

**CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN EL ÁREA DE MEDINA
(CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA); RELACIÓN DE TEMPORALIDAD
ENTRE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL Y LOS SISTEMAS PETROLÍFEROS**

ALEJANDRO SILVA ARIAS

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

Facultad de Ciencias Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga, 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**

ALEJANDRO SILVA ARIAS

AUTOR

Trabajo de investigación para optar al título de
Magíster en Geología

JORGE EDUARDO PINTO VALDERRAMA

Geólogo, MSc. UIS.

DIRECTOR

ANDRÉS ROBERTO MORA BOHÓRQUEZ

Geólogo, PhD. ICP-ECOPETROL S.A.

Co-DIRECTOR

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

Facultad de Ciencias Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga, 2010

DEDICATORIA

Este trabajo es dedicado a mi esposa y a mis padres quienes con su especial apoyo, comprensión y palabras de ánimo hicieron posible alcanzar esta meta tan especial para mi desarrollo personal.

AGRADECIMIENTOS

Especial agradecimiento a ECOPETROL S.A. y a la Universidad Industrial de Santander (UIS) por el apoyo económico y logístico para la creación de este programa de maestría y el desarrollo del trabajo de investigación. A mis directores Jorge Pinto y Andrés Mora por sus enseñanzas, cooperación, consejos y contribuciones durante el desarrollo y la elaboración del presente trabajo. También quiero agradecer a Jay Namson quien fue un excelente instructor al transmitirme parte de sus conocimientos, experiencias y metodologías que favorecieron el desarrollo de la investigación. Finalmente quiero agradecer al personal de ICP-ECOPETROL S.A. y al grupo de trabajo en geología estructural de Andrés Mora por su colaboración para la realización de la investigación.

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUCCIÓN..... | 15 |
| 1.1. OBJETIVOS | 16 |
| 1.1.1. Objetivos específicos..... | 16 |
| 1.2. ANTECEDENTES | 17 |
| 1.3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL..... | 24 |
| 1.3.1. Ambiente tectónico regional | 24 |
| 1.3.2. Marco estructural y estratigráfico regional | 26 |
| 1.3.3. Estilo estructural | 30 |
| 1.4. METODOLOGÍA..... | 43 |
| 1.4.1. Recopilación de información | 43 |
| 1.4.2. Actividades de aprendizaje..... | 44 |
| 1.4.3. Interpretación sísmica. | 46 |
| 1.4.4. Balanceo de secciones | 47 |
| 1.4.5. Restauración cinemática..... | 48 |
| 1.4.6. Modelamiento 3D | 48 |
| 1.4.7. Interpretación de resultados y elaboración del informe final | 49 |
| 2. RESULTADOS | 51 |
| 2.1. ESTILO ESTRUCTURAL..... | 51 |
| 2.1.1. Secciones A y B..... | 52 |
| 2.1.2. Secciones C y D | 57 |
| 2.1.3. Sección E | 61 |
| 2.1.4. Secciones F y G..... | 63 |
| 2.1.5. Secciones H, I, J y K:..... | 67 |
| 2.2. CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN | 77 |
| 2.3. TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN | 87 |
| 2.4. MODELAMIENTO 3D..... | 95 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 2.5. | ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL | 102 |
| 2.5.1. | Análisis de la deformación frágil en el tiempo..... | 105 |
| 2.5.2. | Comparación de la deformación frágil en la Cuenca de Medina. | 111 |
| 2.6. | COMPARACIÓN DE LA TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN Y EL SISTEMA PETROLÍFERO | 116 |
| 3. | CONCLUSIONES | 122 |
| 4. | REFERENCIAS..... | 126 |

