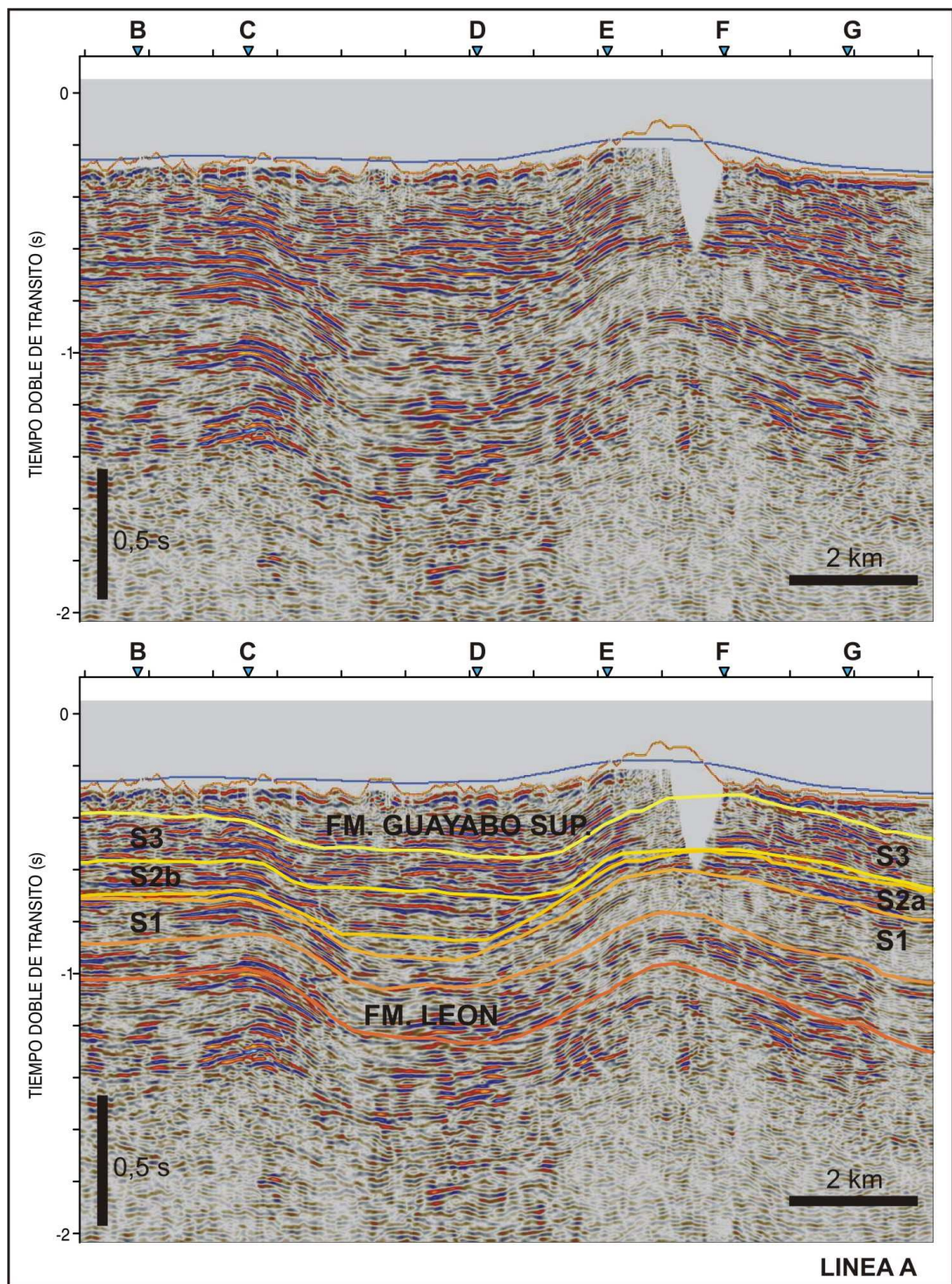


Figura 32. Interpretación sísmica de un segmento de la Línea A donde se muestran relaciones de crecimiento encontradas dentro de la Formación Guayabo.

