

Modelo estructural y de generación de hidrocarburos 1D acompañado de restitución cinemática de un área al Sur del Anticlinal de Medina, Cordillera Oriental, Colombia.

Juan Francisco Villacreses Morales

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

Director

Alejandro Silva Arias

M.Sc. Geología

Codirector

Freddy Mauricio Niño R.

M.Sc. Geología

Rocio del Pilar Bernal Olaya

PhD. Geología

Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga

2018

**Dedicatoria**

*A mi Padre Celestial, la honra y gloria sea para Él, tus planes son perfectos, mi  
confianza en ti siempre estará puesta.*

*A mis padres; Francisco Villacreses Mejía, desde el cielo siento tu presencia;  
Rubiela Morales Aranda, eres mi ejemplo de persistencia y templanza, gracias por tu amor y  
por permanecer siempre junta a mí. Soy el reflejo de los dos.*

*A mi hermana Carolina Villacreses Morales, mi compañera y mi maestra,  
gracias por tus enseñanzas y experiencias.*

**Juan Francisco**

### **Agradecimientos**

*A la Universidad Industrial de Santander, por ser la casa de millones de sueños y ser el camino hacia el futuro de miles de personas.*

*A los profesores de la Escuela de Geología, por depositar su conocimiento, tiempo y paciencia en forjar los profesionales del hoy y mañana, especialmente Rocio Bernal, Mario García, Giovanni Jiménez, Erick Illigde, Jairo Clavijo.*

*Al Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) por su colaboración y apoyo en los semilleros de investigación, A mi director Alejandro Silva por sus consejos, enseñanzas y motivación para aprender e intentar día a día, A Freddy Niño y Claudia Quintero por tender una mano cuando más lo necesitaba y estar atentos en este proceso, A Nelson Sánchez por su apoyo y conocimiento transmitido; Infinitas gracias a todos por su tiempo. A Andrés Roberto Mora por su ímpetu, enseñanzas y ver en los jóvenes un diamante en bruto el cual hay que formar.*

*A mis compañeros, de cada uno tengo una experiencia, una aventura y conocimiento aprendido, cada uno sabe lo valioso que es para mí compartir con ellos.*

*A las personas que un día dieron su apoyo a la continuidad de este proyecto, Jorge Pinto, Javier Sánchez, Carlos Becerra, Heber Bueno, Julián De Bedout, Juan Sebastián Carvajal.*

*A Manuel, Alcira y Chantal, una segunda familia que estuvo ahí para apoyar este sueño, solo me queda darles infinitas gracias por su apoyo incondicional.*

**Tabla de Contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción.....	16
1. Objetivos.....	18
1.1 Objetivo General.....	18
1.2 Objetivos Específicos .....	18
2. Marco Geológico .....	19
2.1 Marco Geológico Regional.....	19
2.2 Marco Tectónico Local.....	31
2.3 Evolución Estratigráfica .....	36
3. Datos y metodología .....	40
3.1 Investigación y recopilación Información .....	40
3.2 Procesamiento de datos e interpretación sísmica.....	41
3.3 Construcción de secciones balanceadas y restitución cinemática .....	43
3.4 Modelado de Sistemas Petroliferos 1D .....	44
4. Resultados.....	47
4.1 Interpretación Sísmica del Área.....	47
4.2 Secciones Balanceadas y Restitución Cinemática .....	55
4.3 Dominio de Profundidad al Dominio del Tiempo .....	67
4.4 Modelo de Sistemas Petroliferos 1D.....	68
5. Análisis de resultados .....	77

6. Conclusiones .....	83
7. Recomendaciones .....	85
Referencias bibliográficas.....	86

**Lista de Tablas**

	<b>Pág.</b>
Tabla 1 Tabla de velocidades de intervalo.....	55
Tabla 2 Tabla de datos de acortamientos.....	66
Tabla 3 Tabla de datos de desplazamiento .....	66
Tabla 4 Tabla de porcentaje de desplazamiento .....	67

**Lista de Figuras**

	Pág.
<b>Figura 1.</b> Ubicación tectónica de Colombia, en la cual se puede apreciar la interacción de la placa del Caribe al Norte y la Placa de Nazca al Oeste con la Placa Suramericana. Igualmente se puede observar las principales regiones geológicas que conforman el país. Tomado y modificado de Cediél <i>et al.</i> , (2011). .....	20
<b>Figura 2.</b> Modelo de la evolución geológica de la Cordillera Oriental, mostrando el Valle Medio del Magdalena, el Piedemonte Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales. Tomado de Cooper <i>et al.</i> , (1995). .....	23
<b>Figura 3.</b> Identificación y Clasificación de las principales estructuras en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Jiménez <i>et al.</i> , (2013). .....	27
<b>Figura 4.</b> Columna estratigráfica generalizada del Oeste, Eje Central y Este de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Parra <i>et al.</i> , (2009a). .....	30
<b>Figura 5.</b> Mapa de localización de la zona de estudio sobre el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Tomado de ICP, 2014. ....	33
<b>Figura 6.</b> Estratigrafía del Mesozoico y Cenozoico para el área de estudio sobre el flanco oriental de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Mora <i>et al.</i> , (2006). .....	39
<b>Figura 7.</b> Mapa de localización de las líneas sísmicas y pozos perforados dentro del área de estudio .....	48
<b>Figura 8. A.</b> Línea sísmica con amarre del pozo 1 sin interpretación; se observa una zona sorda de señal sísmica y la discontinuidad de reflectores en la zona media evidencia movimientos tectónicos <b>B.</b> Interpretación línea sísmica con amarre del pozo 1 preliminar; es posible definir	

varios planos de fallas en la zona cercana al pozo 1, al igual que la deformación del bloque yacente

**C.** Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector medio del área de estudio. .. 51

**Figura 9. A.** Línea sísmica sur sin interpretación; la longitud de la línea es mucho más corta que las líneas sísmicas del norte **B.** Interpretación línea sísmica sur; se observa la deformación interna presente en el retro cabalgamiento **C.** Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector sur del área de estudio..... 52

**Figura 10. A.** Interpretación de línea sísmica norte sector oeste; en el primer segundo se observan probables estructuras de estratos de crecimiento adyacentes a una zona de mala señal sísmica **B.** Línea sísmica norte sector oeste sin interpretar **C.** Interpretación de línea sísmica norte sector este; se observa deformación interna en las unidades sobre la terminación de la estructura mayor **D.** Línea sísmica norte sector este sin interpretar..... 53

**Figura 11. A.** Unión de las líneas sísmicas norte que se encontraban separadas en una sola sección en el dominio del tiempo con su respectiva interpretación **B.** Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector norte del área de estudio..... 54

**Figura 12. A.** Línea tipo elegida para la realización del proceso de conversión del dominio del tiempo a profundidad. **B.** Línea en el dominio de profundidad mediante el algoritmo *Vertical Stretching* ajustada con el pozo más cercano del área..... 56

**Figura 13. A.** Sección Norte posterior a la conversión a profundidad con reinterpretación geométrica. **B.** Balanceo geométrico de la seccione Norte. .... 58

**Figura 14.** Secciones estructurales Norte y Sur balanceadas para el área de estudio..... 60

**Figura 15. A.** Mapa de localización de los datos AFT y ZFT cercanos a la zona de estudio **B.** Calculo de temperatura de cierre para AFT y ZFT a partir de datos de reflectancia de vitrinita.

Grafica presentada por Barker y Pawlewics (1994) C. Análisis de datos AFT, ZFT y Ro cercanos al área de estudio. Tomado de Parra et al., (2009). ..... 61

**Figura 16.** Secuencia de restitución a 0 Ma, 5 Ma y 9 Ma de la sección Norte ..... 62

**Figura 17.** Secuencia de restitución a 20 Ma y 27 Ma para la sección Norte. .... 63

**Figura 18.** Secuencia de restitución a 0 Ma, 5 Ma y 9 Ma para la sección Sur..... 64

**Figura 19.** Secuencia de restitución a 20 Ma y 27 Ma para la sección Sur. .... 65

**Figura 20. A.** Evaluación de los efectos generados luego de la conversión profundidad-tiempo de una sección estructural balanceada y retrodeformada. **B.** Comparación del efecto generado por el alto buzamiento y velocidades del flanco del Sinclinal de Medina con respuesta a los reflectores de la imagen sísmica, cabe resaltar que el preprocesamiento realizado para obtener la imagen sísmica actual influencia en observar reflectores en posición casi horizontal. .... 68

**Figura 21. A.** Diagrama Van Krevelen para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe. **B.** Diagrama de madurez termal para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe. **C.** Diagrama de TOC vs S2 para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe. .... 71

**Figura 22.** Curva de flujo de calor a lo largo del tiempo para los modelos Norte y Sur. .... 72

**Figura 23.** Curva de calibración con el flujo de calor para la reflectancia de vitrinita y de temperatura de fondo de pozo para los modelos Norte y Sur..... 73

**Figura 24. A.** Diagrama temperatura versus tiempo para las Formaciones Chipaque, Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe **B.** Diagrama de tasa de transformación versus tiempo **C.** Diagrama de reflectancia de vitrinita versus tiempo **D.** Diagrama hidrocarburos generados versus tiempo, cabe resaltar que este diagrama es netamente cualitativo ..... 76

### **Lista de Apéndices**

**(Ver apéndices adjuntos en el CD y pueden visualizarlos en la Base de Datos de la Biblioteca UIS).**

Apéndice 1. Línea sísmica de rumbo 1300 interpretación preliminar.

Apéndice 2. Línea sísmica de rumbo 1350 interpretación preliminar.

Apéndice 3. Línea sísmica de rumbo 1160 interpretación preliminar.

Apéndice 4. Línea sísmica de rumbo 1260 interpretación preliminar.

Apéndice 5. Línea sísmica de rumbo 1230 interpretación preliminar.

Apéndice 6. Línea sísmica de rumbo 1080 interpretación preliminar.

Apéndice 7. Línea sísmica de rumbo 1070 interpretación preliminar.

Apéndice 8. Línea sísmica de rumbo 1020 interpretación preliminar.

Apéndice 9. Datos de entrada historia de enterramiento Modelo Norte.

Apéndice 10. Datos de entrada historia de enterramiento Modelo Sur.

Apéndice 11. Historia de subsidencia con Tasa de Transformación Modelo Norte.

Apéndice 12. Historia de subsidencia con Tasa de Transformación Modelo Sur.

Apéndice 13. Etapas de construcción de retrodeformación 0 Ma-5 Ma Sección Norte.

Apéndice 14. Etapas de construcción de retrodeformación 5-9 Ma y 9-20 Ma Sección Norte.

Apéndice 15. Etapas de construcción de retrodeformación 20 Ma-27 Ma Sección Norte.

Apéndice 16. Etapas de construcción de retrodeformación 0 Ma-5 Ma Sección Sur.

Apéndice 17. Etapas de construcción de retrodeformación 5-9 Ma, 9-20 Ma y 20-27 Ma Sección

Sur.

**RESUMEN**

**TITULO:**           **MODELO ESTRUCTURAL Y DE GENERACIÓN DE HIDROCARBUROS 1D ACOMPAÑADO DE RESTITUCIÓN CINEMÁTICA DE UN ÁREA AL SUR DEL ANTICLINAL DE MEDINA, CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA. \***

**AUTOR:**           **JUAN FRANCISCO VILLACRESES MORALES\*\***

**PALABRAS CLAVE:** Sinclinal de Medina, Sísmica, Balanceo, Restitución cinemática, Historias de enterramiento, Falla de Servita, Falla de Guaicaramo.

**DESCRIPCIÓN:** La estructura del piedemonte llanero colombiano comprenden una región sobreelevada tanto topográficamente como estructuralmente, conformado por anticlinales y sinclinales de grandes dimensiones, así como por fallas de carácter de mixto de escamación gruesa y delgada en toda su extensión. El sector sur del Anticlinal de Medina se encuentra limitado por el sistema de Fallas Servita-Tesalia al occidente y el sistema de Fallas Aguaclara-Guaicaramo al oriente, donde afloran rocas de un basamento Paleozoico junto con rocas mesozoicas y cenozoicas. El área se encuentra dominado por un levantamiento de la Cordillera oriental, donde existen fallas de inversión, fallas de atajo y zonas con alto plegamiento. El estudio de estas estructuras con información de subsuelo y superficie permitió el desarrollo de dos secciones estructurales balanceadas y restituidas en el tiempo con datos de termocronología. Las secciones se basan en la evolución en conjunto de los dos sistemas de fallas principales, que se encuentran relacionados en una zona de interacción mecánica en profundidad, así como la combinación de dos diferentes dominios estructurales en una zona relativamente muy cercana. El avance del basamento habría transmitido parte del acortamiento a la cubierta sedimentaria formándose posibles estructuras *subthrust* adyacentes al Sinclinal de Medina. En consecuencia, la imagen sísmica en la zona tiene una recepción de la señal de mala calidad debido a los altos buzamiento generados por el plegamiento, es necesario extrapolar y modelar a partir de zonas adyacente. Además, la caracterización geoquímica de las rocas de la Formación Chipaque en el Sinclinal de Medina evidencia la presencia de kerógeno principalmente III y II/III con un potencial de generación bueno. Basado en el modelamiento dos historias de enterramiento se determinó una temporalidad de eventos que presentan el panorama para la generación y acumulación de hidrocarburos en la zona.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Alejandro Silva Arias M.Sc. Geología.

**ABSTRACT**

**TITLE: STRUCTURAL AND GENERATION MODEL OF HYDROCARBONS 1D ACCOMPANIED BY CINEMATIC RESTITUTION OF AN AREA SOUTH OF THE ANTICLINAL DE MEDINA, CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA. \***

**AUTHORS: JUAN FRANCISCO VILLACRESES MORALES\*\***

**KEYWORDS:** Medina Syncline, Seismic, Balancing, Cinematic Restitution, Burial Stories, Servitá Fault, Guaicaramo Fault.

**DESCRIPTION:** The structure of the Colombian Eastern foothills comprises a topographically and structurally elevated region, formed by large anticlines and synclines, as well as faults of mixed character of thick and thin scale throughout its extension. The southern sector of the Anticlinal de Medina is limited by the Servitá-Tesalia fault system to the west and the Aguaclara-Guaicaramo fault system to the east, where rocks of a Paleozoic basement appear along with Mesozoic and Cenozoic rocks. The area is dominated by an uplift of the eastern Cordillera, where there are investment faults, shortcut faults and areas with high folding. The study of these structures with subsurface information and surface allowed the development of two structural sections balanced and restored over time with thermochronology data. The sections are based on the overall evolution of the two main fault systems, which are related in a zone of mechanical interaction in depth, as well as the combination of two different structural domains in a relatively close zone. The advance of the basement would have transmitted part of the shortening to the sedimentary cover forming possible subthrust structures adjacent to the Medina Syncline. Consequently, the seismic image in the area has a poor signal reception due to the high dip generated by the folding, it is necessary to extrapolate and model from adjacent areas. In addition, the geochemical characterization of the rocks of the Chipaque Formation in the Medina Syncline shows the presence of kerogen mainly III and II / III with a good generation potential. Based on the modeling of two burial histories, a temporality of events was determined that present the scenario for the generation and accumulation of hydrocarbons in the area.

---

\* Bachelor Thesis

\*\* Physicochemical Engineering Faculty. Geology School. Directed by: M.Sc. Alejandro Silva Arias.

## Introducción

El Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental, es el resultado de un orógeno de inversión tectónica que durante el Cretácico estuvo controlado por fallas normales asociado a un proceso de *rifting*, allí se depositaron las principales secuencias que dominan los sistemas petrolíferos de la Cordillera Oriental, sedimentos marinos, transicionales y continentales sobre un basamento Paleozoico; el levantamiento de este orógeno cuenta con una historia a partir del Paleoceno, dando lugar a una cuenca antepaís importante en el Oriente de Colombia. El Piedemonte Oriental es la expresión actual del levantamiento ocurrido hace unos cuantos millones de años, mostrando un patrón sistemático de plegamiento; sinclinales y anticlinales los cuales están limitados por extensos sistemas de fallas, como lo son el sistema Tesalia-Servita, Guaicaramo y Yopal, en los que el acortamiento debido a la compresión puede concentrarse en uno o dos sistemas de fallas. Estas zonas poseen estructuras prospectivas y cuentan con unos de los principales yacimientos comerciales de petróleo (Floreña, Pauto, Volcanera, Huron y Homero, etc.), también con las mayores expectativas de próximos hallazgos de campos prospectivos.

Diferentes autores dividen el Piedemonte Oriental en diferentes dominios estructurales, pero coincide en una tendencia general dada por su prolongación suroeste-noreste, hacia el sur posee características de fallas de escamación gruesa, en el sector intermedio posee características mixtas respecto a la escamación y hacia el norte las estructuras son controladas por fallas con despegues sobre rocas cenozoicas. Por lo tanto, se realizó un análisis de la cinemática de la deformación entre el Anticlinal de Farallones y el Sinclinal de Medina haciendo un enfoque en la geometría, en el modelamiento 1D de la generación de hidrocarburos en las zonas más profundas

y en el probable interés exploratorio que tendría; cabe resaltar que pozos ya han sido perforados en la zona sur del Anticlinal de Medina mostraron poca prospectividad, sin tener cantidades comerciales de hidrocarburos, teniendo este sector una alta complejidad estructural y de temporalidad de los eventos.

Por esta razón se ha llegado a suponer que estructuras *subthrust*, similares a las encontradas en el sinclinal de Nunchia hacia el norte, sean un modelo análogo a lo encontrado en el Sinclinal de Medina, ya que las características geológicas específicas de esa área se podrían replicar al sur del Anticlinal de Medina; Lo anterior puede variar dependiendo de cómo sea su interacción mecánica de los sistemas de fallas en profundidad y la configuración geométrica de las unidades. En el área de estudio, se adoptó como el propósito el poder definir posibles configuraciones estructurales análogas a las descritas en otras áreas y disminuir el riesgo exploratorio de la zona, a través de la integración de datos sísmicos de reflexión, observaciones del mapa geológico, restauraciones de la cinemática de deformación e historias de enterramiento 1D. La pregunta por resolver es, ¿el estilo estructural del bloque yacente de la falla de Servitá se mantiene constante a lo largo del rumbo al sur del Anticlinal de Medina?, lo anterior como análogo al concepto *subthrust* que se mantendría constante y posiblemente extrapolable al estilo Nunchia-Medina.

## **1. Objetivos**

### **1.1 Objetivo General**

Identificar zonas de interés exploratorio a partir de la construcción de secciones geológicas balanceadas y retrodeformadas, y su integración con un modelo de generación de hidrocarburos en 1D en el área entre Medina y Villavicencio.

### **1.2 Objetivos Específicos**

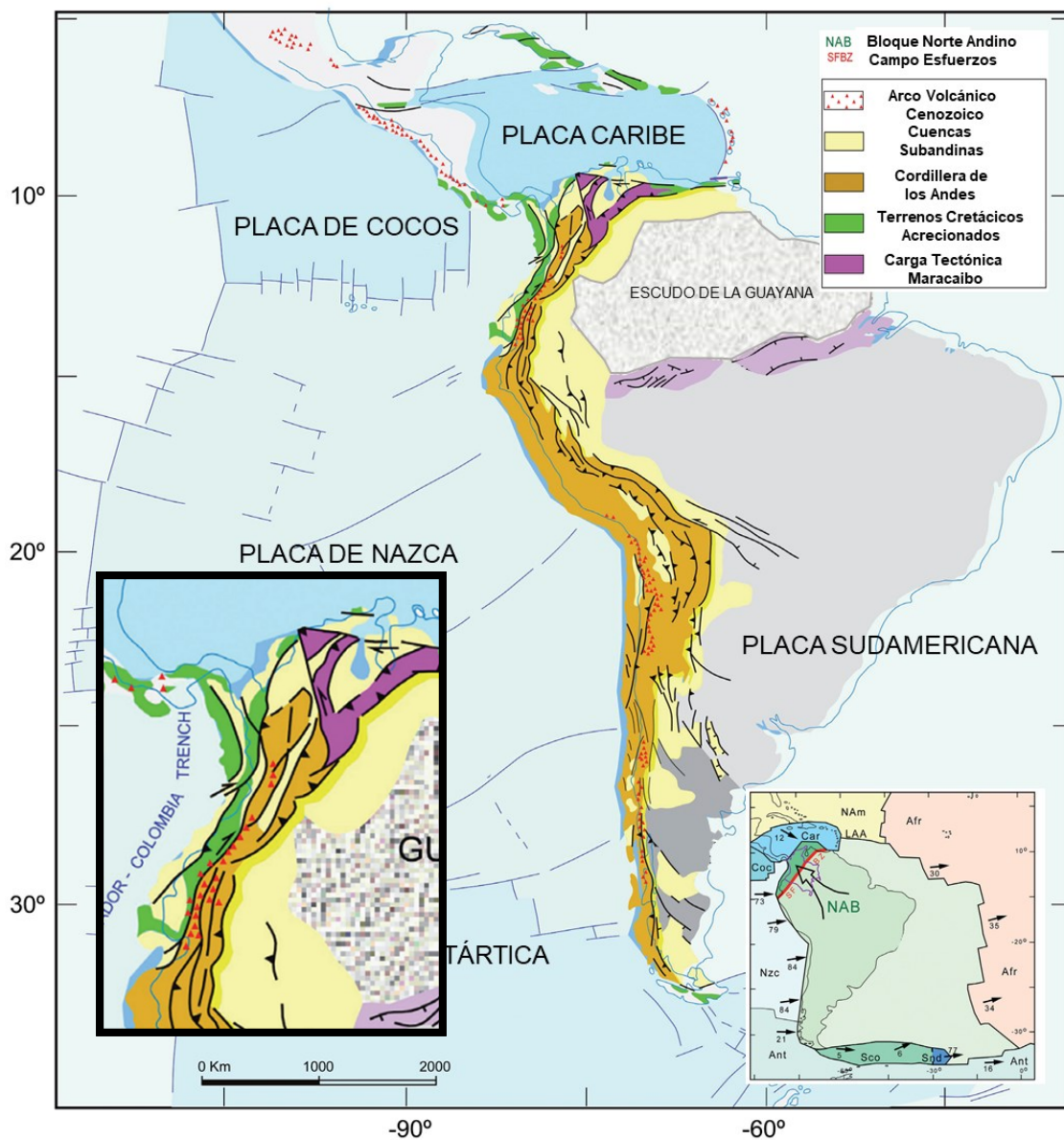
- Interpretar 232 kilómetros de secciones sísmicas de reflexión en 2D en el dominio del tiempo y realizar su conversión a profundidad.
- Elaborar 2 secciones estructurales 2D balanceadas paralelas a las líneas sísmicas de reflexión, incluyendo en ellas la información geológica de superficie.
- Sugerir una historia de evolución cinemática a través del tiempo en una línea tipo elegida.
- Realizar el modelo 1D de generación de hidrocarburos en una línea tipo elegida.

## 2. Marco Geológico

### 2.1 Marco Geológico Regional

La configuración tectónica regional del noroeste de Suramérica está controlada por una interacción entre las placas del Caribe, Nazca y Suramérica (Figura 1), así como influenciada por el bloque Baudó-Panamá. El resultado de esta interacción es la responsable de la formación de tres cinturones orogénicos las cuales son conocidos como: Cordillera Occidental, Cordillera Central y Cordillera Oriental (Case et al., 1990; Colleta et al., 1990; Duque-Caro, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Cediél *et al.*, 2003; Gómez *et al.*, 2005).

Los Andes Colombianos pueden ser subdivididos en tres provincias tectono-estratigráficas de acuerdo con sus características geológicas, de la siguiente manera (Figura 1): 1) un fragmento de corteza oceánica acrecionada al oeste constituyendo la Cordillera Occidental y la Sierra del Baudó, 2) una zona central, caracterizada por basamento continental de edad Proterozoica cubierto por secuencias paleozoicas de plataforma, sedimentos mesozoicos relacionados con una etapa de extensión y rocas cenozoicas de ambientes marinos y continentales las cuales sufrieron acortamiento en el Cenozoico y actualmente constituyen la Cordillera Central, Oriental y la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y 3) El Escudo de Guyana hacia el este, el cual corresponde a un basamento cristalino Proterozoico, sedimentos del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, los cuales están cubiertos por depósitos cuaternarios (Figura 1) (Cooper *et al.*, 1995; Parra, 2008).