LISTADO DE FIGURAS

| | | |
|-------------------|---|----|
| FIGURA 1. | Localización del área de trabajo..... | 25 |
| FIGURA 2. | Reconstrucción tectónica esquemática que muestra el patrón geodinámico después de la colisión del arco de islas Baudó-Panamá (BPA) con el N de los Andes (Taboada, 2000)..... | 26 |
| FIGURA 3. | Estratigrafía del flanco Oriental de la Cordillera Oriental en el área de estudio (Mora, 2007)..... | 29 |
| FIGURA 4. | Geometría y origen propuesto para el área del Macizo de Quetame y anticlinal de Medina (Rowan & Linares, 2000). | 31 |
| FIGURA 5. | Sección regional Las Juntas-Llanos. Modificado de Branquet, <i>et al.</i> (2002). | 33 |
| FIGURA 6. | Comparación de secciones deformadas y retrodeformadas de la CO (Mora, 2007). | 36 |
| FIGURA 7. | Mapa geológico del área de estudio (Mora, 2007)..... | 37 |
| FIGURA 8. | Interpretación del segmento Sur (A) y del segmento Norte (B) de la falla Guaicaramo. Modificado de Mora, 2007..... | 38 |
| FIGURA 9. | Secciones balanceadas seriadas con el acortamiento estimado a lo largo de las principales estructuras. Modificado de Mora <i>et al.</i> (2010a). | 39 |
| FIGURA 10. | Retrodeformación progresiva a través de las fallas de Lengupá, Tesalia y Guaicaramo (Mora, 2007 y Mora <i>et al.</i> , 2010a)..... | 42 |
| FIGURA 11. | Esquema de la metodología de trabajo..... | 45 |
| FIGURA 12. | Localización de las líneas sísmicas interpretadas en este estudio para la Cuenca de Medina. | 50 |
| FIGURA 13. | Localización de las secciones estructurales y pozos en la Cuenca de Medina. | 53 |
| FIGURA 14. | Línea sísmica E-0800 con su respectiva interpretación. | 54 |

| | | |
|-------------------|---|----|
| FIGURA 15. | Línea sísmica E-0870 con su respectiva interpretación. | 55 |
| FIGURA 16. | Sección balanceada A, siguiendo la línea sísmica E-0800. | 56 |
| FIGURA 17. | Sección balanceada B, siguiendo la línea sísmica E-0870. | 56 |
| FIGURA 18. | Línea sísmica E-1070 con su respectiva interpretación. | 58 |
| FIGURA 19. | Línea sísmica C-1230 con su respectiva interpretación. | 59 |
| FIGURA 20. | Sección balanceada C, siguiendo la línea sísmica E-1070. | 60 |
| FIGURA 21. | Sección balanceada D, siguiendo la línea sísmica C-1230. | 60 |
| FIGURA 22. | Línea sísmica B-1440 con su respectiva interpretación. | 62 |
| FIGURA 23. | Sección balanceada E, siguiendo la línea sísmica B-1440. | 63 |
| FIGURA 24. | Línea sísmica C-1600 con su respectiva interpretación. | 64 |
| FIGURA 25. | Línea sísmica E-1655 con su respectiva interpretación. | 65 |
| FIGURA 26. | Sección balanceada F, siguiendo la línea sísmica C-1600. | 66 |
| FIGURA 27. | Sección balanceada G, siguiendo la línea sísmica E-1655. | 66 |
| FIGURA 28. | Línea sísmica B-1800 con su respectiva interpretación. | 69 |
| FIGURA 29. | Línea sísmica D-04 con su respectiva interpretación. | 70 |

| | | |
|-------------------|--|----|
| FIGURA 30. | Línea sísmica D-08 con su respectiva interpretación. | 71 |
| FIGURA 31. | Línea sísmica D-10 con su respectiva interpretación. | 72 |
| FIGURA 32. | Sección balanceada H, siguiendo la línea sísmica A-11, B-1800 y D-04. | 73 |
| FIGURA 33. | Sección balanceada I, siguiendo la línea sísmica A-05 y D-08. | 73 |
| FIGURA 34. | Sección balanceada J, siguiendo la línea sísmica A-01 y D-10..... | 74 |
| FIGURA 35. | Sección balanceada K..... | 75 |
| FIGURA 36. | Restitución del corte B a lo largo de la línea sísmica E-870..... | 80 |
| FIGURA 37. | Restitución del corte D a lo largo de la línea sísmica C-1230..... | 81 |
| FIGURA 38. | Restitución del corte E a lo largo de la línea sísmica B-1440..... | 82 |
| FIGURA 39. | Restitución del corte F a lo largo de las líneas sísmicas C-1600 y 1600E. | 83 |
| FIGURA 40. | Restitución del corte H a lo largo de las líneas sísmicas A-11, B-1800 y CO-95-04. | 84 |
| FIGURA 41. | Restitución del corte J a lo largo de las líneas sísmicas A-01 y D-10. | 85 |
| FIGURA 42. | Sección retrodeformada a lo largo de la Cuenca de Medina desde el Eoceno Tardío al presente (Parra, 2008)..... | 88 |
| FIGURA 43. | Desviación de las tasas de exhumación mediante ZFT y ZFT. Modificado de Mora, <i>et al.</i> (2007)..... | 89 |
| FIGURA 44. | Tendencias de paleo-flujo registrados en la Cuenca de Medina. A) Paleo-flujos en la Fm. Guayabo Inferior (~7.25Ma) y B) Paleo-flujos al tope de la Fm. Guayabo Inferior y Guayabo Superior (~5.33Ma) (Quintero, 2010). . | 90 |