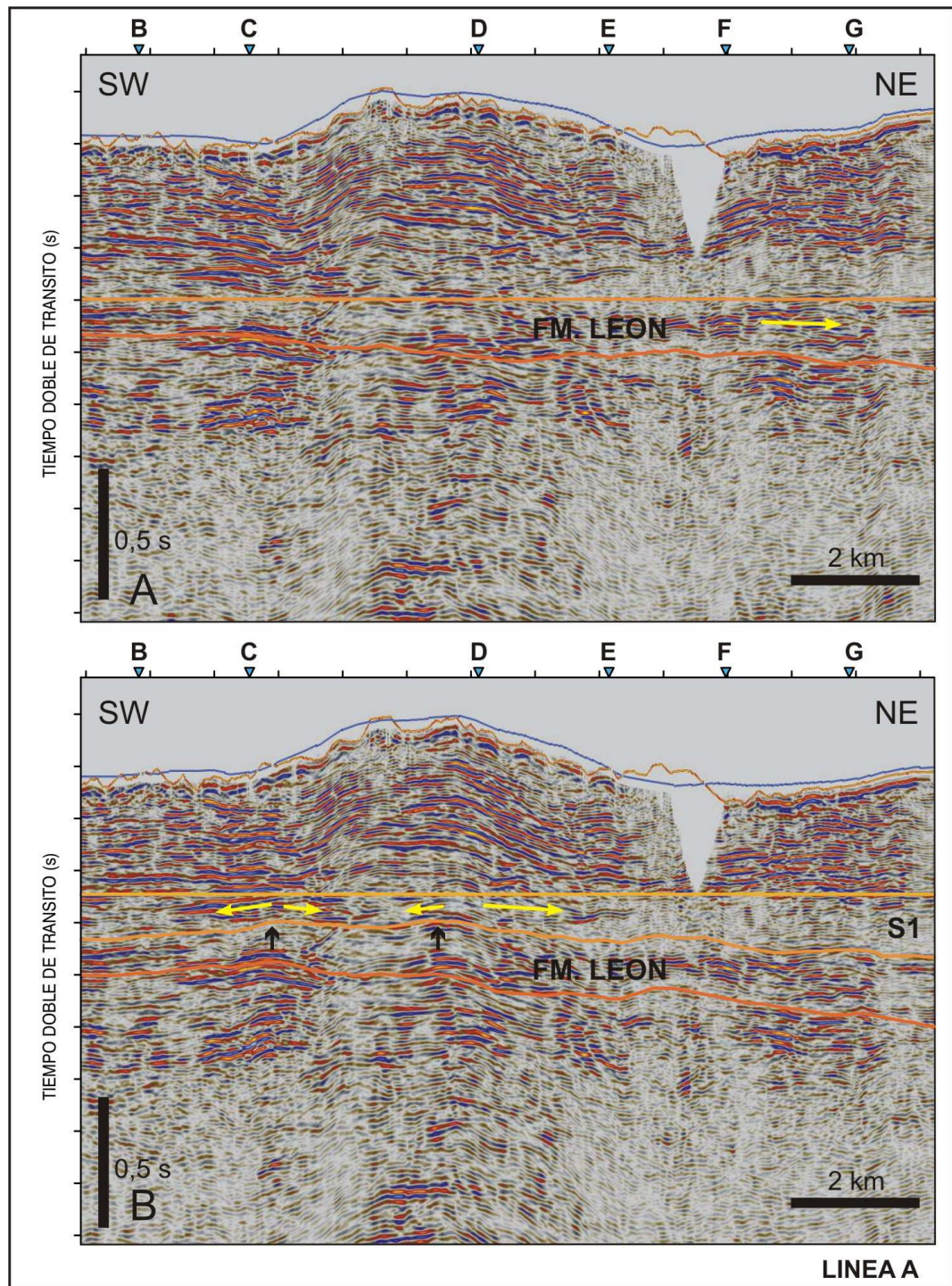


Figura 33. Horizontalización sucesiva de los diferentes horizontes trazados en la información sísmica. A. Horizontalización del tope de la Formación León. B. Horizontalización del tope de S1. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada imagen

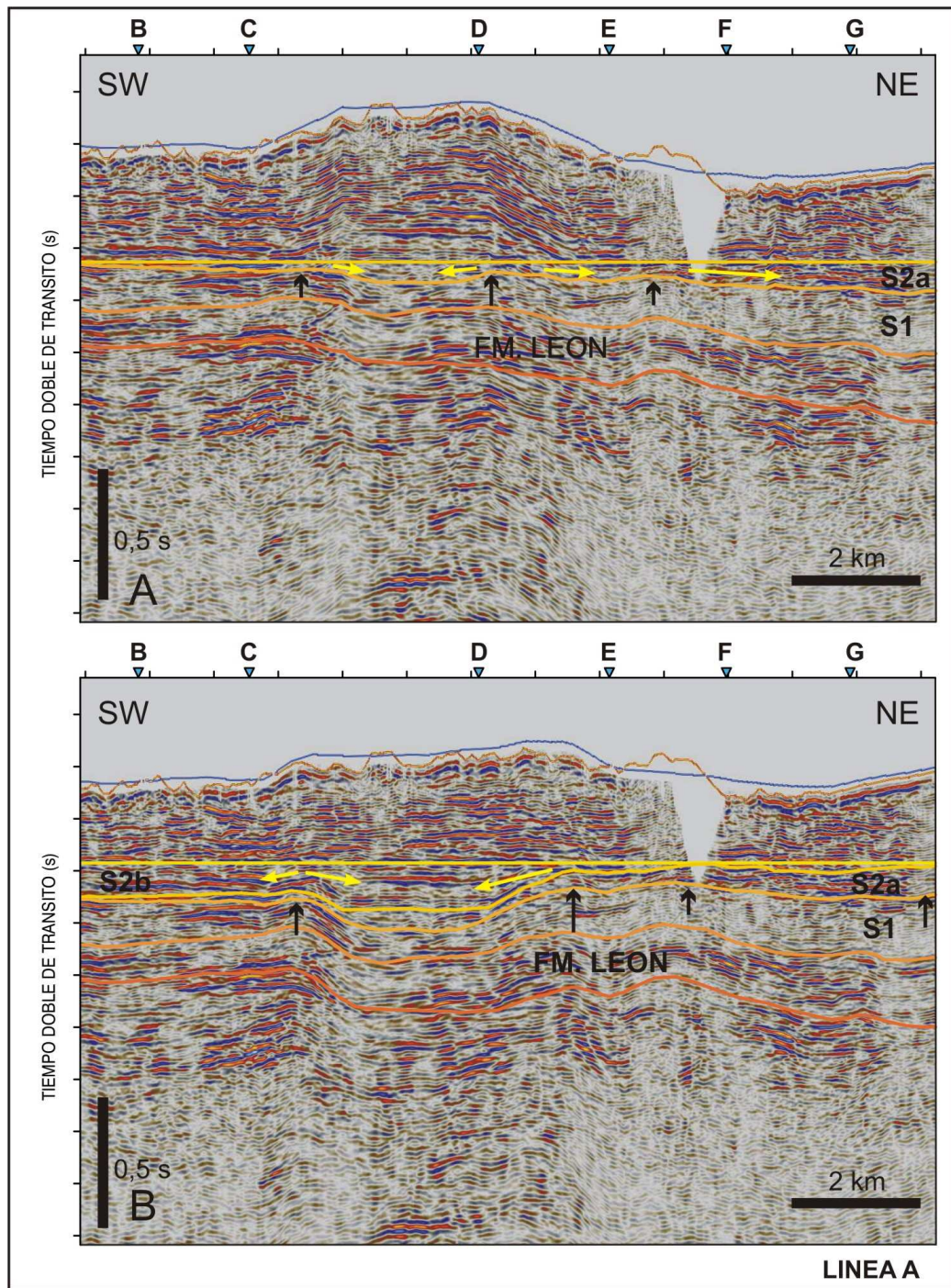


Figura 34. Horizontalización sucesiva de los diferentes horizontes trazados en la información sísmica. A. Horizontalización del tope de S2a. B. Horizontalización del tope de S2b. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada imagen

Relaciones de crecimiento en niveles estratigráficos más jóvenes fueron observadas en la información sísmica examinada en el sinclinal de Nunchía, especialmente sobre la Línea A, la cual es una línea de rumbo ubicada sobre el flanco este del sinclinal (Figura 29). En esta línea se han interpretado la base y el tope de la Formación León, el tope del Guayabo Inferior aquí propuesto y tres niveles intermedios que fueron de interés para este objetivo (Figura 32). Estos tres horizontes corresponden aproximadamente con el segmento S2 propuesto previamente a partir de los datos de paleocorrientes. Este segmento S2 se ha dividido en esta interpretación sísmica en dos niveles, S2a y S2b; los cuales representan evidencias de crecimiento de estructuras subyacentes durante su depositación.