**Figura 1. Ubicación tectónica de Colombia, en la cual se puede apreciar la interacción de la placa del Caribe al Norte y la Placa de Nazca al Oeste con la Placa Suramericana. Igualmente se puede observar las principales regiones geológicas que conforman el país. Tomado y modificado de Cediel *et al.*, (2011).**

Para finales del Triásico y comienzos del Jurásico ocurrió la separación de Pangea (Jaillard *et al.*, 1990; Pindell y Erickson, 1993), simultáneamente en el borde occidental existía un margen de subducción; por esta razón, para esta época existen dos modelos evolutivos hipotéticos propuestos

para Colombia, los cuales tenían una prolongación hasta inicios del Cretácico: 1) *Rifting* intracontinental con la aparición del Proto-caribe propuesto por Jaillard *et al.*, (1990), Sarmiento (2001) y 2) *Back-Arc Rifting* propuesto por Maze (1984), Touissant (1989) y Pindell y Erickson (1993), lo cierto es que uno u otro modelo generó un ambiente predominantemente extensivo generando depocentros en paleo-cuencas que se encuentran en la Cordillera Oriental, Valle del Magdalena, Llanos y Putumayo (Cooper *et al.*, 1995). Para principios del Cretácico, en la actual Cordillera Oriental se generaron dos paleo-subcuencas principales: Tablazo-Magdalena al oeste y Cocuy al este, las cuales se encontraban separadas por el Paleo-Macizo de Santander-Floresta (Cooper *et al.*, 1995). En estas subcuencas, durante el Cretácico, se presentó una sedimentación principalmente controlada por ciclos de transgresión y regresión, alcanzando una máxima superficie de inundación en el límite del Cenomaniano-Turoniano (Etayo-Serna *et al.*, 1983; Fabre, 1985). El ambiente de sedimentación, para el Maastrichtiano-principios del Paleoceno, evoluciona a una afinidad más continental, presentándose grandes hiatos que muestran este cambio en el tipo de sedimentación (Bürgl, 1961; Fabre, 1985; Cooper *et al.*, 1995), mientras tanto al oeste un nuevo régimen tectónico se inicia con la acreción de la Cordillera Occidental (Barrero, 1979). En consecuencia, se levanta la Cordillera Central e induce un cambio en la configuración de la Cordillera Oriental (primera fase Pre-Andina). Durante este periodo las actuales Cuencas del Valle Medio, Llanos y Cordillera Oriental, eran una sola cuenca *foreland* (Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Gómez *et al.*, 2003, 2005). Para el Eoceno Temprano-Medio, se registra un levantamiento regional, caracterizado por la no depositación durante este periodo, relacionado con el choque de la placa Proto-Caribe al suroeste de Sur América y el cambio en las tasas de convergencia al oeste del continente, este evento se ve reflejado al occidente, debido a la distancia que existe entre el margen de convergencia y el grado de deformación, la ausencia de registro

sedimentario disminuye hacia la Cuenca de los Llanos y desaparece al nororiente del país (Duque-Caro, 1984; Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000). Para el Mioceno Medio la colisión, con el margen noroeste de Sur América, del Bloque Baudó-Panamá (Duque-Caro, 1990), generó la principal fase de inversión tectónica en la Cordillera Oriental (Orogenia Andina), separando a la Cuenca del Valle Medio y Cuenca Llanos (Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Gómez *et al.*, 2005). Este último evento de levantamiento es un proceso activo actualmente y se ve reflejado en la presencia de material proveniente de la Cordillera Oriental en depósitos del Pleistoceno y Plioceno en la Cuenca Llanos (Dengo y Covey, 1993) (Figura 2).

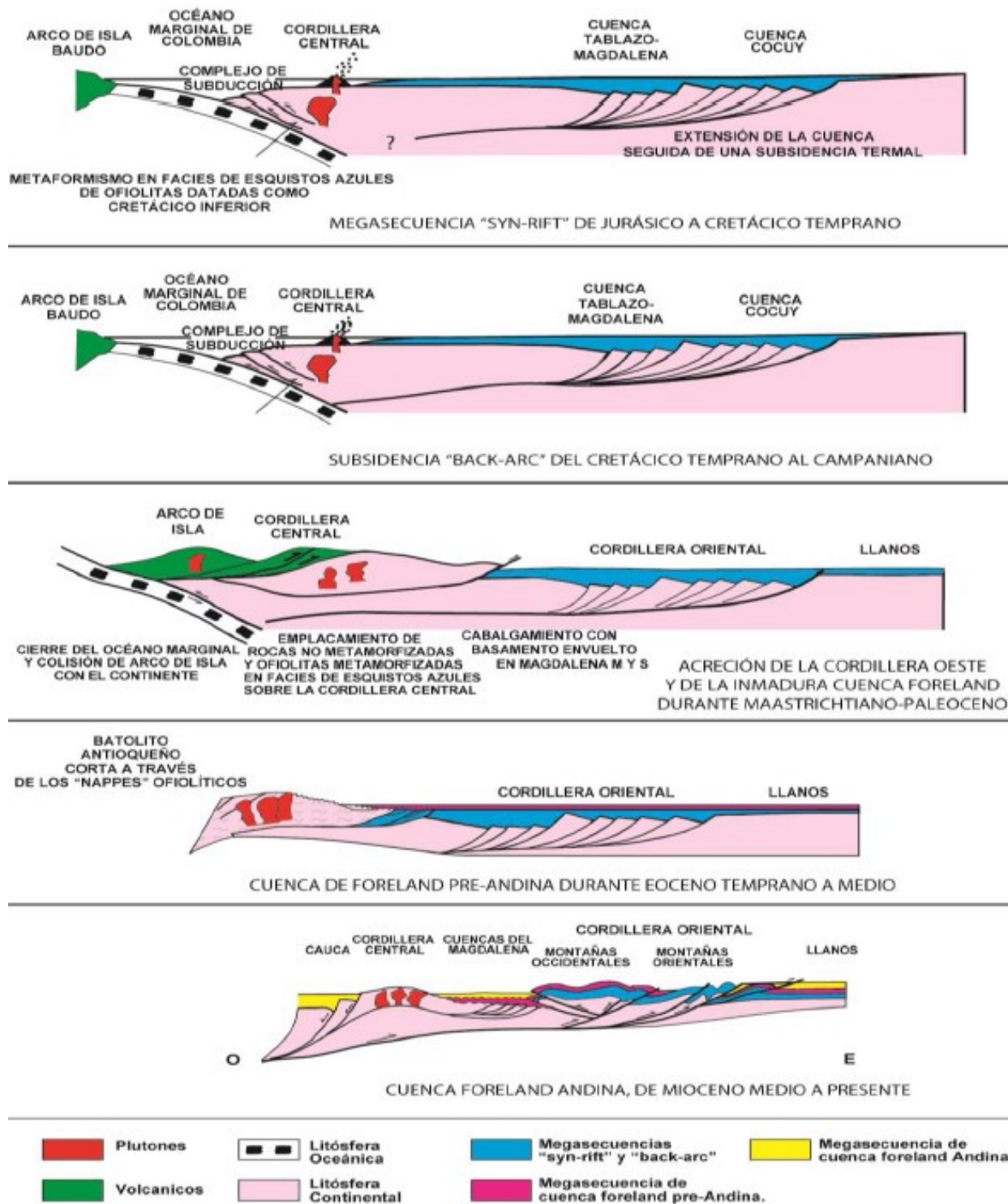


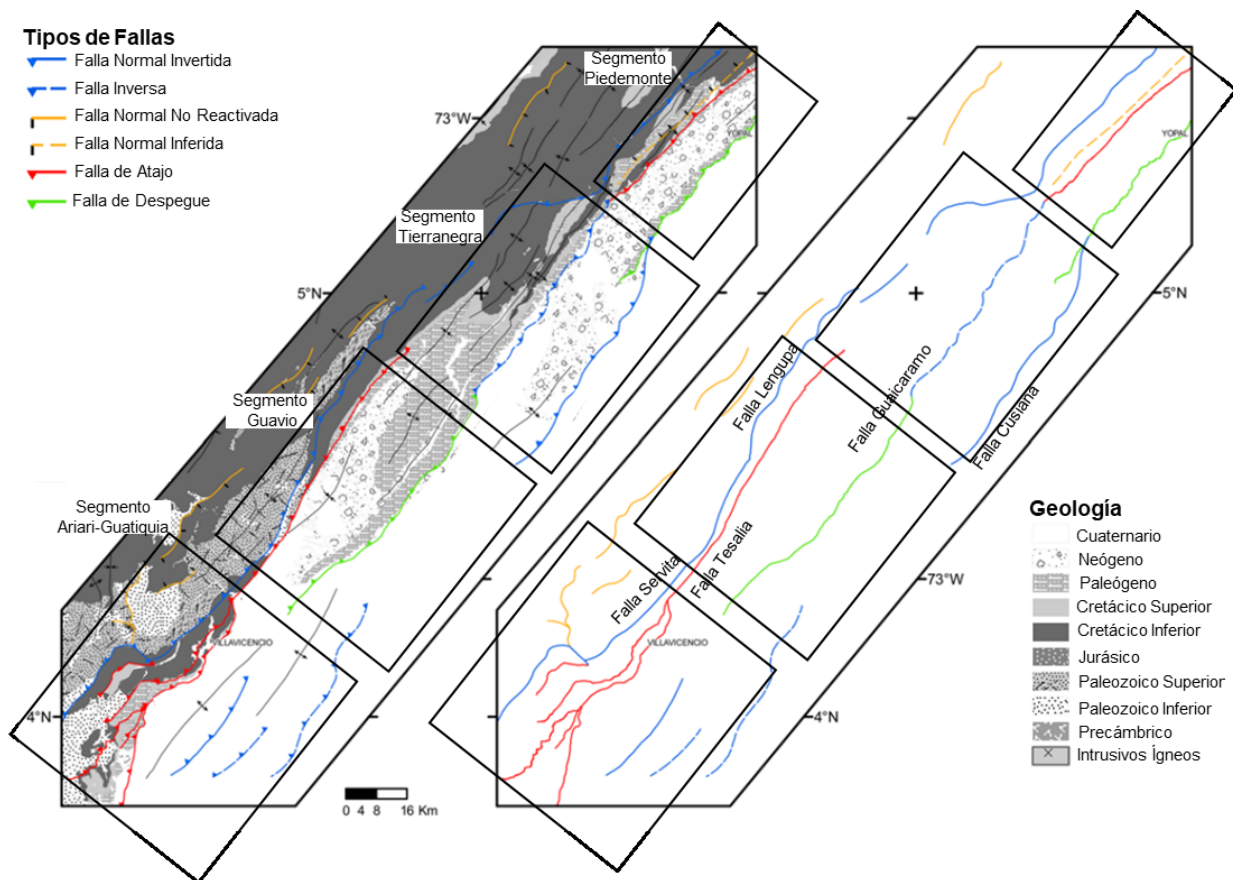
Figura 2. Modelo de la evolución geológica de la Cordillera Oriental, mostrando el Valle Medio del Magdalena, el Piedemonte Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales. Tomado de Cooper *et al.*, (1995).

La Cordillera Oriental es un orógeno bivergente tectónicamente activo (Colleta *et al.*, 1990; Roeder y Chamberlain, 1995; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Mora, 2007; Mora *et al.*, 2010a; Bayona *et al.*, 2013; Mora *et al.*, 2013), el cual es considerado un dominio de corteza mecánicamente débil (Mora *et al.*, 2010b) e igualmente, basados en datos paleomagnéticos Jiménez *et al.*, (2014), la considera como un arco primario que no sufrió rotación. Este orógeno es producto de la inversión de una cuenca extensional mesozoica (Campbell y Bürgl, 1965; Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Corredor, 2003; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Kammer y Sánchez, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Mora *et al.*, 2013), no obstante, la forma en cómo se invirtió esta cuenca es un tema controversial, autores como Roeder y Chamberlain (1995), muestran que las estructuras de inversión son independientes del graben mesozoico, mientras que Mora *et al.*, (2006), indica que las estructuras pre-existentes de este graben son importantes en la inversión del mismo. Mecanismos compresionales generaron la inversión de esta cuenca extensional durante el Cenozoico (Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cazier *et al.*, 1995; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Villamil, 1999; Sarmiento-Rojas, 2001; Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006, 2008, 2010a); dos principales factores condicionan la reactivación: la imposición de esfuerzos compresionales producto de la acreción del arco del Baudó-Panamá durante el Mioceno (Duque-Caro, 1990; Dengo y Covey, 1993; Kellog *et al.*, 2005), y la geometría de las estructuras inherentes mesozoicas (Mora *et al.*, 2006). Estudios basados en termocronología en Parra *et al.*, (2009a), demuestran una tasa de levantamiento de aproximadamente 4 a 18 mm/a, durante el Eoceno Medio-Mioceno Temprano, siendo equivalente a un 86% del ancho de la actual cordillera, demostrando así que este evento fue el más importante en cuanto a su acortamiento, no obstante Cooper *et al.*, (1995), Gómez *et al.*, (2005), Cortés *et al.*, (2006) y Parra *et al.*, (2009a), mencionan

un primer evento de levantamiento ocurrido en el Cretácico Tardío producto de la acreción de la Cordillera Occidental con tasas de acortamiento aproximadamente de 0.5-3.1 mm/a. Por último, Parra *et al.*, (2009a), establece que existió un evento final de levantamiento durante el Mioceno, relacionado con el estancamiento del frente de deformación a lo largo de la Falla de Servitá, con tasas de acortamiento de aproximadamente 1.2-2.1 mm/a. Mora y Parra (2008), argumentan que la inversión ocurrida en este cinturón orogénico, esta principalmente evidenciada por la exposición de basamento (Macizo de Garzón y Santander), lo cual representa las fallas normales mesozoicas limitantes de la cuenca rift las cuales fueron invertidas en los diferentes eventos compresionales durante el Cenozoico. Diferentes cantidades de acortamiento han sido calculadas lo largo de los años desde Cooper *et al.*, (1995), 68 Km, Colleta *et al.*, (1990), 100 Km, Dengo y Covey (1993), 150 Km, Roeder y Chamberlain (1995), 170 Km, Corredor, (2003), 90 Km, Kellog *et al.*, (2005), 165 Km, Cortés *et al.*, (2006), 70 Km, Mora (2007) y Mora *et al.*, (2008), 58 Km y Teixell *et al.*, (2013), 82 Km, más específicamente para el Piedemonte Oriental, Mora, (2007), calcula un acortamiento aproximado de 30 Km de los cuales el 50% ha ocurrido en los últimos 3 M.a, mientras que Bayona *et al.*, (2008), calcula un acortamiento de 30.5 Km para la zona norte y 43 Km para la zona sur del Piedemonte.

Estructuralmente la Cordillera Oriental se divide en tres áreas: los piedemontes oriental y occidental (los cuales son similares) y la Cuenca de Bogotá, de las cuales los piedemontes muestran el mayor relieve (Figura 2), mientras que la Cuenca de Bogotá es una zona con bajo relieve mostrando que esta área no fue exhumada, si no que fue pasivamente levantada durante la inversión de los flancos de la cordillera (Mora *et al.*, 2008). Diferentes estudios han mostrado que en la Cordillera Oriental se encuentran presentes estilos de deformación delgada y gruesa (Dengo y Covey, 1993; Casero *et al.*, 1997; Rowan y Linares, 2000; Branquet *et al.*, 2002; Corredor, 2003;

Martinez, 2006 Mora, 2007; Mora *et al.*, 2010*a,b*; Egbue y Kellog, 2012; Jimenez *et al.*, 2013), sin embargo, para la zona del Piedemonte Llanero, esta afirmación es complicada de determinar, producto de diferentes factores que influyen la evolución de esta área, y solo es posible con la ayuda de diferentes técnicas, como son la sísmica de reflexión, información de pozos, termocronología, entre otras; es por esta razón que a lo largo de los años se ha tratado de dividir esta zona en áreas con estilos estructurales y geometrías similares; Martínez, (2006), divide el Piedemonte Oriental en tres zonas: Cusiana, la cual se caracteriza por la presencia de fallas de escamación gruesa; Cupiagua, caracterizada por la actividad de fallas de escamación delgada o *basement detached*; y Piedemonte, caracterizada por la presencia de duplexas de techo pasivo (*active roof-duplex*). En cambio, Jiménez *et al.*, (2013), basado en la recopilación de diferentes publicaciones determinó que en los Piedemonte Oriental la deformación tectónica presenta un comportamiento diferente de norte a sur; la zona norte representa una zona con presencia de estructuras anticlinales apiladas y duplexas, mientras que, hacia el sur, estas estructuras no están presentes, teniendo esto en cuenta Jiménez *et al.*, (2013) segmentan el Piedemonte Oriental en cuatro regiones (Figura 3) de sur a norte:



**Figura 3. Identificación y Clasificación de las principales estructuras en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Jiménez *et al.*, (2013).**

Primero el Segmento Ariari-Guatiquia, Caracterizado por un estilo estructural de escamación gruesa que permite la exposición de basamento en superficie y la presencia de numerosas fallas de atajo (*footwall shortcuts*) que absorben la mayoría de deformación (Figura 3). Segundo el Segmento Guavio, Se caracteriza por un estilo estructural de escamación delgada, donde la Falla de Guaicaramo se encuentra adyacente a una estructura de basamento (Anticlinal de Farallones) (Figura 3). El tercero es el Segmento Tierranegra, Se caracteriza por fallas que involucran basamento, este cambio se ve representado principalmente en la falla de Guaicaramo, donde su

estilo estructural es de escamación gruesa dentro de esta zona (Figura 3). Por último, tenemos el Segmento Piedemonte, el cual consiste en el sector donde la deformación estructural se encuentra dominada por apilamiento de anticlinales y duplexas (Figura 3).

De igual manera, Jiménez *et al.*, (2013) identifica y clasifica los estilos de fallas en el Piedemonte Llanero con base en estudios previos, principalmente identificando el comportamiento de las estructuras: Falla de la cuenca rift que no fueron reactivadas, Fallas que fueron reactivadas total o parcialmente, Fallas de atajo que fueron derivadas de estructuras mayores, Fallas de escamación delgada que tienen despegue sobre la cobertura sedimentaria. Varios factores son los causantes del cambio de estilo estructural a lo largo del rumbo del Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental, pero ellos no influyen en el aumento o decrecimiento del acortamiento, es decir, se conserva constante, pero este es acomodado de diferentes formas (Jiménez *et al.*, 2013).

En cuanto a la estratigrafía la Cordillera Oriental presenta hasta 10 Km de espesor de cobertura sedimentaria en su zona central, los cuales están infrayacentes por un basamento pre-Devónico (Campbell y Bürgl, 1965; Mora *et al.*, 2006). Igualmente presenta dos exposiciones de basamento a lo largo de su rumbo: El Macizo de Quetáme hacia el sur y el Macizo de Santander hacia su terminación norte. Las unidades sedimentarias comprenden cuatro secuencias principales (Figura 4): la primera corresponde a una secuencia Paleozoica superior marina somera en inconformidad sobre filitas y cuarcitas del Pre-Devónico (Mora *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006), una segunda secuencia de más de 2 Km de espesor que abarca el Jurásico Inferior a Superior, de ambiente lacustre y rocas volcanoclásticas depositadas en un ambiente extensional en la parte occidental de la cordillera (Kammer y Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006), una tercera secuencia del cretácico inferior asociada con una fase rift, compuesta principalmente por

sedimentos marinos someros, alcanzando hasta 5 Km de espesor (Mora *et al.*, 2006), una cuarta secuencia de depósitos de plataforma relacionados con el inicio de la subsidencia termal post-rift la cual alcanza 3 Km de espesor (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006) y una quinta secuencia conformada por unidades del Maastrichtiano hasta la actualidad, de sedimentos de margen marino a no marinos depositados en la cuenca *foreland* que alcanzan 7 Km de espesor (Parra *et al.*, 2009) (Figura 4).

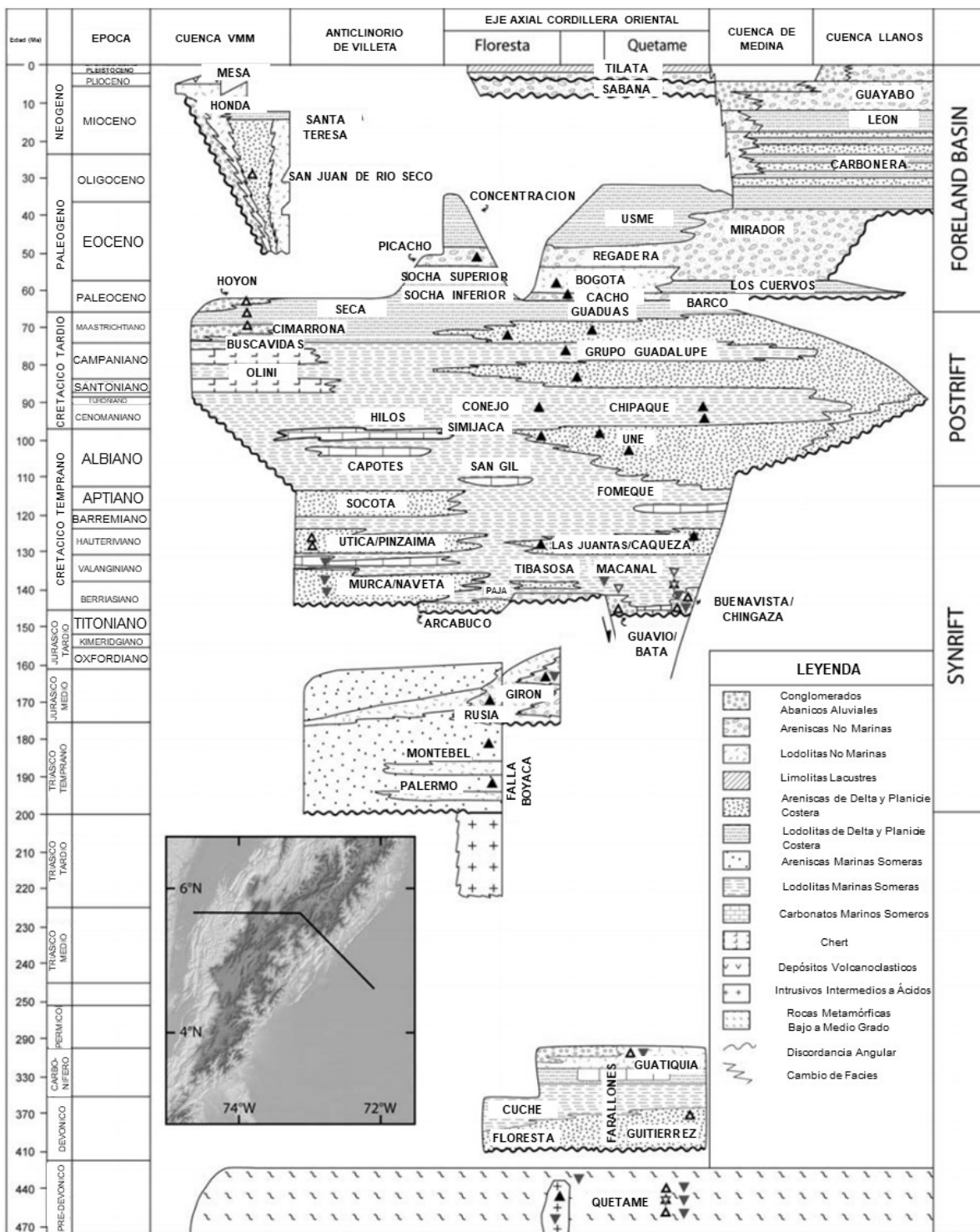


Figura 4. Columna estratigráfica generalizada del Oeste, Eje Central y Este de la Cordillera Oriental. Tomado y modificado de Parra *et al.*, (2009a).