| | | |
|-------------------|--|-----|
| FIGURA 45. | Conceptos básicos para la conversión de exhumación a acortamiento. | 91 |
| FIGURA 46. | Temporalidad de la deformación del corte G'..... | 94 |
| FIGURA 47. | Modelo 3D de la Cuenca de Medina. | 97 |
| FIGURA 48. | Mapa de contornos al tope de la Fm. Mirador. | 98 |
| FIGURA 49. | Mapa de contornos al tope de la Fm. Guadalupe..... | 99 |
| FIGURA 50. | Mapa de contornos de las fallas Aguaclara y Guaicaramo..... | 100 |
| FIGURA 51. | Análisis de curvatura simple al tope de la Fm. Mirador..... | 103 |
| FIGURA 52. | Mapa de deformación al tope de la Fm. Mirador a partir del <i>Strain Analysis</i> | 105 |
| FIGURA 53. | Restitución cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Sur. | 106 |
| FIGURA 54. | Restitución cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Central..... | 108 |
| FIGURA 55. | Restauración cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Norte..... | 109 |
| FIGURA 56. | Mapa del anticlinal del Guavio donde se presentan las orientaciones de los sistemas de fracturas y los valores de intensidad de fracturamiento. Tomado de Mora <i>et al.</i> , (2010b)..... | 113 |
| FIGURA 57. | Mapa de los anticlinales Tierranegra y Silbadero donde se presentan las orientaciones de los sistemas de fracturas y los valores de intensidad de fracturamiento. Tomado de Mora <i>et al.</i> , (2010b). | 114 |
| FIGURA 58. | Carta del sistema petrolífero de la Cuenca de Medina..... | 117 |
| FIGURA 59. | Desarrollo de la generación-migración de hidrocarburos en un cinturón de cabalgamiento de piel delgada modelado en la subcuenca de Maturin, Venezuela (Nemcok, <i>et al.</i> 2005)..... | 119 |
| FIGURA 60. | Desarrollo de la generación-migración de hidrocarburos para la Cuenca de Medina en la Sección G. | 121 |

RESUMEN

TITULO: CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN EL ÁREA DE MEDINA (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA); RELACIÓN DE TEMPORALIDAD ENTRE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL Y LOS SISTEMAS PETROLÍFEROS*

AUTOR: ALEJANDRO SILVA ARIAS**

PALABRAS CLAVES: Cuenca de Medina, Cinemática de la deformación, Modelamiento 3D, Temporalidad de la deformación.

CONTENIDO: El análisis del estilo estructural y la definición de la cinemática de la deformación de la Cuenca de Medina hicieron posible la creación de un modelo 3D que puede ser restituido cinemáticamente y que permite definir las áreas con mayor concentración de deformación frágil. Adicionalmente la definición de la temporalidad de la deformación frágil mediante tasas de exhumación permite su aplicación en el análisis estructural del sistema petrolífero de la Cuenca de Medina.

A partir del análisis estructural se define la falla de Guaicaramo como una estructura de geometría compleja responsable de generar el anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo. Además esta falla presenta una rampa lateral con vergencia SW que divide la Cuenca de Medina en dos zonas estructurales. Hacia el SW con la presencia de la falla Aguaclara que exhibe una geometría de rampa-despegue-rampa y hacia el NE donde la mayor cantidad de desplazamiento se da a través de la falla de Guaicaramo y la falla Aguaclara es reemplazada por fallamientos menores.

La definición del estilo estructural y la cinemática de la deformación de la Cuenca de Medina permite establecer las zonas del sinclinal de Río Amarillo y el flanco frontal del anticlinal del Guavio como las zonas con mayor deformación y más probables para la concentración del fracturamiento. Finalmente la comparación de la temporalidad de la deformación con el sistema petrolífero permite establecer que la Cuenca de Medina presenta hidrocarburos provenientes de cocinas locales que iniciaron su separación desde el Mioceno Superior-Plioceno, pero el desplazamiento de los últimos ~4Ma ha generado fracturamiento que inicialmente pudo haber contribuido a la conectividad de los reservorios pero que en los últimos ~2Ma comprometió la integridad de las rocas sellos de una de las principales trampas (anticlinal del Guavio) de la Cuenca de Medina.

*Trabajo de Investigación.

**Facultad de Ciencias Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama. Codirector: Andrés Roberto Mora Bohórquez.

ABSTRACT

TITLE: KINEMATICS OF THE BRITTLE DEFORMATION IN THE MEDINA AREA (EASTERN CORDILLERA, COLOMBIA) TIMING RELATIONSHIP BETWEEN BRITTLE DEFORMATION AND OIL SYSTEMS*

AUTHOR: ALEJANDRO SILVA ARIAS**

KEY WORDS: Medina Basin, Deformation kinematics, 3D Modeling, Deformation timing.