El crecimiento de estas estructuras no fue simultáneo, como lo indican los cambios de espesores observados en este segmento; una horizontalización de cada uno de estos niveles muestra la evolución en el tiempo de esta zona (Figuras 33, 34 y 35). La Formación León muestra un aumento de espesor gradual hacia el NE; debido probablemente a la pendiente de la cuenca en ese momento, indicando que al parecer las mayores cargas se encontraban en esa dirección, o puede responder a un mayor espesor acumulado más cerca de un área fuente ubicada al NE (Figura 33A). Una posterior depositación del S1, presenta un comportamiento similar al anterior hacia el NE, pero también aumenta de espesor hacia el SW, esto indica que para este momento ya existía una paleo-topografía muy suave en esta zona de menor espesor, que además estaba formando una cuenca incipiente en la cresta de esta zona de menor espesor (Figura 33B).

La depositación de S2a y S2b, marca al parecer un periodo donde la deformación estructural fue activa en esta región (Figura 34). Este periodo fue dividido en dos etapas de deformación, debido a la diferencia en el comportamiento de cada una. La primera etapa corresponde a la depositación de S2a, que presenta un aumento de espesor hacia el NNE, pero además muestra el desarrollo de una topografía más irregular con un mayor desarrollo de la pequeña cuenca, como aparece cerca de la parte central de la Figura 34A. Para la depositación del segmento S2b, el comportamiento cambia drásticamente con un adelgazamiento hacia el NE, donde prácticamente desaparece; mientras que hacia el SW, la cuenca incipiente en la depositación del segmento anterior se hace más profunda, y más al SW, el espesor se mantiene casi constante (Figura 34B). Este cambio entre estos

dos segmentos me está señalando la posición de dos dominios estructurales que estaban creciendo en esta zona, primero los dos crecieron casi en la misma magnitud, formando una pequeña cuenca simétrica y posteriormente, la zona del lado NE crecieron más que las del SW, mostrando de esta manera una variación en la velocidad de la deformación con el tiempo en estructuras independientes.

La posterior depositación del segmento S3, presenta un patrón similar al de S1, con un aumento de espesor en ambos sentidos a los lados de la zona de la pequeña cuenca, siendo mayor el aumento de espesor hacia el NE que hacia el SW. Durante esta época, la deformación estructural en esta área fue menos activa como lo indica la distribución de estos espesores, aunque hay evidencias de una leve topografía, al parecer los dos lados de la cuenca se encontraban creciendo de manera uniforme (Figura 35). Las capas del Guayabo Superior presentan una orientación conforme a las capas del S3, indicando así que la deformación fue activa de manera uniforme, o que no hubo deformación en ésta época (Figura 35).

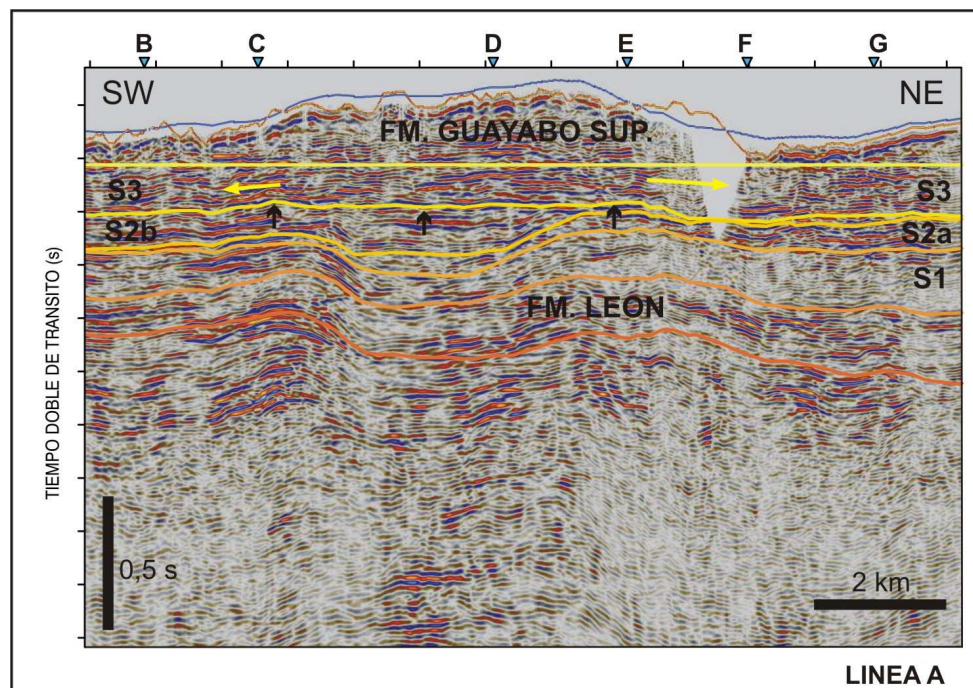


Figura 35. Horizontalización del tope de S3. Las flechas amarillas indican la dirección de aumento de sedimento y las negras indican la deformación activa en cada momento

Estos horizontes se trazaron a lo ancho del sinclinal de Nunchía (S2a y S2b), utilizando las líneas de buzamiento que permitiesen observar el comportamiento a lo largo y ancho de estas superficies. Para tal fin se interpolaron en tiempo (TWT) cada una de las tres superficies que definen el S2 y posteriormente se aplanó el tope de S2a y S2b, con el fin de tener una idea de la forma de la topografía de la base de cada uno al final de su depositación (Figura 36).