Respecto al potencial petrolífero la presencia de anticlinales con cuatro cierres estructurales, unidades con buena calidad de reservorio (Formación Mirador, Barco, Une), formaciones con buenas capacidades sellantes (Formación León, Carbonera y Guadalupe) y la presencia de unidades con altos contenidos de materia orgánica (Formación Los Cuervos, Chipaque, Fόμεque), muestran que la Cordillera Oriental, cuenta con un interés, en cuanto su potencial petrolífero, bastante alto, no obstante, este interés se restringe al Piedemonte Oriental, puesto que, la calidad de los reservorios en la zona axial es bastante mala (Dengo y Covey, 1993), además las rocas fuentes alcanzaron la sobre madurez y aquellas que alcanzaron la ventana de generación, expulsaron los hidrocarburos antes de la generación de las trampas, hacia la cuenca *foreland* de los Llanos Orientales (Toro *et al.*, 2004; Sánchez *et al.*, 2015). El descubrimiento de campos como Cusiana, Gibraltar, Floreña, entre otros (Cazier *et al.*, 1995; Villamil *et al.*, 2004), han despertado un gran interés en esta zona, por lo que, diferentes modelos de generación 1D y 2D han sido realizados, evidenciando que el principal pulso de generación se encuentra relacionado con la Formación Chipaque y se dio aproximadamente entre finales del Eoceno a principios del Mioceno, sin embargo, este primer pulso de generación no conserva grandes cantidades de hidrocarburos hacia el sur, debido a que, para esta época las trampas no se habían generado o se habían erosionado, no obstante durante el Neógeno es registrado otro pulso de generación importante el cual es el responsable de llenar las trampas de los campos de Castilla y Chichimene (Toro *et al.*, 2004; Cortes *et al.*, 2009; Sánchez *et al.*, 2015).

## **2.2 Marco Tectónico Local**

Para poder comprender las diferentes interpretaciones que se han obtenido en la Cuenca de Medina se realiza una recopilación de los diferentes modelos que han sido desarrollados por diferentes

autores. La Cuenca de Medina con unas dimensiones aproximadas de 90 kilómetros por 25 kilómetros, corresponde al depocentro del *wedge-top* del sistema de cuenca *foreland* de los Andes del norte (Parra *et al.*, 2009b; Parra *et al.*, 2010), y se encuentra ubicada en el bloque colgante de la Falla de Guaicaramo separando la terminación norte del Macizo de Quetáme al oeste de la planicie de los Llanos Orientales en el este (Figura 5). De acuerdo con la segmentación realizada para el Piedemonte Oriental, en Jiménez *et al.*, (2013), la Cuenca de Medina, se encuentra en el sector del Guavio. Mora (2007), muestra que esta área es la intersección entre fallas que se propagan en dirección norte con fallas que se propagan en dirección sur; de esta manera se puede interpretar como un punto de transición en el Piedemonte Oriental de dos dominios estructurales: Escamación gruesa al norte y sur de esta área y escamación delgada dentro de la cuenca; En su sector norte, la Falla de Guaicaramo, genera una amplia zona de deformación y largas zonas de despegue como respuesta al alto espesor sedimentario, debido a que en este sector incrementa el ángulo de la cuña orogénica, lo cual es contrario a las condiciones del sector sur que gradualmente adelgaza su espesor de sedimentos, induciendo a una zona de deformación más estrecha y a una disminución en los despegues de las fallas (Mora, 2007). Al norte de la cuenca se encuentra la estructura de mayores dimensiones de la zona, el Anticlinal de Medina o Guavio, hacia su parte occidental se encuentra el Sinclinal de Nazareth cuyo limbo occidental se encuentra volcado prolongándose hacia el sur al Sinclinal de Medina, hacia el este se encuentra el Sinclinal de Rio Amarillo, el cual es el limite oriental y por último, al sur se encuentra el Anticlinal de Limones o de las Palomas, el cual es el limite suroriental en esta área.

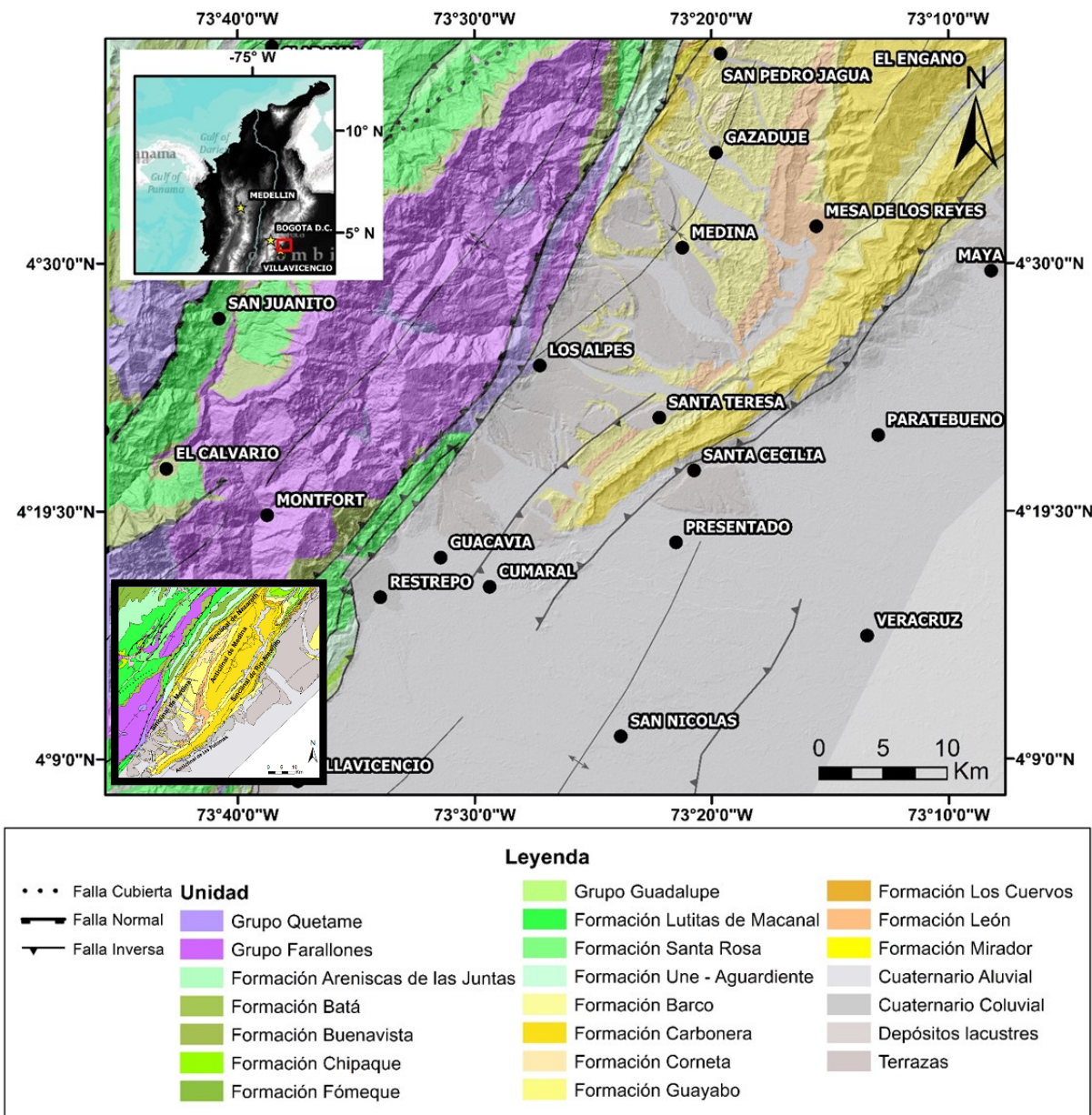


Figura 5. Mapa de localización de la zona de estudio sobre el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Tomado de ICP, 2014.

La evolución de una cuenca antepaís (*foreland*) es un proceso dinámico, iniciado originalmente por la respuesta flexural a un cinturón de cabalgamiento, debido a la propagación del frente orogénico que resulta de la actividad tectónica de compresión capitalizada en la reactivación

inversa de la antigua Falla normal de Servitá, y el progresivo avance hacia el este mediante la Falla de Guaicaramo, (Mora *et al.*, 2006; Parra *et al.*, 2009b; Parra *et al.*, 2010). De acuerdo con Parra *et al.*, (2010), a partir de reconstrucciones unidimensional de la evolución de la tasa de sedimentación de la Cuenca de Medina en el tiempo, se han derivado tres etapas de acumulación de sedimentos, de las cuales dos presentan tasas de sedimentación muy rápida, mientras que una etapa intermedia es lenta. La primera abarca desde el Cretácico Tardío al Paleoceno con una tasa promedio de 100 m/Ma (metro/millón de años), la segunda que comprende desde el Eoceno-Oligoceno temprano con tasas de 30 a 70 m/Ma y la última que aumenta su velocidad durante Oligoceno-Plioceno con tasa promedio de 220 m/Ma. La reconstrucción tridimensional de tasas de sedimentación del Oligoceno tardío-Plioceno en la cuenca, sugiere que la evolución de los sedimentos está controlada fundamentalmente por la variabilidad tectónica, definiendo mediante análisis sedimentológico algunos ciclos grano crecientes relacionados a aumento en el tectonismo. Silva (2010) establece que la deformación en la Cuenca de Medina inicia a partir del Mioceno Superior, es decir que para alcanzar la exhumación actual que posee esta cuenca es necesario que la tasa de levantamiento se encuentre entre 0.5-0.8km/Ma y el acortamiento para sus fallas sea: 2km/Ma para la Falla de Guaicaramo aproximadamente y de 0.7km/Ma para las fallas de Lengupá-Tesalia. De igual manera, la variación del acortamiento para la Falla Guaicaramo en la zona de estudio se encuentra entre 1.5 a 3km/Ma, lo cual genera la variación progresiva del desplazamiento de la Falla de Guaicaramo a lo largo de su rumbo.

El interés petrolífero en el Anticlinal de Medina, como una posible trampa de hidrocarburos, ha permitido que se realicen diferentes estudios de esta estructura, así como, la postulación de diferentes teorías respecto a su evolución. Rowan y Linares (2000), proponen que este anticlinal ha evolucionado a través del tiempo, siendo inicialmente un pliegue por despegue (*detachment*

*fault*) mediante *butressing* contra las fallas normales preexistentes, posteriormente evolucionando a un pliegue por propagación de falla (*fault propagation fold*) y finalmente llegando a su configuración actual como un pliegue por flexión de falla (*fault bend fold*). Existiendo una falla superior al plano de falla de la falla de Guaicaramo llamada falla de Aguaclara, la cual es el resultado de la mecánica estratigráfica del área de acuerdo con la reología de las capas, e intercalaciones intra-formacionales de areniscas y shales. Así mismo de acuerdo con el análisis estructural, interpretan que el bloque colgante de la Falla de Aguaclara era parte de un *half-graben* rotado formado durante el rift del Jurásico.

Por otro lado, Branquet *et al.*, (2002), genera un modelo del anticlinal de Medina basado en pop-ups de basamento, estos son formados por movimientos de inversión tectónica o por estructuras en flor positiva formadas por desplazamiento en rumbo; por ello afirman que el Macizo de Quetáme es una estructura de flor positiva dextral que levanta el basamento y contiene varios anticlinales y pequeñas estructuras adyacentes; este movimiento en rumbo podría explicar la reactivación de fallas normales de alto Angulo, así como las rampas de piel delgada entre despegue. Para el área Branquet *et al.*, (2002) interpretan tres despegues que son compatibles con el comportamiento mecánico de la estratigrafía de la zona: (1) Entre las cuarcitas del basamento y la cubierta sedimentaria del cretácico temprano (Shales Negros), (2) entre las brechas evaporativas de la Formación Guavio y (3) A la base los Shales Negros de la Formación Chipaque. Además, la falla de Aguaclara parece tener un componente de piel gruesa, interpretando un despegue y una rampa que suprayacen fallas del basamento menores y fueron reactivadas durante el Terciario.

López (2004), presenta un modelo muy similar al de Rowan y Linares (2000), expresando que el Anticlinal de Medina es una estructura anticlinal por flexión de falla, no obstante, propone un

sistema de duplexas que caen hacia la Cordillera Oriental y solo identifica un despegue a lo largo del trazo de la Falla de Guaicaramo, el cual se encuentra a la base del Cretácico Inferior y la presencia de una falla de tipo *basement detached* que se une a la Falla de Guaicaramo en el eje axial del Sinclinal de Rio Amarillo, generando las rampas de esta última falla.

Mora (2007) define el Anticlinal de Medina como un pliegue por flexión de falla sobre el bloque colgante de la Falla de Guaicaramo, presentando dos niveles de despegue: en la base del Cretácico Inferior y sobre la base del Cretácico Superior. Al igual que Rowan y Linares (2000) y López (2004), propone que la geometría de la Falla de Guaicaramo está controlada por la presencia de fallas normales pre-Cretácicas. La formación de este anticlinal de acuerdo con Mora (2007) es de edad aproximadamente Plioceno-Pleistoceno.

Silva (2010) interpreta el Anticlinal de Medina como un pliegue por flexión de falla el cual es generado por una geometría de la Falla de Guaicaramo de tipo rampa-despegue, la cual presenta un cambio de buzamiento en la rampa al tope de la Fm. Areniscas de Las Juntas en su bloque yacente, representando el inicio de la deformación en el bloque colgante. La cantidad de acortamiento calculado por Silva (2010) de la Falla de Guaicaramo para generar esta estructura es de aproximadamente 13 Km.

### **2.3 Evolución Estratigráfica**

La estratigrafía de esta cuenca se divide principalmente en tres secuencias (Figura 6): 1) una secuencia de sedimentos marinos someros de 5 kilómetros de espesor de edad Cretácica Inferior (Mora *et al.*, 2006) tales como las Formaciones Lutitas de Macanal, Areniscas de Las Juntas y Fômeque; esta secuencia supra yace discordantemente ya sea, una secuencia Paleozoica marina somera a continental del Grupo Farallones y la Formación Guavio o segundo, unas filitas y

cuarcitas Pre-Devónicas del Grupo Quetáme (Campbell y Bürgl, 1965; Mora *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006), hacia la parte sur de la estructura, es marcada por estar limitada la depositación del Berrasiano al Barremiano en la sucesión sedimentaria anteriormente mencionada, debido a un dominio de las estructuras heredadas del rift, allí los sedimentos se encuentran en *onlap* contra paleo-altos. 2) una secuencia de sedimentos de 3 kilómetros de espesor, de ambientes de plataforma, de edad Cretácica Superior, los cuales registran el comienzo de la subsidencia termal post-rift (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006) tales como unas areniscas marinas someras de la Formación Une (aproximadamente 1000 m de espesor), unos *shales* marinos negros de la Formación Chipaque, siendo la principal roca generadora en la Cuenca Llanos (Rangel *et al.*, 2000) y unas areniscas marinas someras con intercalaciones de lodolitas del Grupo Guadalupe, constituye una importante roca reservorio en campos petrolíferos en Cusiana y Cupiagua (Cazier *et al.*, 1995) (aproximadamente 2000 metros de espesor entre las dos formaciones); Por ultimo, 3) una secuencia de finales del Cretácico al reciente que supra yace la anterior y se encuentra discordante, producto de la acreción de la Cordillera Occidental (Fase Orogénica Pre-Andina), de ambientes marinos marginales a no marinos, esto incluye areniscas fluviales de la Formación Barco, la cual es un importante reservorio para la Cuenca Llanos (Cazier *et al.*, 1995; Villamil, 2003), unas facies lodosas fluvio-deltaicas de la Formación Los Cuervos, típicamente constituye un sello para la Formación Barco (Reyes-Harker *et al.*, 2015), coetáneo con la quiescencia tectónica seguida de la Fase Pre-Andina se deposita sedimentos de erosión fluvial dando como resultado la Formación Mirador, esta unidad es registrada solo en el piedemonte llanero, al oeste de la Cuenca Llanos, siendo la arenisca reservorio más importante (Sánchez *et al.*, 2015), un evento transgresivo de intercalación de lodolitas y areniscas constituyen la Formación Carbonera (C8-C1) que se encuentra supra yaciendo la Formación Mirador, la cual

posee una sello de carácter regional en la cuenca; la fase de rápido levantamiento tectónico asociada con la Fase Andina Principal resulta en el levantamiento de la paleo cuenca de la Cordillera Oriental (Mora et al., 2008), el resultado de esto es la depositación de lodolitas y algunas capas de areniscas intercaladas de la Formación León, seguido de una molasa fluvial intercalada con depósitos de inundación que hace referencia a la Formación Guayabo, esta unidad refleja un evento tectónico de gran intensidad que se asocia con el rápido levantamiento del Mioceno Tardío (Mora et al., 2008; Parra et al., 2010); toda la sucesión sedimentaria alcanza aproximadamente hasta 7 kilómetros de espesor (Cooper *et al.*, 1995; Parra *et al.*, 2009b).

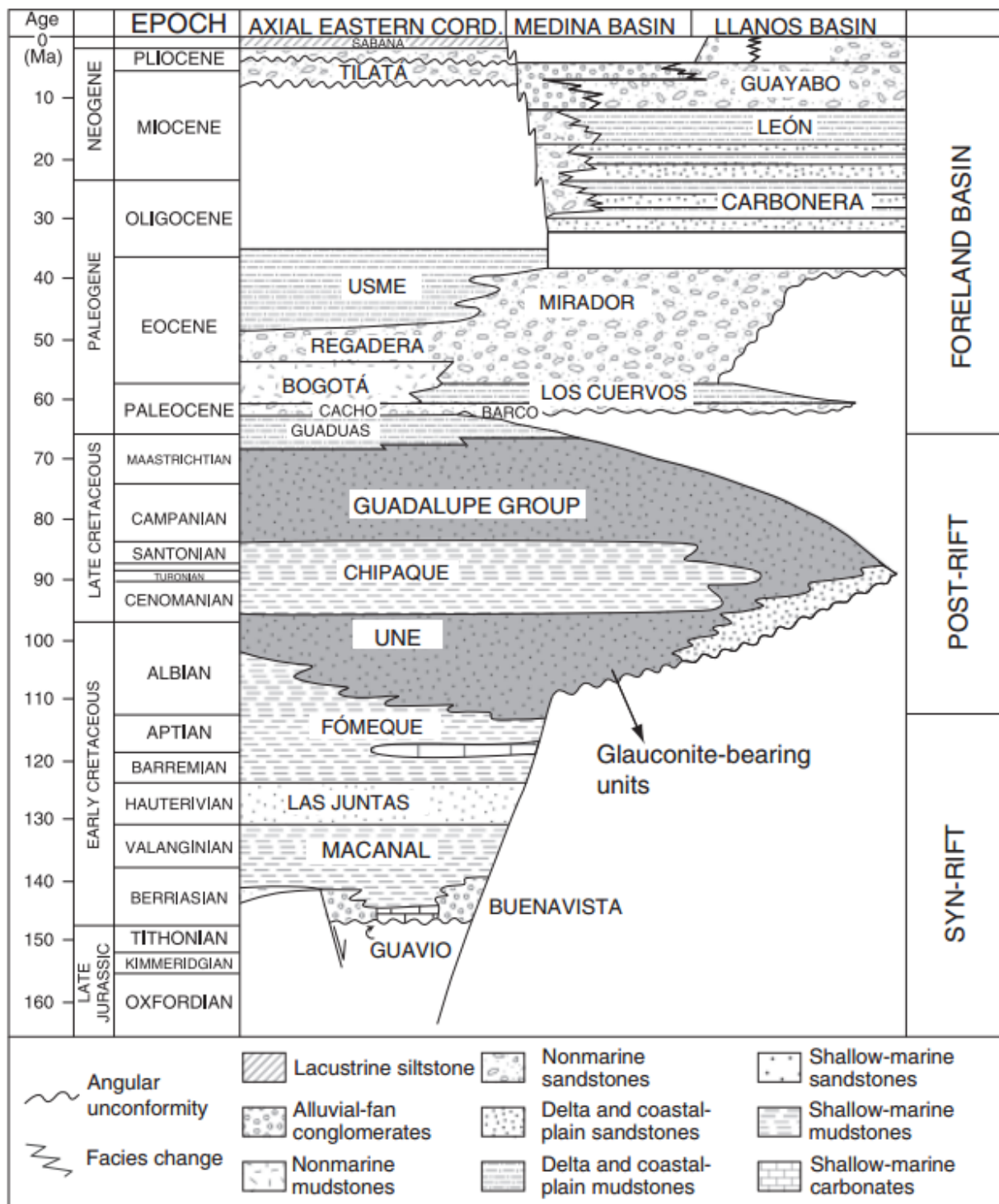


Figura 6. Estratigrafía del Mesozoico y Cenozoico para el área de estudio sobre el flanco oriental de la Cordillera Oriental. Tomado de Parra *et al.*, (2010).

### 3. Datos y Metodología

En el desarrollo del estudio se emplearon diferentes procedimientos para poder hallar la respuesta a los objetivos planteados, los cuales se divide en cuatro etapas principales. Hay que mencionar, que el desarrollo de la metodología no tiene un comportamiento lineal, sino que es un proceso de continua retroalimentación del flujo de trabajo, para poder obtener mejores resultados y ser nuevamente analizados.

#### 3.1 Investigación y recopilación Información

La investigación y recopilación consistió en bibliográfica de diferentes estudios que se han realizado tanto a nivel regional como a nivel local, desde memorias explicativas de las planchas geológicas, artículos académicos, libros, proyectos de pregrado y postgrado, informes internos de Ecopetrol y resúmenes presentados en diferentes simposios y congresos. Esta recopilación se realizó principalmente en la base de datos de *ScienceDirect*, *AAPG Bulletin*, *Tectonics*, entre otras; facilitadas por el catálogo bibliográfico de la página web de la biblioteca de la Universidad Industrial de Santander (UIS), el Centro de Información Técnica del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) y la página web del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Por otra parte, se recopiló un mapa geológico de la zona, el cual integra los estudios previos por Mora et al. (2006), Mora et al. (2009), Parra et al. (2009) y Mora et al. (2010a,b); también se obtuvo un Modelo Digital de Elevación (*DEM*, siglas en inglés) el cual fue descargado por medio de la base de datos libre *EarthData* de la NASA; además, doce líneas sísmicas de reflexión en el dominio del tiempo (nueve perpendicular al rumbo de las estructuras y tres paralela a este) en formato \*.seg, así como ocho imágenes de procesamiento sísmico en formato \*.TIFF correspondientes a ocho líneas

sísmicas aleatorias proporcionadas por ICP-ECOPETROL, así mismo información de tres (3) pozos dentro del área de estudio (*survey*, topes de formación y *checkshots*, datos geoquímicos, etc.).

### 3.2 Procesamiento de datos e interpretación sísmica

La depuración de los datos recopilados se inició con la revisión minuciosa de cada una de las líneas sísmicas con el mapa geológico de la zona, con el fin de determinar si su ubicación coincidía con las propuestas dentro del EPIS (Banco de Información Petrolera de Colombia) de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH); cuatro de estas líneas no presentaban su información relacionada a su archivo de coordenadas, por lo que fue necesario realizar un procedimiento de asignación de coordenadas. Este proceso se realizó por medio del software *SeiSee* (de libre adquisición) y *Global Mapper* (licencia otorgada por la Universidad Industrial de Santander) con ayuda del archivo \*.shp descargado del EPIS.

Teniendo las líneas sísmicas con las coordenadas corregidas se procedió a crear un proyecto en el software *MOVE 2015* (empleado la licencia de Ecopetrol-ICP), en el cual inicialmente se determinó el sistema de coordenadas mediante un archivo de proyección \*.prj (Magna Sirgas-Origen Bogotá). Posteriormente se importaron los datos de superficie (DEM y mapa geológico) al software, del mismo modo se cargaron los archivos \*.seggy de las líneas sísmicas. Debido a que las líneas sísmicas se encontraban en el dominio del tiempo (*Two Way Time*), el DEM y mapa geológico en el dominio de profundidad, debe existir una calibración entre estos dos dominios, allí las imágenes \*.TIFF juega un papel fundamental ya que estas imágenes poseen la respuesta sísmica acompañado de la topografía sobre la cual fue adquirida en el programa sísmico, realizando el ajuste pertinente en el eje vertical.

Se identificaron reflectores guías, determinados por facies sísmicas, con el fin de examinar la continuidad lateral y geometrías presentes en la respuesta sísmica, así poder delimitar las estructuras en diferentes escalas. Seguido a esto, se procedió a realizar el amarre sísmica-pozo, utilizando checkshots o  $V_{sp}$ , dependiendo de la disponibilidad en los pozos del área; el objetivo principal es realizar un cambio de dominio del tiempo a profundidad de los topes de formación del pozo. Con lo anterior, la interpretación se convierte en parte de la construcción del modelo, sin embargo, en esta interpretación no se determinan estructuras locales, tampoco se respetan las normas de balanceo de secciones estructurales en su totalidad y no se guarda el mismo espesor en toda su extensión.