CONTENT: The structural style analysis and the deformation kinematics definition of the Medina Basin made possible the creation of a 3D model that can be kinematically restored and allow to defines high concentration areas of brittle deformation. Additionally, the timing definition of the brittle deformation by exhumation rates allows their use in structural analysis of petroleum system in the Medina Basin.

From the structural analysis the Guaicaramo fault is define as a complex geometry structure responsible for generate the Guavio anticline and the Río Amarillo syncline. Besides, this fault has a lateral ramp with SW vergence which divides the Medina basin into two structural zones. To the SW with the presence of the Aguaclara fault that exhibits a ramp-flat-ramp geometry and to the NE where the greatest amount of displacement is given through the Guaicaramo fault and the Aguaclara fault is replaced by minor faulting.

The structural style definition and the deformation kinematics of the Medina Basin allow to establishing the Río Amarillo syncline and the frontlimb of the Guavio anticline as areas with high deformation and more likely to fracture concentration. Finally the comparison of the deformation timing with the petroleum system allows to establish that the Medina Basin presents hydrocarbons from local cuisines that initiated their separation from the Miocene-Pliocene, but the displacement of the last ~4My generated fracturing that initially may have contributed to the connectivity of the reservoirs but in the last ~2My compromised the integrity of seals rocks of one of the main traps (anticlinal Guavio) in the Medina Basin.

* Research Project.

** Faculty of Physical Chemistry. School of Geology. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama. Co-Director: Roberto Mora Andres Bohorquez.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios de los sistemas petrolíferos en áreas del piedemonte colombiano no tienen en cuenta la superposición de eventos deformativos y la distribución de los esfuerzos a lo largo del tiempo geológico para una estructura prospectiva. Por este motivo, la determinación de la cinemática de la deformación combinado con datos de cronología de la deformación, la elaboración de secciones balanceadas y el modelado estructural 3D permite establecer un modelo respecto a las variaciones en el tiempo de la geometría de las principales estructuras, para finalmente compararla con el sistema petrolífero del área. Con este propósito, se selecciona la Cuenca de Medina localizada en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental (Colombia).

Esta área posee unas características llamativas para la exploración de hidrocarburos asociados a la geometría del anticlinal del Guavio, pero con el inconveniente de que hasta la fecha no presenta mayores acumulaciones de hidrocarburos que la hagan una estructura favorable. Otras de las estructuras presentes en el área son los sinclinales de Medina-Nazareth y Río Amarillo, además de las fallas de Guaicaramo, Aguaclara, Tesalia, Lengupá y Servita. Con base en lo anterior, la principal pregunta a responder es: ¿Cuál es la cinemática de la deformación en la Cuenca de Medina y existe alguna relación de temporalidad entre la deformación y los sistemas petrolíferos?

Para responder a esta inquietud es necesaria la integración de la información geológica existente de la Cuenca de Medina, que surge de: a) Comparar los modelos estructurales previos, b) Originar un nuevo modelo cinemático para la zona, c) Generar un modelo 3D y d) Comparar la cinemática de la deformación frágil del área con la temporalidad del sistema petrolífero de la zona. Para

concluir se desarrolla una metodología de trabajo que pueda ser aplicada a otras áreas de interés para la exploración petrolera.

1.1. OBJETIVOS

Determinar la cinemática de la deformación frágil en el área de Medina (Cordillera Oriental, Colombia) para establecer la relación de temporalidad entre la deformación frágil y los sistemas petrolíferos.

1.1.1. Objetivos específicos

- Compilar la información geológica disponible para el área de estudio relativa a la cartografía geológica, datos de fracturamiento, líneas sísmicas, datos de pozos, modelos estructurales y dataciones geocronológicas para conocer el estado actual de la información, definir la calidad de la cartografía y de los datos de fracturamiento, y consolidar la información geológica del área.
- Definir el modelo cinemático estructural del área de estudio para precisar la dirección principal de esfuerzos y la cinemática de las principales estructuras del área.
- Realizar un modelo 3D que pueda ser restaurado cinemáticamente y que permita modelar el desarrollo de las principales estructuras del área en el tiempo; además de analizar la deformación generada.
- Confrontar la cinemática de la deformación frágil con la temporalidad del sistema petrolífero, para conocer la relación existente entre la migración y el entrampamiento con la temporalidad de los eventos que generaron el fracturamiento en el área.