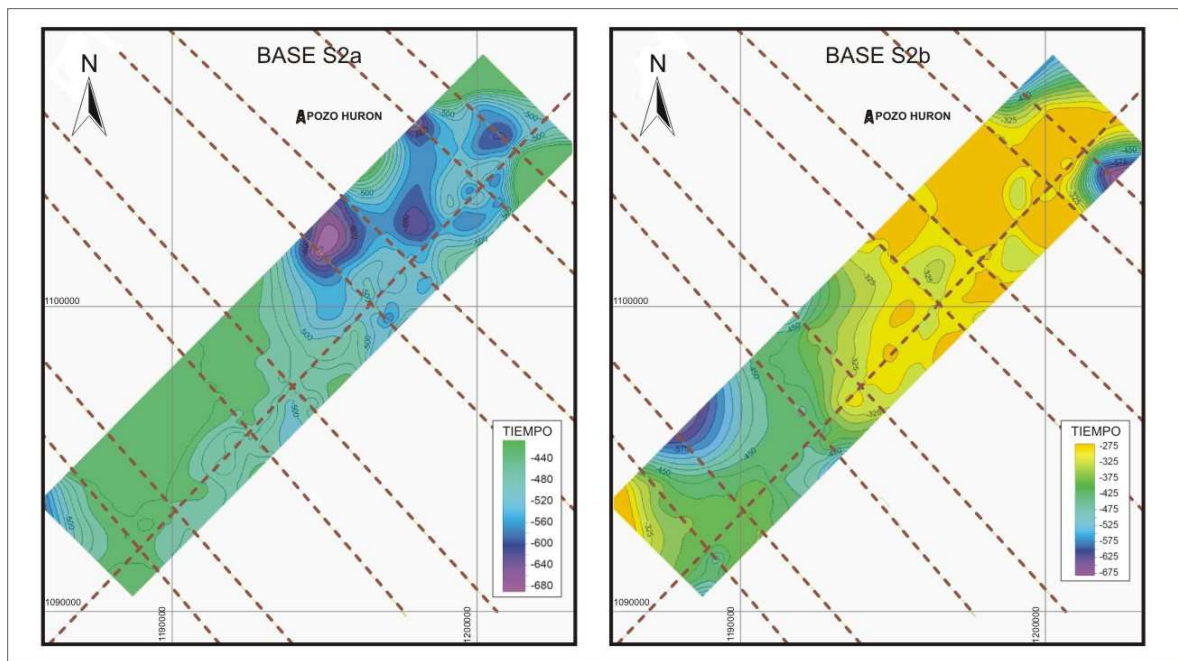


Figura 36. Superficies interpoladas a partir de interpretación de perfiles de reflexión sísmica 2D. Las líneas cafés representan la ubicación de las líneas interpretadas.

Estas dos superficies exhiben el mismo comportamiento que apareció en las líneas sísmicas con los horizontes aplanados, mostrando que la parte más profunda de la cuenca para cada periodo de tiempo, se encontraba en zonas diferentes; para el final de la depositación de S2a, la cuenca era más profunda hacia el NE, con una pequeña zona deprimida que estaba rodeada por altos. Al terminar la depositación de S2b, la cuenca se había invertido, estando entonces la parte más profunda al SW; y al NE se alcanza a apreciar que la cuenca se desarrollaba también en ese sentido, por lo que esta zona intermedia era un paleoalto en este tiempo.

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos obtenidos en este proyecto han permitido plantear una historia de evolución estructural para el sinclinal de Nunchía y sus estructuras adyacentes, basándose principalmente en criterios sedimentológicos y en estratos de crecimiento, los cuales reflejan dicha actividad estructural. Las principales evidencias de deformación provienen de la evolución del patrón de paleocorrientes y de los estratos de crecimiento observados en afloramiento y en la información sísmica. Estas evidencias también permiten la realización de una reconstrucción cinemática aproximada para esta área.

6.1. INDICADORES DE DEFORMACIÓN RECONOCIDOS A PARTIR DE INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS

Los indicadores sedimentológicos estudiados en este proyecto han revelado evidencias de deformación asociada a la sedimentación en esta área. El principal indicador de deformación estructural activa en esta zona son las paleocorrientes, las cuales muestran la existencia de un control en la dirección del drenaje, al parecer por la actividad tectónica del área. Los diferentes segmentos reconocidos a partir de la distribución de paleocorrientes para la Formación Guayabo, registran dos periodos de actividad tectónica activa en el área. Estos periodos de deformación corresponden a la depositación de los segmentos S2 y S4 (Figura 26), los cuales presentan una orientación de las paleocorrientes que difiere de la de los demás segmentos y Formaciones subyacentes. El segmento S2 presenta una orientación preferencial hacia el sur, lo que indicaría una barrera poco elevada al este del sinclinal de Nunchía, la cual puede deberse al levantamiento inicial de este flanco por deformación de las estructuras subyacentes. El segmento S4 presenta una inversión total de la dirección de las paleocorrientes hacia el NW-W, lo que indicaría la presencia de una topografía más elevada hacia el W, causada

por el levantamiento de las estructuras subyacentes a este flanco que pueden estar asociadas a la falla de Yopal.

Otra posible explicación para este patrón de paleocorrientes es a una escala de toda la cuenca; donde los cambios de orientación paralelos y perpendiculares a la Cordillera Oriental podrían ocurrir durante periodos de tiempo de alta subsidencia tectónica que bascularían toda la cuenca hacia la Cordillera, este evento sumado a un bajo suministro de sedimento, provocaría que el drenaje se orientara en dirección a la cordillera o paralelo a esta; sin embargo no existen datos disponibles en la cuenca para poder corroborar o descartar esta hipótesis. La información textural indica un aumento de la fracción de gravas (guijas pequeñas a medianas) en el segmento S4, lo que indicaría un acercamiento al área fuente, que a partir de la información composicional corresponde a la Cordillera Oriental. Esta información es controversial, ya que las paleocorrientes indican que el área fuente estaría al este, mientras que la composición corresponde a la Cordillera que se encuentra al oeste. El tamaño y forma de las gravas muy bien redondeadas podrían estar indicando el retrabajamiento de sedimentos muy cercanos, que pudieron ser depositados previamente en algún lugar del flanco este del sinclinal de Nunchía, este retrabajamiento dejaría evidencias de discordancias en este flanco, pero debido a la avanzada erosión, pudo ser que estas relaciones hayan sido erosionadas. Esta información sedimentológica descarta una fuente más lejana, lo que reduce las posibilidades de cuan factible sea la hipótesis del basculamiento de toda la cuenca y un bajo suministro de sedimento.

La composición de las areniscas muestra que el área fuente tuvo una evolución compleja, con el levantamiento paulatino y sucesivo de diferentes bloques y el posible retrabajamiento de estratos no preservados sobre la Cordillera Oriental. Estos estratos retrabajados serían equivalentes a la Formación Carbonera depositada más hacia el oeste en facies más proximales a las presentes en el Piedemonte, los cuales fueron retrabajados durante la deposición de la Formación Guayabo, y dieron origen a su sedimento, junto con la erosión de rocas del Cretácico Tardío a Paleoceno-Eoceno principalmente.

6.2. CRONOLOGÍA DE EVENTOS DE DEFORMACIÓN A PARTIR DE RELACIONES DE CRECIMIENTO

Las relaciones de crecimiento encontradas en el área permiten establecer al menos dos eventos de deformación en el área, los cuales fueron simultáneos con la depositación. El primero ocurrido durante la depositación de los miembros inferiores de la Formación Carbonera (C8 a C5), el cual inició el levantamiento de las escamas de cabalgamiento al oeste del sinclinal de Nunchía (Ej. El Morro, Floreña y Pauto), dando origen a depositación en cuencas de tipo piggyback no muy profundas y que mantenían cierta comunicación entre ellas. Este evento ya había sido reconocido e interpretado anteriormente (Rochat et al, 2003 y Martínez, 2006), sin embargo en este trabajo se extiende su duración hasta la depositación del miembro C5, basado en las observaciones de afloramientos (Figura 31).