Al obtener una interpretación sustentable con los criterios geológicos, debe llevarse a cabo la conversión del dominio del tiempo a profundidad de todo el proyecto con la herramienta *2D conversion*. En primer lugar, se especifica la velocidad y la velocidad de cambio para cada horizonte utilizando una tabla estratigráfica con las propiedades de la roca (Tabla 1); el método utilizado es llamado *Vertical Stretching* y se basa en la (Ecuación 1),

$$Z = V_0 \frac{e^{kt} - 1}{k} \quad (1)$$

Donde  $Z$  es el espesor de la capa en metros,  $V_0$  es la velocidad en la parte superior de la capa en metros por segundo,  $k$  es la tasa de cambio en la velocidad con el aumento de la profundidad y  $t$  es un tiempo de viaje para el espesor de la capa en segundos; cuando  $k$  es igual a cero, la fórmula se convierte en:

$$Z = V_0 t \quad (2)$$

Este método supone que la velocidad dada como una propiedad de la roca es la velocidad en la parte superior del horizonte y  $k$  es la velocidad de cambio de velocidad dentro de la capa. Si  $k$  se

establece en cero, entonces  $V$  se convierte en una velocidad de intervalo, aplicando una velocidad constante a cada capa. Los parámetros utilizados para la conversión fueron una velocidad inicial de 2500 m/seg, un valor de tasa de incremento de la velocidad ( $k$ ) de 0.5 y un número de muestreo para la Sección Norte de 100 y para la Sección Sur de 65. La calibración de estas velocidades de intervalo se realiza a partir de las velocidades de los topes del pozo, agrupando un conjunto limitado de datos de velocidad por tope y realizando ensayo y error a cada tope de formación. Al finalizar este proceso se obtuvo una conversión a profundidad aceptable, esta conversión a profundidad fue verificada con el mapa geológico, datos de buzamiento, espesores tomados del trabajo de Parra et al., (2010) y poligonales tomadas en las principales quebradas de la zona, así como los topes de las formaciones en los pozos cargados en profundidad.

### **3.3 Construcción de secciones balanceadas y restitución cinemática**

Con base a conceptos de balanceo de secciones en trabajos de Woodward *et al.* (1989), Wilkerson and Dicken (2001) y Allmendinger and Judge (2011), se elaboró el balanceo de longitudes de líneas para las secciones creadas, usando el algoritmo *Unfolding* por bloques de fallas, corroborando un mismo salto de falla, consistencia en el espesor de las unidades e inspeccionando igual número de rampas-despegues de los bloques colgantes y yacentes de las principales fallas.

Para la restitución cinemática se usa la geometría de la estructura obtenida del balanceo de longitudes, para así poder construir estados de deformación en una secuencia temporal del pasado; la retrodeformación se realizó mediante la aplicación de algoritmos tales como *Fault Parallel Flow*, *Decompaction* y *Flexural Slip/Unfolding* (del software *MOVE 2015*), lo cual genera una combinación de diferentes herramientas que son útiles para plasmar la evolución geológica de las estructuras. La información para calibrar el modelo de levantamiento dentro de la zona, fue

obtenida a partir de los resultados publicados por varios autores y diferentes técnicas, lo cual conlleva a entender el movimiento entre la secuencia de activación de fallas; es así como la evolución tectónica se toma de los trabajos de Mora *et al.*, (2008) y Silva, (2010) , la tasa de exhumación y modelos de subsidencia de Parra *et al.*, (2009), los ambientes y edades de depositación de Cooper *et al.*, (1995) e Informes internos del Instituto Colombiano del Petróleo, paleocorrientes de Quintero, (2010) y el análisis de proveniencia de sedimentos y distribución de facies de Parra *et al.*, (2010). Precauciones sobre la paleotopografía fueron tenidas en cuenta por la suposición que la elevación promedio de la Cordillera Oriental para el pre-Mioceno fue menor a un kilómetro, de acuerdo con trabajos de Van der Hammen (1973) y Wijinga (1996).

Al obtener secciones estructurales retrodeformadas validadas y calibradas, se realizó un proceso inverso de la conversión del dominio del tiempo al dominio de profundidad, es decir, al tener un modelo geológico balanceado y restaurado en profundidad se procesa utilizando la herramienta *2D conversión* para llevarlo de nuevo al dominio del tiempo, los datos requeridos fueron los datos de entrada de la primera conversión, tabla estratigráfica y tabla de velocidades de intervalo, así realizar un análisis comparativo de los eventos reflectivos en la imagen sísmica, y poder explicar procesamientos anteriores que se hayan realizado; así mismo, demuestra que los modelos geológicos deben ser tenidos en cuenta para los procesamientos sísmicos.

### **3.4 Modelado de Sistemas Petrolíferos 1D**

Para la realización de los modelos de generación de hidrocarburos se usó la licencia educativa del *software Petromod 2012.2* perteneciente a *Schlumberger*, se inició con la recopilación de información de pozo (tres pozos sobre el área), tales como, datos de geoquímicos de laboratorio, reportes de geológicos, topes estratigráficos y descripciones litológicas; los ambientes y edades

de depositación se tomaron de Rangel *et al.*, (2000) y Parra *et al.*, (2008), con lo anterior se estimó la batimetría para las unidades del modelo; las edades de movimientos tectónicos del área fue obtenido a partir del modelamiento de las secciones estructurales previas e información en literatura.

En primer lugar, se realizó la caracterización de la roca generadora definiendo el tipo de materia orgánica, el tipo de producto expulsado y el potencial petrolífero, con ayuda de los diagramas de Van Krevelen, Tmax versus IH y TOC versus S2, respectivamente. Debido a que se realizó un modelo conceptual (*pseudopozo*) sobre el sinclinal más cercano, se tuvieron en cuenta varios factores, allí la secuencia estratigráfica se encuentra sin fallamiento asociado y en la zona más profunda de la cuenca actualmente, de igual modo por su ubicación paleogeografía del modelo se encuentra sobre una barrera tectónica de suma importancia lo cual no permite que la sucesión sedimentaria sea completa o igual a la presente en áreas adyacentes. Además, como ninguno de los tres pozos en el área alcanza a perforar la roca generadora con mejores características, la Formación Chipaque, entonces se tomaron los espesores, el porcentaje de espesor de roca fuente efectiva (25% de su espesor), el tipo de kerogeno, el índice de hidrogeno original y la distribución de facies de acuerdo con lo propuesto en Sánchez *et al.*, (2015), con el fin de realizar un análisis más completo; los demás intervalos generadores con menor potencial fueron determinados a partir de la evaluación de TOC en los pozos, de los diagramas anteriormente mencionados; los espesores efectivos de las Formaciones Guadalupe, Los Cuervos y Carbonera (C4) fueron 35%, 25% y 30% respectivamente, determinados a partir de la descripción litológica de los pozos de la zona; también los índices de hidrogeno en valores originales fueron obtenidos de acuerdo al trabajo de Banerjee *et al.*, (1998) para las unidades anteriormente mencionadas (Ecuación 3).

$$y = a * e^{(b(Tmax-435))} \quad (3)$$

Donde a y b son constantes que se derivan del ajuste entre los valores HI y Tmax, entre el HI y el corte con este eje es el HI original. También se determinaron los valores originales de TOC para las unidades mencionadas por medio de la ecuación propuesta en Jarvie et al., (2007) (Ecuación 4).

$$TOCo = \frac{HIpd\left(\frac{TOCpd}{1+k}\right)(83.33)}{\left[HIo(1-TRhi)\left(83.33-\left(\frac{TOCpd}{1+k}\right)\right)\right]-\left[HIpd\left(\frac{TOCpd}{1+k}\right)\right]} \quad (4)$$

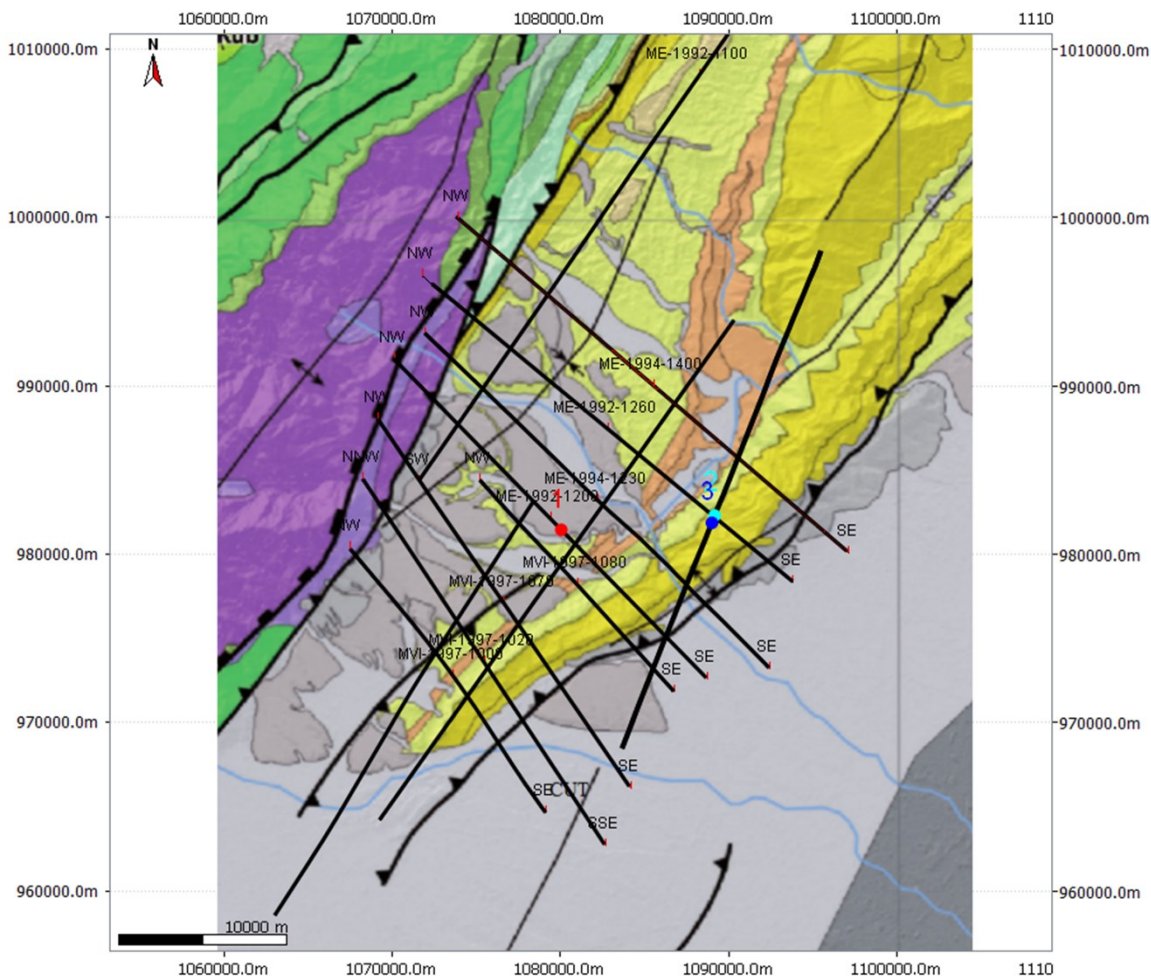
Donde TOCo es el carbono orgánico total original, HIpd es el índice de hidrogeno actual, HIo es el HI original, TRHI es la conversión fraccional y k es un factor de corrección que para kerógenos tipo II es normalmente 15% y kerógenos tipo III es un valor de 0%.

La calibración de las condiciones límite para la simulación (*Paleo Water Depp (PWD)*, *Sediment Water Interface Temperatura (SWIT)* y *Heta Flow (HF)*) se realizó con datos de reflectancia de vitrinita disponibles, mientras que el flujo termal actual se calibro mediante temperaturas de fondo de pozo (BHT) y la tabla de agua para las diferentes unidades se obtuvo respecto a los ambientes sedimentarios descritos en (ICP, 2016; Rangel *et al.*, (2000) y Parra *et al.*, (2008)); los datos de reflectancia de vitrinita y BHT se encontraban disponibles en el pozo 1, lo anterior con la finalidad de identificar las tasas de transformación y madurez termal de la Formación Chipaque, así como otros posibles intervalos generadores ya mencionados; se debe agregar que estos eventos deberían coincidir con los eventos de deformación en la cuenca, para se puedan identificar posibles zonas de interés.

## **4. Resultados**

### **4.1 Interpretación Sísmica del Área**

Basado en los topes estratigráficos de los datos de pozo, se observó los diferentes patrones de reflectividad de las unidades, de este modo se pudo verificar e interpretar los principales reflectores de las formaciones León, Carbonera (C1, C5 y C7), Mirador, Los Cuervos-Barco y Guadalupe. Las zonas de baja calidad de la imagen sísmica se tomaron por precepto netamente geométrico en el dominio del tiempo, ya que la distorsión es producto del proceso involucrado en la construcción de la imagen sísmica. La mayoría de las líneas no sobre pasa los 4 o 5 segundos, por consiguiente, las unidades cretácicas tempranas junto al basamento no se pudieron identificar en todas las líneas, por lo tanto, la interpretación se ajustó a los espesores del trabajo de Parra et al., 2010 cercanos a la zona; Además, se evidencia que existe un diferencial de tiempo en las unidades identificadas, entre la zona más cercana al piedemonte y la parte no deformada de la Cuenca Llanos, dándonos a inferir el acuñamiento o adelgazamiento que existe en dirección Este.



**Figura 7. Mapa de localización de las líneas sísmicas y pozos perforados dentro del área de estudio.**

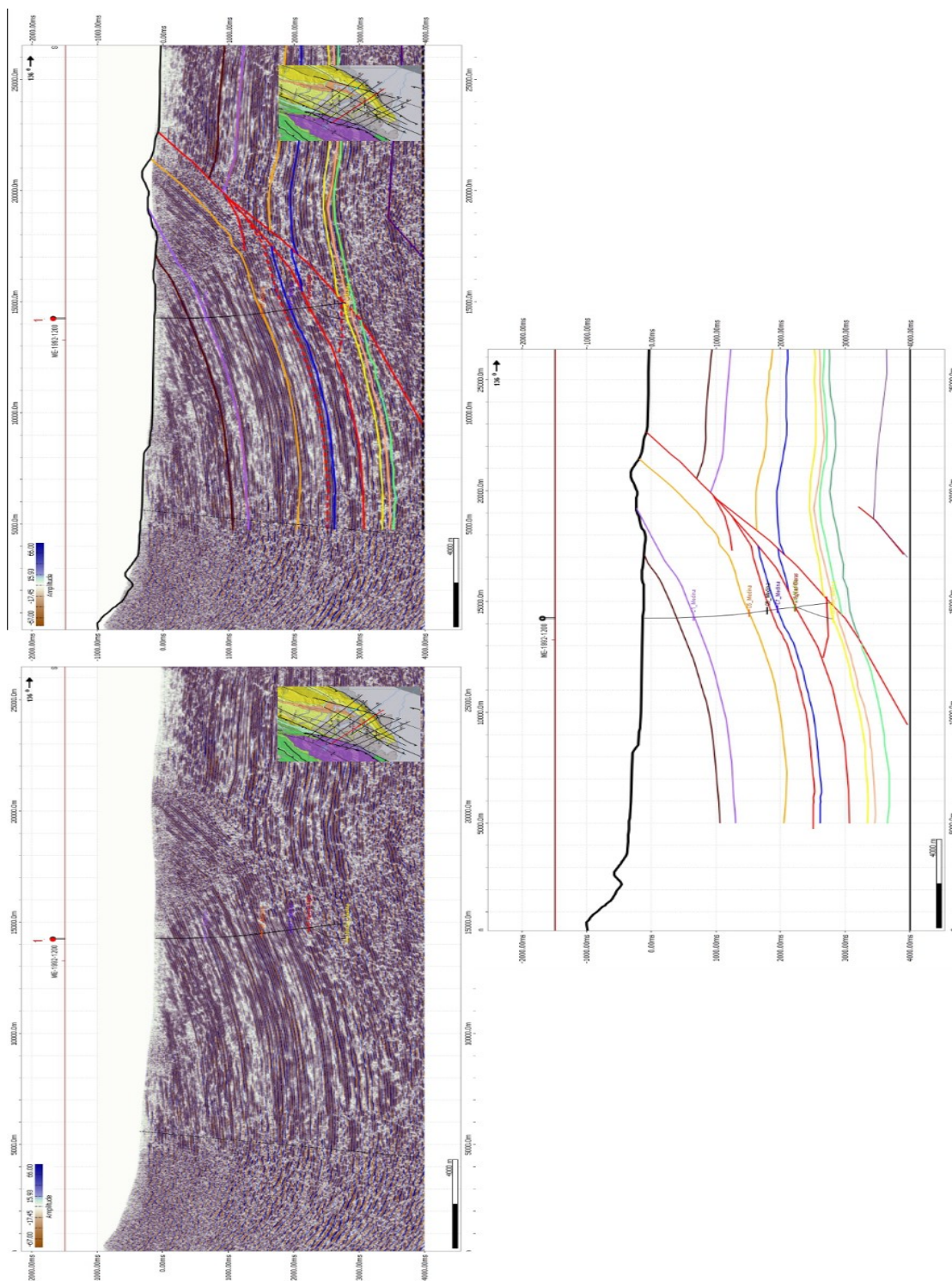
La definición de la geometría en el área de estudio se divide en dos componentes importantes, una geomorfología bien definida vinculada al continuo y reciente crecimiento de la Cordillera Oriental, que permite observar rasgos sobre la superficie de estructuras geológicas; confirmando el anterior, a partir de la interpretación de más de 300 kilómetros de sísmica de reflexión, se evidencian estructuras menores de suma importancia para el entendimiento de la historia evolutiva del área, como son probables estratos de crecimiento sobre la Formación Guayabo (Figura 12), así como deformación intraformacional a través plegamiento (Figuras 11 y

12); también se identifican estructuras mayores que corresponden a dos dominios estructurales, (1) correspondiente al bloque colgante del Sistema de Fallas de Servita-Tesalia, que involucra rocas de basamento, grandes desplazamientos y expone rocas Cretácicas en superficie (deformación de piel gruesa); (2) hace referencia sobre el trazo de las Fallas Aguaclara-Guaicaramo, siendo las más frontales del sistema del piedemonte Oriental en este sector, teniendo desplazamientos estratigráficos cortos sobre rocas cenozoicas (deformación de piel delgada); los dominios antes mencionados se comportan teóricamente como un pliegue por propagación de falla y un pliegue por flexión de falla, respectivamente, lo cual es la evidencia de un dominio estructural mixto, involucrando basamento junto a una cobertura sedimentaria deformada, lo anterior podría definirse como *shortcuts* o fallas de atajo (Figura 9).

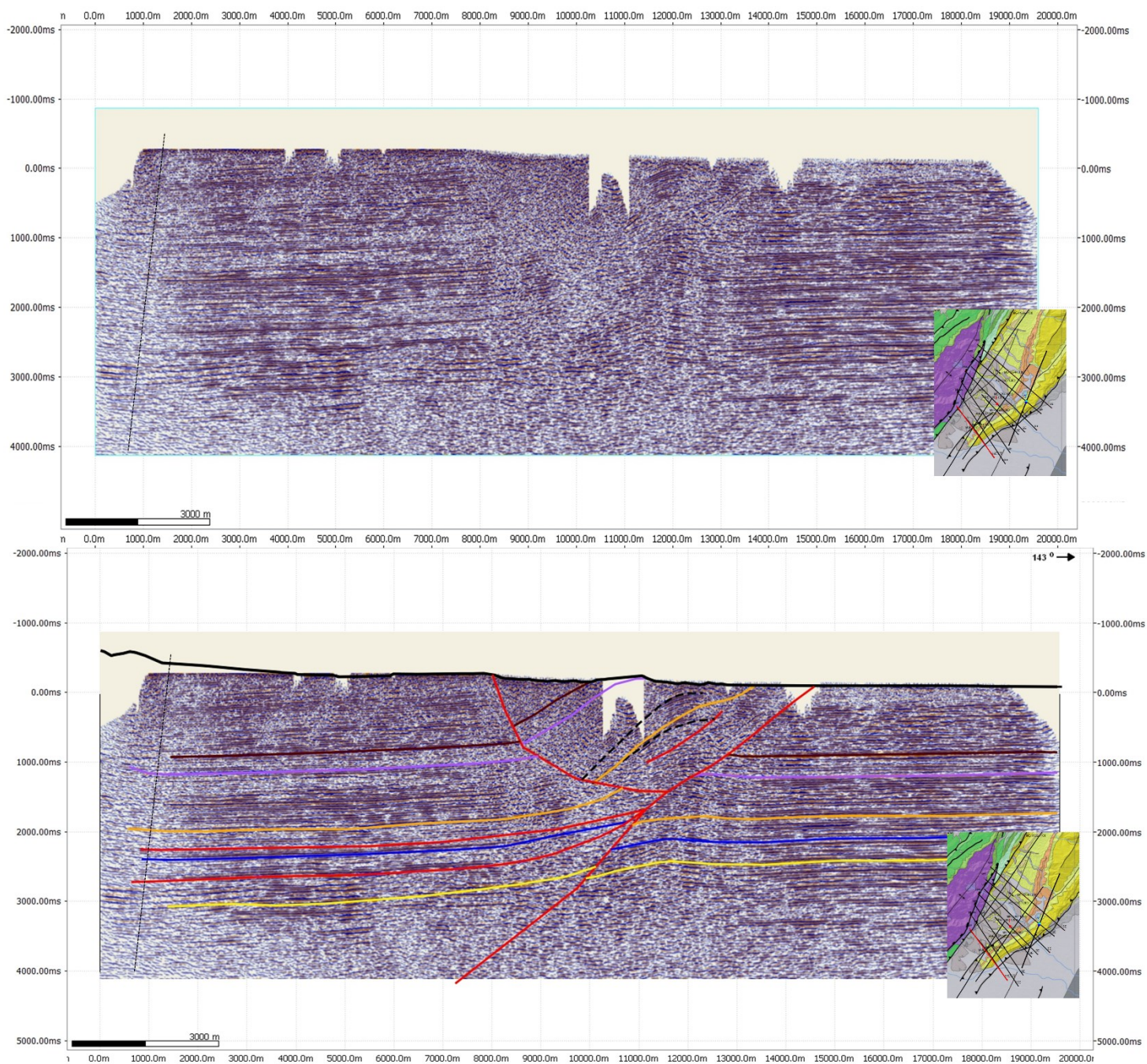
El extremo oeste de las todas secciones evidencia exposición de basamento, lo cual afecta en gran medida la recepción sísmica sobre la topografía y genera incertidumbre interpretativas dentro del modelo en este sector; cabe resaltar que debe existir un cambio de buzamiento bastante marcado para que suceda en gran medida lo anterior mencionado (Figura 9); la evidencia es la generación de una bisectriz (Figuras 10, 11, 12 y 13) desde superficie que se extiende a profundidad, lo cual es posible evidenciar en las líneas sísmicas del Norte; en el sector Sur la historia no es completa, ya que las líneas sísmicas no poseen una extensión hacia el oeste, donde se debería tener la misma respuesta en la imagen sísmica, sin embargo, una comparación objetiva en el salto de norte a sur, muestra primero que la distancia entre las secciones extremas es relativamente corto, aproximadamente de 20 kilómetros para tener un cambio tan brusco en la configuración estructural y segundo se observan características similares dentro de las secciones sísmicas, rasgos peculiares, que pueden corroborar un mismo patrón de plegamiento, posiblemente encontrándose bajo la exposición de basamento, también es de tener en cuenta el sistema el

movimiento de deformación sobre el cinturón de cabalgamiento y por ultimo entender la recepción del programa sísmico con las dificultad topográfica existente.