El segundo evento de deformación reconocido en estratos de crecimiento ocurrió durante la depositación de los segmentos S1 a S3, siendo más fuerte durante la depositación del segmento S2; evidenciado por el cambio en el patrón de paleocorrientes y por las relaciones de crecimiento observadas en la información sísmica analizada. (Figuras 26, 33 y 34). Este evento de deformación parece haber afectado las estructuras subyacentes al flanco este del sinclinal de Nunchía, aunque es muy posible que las escamas a oeste también estuviesen activas, al estar relacionadas a las mismas fallas, no obstante, no se encontró evidencia de ello.

6.3. RECONSTRUCCIÓN CINEMÁTICA DEL ÁREA

La integración de los diferentes eventos mostrados por los diferentes indicadores, permite obtener una historia detallada de la evolución de la zona durante el Mioceno Medio a Tardío. Los eventos interpretados a partir de este trabajo han sido representados en secciones estructurales esquemáticas, que ilustran la evolución del área en etapas sucesivas de tiempo desde el Mioceno Medio hasta el presente (Figura 37). La integración de las diferentes etapas de deformación en el sinclinal de Nunchía da como resultado

cuatro fases principales que corresponden a cada evento identificado anteriormente, dados en el siguiente orden cronológico:

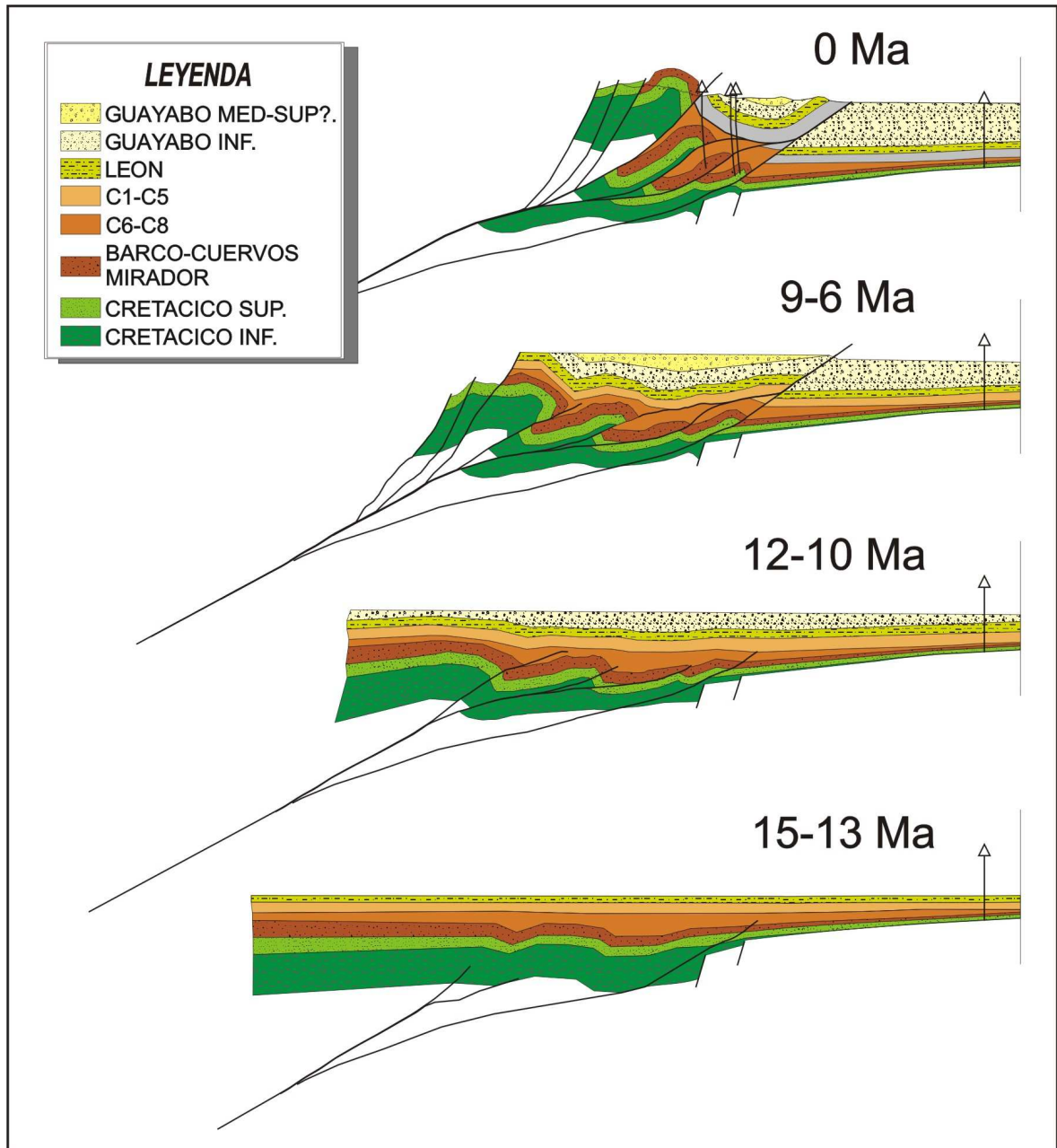


Figura 37. Evolución estructural esquemática para el sinclinal de Nunchía.

- La primera fase corresponde al levantamiento inicial de las escamas de cabalgamiento que subyacen al sinclinal de Nunchía, principalmente en su flanco

oeste, registrados por cambios de espesores en la Formación Carbonera, que alcanzan hasta el miembro C5 (Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano). Este evento ha sido reportado anteriormente, pero se ha estimado su duración hasta la depositación del miembro C6 (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006).

- La segunda fase corresponde con la depositación de los segmentos S1 a S3 del Guayabo Inferior aquí propuesto (Mioceno Medio a Mioceno Tardío). Durante esta fase continuó el movimiento de las escamas activadas en la primera fase, y se activan algunas escamas que se encuentran subyaciendo el flanco este del sinclinal de Nunchía, principalmente en sectores un poco más al norte, donde aparecen las estructuras externas al sinclinal (en el sentido de Rochat et al, 2003).
- La tercera fase se relaciona con la depositación del segmento S4 (Mioceno Tardío), cuando el levantamiento del flanco este del sinclinal de Nunchía constituye una barrera topográfica que provoca una inversión en el sentido de las paleocorrientes, esta fase se atribuye al inicio de la actividad de la Falla de Yopal.
- La cuarta fase correspondería con el levantamiento final de la Cordillera Oriental y sus estructuras más frontales, que provocaron la depositación de la parte Superior de la Formación Guayabo (Plioceno), la cual no se encuentra preservada en el sinclinal de Nunchía debido al levantamiento más reciente que causó su erosión y actual configuración (Pleistoceno).

La composición de los sedimentos muestra un patrón complejo de evolución, que refleja que el área fuente presentaba deformación activa en múltiples zonas de manera continua y en algunos casos simultánea; incluyendo además el retrabajamiento de sedimento. Esta área fuente se compone principalmente de rocas del Cretácico Superior a Paleoceno-Eoceno, cuyos componentes pudieron ser identificados y correlacionados por análisis petrográficos con los sedimentos estudiados.

La orientación de las paleocorrientes muestra una orientación preferencial hacia el SE durante la mayor parte del Mioceno, con pequeñas variaciones en su dirección hacia el S (S2) y particularmente hacia el NWW (S4). Estas variaciones están mostrando periodos activos de deformación en el flanco este del sinclinal de Nunchía, que generan topografía incipiente durante la depositación del segmento S2, el cual se correlaciona con las

relaciones de crecimiento observados en la información sísmica. Esta deformación constituye una barrera topográfica importante durante la depositación del segmento S4, aunque no hay evidencias de relaciones de crecimiento que correspondan a este evento, probablemente debido a la erosión del flanco este de sinclinal. Este cambio de las paleocorrientes muestra la sensibilidad de este indicador ante la deformación de un área, y permite reconocer la deformación estructural, ante la ausencia de relaciones de crecimiento.

Las relaciones de crecimiento observadas permiten establecer de manera más directa la actividad de ciertas estructuras, mejorando así el conocimiento de la evolución cinemática de dichas estructuras. En el área de estudio se determinó por medio de relaciones de crecimiento que la deformación de las escamas de cabalgamiento del lado oeste del sinclinal de Nunchía estuvo activa de manera simultánea hasta por lo menos la depositación del miembro C5 de la Formación Carbonera, aunque dicha actividad tectónica pudo ser interrumpida en algunos lapsos de tiempo. Relaciones de crecimiento observadas en el flanco este del sinclinal, permiten identificar que las estructuras subyacentes estuvieron activas durante la depositación de la mayor parte del Guayabo Inferior aquí propuesto, con variaciones en la intensidad de la deformación a lo largo del tiempo.

Las evidencias encontradas para proponer las fases mencionadas permiten establecer una historia continua de deformación, en la cual los periodos de quietud tectónica total son cortos o están ausentes; principalmente durante la depositación de la Formación Guayabo. Es importante comprender que toda actividad tectónica ya sea próxima o lejana, produce una respuesta en la sedimentación, que puede ser reconocida en los cambios de espesor (por subsidencia), la composición de los sedimentos, los cambios de facies o la dirección de transporte de los mismos; y no necesariamente se presenta como deformación en todas las partes de la cuenca.

7. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. 2002. Programa StereoWin Versión 1.2
- Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes-Harker, A. Torres, V. 2007. Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *Ciencia Tecnología y Futuro*, 3(3):51-70.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, 120: 1171–1197.
- Bayona, G., Valencia, A., Mora, A., Rueda, M., Ortiz, J. & Montenegro, O. 2008b. Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia. *Geología Colombiana*, 33: 23-46.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Maestro, A. 2002. Sequential limb rotation and kink-band migration recorded by growth strata, Almazán Basin, North Spain. *Sedimentary Geology* 146: 25– 45.
- Casero, P., Salel, J., Rossato, A. 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foothills of the Cordillera Oriental (Colombia): VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, pp. 100–118.

- Cazier, E., Hayward, A., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J., Leel, W. 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin foothills, Colombia. AAPG Bulletin, 79: 1444–1463.
- Cobbold, P., Rossello, E., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L., Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. En: Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society, London, Special Publications, 272: 321–343.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., R.H., G., Hayward, S. H., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., y Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: AAPG Bulletin, 79 (10): 1421-1443.
- Cortes, M., Aristizabal, J. J., Bayona, G., Ojeda, G., Reyes, A., & Gamba, N., 2006, Structure and Kinematics of the Eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia from Balanced cross-sections and forward modelling, en IX Simposio Bolivariano Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia.
- De Porta, J. 1974. Lexique Stratigraphique International Amérique Latine: Colombie, v. 5, fascicule 4b: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique. Anatole-France, Paris, 614 p.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A. 1996. Foreland Basin Systems. Basin Research, 8: 105-123.
- DeCelles, P. y Horton, B. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. GSA Bulletin, 115 (1): 58-77

- DeCelles, P., Langford, R. y Schwartz, R. 1983. Two New Methods of Paleocurrent Determination from Trough Cross-Stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2): 629-642.
- Delgado, A., Gelvez, C. 2007. Significado de la discordancia intraformacional de la Formación Guayabo en el foreland y el Piedemonte de los llanos orientales en el área del casanare y su relación con la orogenia de la Cordillera Oriental / Colombia. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander, 159p.
- Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, en Zuffa, G. G., ed., *Provenance of arenites*: Dordrecht-Boston, Reidel, NATO, ASI Series, pp. 333-361.
- Drzewiecki, P., Simó, T. 2002. Depositional processes, triggering mechanisms, and sediment composition of carbonate gravity flow deposits: examples from the Late Cretaceous of the South –Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 146: 155– 189.
- Folk, R. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin-Texas, 190 p.
- Garzanti, E., Andò, S. y Vezzoli, G. 2009. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 277: 422-432.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K. y Haeizler, M. 2003. Controls on architecture of the late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *GSA Bulletin.*, 115 (2): 131-147.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K. y Kelley, S. 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley

Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *GSA Bulletin.*, 117 (5/6): 547-569.