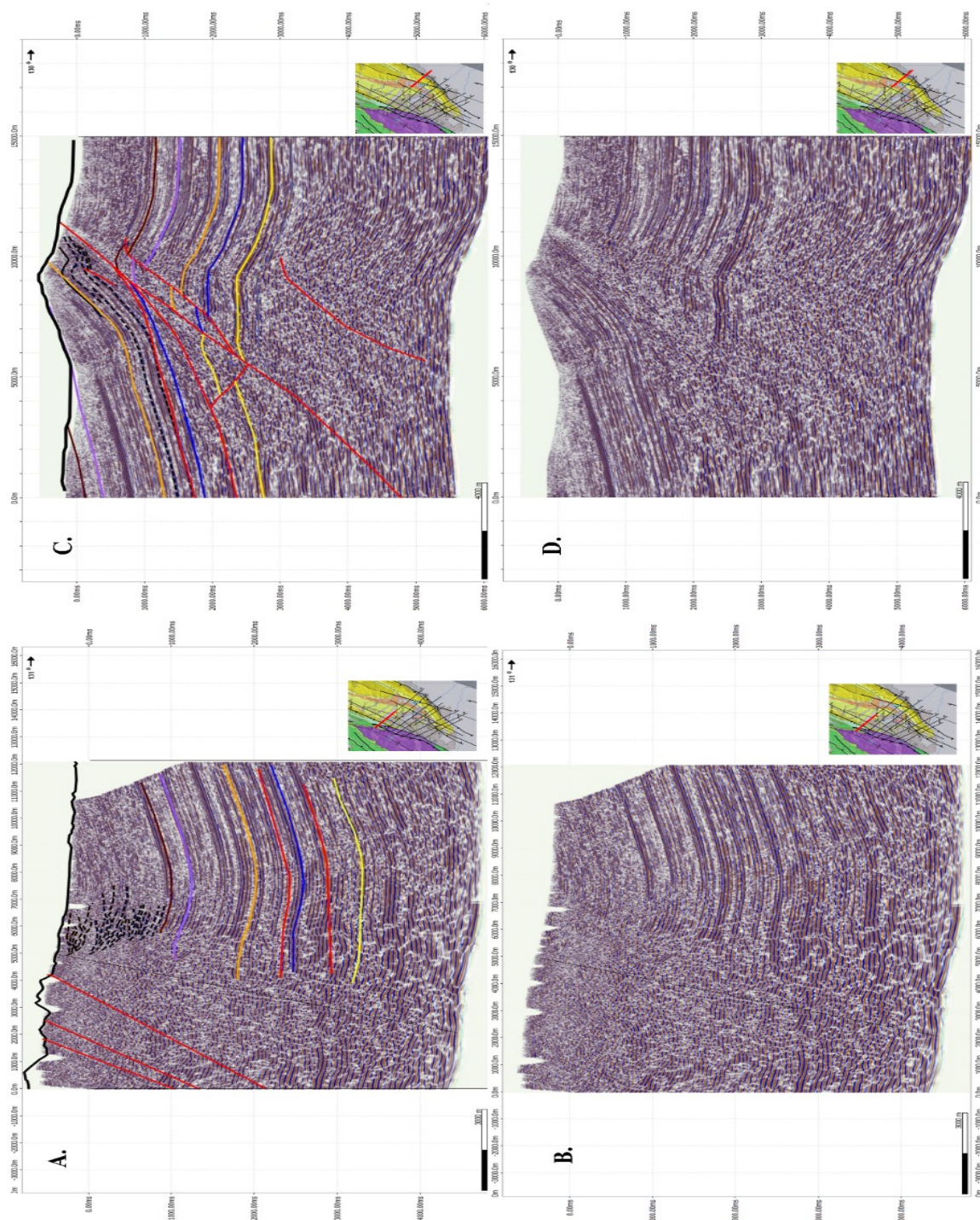
En el sector este, donde los reflectores reflejan un cambio de orientación, la Falla de Guaicaramo es ajusta con geología de superficie, allí la interpretación sísmica se efectúa con precaución, porque las variaciones de velocidad al duplicarse la secuencia estratigráfica podrían generar distorsiones las cuales afecten el modelo, así asumir eventos o estructuras no reales, algo similar sucedería en el sector de la Falla de Servita, donde la distorsión de la señal sísmica se produce al reconocer las características litológicas de rocas metamórficas expuestas, allí el aumento de velocidad es un factor crucial; este efecto es llamado sombra de falla (*fault shadow*).



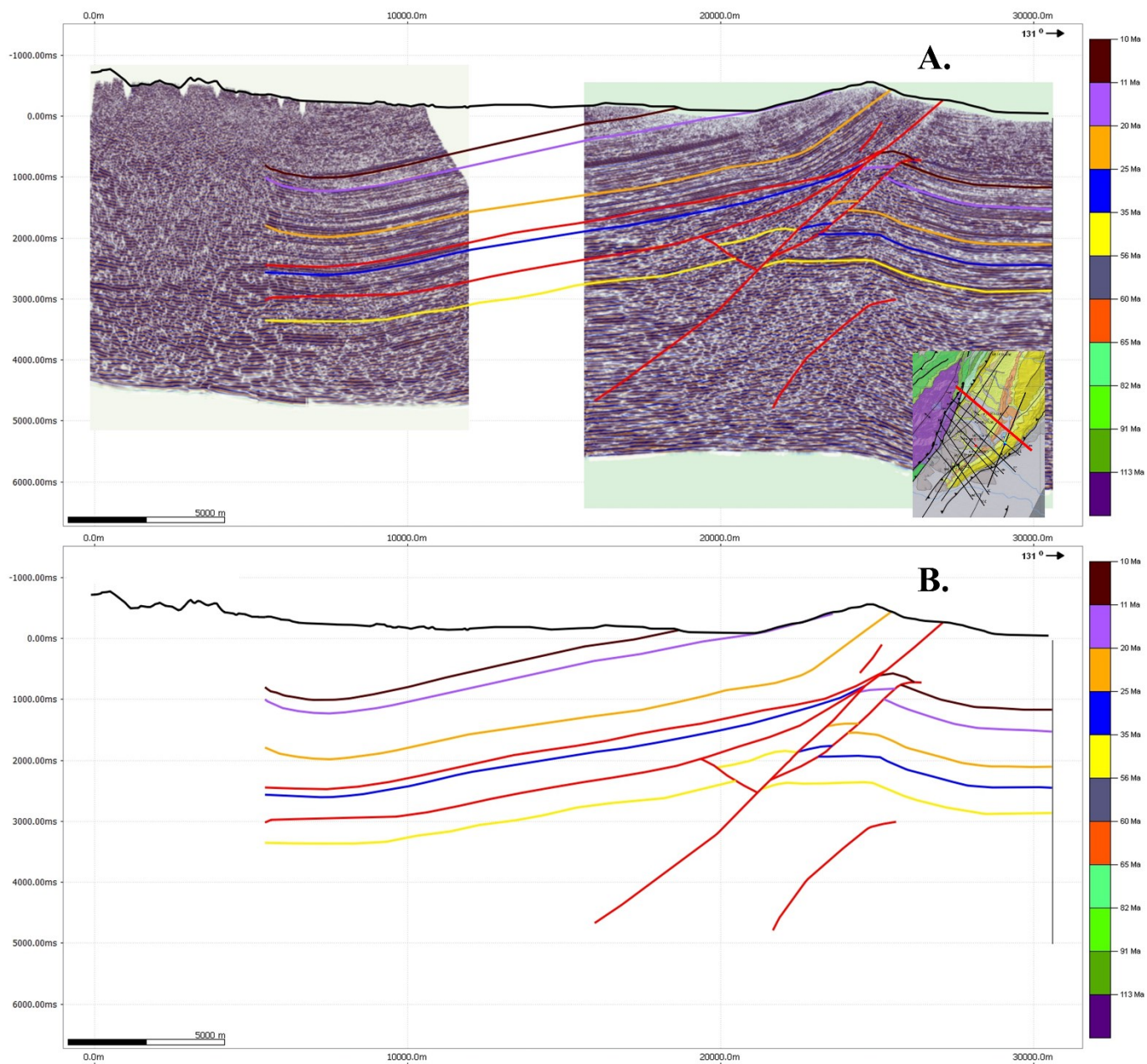
**Figura 8. A. Línea sísmica con amarre del pozo 1 sin interpretación; se observa una zona sorda de señal sísmica y la discontinuidad de reflectores en la zona media evidencia movimientos tectónicos B. Interpretación línea sísmica con amarre del pozo 1 preliminar; es posible definir varios planos de fallas en la zona cercana al pozo 1, al igual que la deformación del bloque yacente C. Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector medio del área de estudio.**



**Figura 9. A. Línea sísmica sur sin interpretación; la longitud de la línea es mucho más corta que las líneas sísmicas del norte B. Interpretación línea sísmica sur; se observa la deformación interna presente en el retro cabalgamiento C. Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector sur del área de estudio.**



**Figura 10. A. Interpretación de línea sísmica norte sector oeste; en el primer segundo se observan probables estructuras de estratos de crecimiento adyacentes a una zona de mala señal sísmica B. Línea sísmica norte sector oeste sin interpretar C. Interpretación de línea sísmica norte sector este; se observa deformación interna en las unidades sobre la terminación de la estructura mayor D. Línea sísmica norte sector este sin interpretar.**



**Figura 11. A. Unión de las líneas sísmicas norte que se encontraban separadas en una sola sección en el dominio del tiempo con su respectiva interpretación B. Modelo geológico inicial en el dominio del tiempo en el sector norte del área de estudio.**

#### 4.2 Secciones Balanceadas y Restitución Cinemática

Dado que el modelo en el dominio del tiempo es consistente con la identificación de reflectores y fallas, se realiza la conversión a profundidad y como resultado se construye una tabla de velocidades, donde se especifican áreas o polígonos de las características a su respuesta geológica y su ajuste con los pozos uno, dos y tres en profundidad (Tabla 1).

**Tabla 1.** Tabla de velocidades de intervalo para las unidades en las secciones Norte y Sur.

<b>Nomenclatura para identificación de Polígonos</b>	<b>Velocidades de intervalo [m/s<sup>2</sup>]</b>
<b>Aire</b>	2790
<b>Guayabo</b>	4020
<b>León</b>	3030
<b>C1</b>	3125
<b>C5</b>	4220
<b>C7</b>	3920
<b>Mirador</b>	4000
<b>Cuervos</b>	4050
<b>Barco</b>	4100
<b>Guadalupe</b>	4200
<b>Chipaque</b>	4300
<b>Une</b>	4400

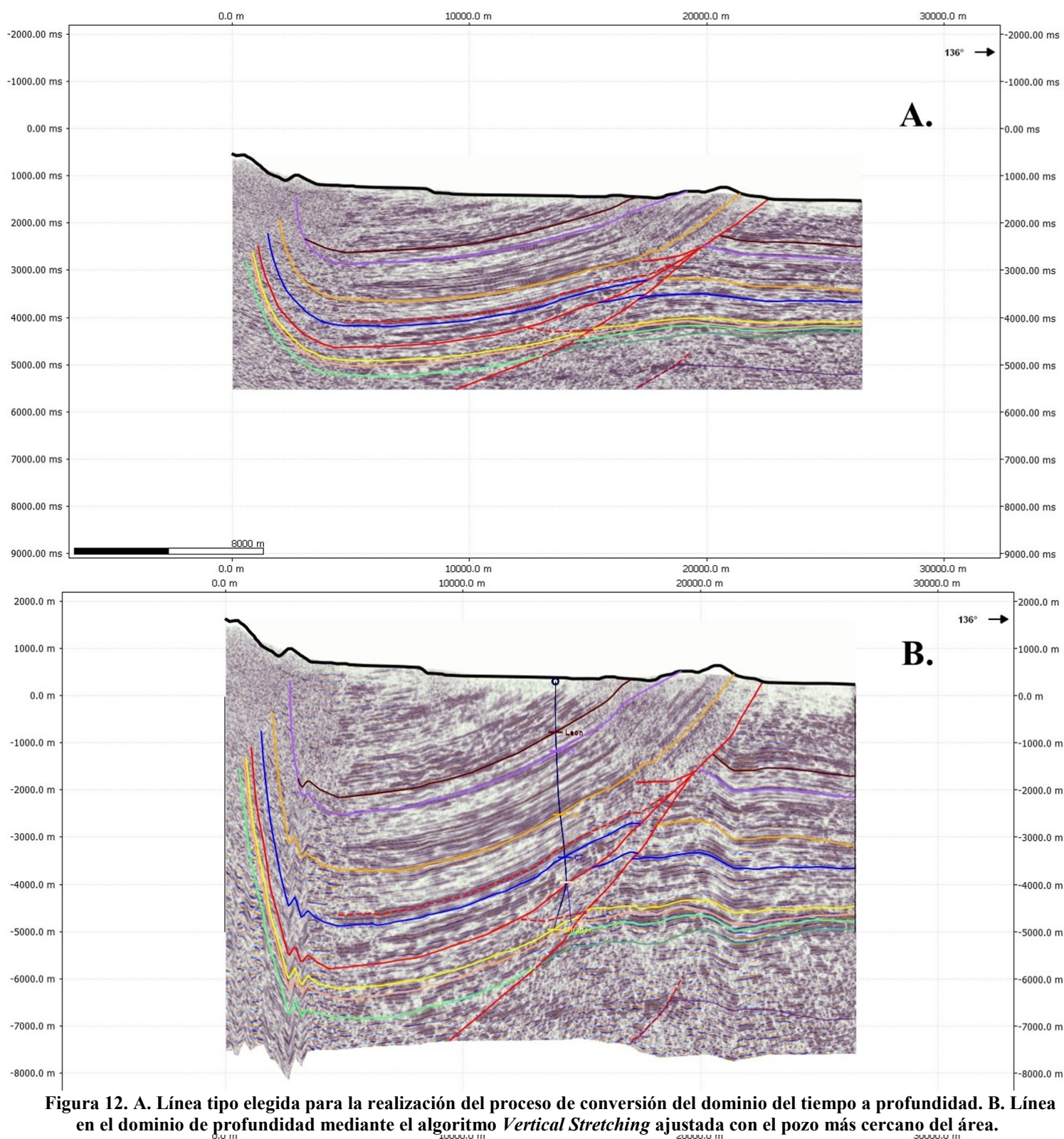


Figura 12. A. Línea tipo elegida para la realización del proceso de conversión del dominio del tiempo a profundidad. B. Línea en el dominio de profundidad mediante el algoritmo *Vertical Stretching* ajustada con el pozo más cercano del área.

El balanceo de las secciones Norte y Sur fue el resultado de un proceso de retroalimentación (Figura 14), es decir, una continua integración tanto de interpretación sísmica, como de normas geológicas-geométricas; posterior a la conversión a profundidad, se debe realizar una reinterpretación del modelo, un ajuste de nuevo con la geología cartografiada en superficie y de igual modo, una corroboración de los ángulos verdaderos de buzamiento con datos de superficie, ya que, en el dominio del tiempo, la inclinación de los reflectores indican ángulos no reales, así mismo confirmar igual número de rampas y despegues en los diferentes bloques de las fallas. Con todo lo anterior mencionado, se obtienen secciones balanceadas, estas secciones son admisibles y validas; son válidas ya que, al estar en su estado no deformado, la geometría pre-deformación de fallas es admisible y la longitud de todas las capas se conserva; son admisibles porque muestra las estructuras interpretadas como son observadas en campo, es decir, es un ambiente geológico específico solo pueden existir un número limitado de tipos o clases de estructuras. Esto genera de alguna manera una confianza geométrica a los modelos construidos en áreas complejamente estructurales como el Piedemonte Llanero y donde la información sísmica posee una mala calidad.

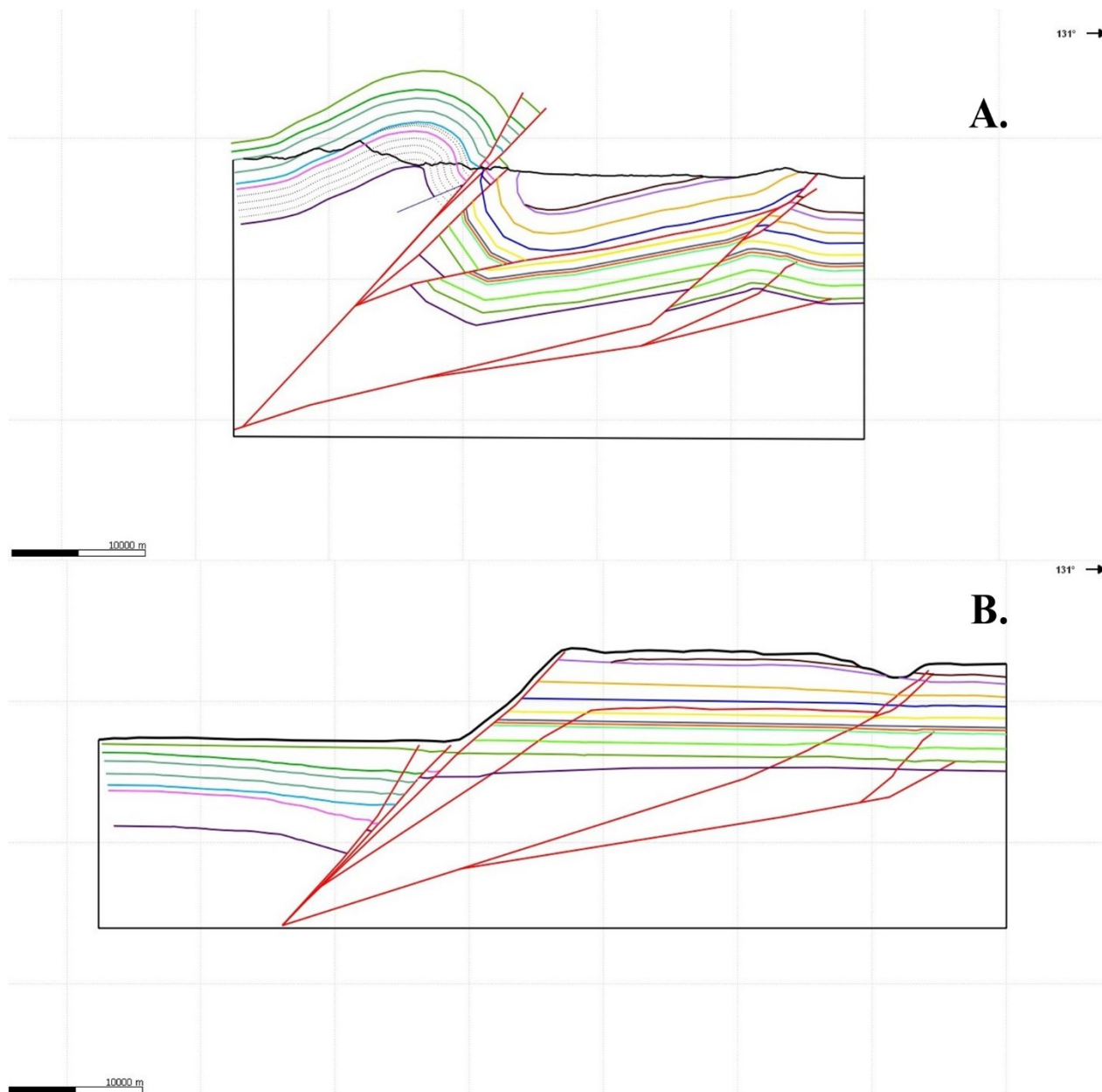


Figura 13. A. Sección Norte posterior a la conversión a profundidad con reinterpretación geométrica y balanceo de longitudes de líneas. B. Balanceo geométrico de la seccione Norte.

La restitución cinemática se realizó a partir de la configuración de fallas, horizontes y geometrías resultantes (Figuras 16A y 18A); de igual modo, la secuencia de eventos tectonoestratigráficos preliminar determinados en etapas anteriores es fundamental para entender la temporalidad de formación de pliegues, depositación de unidades y fallamiento, siendo indicadores cinemáticos de deformación en la zona de estudio. Como resultado se obtuvieron la retrodeformación de la Sección Norte y la Sección Sur, usando la información sobre la exhumación por termocronología publicados en Mora *et al.*, (2008) y Parra *et al.*; (2009) para la zona de estudio (Figura 15). Usando muestras de diferentes lugares a lo largo del Piedemonte Oriental; utilizan la técnica *Apatite Fission Track* y *Zircon Fission Tracks* con el fin de analizar el momento preciso en el tiempo donde ocurre el levantamiento y calibrar la restauración a partir de las profundidades a las cuales se encontraban los bloques a diferentes edades luego del levantamiento. De lo anterior y de los datos analizados, se comprende que la exhumación tiene dos pulsos importantes, ente los 25 Ma a 30 Ma y una aceleración entre los 0 Ma a 4 Ma, por ello se toman los tiempos 0 Ma., 5 Ma., 9 Ma, 20 Ma y 27 Ma para realizar la retrodeformación de las

secciones Norte y Sur, los tiempos intermedios de 9 Ma y 20 Ma son edades de evolución de la deformación, también son interpretadas por otras técnicas (figuras 16, 17, 18 y 19).

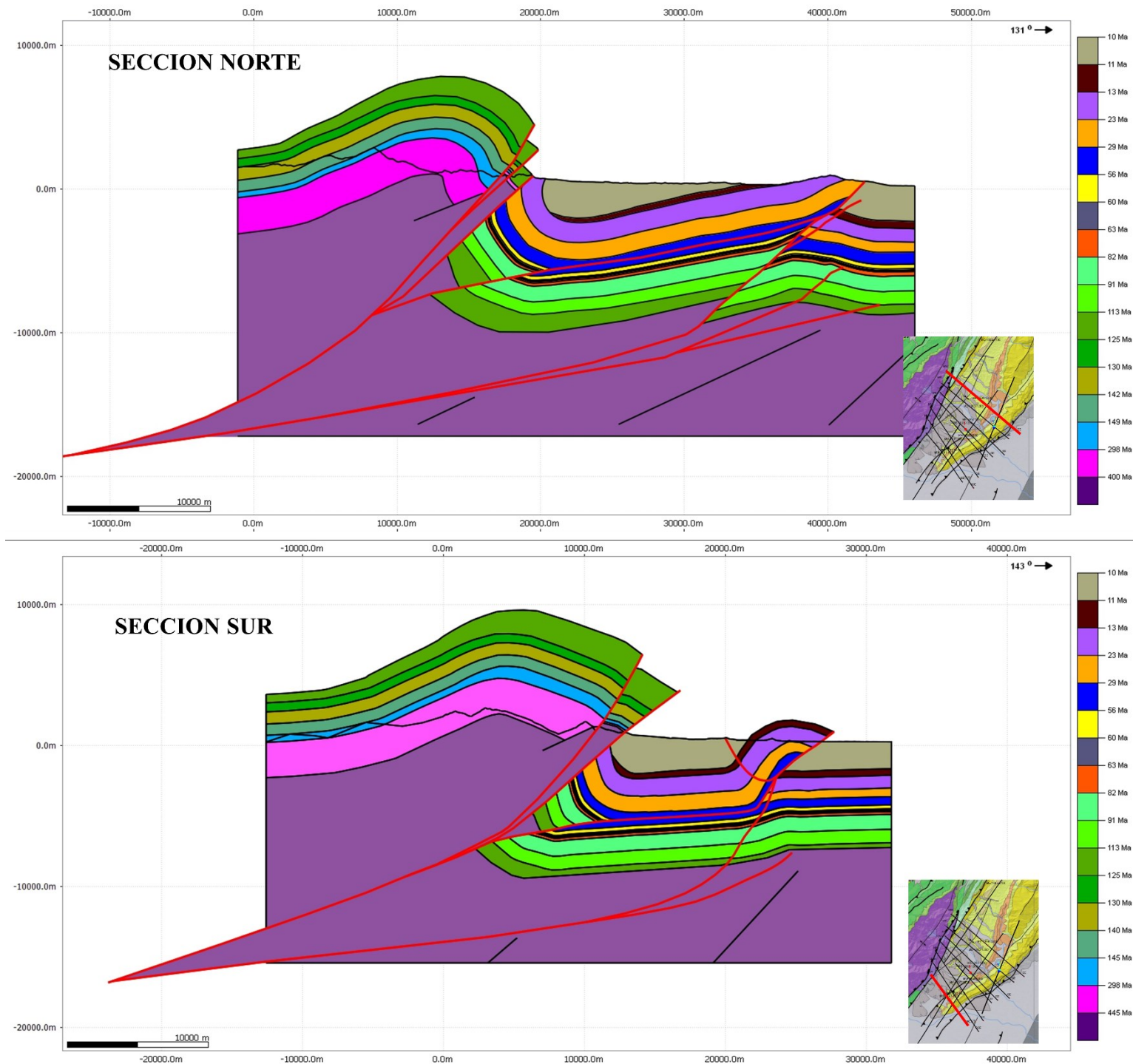
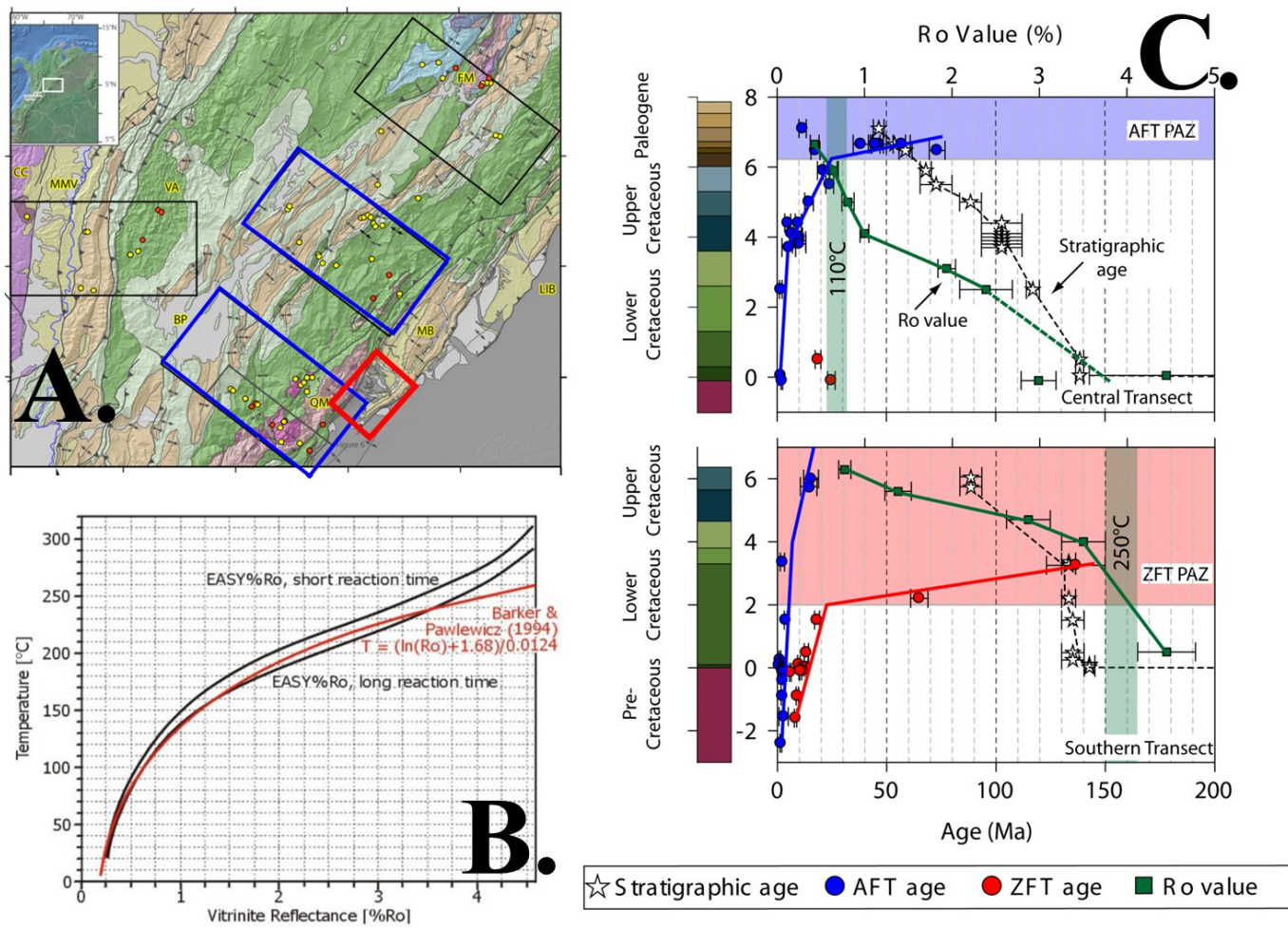


Figura 14. Secciones estructurales Norte y Sur balanceadas para el área de estudio.



**Figura 15. A. Mapa de localización de los datos AFT y ZFT cercanos a la zona de estudio B. Calculo de temperatura de cierre para AFT y ZFT a partir de datos de reflectancia de vitrinita. Grafica presentada por Barker y Pawlewicz (1994) C. Análisis de datos AFT, ZFT y Ro cercanos al área de estudio. Tomado de Parra et al., (2009).**

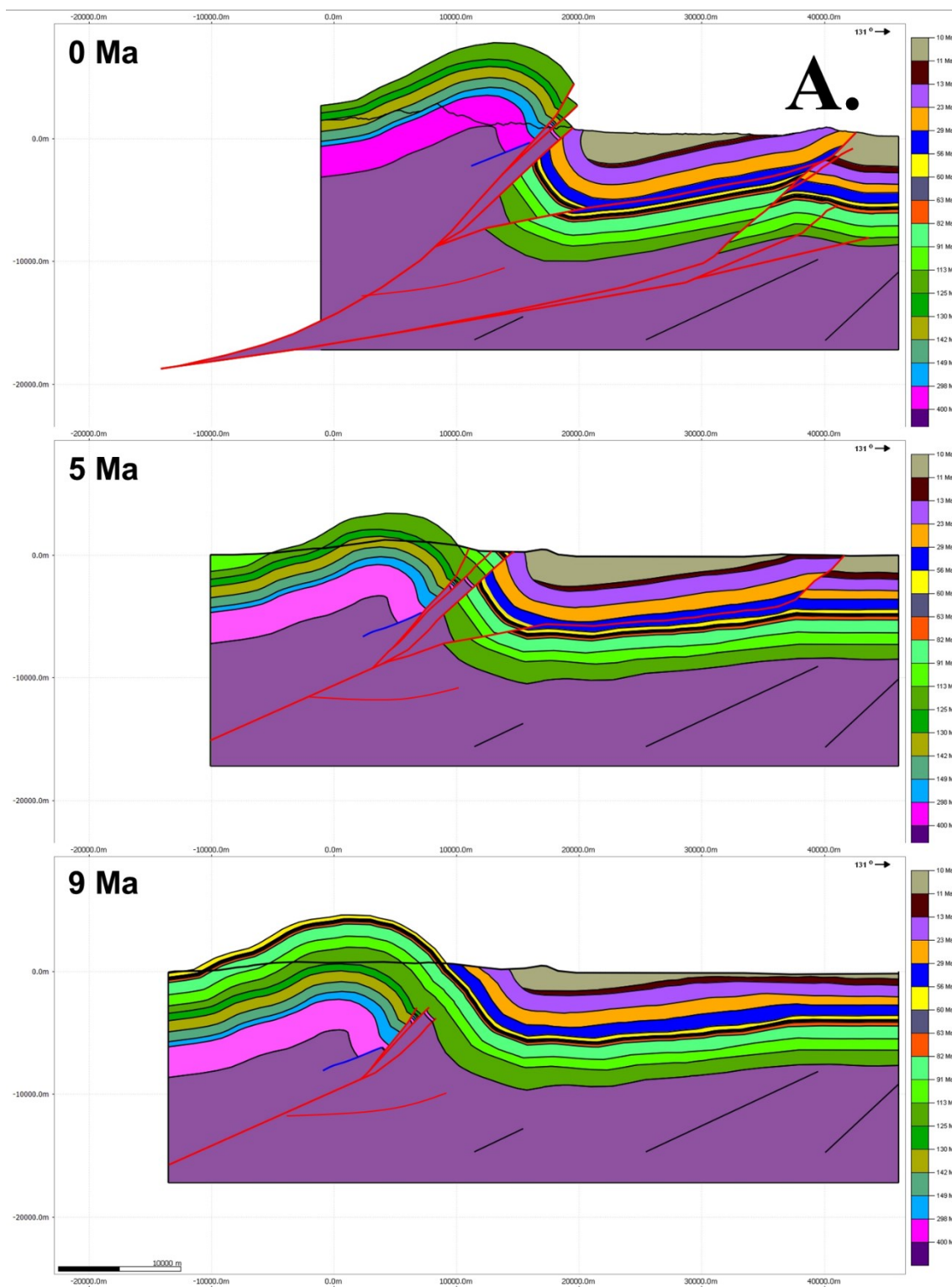
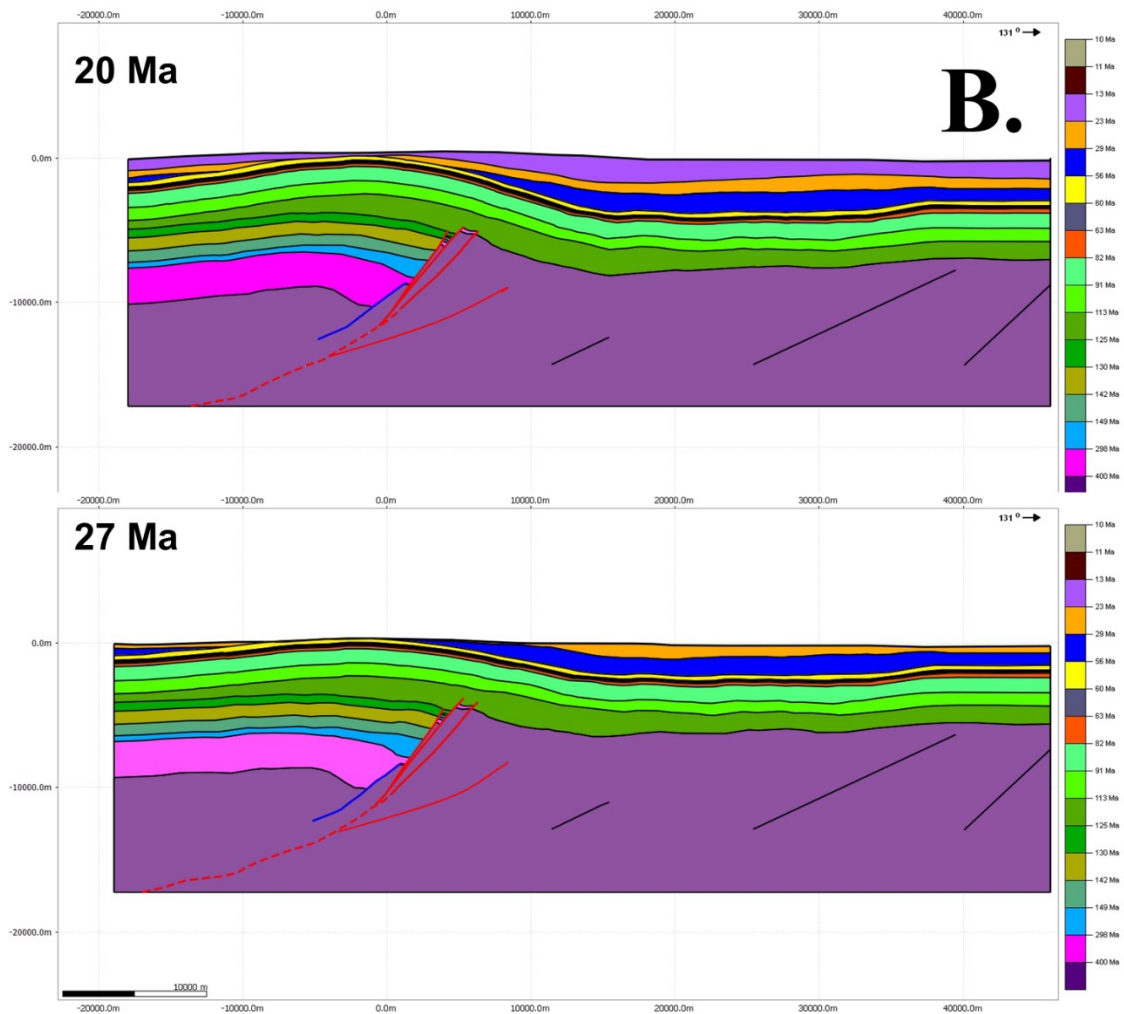


Figura 16. Secuencia de restitución a 0 Ma, 5 Ma y 9 Ma de la sección Norte de la zona de estudio



**Figura 17. Continuación figura 16, secuencia de restitución a 20 Ma y 27 Ma para la sección Norte.**

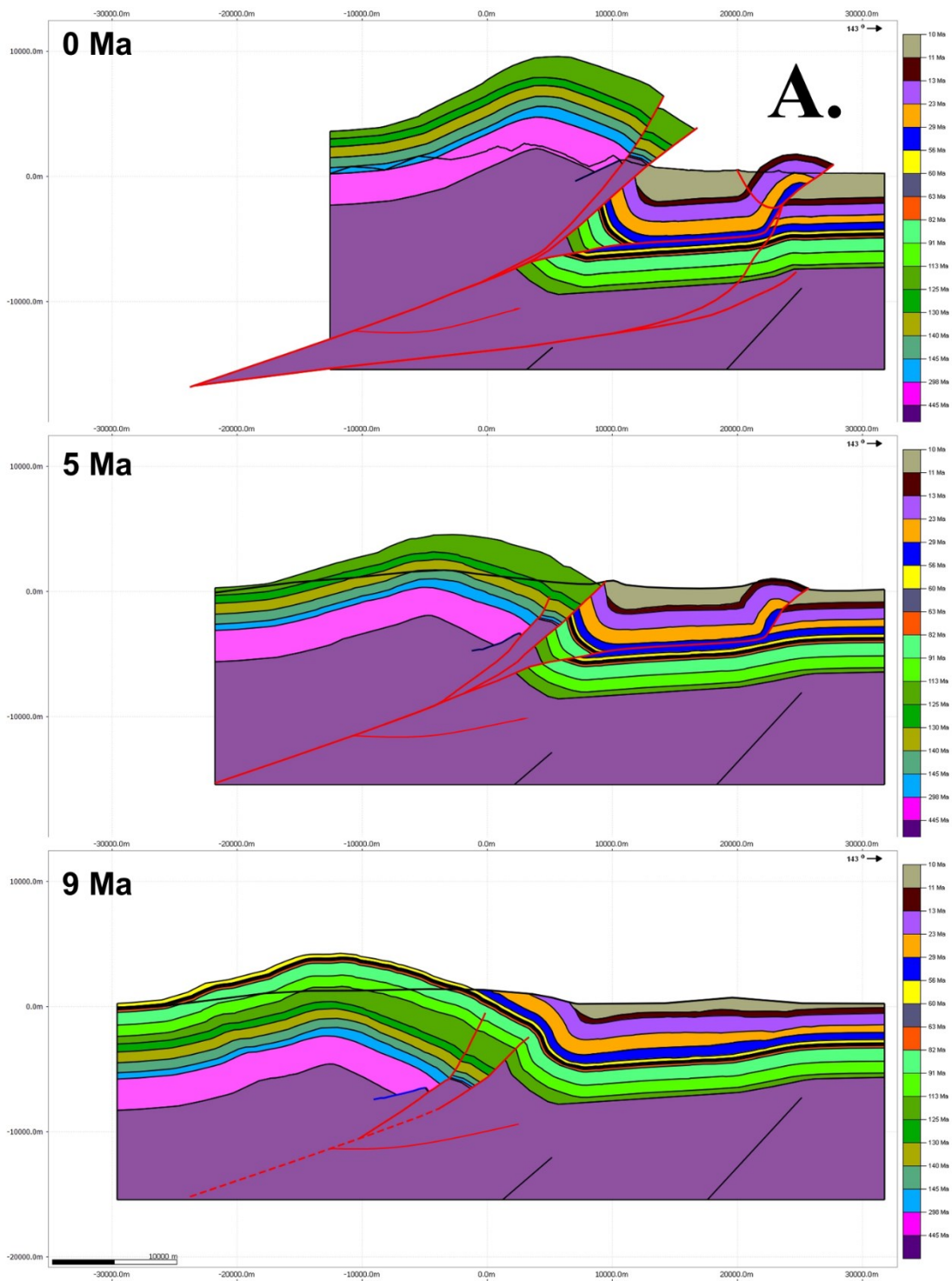
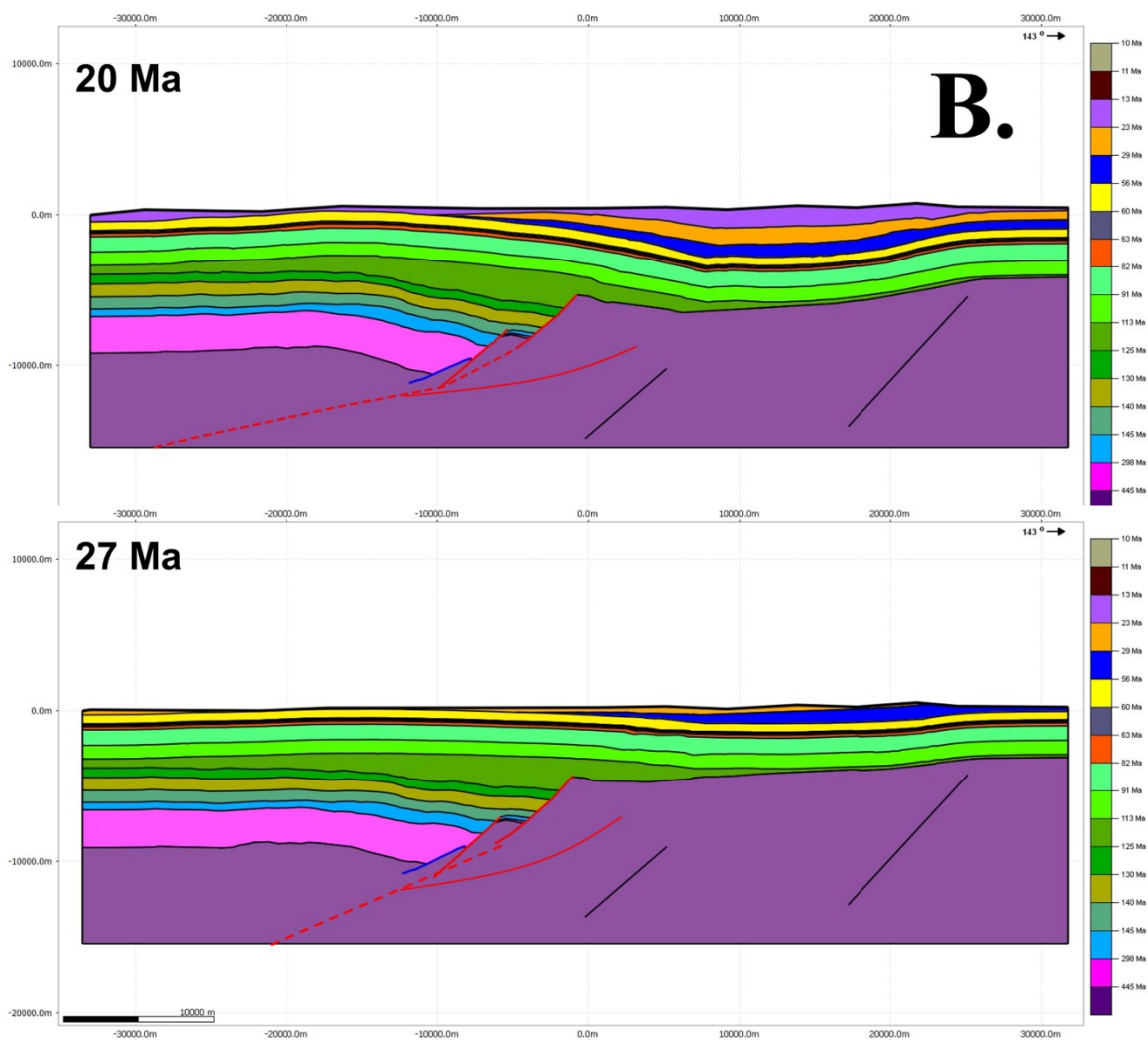


Figura 18. Secuencia de restitución a 0 Ma, 5 Ma y 9 Ma para la sección Sur de la zona de estudio



**Figura 19.** Continuación figura 18, secuencia de restitución a 20 Ma y 27 Ma para la sección Sur.

El cálculo de acortamiento se realiza a partir de las longitudes de las secciones estructurales Norte y Sur, para lo anterior es importante encontrar un punto fijo dentro de las secciones y un punto móvil que posea desplazamiento a medida que se genere la retrodeformación, los resultados son encontrados en la Tabla 2.

**Tabla 2** Tabla de datos de acortamientos medidos en las secciones estructurales Norte y Sur.

<b>NOMBRE SECCIÓN</b>	<b>ACORTAMIENTO TOTAL [Km]</b>	<b>PORCENTAJE ACORTAMIENTO [%]</b>
<b>Sección Norte</b>	17.8	38.11
<b>Sección Sur</b>	21.2	48.08

Además, se obtuvo el cálculo de desplazamiento a través de los diferentes sistemas de fallas (Tabla 3), Servita-Tesalia y Aguaclara-Guaicaramo, de este modo poder calcular los porcentajes de desplazamiento para cada uno de los sistemas (Tabla 4).

**Tabla 3** Tabla de datos de desplazamiento medidos para las diferentes fallas que afectan las secciones estructurales Norte y Sur.

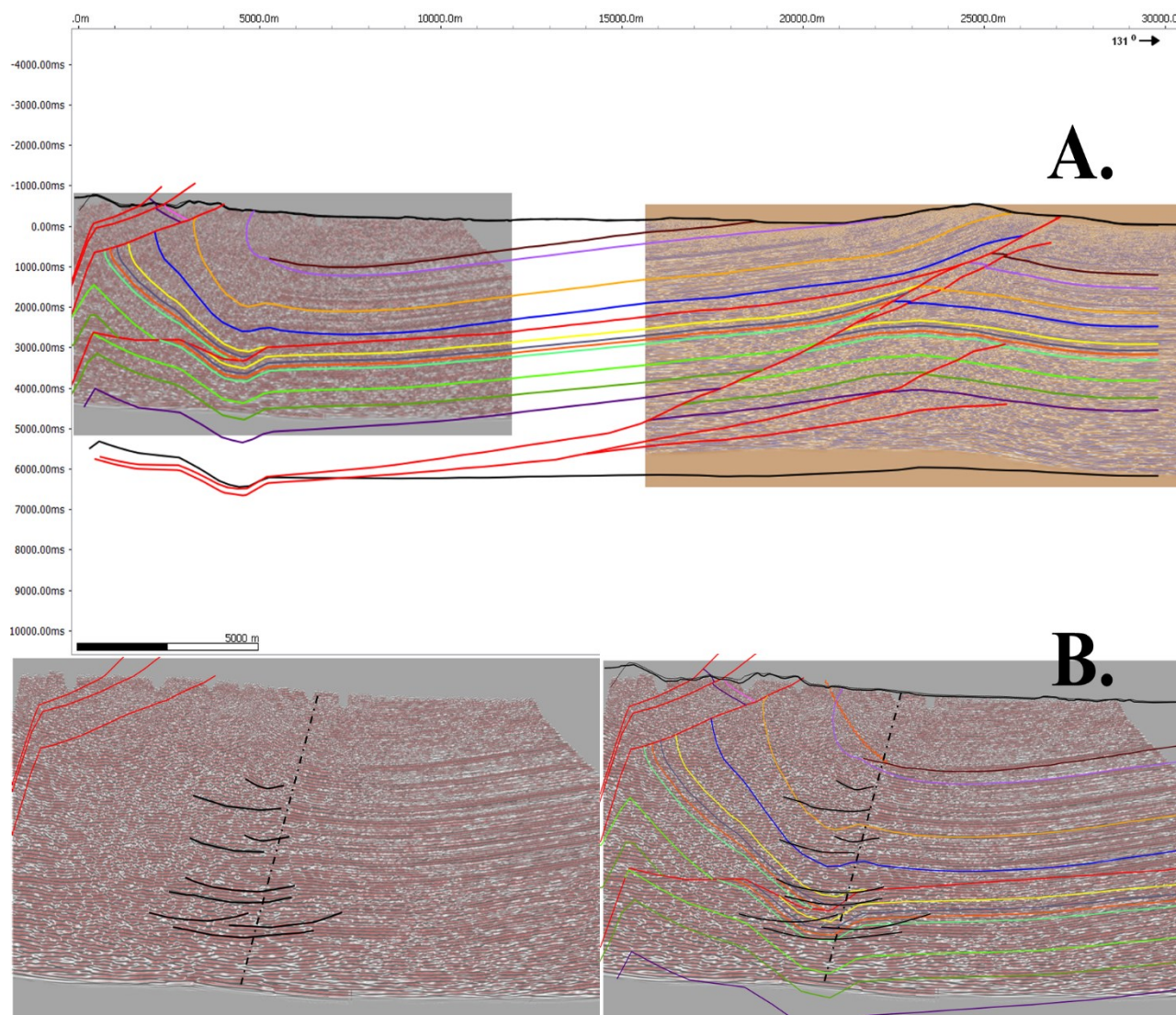
<b>DESPLAZAMIENTO S</b>	<b>Tope Fm. Une</b>	<b>Tope Formación Mirador</b>	<b>Tope formación Carboner a C5</b>	<b>Total Desplazamient o [m]</b>
<b>NOMBRE SECCIÓN</b>	Sistem a de Fallas Servita - Tesalia [m]	Falla Aguaclar a [m]	Falla Guaicaram o [m]	Back Thrust [m]
<b>Sección Norte</b>	9336	1825	3846	--
<b>Sección Sur</b>	13320	4690	215	45.5

**Tabla 4** Tabla de porcentaje de desplazamiento medidos para los diferentes sistemas fallas que afectan las secciones estructurales Norte y Sur.