- Haxby, W. 2008. Programa GeoMapApp 1.7.8. Lamont-Doherty Earth Observatory. Marine Geoscience Data System. <http://www.geomapapp.org/index.htm>
- Horton y DeCelles, P. 2001. Modern and ancient aluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in foldthrust belts. *Basin Research*, 13, pp 43-63.
- Horton, B. 1998. Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the Eastern Cordillera, southern Bolivia. *GSA Bulletin*, 110 (9), pp: 1174-1192.
- Horton, B., Constenius, K., DeCelles, P. 2004. Tectonic control on coarse-grained foreland-basin sequences: An example from the Cordilleran foreland basin, Utah. *GSA Bulletin*, 32 (7), pp: 637-640.
- Horton, B., Yin, A., Spurlin, M., Zhou, J., Jianghai, W. 2003. Paleocene–Eocene syncontractional sedimentation in narrow, lacustrine-dominated basins of east-central Tibet. *GSA Bulletin*, 114 (7), pp: 771-786.
- Horton, B.K., Hampton, B.A. Waanders, G.L. 2001. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *GSA Bulletin*, 113(11), p: 1387–1400.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., Sares, S. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1), pp: 103-116.

- Jaillard, E., Solar, P., Carlier, G., Mourier, T. 1990, Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model: *Journal of the Geological Society of London*, 147: 1009–1022.
- Jones, M. A., Heller P. A., Roca E., Garcés M. y Cabrera L. 2004. Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, 16: 467–488
- Jordan, T. E., Flemings, P. B., Beer, J. A. 1988. Dating Thrust-Fault Activity by Use of Foreland-Basin Strata. En: *New Perspectives in Basin Analysis*. (Kleispehn, K. L. y Paola, C. Eds.). Springer Verlag, New York, pp. 331-351.
- Julivert, M. 1968. *Lexique Stratigraphique International Amérique Latine: Colombie*, v. 5, fascicule 4a: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique. Anatole-France, Paris, 460 p.
- Leeder, M. 1999. *Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 592 p.
- Liu, S., Heller, P. y Zhang, G. 2003. Mesozoic basin development and tectonic evolution of the Dabieshan orogenic belt, central China. *Tectonics*, 22(4), pp: 12-1 – 12-21.
- López-Blanco, M. 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (Paleogene, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 146, pp: 133– 154.
- Martínez, J. A. 2006. Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 510–520.

- Masferro, J.L., Poblet, J., Blunes, M., Eberli, G.P. 2002. Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology* 146: 11 –24.
- Maze, W. 1984, Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks, *in* W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir* 162: 263–282.
- Mora, A. y Parra, M. 2004. Medición, levantamiento y muestreo de secciones estratigráficas del Grupo Guadalupe y las Formaciones Barco y Carbonera (C5 a C8), en el área de Sabanalarga, San Luis de Gaceno y Guaicaramo: Reporte Interno. Instituto Colombiano del Petroleo.
- Mora, A. 2007. Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis Ph.D. Universität Potsdam, 146 p.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Sobel, E., Hooghiemstra, H., Torres, V., Vallejo, J. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bulletin*, 120(7/8): 930-949.
- Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Pubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., Gacía, D., Stockli, D. 2010. En impresion. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 94, 39 p.
- Mount, V.S., Suppe, J., Hook, S.C. 1990. A forward modeling strategy for balancing cross-sections. *AAPG Bulletin*, 74: 521– 531.
- Paola, C., Heller, P. L. y Angevinet, C. L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.

- Parra, M. 2008. Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis Ph.D. Universität Potsdam, 146 p.
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L., Rueda, M., Torres, V. 2008. Orogenic wedge advance in the northern Andes: evidence from the Oligo-Miocene sedimentary record of the Medina basin, Eastern Cordillera, Colombia. GSA Bulletin.
- Ramos, E., Busquets, P., Vergés, J. 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 105– 131.
- Rochat, P., Rosero, A., González, R., Flórez, I., Lozada, M., Petton, R. 2003. Thrust kinematics of the Tangara/Mundo Nuevo Area: new insight from apatite fission-track analysis, *in* Extended Abstracts, VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia, pp. 147-154.
- Sarmiento, L. F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes Inferences From Tectonic Models. *Ecopetrol*. 295p.
- Sarmiento, L. F., Van Wess, D., Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences* 21: 383–411.
- Shaw J., Connors C., Suppe J. 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds: An AAPG seismic atlas. *Studies in geology* n°53. 156p.

- Siivola, J, y Schmid, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. *Recommendations*, web version of 01.02.2007. Consultado el 28 de febrero de 2010. http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf
- Suárez, A. 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: a allochthonous terrane in northwestern South America: *Journal of South American Earth Sciences*. 3: 141–151.
- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, Suffolk, pp. 105– 121.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation. *Tectonics*, 19(5): 787-813.
- Velandia, F. 2003. Informe Técnico: Cartografía geológica y estructural sector sur del municipio de Paipa. Proyecto de Geodinámica, INGEOMINAS, 41 p.
- Vergés, J., M. Marzo, y J.A. Muñoz 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146, pp: 1– 9.
- Villamil, T. 1999. Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 239–275
- Walker, R.G. 1984. *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1. 317p.
- Zoetemeijer, R. 2002. *Tectonics and basin formation in convergent settings*. 3er Sedimentation and Tectonics Intensive. Université Joseph Fourier, Grenoble.

8. ANEXOS

Anexo 1. Tabla de cuantificación composicional de areniscas por análisis petrográficos

SECTOR	MUESTRA	Qtzr	Qtzo	Qtzp	Qtzs	Qtzsl	Ch	Cha	Cal	Fsp	Qtm	Qtf	Pi
NORTE	JRA019	0,0	88,7	1,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	0,8
NORTE	JRA020	0,0	83,3	2,1	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,8	3,4	1,0	0,0
NORTE	JRA022	0,0	76,1	2,6	0,9	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,9	0,3	0,0
NORTE	JRA028-2	0,0	80,8	9,2	0,5	0,0	3,3	0,0	0,3	0,0	0,8	2,1	0,0
NORTE	JRA031	0,0	86,6	3,8	0,3	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	2,0	1,5	0,5
NORTE	JRA038	0,0	70,1	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,3	5,5	1,0	0,0	0,0
NORTE	JRA040	0,0	80,3	2,0	1,3	0,0	3,3	0,0	0,3	0,5	1,8	0,3	0,0
NORTE	JRA051	0,0	45,8	0,3	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	1,8	0,3	0,3	0,3
NORTE	JRA059	0,0	80,5	5,3	0,3	0,0	2,5	0,0	0,3	0,3	1,8	1,0	0,0
NORTE	JRA063	0,0	83,3	1,8	0,5	0,0	2,3	0,0	0,0	1,0	1,3	0,5	0,0
NORTE	JRA068	0,0	81,9	4,5	0,8	0,0	3,5	0,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3
NORTE	JRA075-1	0,0	82,2	1,9	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	1,9	2,4	1,1	0,0
NORTE	JRA075-2	0,0	86,5	2,6	0,8	0,0	3,1	0,0	0,5	0,0	1,5	0,3	0,0
NORTE	JRA078	0,0	75,5	2,0	1,0	0,8	2,3	0,0	0,3	0,0	0,8	0,3	0,3
NORTE	JRA080	0,0	77,9	0,8	0,3	0,0	2,0	0,0	0,5	0,3	0,3	0,3	0,0
NORTE	JRA082	0,0	87,0	7,8	1,3	0,0	0,8	0,0	0,0	0,3	1,8	0,5	0,0
NORTE	JRA088	0,0	83,8	2,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,3	0,0	1,0	0,5	0,0
NORTE	JRA111	0,0	85,2	3,7	0,0	0,3	1,1	0,0	0,0	0,5	0,3	0,5	0,0
NORTE	JRA114	0,0	82,1	8,3	0,3	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
SUR	JRA128	0,3	80,7	14,1	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,3	1,5	1,3	0,3
SUR	JRA136-1	0,0	80,1	1,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,5	1,8	1,3	0,0
SUR	JRA139	0,0	72,3	5,2	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0
SUR	JRA143	0,0	73,5	3,2	1,6	0,0	2,4	0,3	0,5	0,0	1,1	0,0	0,0
SUR	JRA150	0,0	65,0	3,3	2,6	2,0	2,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	0,0
SUR	JRA154	0,0	72,9	4,9	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	2,3	0,8	0,3
SUR	JRA158	0,0	68,1	2,3	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0
SUR	JRA160	0,0	76,3	3,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,3	3,0	0,3	0,0
SUR	JRA162	0,5	74,9	6,6	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	4,0	0,8	0,0
SUR	JRA164-1	0,0	77,3	5,0	1,0	0,0	3,3	0,0	0,3	0,3	1,5	1,3	0,0
SUR	JRA165	0,0	84,8	2,5	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,3	0,5	1,0	0,0

Leyenda como en la Tabla 5.

Continuación Anexo 1.

SECTOR	MUESTRA	Clm	Ms	A	Ax	Lol	Lolx	Lil	Lilx	Li	Lix	Lli	Llix
NORTE	JRA019	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,3	0,8	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA020	0,0	0,0	0,5	0,0	1,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA022	0,0	0,0	0,3	0,0	1,5	2,3	1,7	2,6	2,6	0,0	0,6	0,0
NORTE	JRA028-2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA031	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA038	0,3	0,0	3,6	0,0	7,3	0,0	3,1	0,0	1,8	0,0	0,5	0,0
NORTE	JRA040	0,0	0,0	1,3	0,0	2,8	0,0	1,8	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA051	0,0	0,0	6,5	1,0	11,0	2,6	9,7	6,0	1,8	0,0	2,4	0,0
NORTE	JRA059	0,0	0,3	0,0	0,3	0,5	0,0	0,3	1,0	0,5	0,0	1,3	0,3
NORTE	JRA063	0,0	0,0	1,0	0,0	1,5	0,0	1,8	0,0	0,5	0,0	1,3	0,0
NORTE	JRA068	0,0	0,0	0,8	0,0	0,5	0,0	1,8	0,0	0,3	0,0	0,5	0,0
NORTE	JRA075-1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,1	0,8	0,0	0,0	0,5	0,0
NORTE	JRA075-2	0,0	0,0	0,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
NORTE	JRA078	0,0	0,0	0,5	0,0	1,0	3,3	1,3	3,3	1,3	0,0	2,5	0,5
NORTE	JRA080	0,0	0,0	2,3	0,0	0,5	0,5	2,0	4,5	0,0	0,0	1,3	0,0
NORTE	JRA082	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NORTE	JRA088	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,5	1,0	0,0	0,3	0,0
NORTE	JRA111	0,0	0,0	0,5	0,0	1,9	0,0	2,4	0,3	0,8	0,0	0,8	0,0
NORTE	JRA114	0,0	0,0	0,8	0,0	0,8	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA128	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA136-1	0,0	0,0	0,8	0,0	0,8	0,8	1,5	1,5	1,0	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA139	0,0	0,0	0,8	0,0	1,9	0,5	3,8	0,8	3,3	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA143	0,0	0,5	0,3	0,0	1,9	1,9	0,8	2,1	2,9	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA150	0,0	0,0	1,0	0,0	1,8	2,0	4,6	4,6	3,8	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA154	0,0	0,0	0,5	0,0	3,1	0,5	3,8	1,3	0,5	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA158	0,0	0,0	0,0	0,0	6,0	0,3	5,0	2,3	2,1	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA160	0,0	0,0	1,8	0,0	2,3	0,0	5,3	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA162	0,0	0,0	0,3	0,0	1,1	0,0	1,8	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0
SUR	JRA164-1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	3,0	0,0
SUR	JRA165	0,0	0,0	0,8	0,0	2,3	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0

Leyenda como en la Tabla 5.

Continuación Anexo 1.

SECTOR	MUESTRA	Glt	P	Pox	Lxg	Lxh	Zrn	Tur	Le	Cpx	Ms	Bt	TOTAL
NORTE	JRA019	0,0	1,0	0,3	0,3	0,0	1,0	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA020	0,3	2,1	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA022	0,3	0,6	0,9	3,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA028-2	0,3	1,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA031	1,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA038	1,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,5	0,3	100,0
NORTE	JRA040	0,5	2,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA051	0,3	2,1	0,3	2,6	1,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,5	0,0	100,0
NORTE	JRA059	0,5	1,0	1,3	0,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA063	1,3	1,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA068	1,3	2,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA075-1	1,1	2,1	0,8	0,3	0,0	0,5	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	100,0
NORTE	JRA075-2	0,3	2,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	100,0
NORTE	JRA078	0,5	0,3	0,0	1,5	0,5	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA080	0,5	1,0	2,0	2,3	0,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA082	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA088	1,0	4,8	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA111	0,0	0,0	0,8	0,8	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
NORTE	JRA114	0,5	2,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA128	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA136-1	0,0	2,3	1,0	2,5	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA139	1,4	2,5	1,4	2,5	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA143	1,1	0,5	1,6	3,4	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA150	2,6	0,5	0,5	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA154	0,3	1,8	2,3	1,8	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA158	1,0	1,8	1,3	0,3	1,8	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	100,0
SUR	JRA160	0,3	1,5	0,8	0,8	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA162	0,0	4,2	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA164-1	1,3	3,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
SUR	JRA165	0,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0

Leyenda como en la Tabla 5.