<b>NOMBRE SECCION</b>	<b>Porcentaje Desplazamiento Sistema de Fallas Servita-Tesalia [%]</b>	<b>Porcentaje Desplazamiento Sistema de Fallas Aguaclara-Guaicaramo [%]</b>
<b>Sección Norte</b>	62	38
<b>Sección Sur</b>	74	26

### 4.3 Dominio de Profundidad al Dominio del Tiempo

Durante la conversión tiempo a profundidad se observaron características particulares de la señal sísmica; al ya tener un modelo geológico estructural construido en profundidad, se realizó el proceso inverso, conversión de profundidad a tiempo; esto nos genera como resultado un modelo geológico validado en el dominio del tiempo, es decir, el resultado que genera la respuesta a través de la configuración de las capas y el cambio de velocidades que pueda alterar la recepción en los eventos sísmicos. El modelo se adapta a una posible configuración geológica de la zona, que estaría ajustada con la imagen sísmica, sin embargo, el modelo no está completamente sujeto a validar la recepción de la imagen sísmica, ya que pueden existir interpretaciones diferentes iniciales que calibren de igual modo o interpretaciones posteriores complementarias al proceso inicial, que vayan mejorando el ajuste a través de varias pruebas. En consecuencia, la mala calidad de la señal sísmica en la zona de estudio está asociada al elevado ángulo de buzamiento del pliegue de la Falla de Servita, esta característica se mantiene hacia el sector sur y se puede evidenciar en las imágenes sísmicas (Apéndices 4, 5, 7 y 8).



**Figura 20. A. Evaluación de los efectos generados luego de la conversión profundidad-tiempo de una sección estructural balanceada y retrodeformada. B. Comparación del efecto generado por el alto buzamiento y velocidades del flanco del Sinclinal de Medina con respuesta a los reflectores de la imagen sísmica, cabe resaltar que el preprocesamiento realizado para obtener la imagen sísmica actual influencia en observar reflectores en posición casi horizontal.**

#### 4.4 Modelo de Sistemas Petrolíferos 1D

El modelamiento se realizó en la parte oeste de las secciones estructurales sobre el Sinclinal de Medina, pseudopozos simulados a partir de datos de pozos cercanos al área y espesores tomados de las secciones principalmente, el compilado de otros datos se toma de la literatura del área.

Se realiza la caracterización de las rocas fuentes del área o con características de ser buena roca generadora (Figura 19) a partir de los diagramas antes mencionados a partir de los datos de pozo; las formaciones Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe poseen buenos valores de TOC lo cual es una estimación del potencial generador en el área; se caracterizaron en el diagrama de Van Krevelen, el cual nos indica kerógenos tipo III; el intervalo generador probable de la Formación Carbonera se ubica sobre su miembro C4 a una profundidad aproximada de 4000 metros, contiene valores de TOC (%wt) que varían desde 0.5% a 2% (Figura 19) lo que los clasifica como rocas con un potencial de generación regular a bueno (Peters y Cassa, 1994), la madurez termal de esta unidad posee valores de Tmax varían de 420°C a 450 °C indicando que se encuentran en una ventana inmadura a madura para la generación de hidrocarburos líquidos (Peters y Cassa, 1994), estas características se encuentran únicamente en el sector norte del área de estudio. La formación Los Cuervos posee un intervalo con características de TOC (%wt) que varían desde 2.5% a 3.2% en el sector norte y en el sector sur entre 0.5% a 1.5%, lo anterior que su potencial generador muy bueno para la parte norte y regular a pobre para el sector sur; respecto a la madurez termal, varia en valores de Tmax de 430°C a 440 °C en un rango de transición entre la ventana inmadura a madura para la generación de hidrocarburo liquido (Peters y Cassa, 1994). Por último, la formación Guadalupe muestra valores de TOC entre 2.5% a 3% en el sector norte, para el sector su TOC disminuye a valores desde 0.5% a 1.5%, siendo un potencial generador muy bueno y regular a bueno respectivamente; la madurez termal para la formación Guadalupe tiene un rango muy amplio desde 410°C a 470°C en una etapa de madurez termal para generación de aceite de inmaduro hasta la zona de sobremaduración (Peters y Cassa, 1994). La Formación Chipaque es considerada la principal roca generadora del sistema petrolífero en el Piedemonte Llanero, por lo tanto, se toma las características de organofacies de esta formación cercanas al área de trabajo de

Sánchez et al., (2015), donde explica que son facies proximales de un ambiente marino somero de kerogeno tipo II-III de 4% TOC y HI 400mg HC/g TOC, los parámetros de cinéticas utilizados para todas las formaciones son de Pepper and Corvi (1995) variando su tipo de kerógeno, dependiendo de su ambiente de depósito.

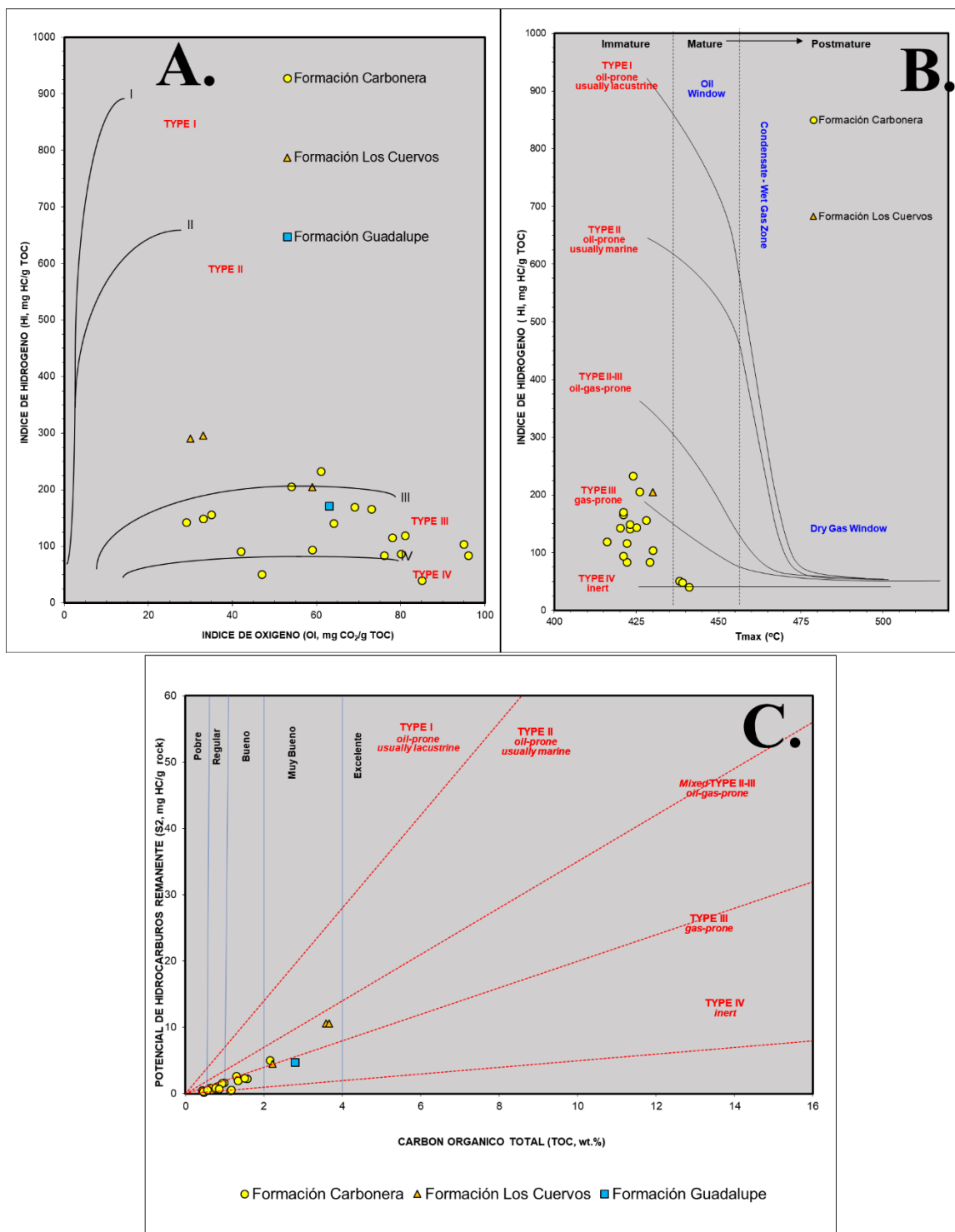


Figura 21. A. Diagrama Van Krevelen para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe. B. Diagrama de madurez termal para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe. C. Diagrama de TOC vs S<sub>2</sub> para la Formación Carbonera, Los Cuervos y Guadalupe.

Los resultados del modelo son netamente cualitativos, así mismo se realiza la comparación del Modelo Norte con el Modelo Sur para observar cómo es la variación de un extremo al otro dentro del área. La calibración realizada con los datos geoquímicos obtenidos en muestras de pozo dentro de la zona de estudio es mostrada en las FIGURAS X, ajustando los datos de reflectancia de vitrinita con la curva (FIGURA X) con la curva de Flujo de Calor a través del tiempo y los datos de BHT (FIGURA X) con la curva de temperatura actual.

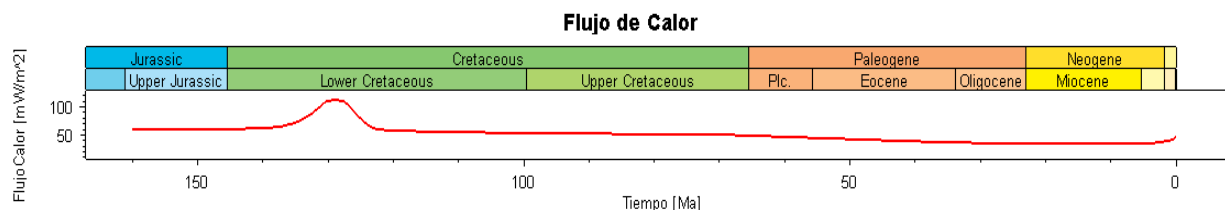
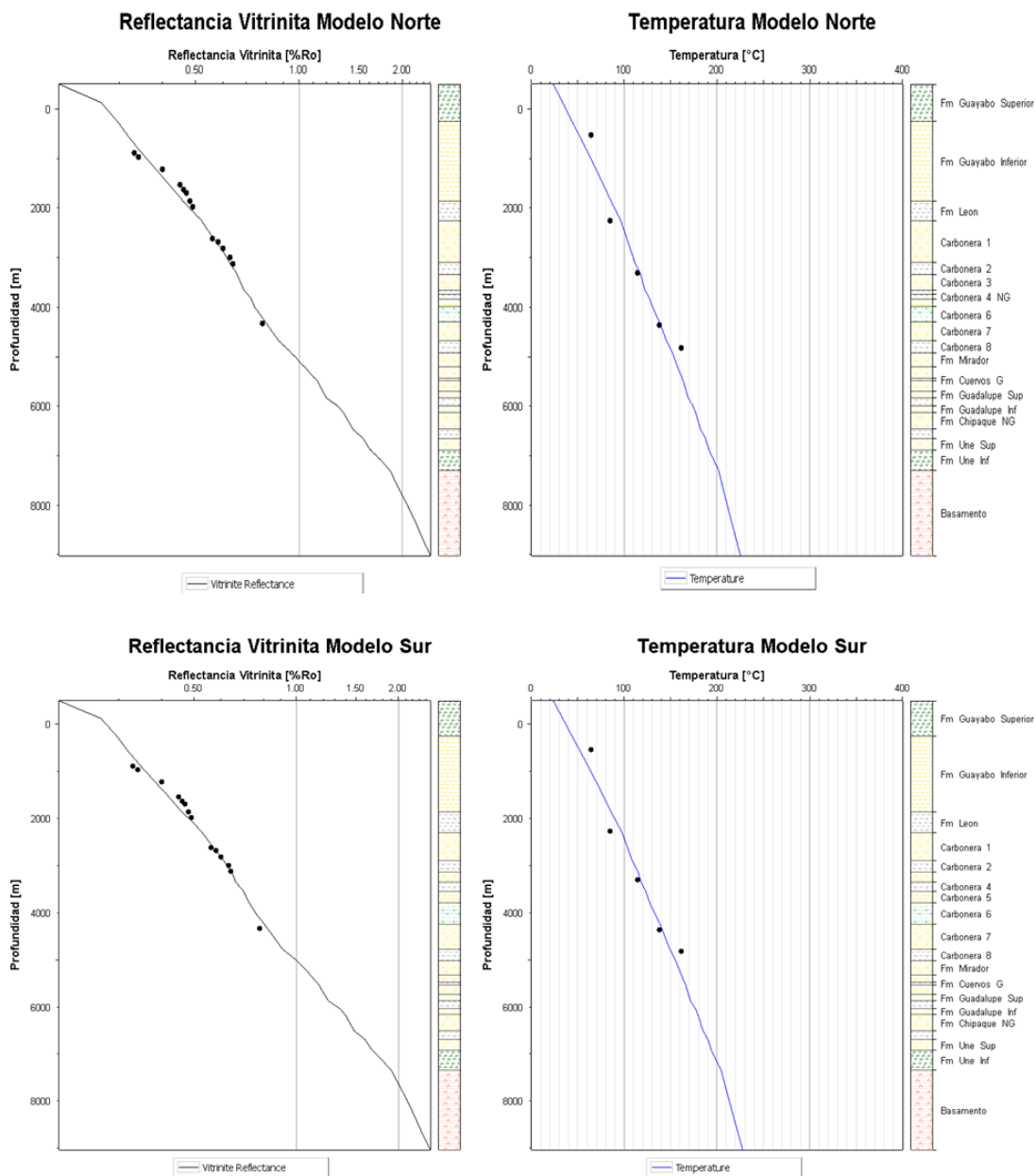


Figura 22. Curva de flujo de calor a lo largo del tiempo geológico para los modelos Norte y Sur.



PetroMod

**Figura 23. Curva de calibración con el flujo de calor para la reflectancia de vitrinita y de temperatura de fondo de pozo para los modelos Norte y Sur.**

Los resultados obtenidos se presentan en cuatro graficas principales, temperatura, madurez termal, tasa de transformación y masa de generación, todas las anteriores a través de la historia de enterramiento de la cuenca (Apéndices 11 y 12). La grafica de temperatura muestra la variación

de esta con respecto a la profundidad que alcanza las diferentes formaciones a 0 Ma; se observa que tiene comportamientos similares en los dos modelos, tanto al norte como al sur de la zona, la única variación se observa sobre la formación Chipaque donde al norte es 183°C a 188°C al sur. Los diagramas de reflectancia de vitrinita muestran que las formaciones Chipaque, Guadalupe y Los Cuervos entran en ventana de generación de aceite en el mioceno medio (10Ma) en el sector norte, la formación Carbonera C4 genera aceite líquido en los últimos 5 Ma en esta misma zona; hacia la zona sur la formación Chipaque genera condensado o gas húmedo en los últimos 2 Ma, la formaciones Guadalupe y Los Cuervos tienen tendencias similares a las vistas en el sector norte, igualmente las tres unidades Chipaque, Cuervos y Guadalupe entran en ventana de aceite de los 15 a 10 Ma; los dos modelos construidos muestran que la Formación Chipaque llega a valores entre 1.4% a 1.5% Ro, la Formación Guadalupe muestra valores de 1.3% a 1.4% Ro y la Formación Los Cuervos valores de 1.0 a 1.1 %Ro, únicamente la Formación carbonera en el sector norte muestra valores de 0.6 %Ro. Para la gráfica de tasa de transformación, se observa que la formación Chipaque la curva se comporta similar tanto al norte como al sur, un poco más del 90% de la materia orgánica se transforma en los últimos 15 Ma; de igual manera las formaciones Guadalupe y Los Cuervos, transforman aproximadamente un 70% de su potencial en los últimos 10 Ma, tanto al sur como al norte. Dentro de los diagramas de masa generada, cada resaltar que es una aproximación netamente cualitativa, los volúmenes no tiene veracidad ya que proceden de un pozo simulado; se observa que la formación Chipaque tiene comportamientos similares en los dos modelos, resultando en una alta generación comparada con las otras rocas generadoras modeladas; las formaciones Carbonera C4, Los Cuervos y Guadalupe al norte presentan muy baja a baja masa generada, hacia el sector sur la generación de masa es mucho menor que en el sector norte para las unidades antes mencionadas. Además, se obtiene el diagrama de reconstrucción de la historia

de subsidencia para los dos modelos simulados, muestra un continuo enterramiento desde Cretácico Tardío, al finalizar el Mesozoico un levantamiento que afecta las últimas unidades cretácicas depositadas, la subsidencia continua hasta los 10 Ma aproximadamente, en este punto ocurre un levantamiento importante a las 5 Ma aproximadamente, luego de esto ya se continua con la depositación de las unidades más jóvenes de la cuenca (Apéndices 11 y 12).

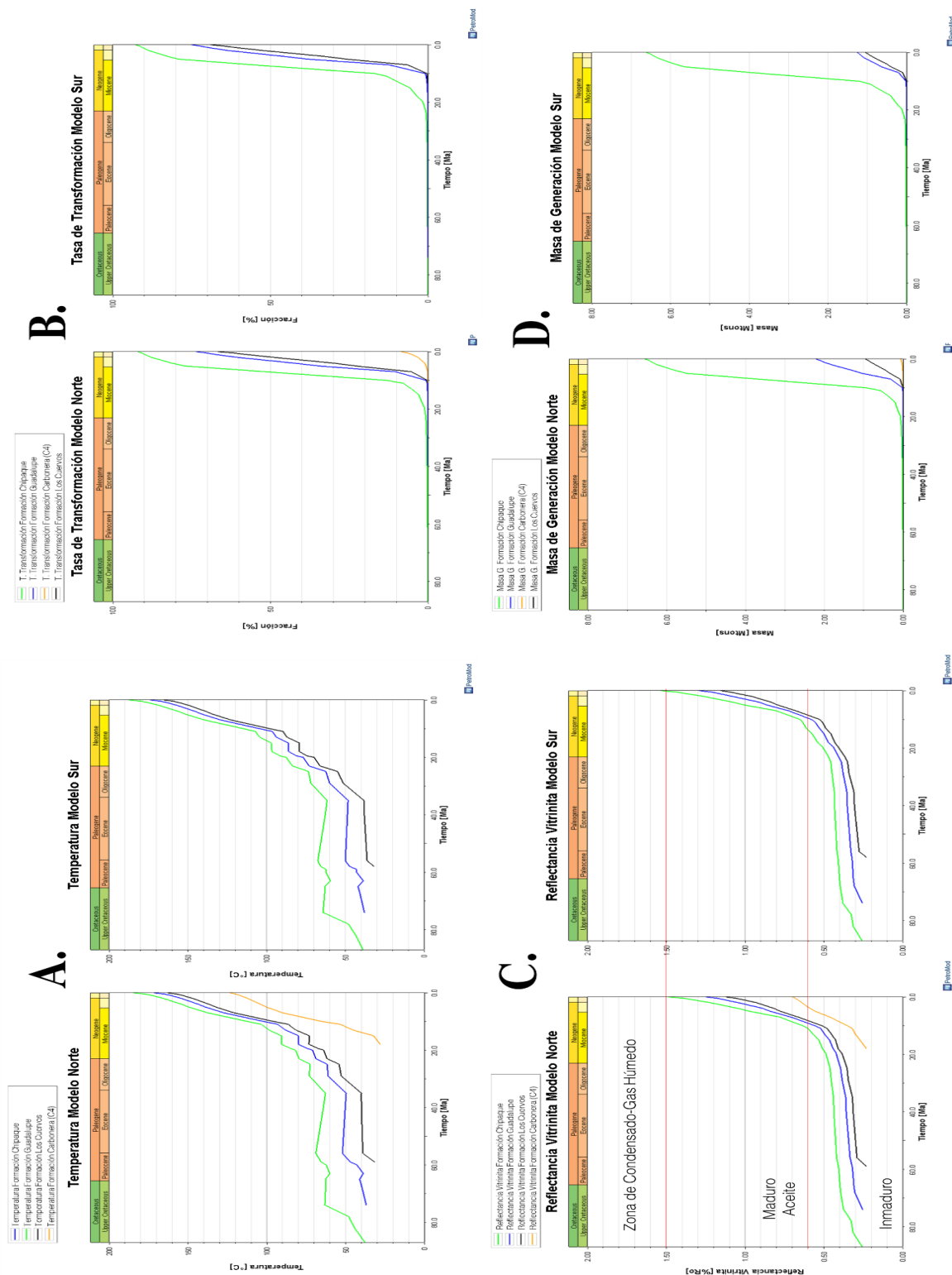


Figura 24. A. Diagrama temperatura versus tiempo para las Formaciones Chipaque, Carbonera Los Cuervos y Guadalupe B. Diagrama de tasa de transformación versus tiempo C. Diagrama de reflectancia de vitrinita versus tiempo D. Diagrama hidrocarburos generados versus tiempo, cabe resaltar que este diagrama es netamente cualitativo.

## 5. Análisis de Resultados

La interpretación de los horizontes al tope de las diferentes formaciones se realizó a partir del análisis de las características de los reflectores como la amplitud, continuidad y geometría; Formación Guayabo posee un intercalación de amplitudes en dos zonas, una superior de amplitudes bajas con mala continuidad y una basal con un intercalación de altas amplitudes y buena continuidad con bajas amplitudes con continuidad relativamente caóticas, las dos zonas se encuentran deformadas; la Formación León se interpreta con bajas amplitudes, discontinuo con geometrías paralelas adyacentes a caóticas no bien definidas; el intervalo desde el tope C1 a C5 posee tres zonas que se pueden identificar, una zona superior de bajas amplitudes y mala continuidad, una zona intermedia con altas amplitudes y buena continuidad de reflectores, por ultimo una zona inferior de características similares a la zona superior con probables superficies erosivas al tope C5 faltante por confirmar, la geometría paralela es bastante similar en todo el intervalo de reflectores; la zona desde el tope C5 al tope C7 se definen dos intervalos reflectivos, el superior caracterizado por estar en un corto tiempo, bastante continuo y de altas amplitudes, una geometría muy paralela, el intervalo inferior posea muy bajas amplitudes caóticas en ciertas zonas junto con altas amplitudes y buena continuidad de reflectores; entre el tope C7 y el tope Mirador existen variaciones de respuestas sísmicas, comienza en altas amplitudes y buena continuidad, cambia rápidamente a una respuesta caótica poco diferenciable y termina en una combinación de las dos anteriores; desde el tope Mirador la interpretación de reflectores es difusa y bastante deformada, es probable que las unidades del Cretácico al Paleoceno se encuentren deformadas, pero no se tiene la suficiente confiabilidad del dato sísmico a partir de los 3.5 segundos.

La interpretación de fallas se obtiene a partir de la discontinuidad de reflectores en las secciones sísmicas, para las secciones del área el concepto anterior tuvo que ser tomado con precaución, debido a que los procesamientos externos hechos a la imagen sísmica y la calidad de recepción de la señal juegan un papel de distorsión en el sector este de la zona; por lo tanto, las fallas son interpretadas desde superficie, mapa geológico, llevadas a profundidad por interpretación geológica. La geometría final de las fallas hacia el oeste en el modelo, son la consecuencia del análisis e interpretación de la posición de reflectores, truncaciones, en la imagen sísmica.

Las estructuras menores encontradas en la interpretación sísmica dan pistas sobre la temporalidad de creación del pliegue asociado al sistema de fallas de Servita-Tesalia, estos probables estratos de crecimiento sobre la Formación Guayabo se interpretan como el levantamiento del pliegue durante la depositación de la formación, por consiguiente la formación del pliegue es muy reciente, en los últimos 10 millones de años aproximadamente, esto coincide con la edades planteadas a partir de datos de trazas de fisión de apatito (Para et al., 2009), este registro no es posible seguirse en dirección sur ya que el acortamiento es mayor en este sentido y no genera las condiciones necesarias para preservarse; se debe agregar que la deformación interna de las formaciones consume acortamiento dentro de la estructura mayor, por lo que los pliegues menores, no fueron cuantificados en los análisis de acortamiento. En la zona más frontal del piedemonte se interpretó un pliegue por flexión de falla que implica basamento asociado a la falla de Aguaclara, influenciada también por la falla de Guaicaramo. El despegue de la falla de Aguaclara se interpreta en el miembro C8 de la Formación Carbonera; la formación de estas fallas está condicionada por la zona de debilidad que se genera debido a las paleoestructuras de las fallas normal reactivada. La evolución del pliegue por flexión de falla se evidencia por el aumento de

amplitud en dirección norte y la configuración geométrica es diferente. Se podría suponer, basados en los modelos de plegamiento por flexión de falla (Suppe, 1983), la variación de amplitud del anticlinal sobre la falla se relaciona con un mayor desplazamiento. Por otro lado, el Anticlinal de Farallones se interpreta como una estructura de pliegue similar al modelo de propagación de falla, la imagen sísmica cercana a esta zona es mala, pero los datos de buzamiento cercanos a la falla de Servita evidencian que el flanco frontal se encuentra invertido, debido en parte a la dificultad que existe para reactivar las fallas normales en compresión, todo ello genero la geometría presente, para posteriormente crearse fallas de atajo y formar las Fallas de Tesalia y Lengupá.

Se realizo reinterpretación de las secciones convertidas al dominio de la profundidad para generar el balanceo de longitudes, esto debido que los cuerpos de roca interpretados y fallas, poseían espacios vacíos y grandes desplazamientos que geoméricamente no coinciden con la historia geológica preconcebida en las secciones sísmicas; por consiguiente, al construir una sección balanceada se deben analizar los acortamientos de las secciones Sur y Norte, así como también los desplazamientos para cada sistema de fallas; los datos de acortamiento evidencian mayor acortamiento en el sector sur del área de estudio que en sector norte, lo cual indicaría algún tipo de cierre de la estructura mayor por cabeceo en esta zona, es importante observar que la variación de la amplitud de la estructura a través de su rumbo es clara en vista de mapa, en cambio los desplazamientos por sistemas de fallas muestran como el desplazamiento es consumido desde las fallas más cercanas al piedemonte a las fallas más frontales desde el cinturón de cabalgamiento, es decir, cuando el sistema de fallas de Servita-Tesalia alcanza un desplazamiento máximo al sur el sistema de fallas de Aguaclara-Guaicaramo posee un desplazamiento mínimo, hacia el norte sucede algo similar, el desplazamiento de Aguaclara-Guaicaramo aumenta y el desplazamiento de Servita-Tesalia disminuye, así mismo podemos demostrar que el desplazamiento del sistema de

fallas de Servita-Tesalia es lo suficientemente alto para generar flancos frontales invertidos o casi invertidos, al generar ruptura quedar evidenciado en su bloque yacente, lo anterior estaría asociado a una tendencia en rumbo del pliegue que genera el Sinclinal de Nazareth; lo anterior también afirmarí que existe una zona de relevo estructural (Bueno y Vargas, 2010; Silva, 2010). Es probable que la interacción mecánica de las fallas de Aguaclara-Guaicaramo y Servita-Tesalia se encuentra en profundidad a través de sus planos convergiendo (Dahlstrom, 1969).

La restitución cinemática realizada se compone de 5 pasos a partir de la historia de evolución del Anticlinal de Medina en trabajos de Mora et al., (2010b); los cuales corresponden a la evolución paulatina de los pliegues asociados a las fallas Guaicaramo, Aguaclara, Servita, Tesalia-Lengupá; también corresponden a algunas edades de depositación de las siguientes unidades miembro C6 de la Formación Carbonera (27 Ma), miembro C4 de la Formación Carbonera (20 Ma), Formación León (9 Ma), Formación Guayabo (5 Ma) y Depósitos Cuaternarios (0 Ma), en este punto se encuentra máxima la deformación para devolver en el tiempo. El estado 5 Ma es donde se presenta la secuencia sedimentaria plegada, pliegues más suaves que los iniciales, con menor relieve que el actual, se observó que existe un movimiento simultaneo de las fallas, debido a los movimientos tectónico rápidos generados en este tiempo de manera regional, fase final del levantamiento de la Cordillera Oriental, y la interacción que existe en profundidad, en el bloque yacente de la falla de Guaicaramo también se presenta la pérdida del plegamiento inicial, se asumen todas las fallas activas, siendo la falla de inversión, Servita, la de mayor desplazamiento, además este periodo las fallas de atajo presentan desplazamientos importantes, como lo soportan datos de AFT reportados por Mora *et al.*, (2007); se destaca además la formación de un retro-cabalgamiento en el bloque colgante de la falla Aguaclara en la sección sur. Mora et al., (2008) sugiere un incremento en la tasa de exhumación desde el Plioceno,

generando la exhumación de entre 3 a 5 km de material durante los últimos 3 Ma. Lo cual se puede ver representado en el desplazamiento vertical de la falla de Servita y fue usado para realizar el movimiento del bloque colgante a lo largo de dicha falla, relativo a las formaciones del cretácico. El desplazamiento relativo para los sistemas de fallas afectados en este tiempo corresponde aproximadamente al 60% del movimiento entre fallas, usando como referencia la sección no deformada para ser calculada. Este resultado es comparable con el obtenido por Mora et al., (2008) a partir de retro-deformaciones de secciones estructurales balanceadas, en las cuales estimaron que aproximadamente el 50% del acortamiento del piedemonte llanero de la cordillera oriental ocurrió durante los últimos 3Ma. A 9 Ma la inversión de fallas se activa progresivamente (Parra et al., 2009 y Mora et al., 2010), el movimiento a lo largo del sistema de fallas Servita-Tesalia y la formación de pliegues en su bloque yacente, esta sección presenta parte de la depositación de la Formación León, la cual, según Cooper et al., (1995) se depositó durante el mioceno medio. Después de este tiempo, la configuración de la cuenca varía fuertemente, debido a la activación de las fases principales de deformación; a 20 Ma, se depositaba el miembro C4 de la Formación Carbonera (Parra et al., 2010) desde este punto en el tiempo la cuenca se encuentra sometida a un régimen compresivo en dirección noroeste-sureste (Fabre, 1985), esto quiere decir que existe formación de pliegues; a 27 Ma, se está depositando el miembro C7 de la formación Carbonera se depositaba en un ambiente de transicional como una planicie deltaica bajo un régimen posiblemente regresivo, puede expresar la formación de espacio de acomodación para la depositación de los sedimentos pero sin expresar suficiente plegamiento.

A partir del modelamiento geoquímico 1D y los resultados obtenidos de los dos modelos simulados hacia el sector oeste de las secciones Sur y Norte, sobre el Sinclinal de Medina, se analiza los procesos de generación, expulsión y probable migración de hidrocarburos; cabe resaltar

que los pozos simulados deben ser interpretados cualitativamente, ya que los valores entregados deben ser interpretados como índices de generación y expulsión, estos no son valores confiables al simular un punto en el subsuelo.

De acuerdo al modelo de la Sección Norte y Sur la generación de hidrocarburos para la Formación Chipaque en la cocina del Sinclinal de Medina comenzó entre los 18 a 15 Ma, con un máximo pico de generación en el último par de millones de años, la tasa de transformación es aproximadamente el 80% de la materia orgánica antes de los 9 Ma, en este punto la generación de volúmenes de hidrocarburos fue alta, aproximadamente el 90%; posterior a este pico la tasa de transformación es muy baja, se transforma 15% de la materia orgánica en este tiempo.

El flujo de calor para la construcción de los modelos se usó el decrecimiento desde 63 a 33 mW/m<sup>2</sup> que se asocia con los procesos posteriores al rift por la contracción termal de la litosfera (Sánchez *et al.*, 2015); para los 9 Ma no se tiene algún evento que genera tan altas tasas de transformación, pero en los trabajos de Parra *et al.*, (2009) y Mora *et al.*, (2010 a, b) se asume un incremento del flujo durante y después del Oligoceno intensificado por el levantamiento de la Cordillera Oriental. A nivel regional, la formación Chipaque en la Cordillera termina abruptamente su generación de hidrocarburos entre los 20 Ma a 25 Ma y en los sectores orientales de las principales estructuras de inversión, como lo es la falla de Servita, genera muy poco o en nulidad (Sánchez *et al.*, 2015, Parra *et al.*, (2009) y Mora *et al.*, (2010 a,b); estos dos factores son las explicaciones que hacen entender la relación de que existe entre la construcción de la deformación y la generación de hidrocarburos en el área de estudio.

Para los intervalos posiblemente generadores de las formaciones Guadalupe, Los cuervos y Carbonera C4, poseen tendencias similares a las simuladas por la Formación Chipaque, pero con valores menores que esta, lo cual nos indicaría potencial generador de hidrocarburos que tendría.

Los resultados obtenidos no son los más favorables sobre el Sinclinal de Medina, es posible que la cocina tenga potencial para la generación, pero este se consumió en el periodo de tiempo entre los 20 Ma a 10 Ma, terminando cuando da inicio el plegamiento y creación de posibles trampas, sin embargo en el debido caso que genere y expulse en los últimos 9 Ma serian cantidades mínimas que se perderían en las dimensiones de la estructura o tendrían rutas de escape por la ruptura del sistema de fallas de Servita-Tesalia; todo lo anterior es debido a la confluencia de varios sucesos, un sincronismo no exacto en el tiempo de la creación de los elementos del sistema petrolífero del área, a partir de rangos de tiempos cortos en que suceden los eventos y procesos simultáneos.

## 6. Conclusiones

Basado en la interpretación de aproximadamente 300 km de sísmica bidimensional, cartografía de superficie, pozos en el área y datos geoquímicos, se estima que la tendencia estructural del sur del anticlinal de medina se comporta de manera similar a través de su rumbo, la cual se extiende lo largo del borde del sistema de fallas Servita-Tesalia, y debido a su configuración geométrica no mantiene zonas prospectivas adyacentes a la adquisición de los datos sísmicos. Acorde con que las dos secciones balanceadas y retrodeformadas presentan ausencia de estructuras apiladas en el *subthrust* en el trazo del sistema de la falla de Servita-Tesalia, en cambio sugiere la presencia de una estructura más simple asociada a la falla de Tesalia y al Sinclinal de Medina, otros autores mantienen la hipótesis que hacia este sector existe una disminución en la deformación de la estructura creada por este sistema de fallas, sin embargo los resultados obtenidos demuestran su comportamiento obedece a un todo en la estructura, en este mismo punto muestra el mayor acortamiento de sistema de fallas antes mencionado. Además, a lo largo del sistema de fallas de

Aguaclara-Guaicaramo se desarrolla de un pliegue anticlinal que decrece en amplitud debido al acortamiento concentrado en el Sistema de Servita-Tesalia en este sector, también es poco probable encontrar apilamientos múltiples por esta misma razón; en esta misma estructura se ha demostrado a partir de la perforación de pozos, que existen pequeñas acumulaciones locales, pero sin un potencial comercial. Los modelos geométricos generados proporcionan una validez y control sobre las secciones construidas, demostrando que la naturaleza de la deformación es satisfactoria a los datos presentes en otros estudios, así mismo podemos corroborar que en profundidad del Sinclinal de Medina los sistemas de fallas interactúan mecánicamente y sus planos deben converger sobre esta zona, con lo anterior se puede probar que existe una zona mixta de escamación delgada y gruesa.

El modelamiento 1D de los dos pseudopozos simulados en la cocina más cercana a la estructura mayor localizada a lo largo del rumbo en el sector oeste, Sinclinal de Medina, calibrados con datos de temperaturas de fondo de pozos (BHT) y reflectancia de vitrinita ( $R_o$ ) permitieron obtener resultados que indican como las secuencias del Cretáceo Superior y del Paleógeno alcanzaron la ventana de generación de hidrocarburos. En donde el intervalo generador de la Formación Chipaque alcanzó la ventana de generación y expulsión de aceite en el área más profunda al suroeste del Anticlinal de Medina durante el Mioceno Temprano, prolongándose hasta el Mioceno Medio donde se da el pico de mayor volumen generado y expulsado, estos procesos entran en declive a finales del Mioceno Tardío hasta la actualidad. Al ajustar la evolución tectónica con el modelamiento 1D, concluimos que a los 9 Ma es momento en el tiempo trascendental para la preservación de hidrocarburos en el área, ya que después de este punto se genera la ruptura de la estructura sobre el sistema de fallas de Servita-Tesalia y la estructura anticlinal del sistema Aguaclara-Guaicaramo se encontraba en creación, entonces se podría generar el escape o

biodegradación de los hidrocarburos generados y expulsados a unidades reservorio, ya que en el momento las trampas del área se encontraban en formación o se encontraban en procesos de erosión, producto de la exhumación de la Cordillera Oriental en el Mioceno y en el Plioceno (Mora et al., 2008)

## 7. Recomendaciones

- Extender la interpretación y modelo geológico hacia la zona más sur fuera del dominio del anticlinal de Medina, ya que puede poseer características similares en su deformación, pero generación de estructuras con una prospectividad mayor
- Complementar los modelos actuales con modelos 2D del área de estudio, con el fin que permitan simular procesos de generación, expulsión y migración que no es posible obtener con un modelado 1D, de esta manera poder cuantificar detalladamente la evolución de los sistemas petrolíferos y los factores que lo controlan.
- Alimentar con modelos geológicos estructurales validados por datos de campo y metodologías de balanceo y restitución cinemática los procesos geofísicos que se realizan en las líneas sísmicas, a partir de la construcción de modelos de velocidades más veraces teniendo en cuenta la geometría que compone la geología.
- Realizar campañas de campo que permitan adquirir datos de buzamiento y medición de espesores en zonas específicas, que puedan corroborar información que posiblemente sea irreal en las imágenes sísmicas.
- Estudiar el potencial de hidrocarburos no convencionales que pueda existir en el área de las Formaciones Chipaque, Los Cuervos y Carbonera, con posibilidad de poder explotar el potencial petrolífero de estas formaciones.

### Referencias Bibliográficas

- Allmendinger, Richard & A Judge, P. (2011). Assessing uncertainties in balanced cross sections. *Journal of Structural Geology*. 33. 458-467.
- Banerjee, A., Sinha, A.K., Jain, A.K., Thomas, N.J., Misra, K.N. and Chandra, K., (1998). A mathematical representation of Rock-Eval hydrogen index vs Tmax profiles, *Organic Geochemistry*, 28, 43–55.
- Barrero, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo Colombia. Ingeominas, Bogotá 4, 75pp.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J.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 America Bulletin.*, v. 20, 1171-1197.
- B. Woodward, N & Boyer, Steven & Suppe, John. (1989). *Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration*. 28th Int. Geol. Congr. Am. Geophys. Un. Short Course in Geology. 6. 10.1029/SC00.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B., and Giuliani, G., 2002, Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, no. 4, p. 391 - 407.
- Bürgl, H., 1961, Sedimentación cíclica en el geosinclinal Cretáceo de la Cordillera Oriental de Colombia: Servicio Geológico Nacional, Informe 1347, 60 p.

- Campbell, C. J., and H. Bürgl, 1965, Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America: Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 567–589.
- Cazier, E.C., Hayward, A.B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J.-F., Leel Jr., W.G., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin Foothills, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79 (10), p-p.1444–1463.
- Case, J., Shagam, R., and Giegengack, R., 1993. Geology of the northern Andes: an overview, in G. Dengo, and J. E. Case, ed., The Caribbean región: Geological Society of America, The Geology of North America, V. H., p. 177-200.
- Casero, P., Salel, J.-F. & Rosato, A. 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia). In: VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Bogotá, Colombia, 100–118.
- Cediel, F., Shaw, R., and Cáceres, C., 2003, Tectonic Assembly of the Northern Andean block, in Bartolini, C., Buffler, R., and Blickwede, J., eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics, AAPG Memoir 79, pp. 815-848.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., and Rudkiweicz, J. L., 1990, Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip, p. 81-100.
- 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., & Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic

- history of the Llanos Basin, Eastern and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79 (10), 1421-1423.
- Corredor, F., 2003, Eastward extent of the late Eocene–early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: Constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 445–457,
- Cortes, M., B. Colletta, and J. Angelier, 2006, Structure and tectonics of the central segment of the eastern Cordillera of Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 437–465.
- Dahlstrom, C. 1969, Balanced cross section. *Canadian Journal of Earth Sciences. Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 6, p. 743-757.
- Dengo, C.A., and M.C. Covey, 1993, Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1315–1337.
- Duque-Caro, H., 1990, The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 71-84.
- Duque-Caro, H., 1984. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162: 303-316.
- Egbue, O. & Kellogg, J. 2012. Tectonic evolution and kinematics of the Piedemonte Llanero, Llanos Foothills, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 216–227.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orego, A., Zambrano, F., Duque, H., Vargas, R., Núñez, A., Álvarez, J., Ropaín, C., Ballesteros, I., Cardozo, E., Forero, H., Galvis, N., Ramírez, C. and Sarmiento, L., 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia, Ingeominas Publicación Geológica Especial 14, Bogotá, 235 p.

- Fabre, A., 1985. Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). In: F. Etayo-Serna and F. Laverde-Montaña (eds.), Proyecto Crétacico, contribuciones. Chapter XIX, Ingeominas Publicación Geológica Especial 16, Bogotá, 20 p.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W.& Cardozo, N., 2005. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geological Society America Bulletin*, v. 117, 1272-1292.
- Gomez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., Kelley, S., Heizler, M., 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, 131-147.
- Jarvie, D. M., Hill, R. J., Ruble, T. E., & Pollastro, R. M., (2007). Unconventional shale gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale gas assessment, in R. J. Hill and D. M. Jarvie, eds., *AAPG Bulletin Special Issue: Barnett Shale*, 90 (4), 475 –499.
- Jaillard, E., Soler, E., Carlier, G., Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Thethyan model. *Journal of the Geological Society of London* 147, 1009–1022.
- Jiménez, G., Esperanza, F., Faccena, C., Bayona, G. and Mora, A., 2014. Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera: Evidence for oblique convergence and non-rotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift. *Tectonics*, 33, pp. 1-28.
- Jimenez, L., Mora, A., Casallas, W., Silva, A., Teson, E., Tamara, J., Namson, J., Higuera-Diaz, I.C., Lasso, A., Stockli, D., 2013. Segmentation and growth of foothill thrust-belts adjacent

- to inverted grabens: the case of the Colombian Llanos foothills. Geological Society, London, Special Publications, 377, 189–220.
- Kammer, A., and J. Sanchez, 2006, Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyaca faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 412-422.
- Kellogg, J., Ojeda, G., Duque, H., Ceron, J., 2005. Crustal structure of the eastern Cordillera, Colombia. In: 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, 12-14 September.
- Martinez, J. A. 2006. Structural evolution of the Llanos Foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 510–520.
- Maze, W. B., 1984. Jurassic la Quinta Formation in the Sierra de Perijá, 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., M. Parra, M. R. Strecker, A. Kammer, C. Dimate, and F. Rodriguez, 2006, Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the eastern Cordillera of Colombia: *Tectonics*, v. 25, TC2010.
- Mora, A., M. Parra, M. R. Strecker, E. R. Sobel, H. Hooghiemstra, V. Torres, and J. Vallejo-Jaramillo, 2008, Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the eastern Cordillera of Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 930–949.
- Mora, A., and M. Parra, 2008, The structural style of footwall shortcuts along the eastern foothills of the Colombian Eastern Cordillera: Differences with other inversion related structures: *Revista Ciencia Tecnologia & Futuro*, v. 3, p. 7–21.

- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G., and Strecker, M., 2009, The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basin in the Eastern Cordillera of Colombia: *Basin Research*, v. 21, p. 111– 137.
- Mora, A., Horton, B.K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R.A., Parra, M., Blanco, V., Garcia, D., Stockli, D.F., 2010a. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: implications for hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94 (10), 1543-1580.
- Mora, A., M. Parra, M. R. Strecker, E. R. Sobel, G. Zeilinger, C. Jaramillo, S. Ferreira Da Silva, and M. Blanco, 2010b. The eastern foothills of the eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, p. 1846–1864.
- Mora, A., A. Reyes, G. Rodriguez, E. Teson, J. C. Ramirez, M. Parra, V. Caballero, J. P. Mora, I. Quintero, V. Valencia, M. Ibañez, B. K. Horton, and D. F. Stockli, 2013, Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the eastern Cordillera of Colombia, in M. Nemčok, A. Mora, and J. W. Cosgrove, eds., *Thick-skin-dominated orogens: From initial inversión to full accretion: GSL Special Publications* 377, p. 411–442.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E.R., Strecker, M.R., and González, R., 2009. Episodic orogenic-front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: *Tectonics*, v. 28, p. TC4004.

- Pindell, J. and Erikson, J., 1993. The Mesozoic margin of northern South America. In: J. Salfity (ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes*, Vieweg Germany, p. 1-60.
- Rangel, A., Giraldo, B., Munar, F., Olaya, I., García, M., Gutiérrez, J., Mantilla, P., niño, C. 2000. *Estratigrafía Química y Facies Orgánicas del Terciario Inferior y Cretácico Superior del Piedemonte Llanero y Valle Medio Oriental del Magdalena: Informe interno*. Piedecuesta, ECOPEPETROL. ICP. División de Exploración y Producción. Área Geoquímica; Colciencias; Universidad Industrial de Santander. 176p.
- Reporte Interno Ecopetrol ICP, Informe proyecto de integración de mapas no palinspásticos de espesores isócoros facies y paleoambientes para las cuencas de los Llanos Orientales, Cordillera Oriental, Piedemonte Llanero, Putumayo-Caguán, VSM y VMM. Pedro David Gómez Gutiérrez et., al, 2016. Reporte Interno Ecopetrol ICP, Piedecuesta, Santander.
- Reyes-Harker, A., C. F. Ruiz-Valdivieso, A. Mora, J. C. RamirezArias, G. Rodriguez, F. de la Parra, V. Caballero, et al., 2015, Cenozoic paleogeography of the Andean foreland and retroarc hinterland of Colombia: *AAPG Bulletin*, v. 99, no. 8, p. 1407–1453, doi:10.1306/06181411110.
- Roeder, D., and Chamberlain, R., 1995, Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene crustal evolution, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink, American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir 62, p. 633–645.
- Sánchez, N., Mora, A., Parra, M., Garcia, D., Cortes, M., Shanahan, T. M., ... & Guzman, M. (2015). Petroleum system modeling in the Eastern Cordillera of Colombia using geochemistry and timing of thrusting and deformation. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1537-1556.

- Sarmiento-Rojas, L.F., 2001, Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models [Ph.D. thesis]: Amsterdam, The Netherlands, Vrije Universiteit, 295 p.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., and Cloetingh, S., 2006, Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 383–411.
- Silva, A., 2010, Cinemática De La Deformación Frágil En El Área De Medina (Cordillera Oriental, Colombia); Relación De Temporalidad Entre La Deformación Frágil y Los Sistemas Petrolíferos. Tesis de Maestría, Universidad Industrial de Santander. 122 p.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684–721.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, v. 19, no. 5, p. 787-813.
- Tissot, B. P., & Welte, D. H. (1978). *Petroleum Formation and Occurance: A New Approach to Oil and Gas Exploration*. Springer.
- Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Flonch, N., Le Cornec-Lance, S., and Sassi, W., 2004, Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold and thrust belt, Colombia, in Swennen, R., Roure, F., and Granath, J. W., eds., *Deformation, Fluid Flow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts: American Association of Petroleum Geologists Hedberg Series*, no. 1, p. 79– 115.
- Toussaint, J. F. and Restrepo, J. J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia; un nuevo modelo de evolución geológica. V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, I: 127-146.

- Villamil, T., 1999, Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 153, p. 239–275.
- Villamil, T., Muñoz, J., Sanchez, J., Aristizabal, J.J., Velasco, J., Luna, P.E., Mantilla, A., Fajardo, A., Peña, L.E., Paz, M.G., Silva, O., Sanchez, E., and Meza, N., 2004, The Gibraltar discovery, northern Llanos foothills, Colombia: Case history of an exploration success in a frontier area: *Journal of Petroleum Geology*, v. 27, no. 4, p. 321–334.
- Wilkerson, M., & Dicken, C, (2001). Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in contractional settings. *AAPG Bulletin*, Vol. 85, N°10, pp. 1759-1770.