1.2. ANTECEDENTES

Dentro de los estudios realizados en el área, relacionados con la generación de modelos estructurales y el análisis de los procesos evolutivos de las estructuras geológicas, se encuentran:

Rowan, M.G., & Linares, R., (2000) emplearon una técnica de análisis de superficies axiales que utiliza matrices de evolución de pliegues que ayudan a definir la geometría del subsuelo y proporciona información de la geometría de la trampa, del modelado de las rutas de migración de hidrocarburos y de la calidad del reservorio. Los autores presentan tres matrices para pliegues por flexión de falla, en donde la forma de la falla es controlada por la arquitectura de la cuenca de rift pre-existente. El análisis de superficies axiales del anticlinal de Medina, muestra que la geometría del pliegue tri-dimensional es compatible con un modelo en el cual tres parámetros pueden variar a lo largo del rumbo: 1) Aumento del desplazamiento de la falla hacia el NE, 2) Aumento de la longitud de un plano (*flat*) intermedio hacia el NE y 3) Disminución del buzamiento de la rampa hacia el SW. El modelo es utilizado para construir la geometría de la falla tri-dimensional, que se caracteriza por un segmento rampa-despegue-rampa hacia el NE y una rampa oblicua hacia el SW.

Branquet, Y., *et al.* (2002) describen la geología estructural del borde Oriental de la Cordillera Oriental y piedemonte Llanero. Los investigadores cartografían una transecta regional con el fin de restituir su sección transversal y se comparan datos de estratigrafía existentes con nuevos datos obtenidos de la cordillera, piedemonte y cuenca de antepaís. En el área de Guateque-Medina, el basamento Paleozoico y las cuencas de rift Mesozoicas son levantados y exhumados durante la orogenia andina. Este basamento Paleozoico aflorante en el Macizo de Quetame es levantado durante la orogenia andina por una

serie de fallas reactivadas de alto ángulo, esa reactivación andina de fallas Paleozoicas provoca una serie de retro-cabalgamientos. Estos sumados a la falla Tesalia generan un *pop-up* de basamento que puede ser parte de una estructura en flor, debido a que se identifican componentes de desplazamiento dextral.

Mora, A., *et al.* (2006) definen a la Cordillera Oriental de Colombia como clave para la comprensión del papel de las anisotropías del basamento heredado, en la evolución de los cinturones de montaña activos no-colisionales. También se documentan las primeras pruebas inequívocas de que las estructuras extensionales del basamento desempeñan un papel importante en la determinación del foco de la deformación, durante la reactivación contraccional en la Cordillera Oriental.

Mora, A., (2007) estudia la evolución espacial y temporal de los estilos estructurales encontrados en la Cordillera Oriental. Del mismo modo, analiza los diferentes factores que influyen la formación de montañas para así discriminar entre factores controladores de cuenca, anisotropías mecánicas pre-existentes y patrones de exhumación determinados por el clima. Este análisis proporciona un entendimiento profundo del comportamiento del frente de deformación orogénico y de los factores que lo controlan como la mecánica de cuñas, herencia estructural y patrones de exhumación.

Mora, A., *et al.* (2008a) presentan secciones transversales estructuralmente restauradas en secuencia de todo el flanco Oriental de la Cordillera Oriental, las cuales indican que las tasas de acortamiento aumentan durante los últimos 3Ma. A partir de trazas de fisión y balanceo de secciones estructurales se infiere que la exhumación acelerada conduce a un aumento de las tasas tectónicas en el flanco Oriental que crea una topografía pronunciada y

asimetría estructural en la Cordillera Oriental. La evolución tectónica y climática de este orógeno es un ejemplo de la importancia del control climático en los procesos tectónicos.

Mora, A., *et al.* (2008b) estudian las facies sin-rift tempranas del Cretácico Inferior a lo largo del flanco Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, su procedencia y su contexto estructural manifiestan las complejas interacciones entre la extensión Cretácica, tendencias espacio-temporales de la sedimentación y la posterior inversión del paleo-rift Cretácico. La cartografía estructural, el análisis de la topografía actual y el balanceo de secciones transversales indican que la inversión positiva de estructuras extensionales se centran a lo largo de fallas que conectan cuencas, mientras que las fallas intra-cuenca permanecieron sin cambios y son pasivamente transportadas por el movimiento a lo largo de las fallas de borde de cuenca. Estas fallas de margen de cuenca constituyen un sistema de fallas que está condicionado por la fábrica del basamento pre-existente.

Mora, A., & Parra, M., (2008) basan su investigación en cartografía de campo detallada y recopilación de información en superficie y subsuelo, y proponen la zona al Sur del Macizo de Quetame como instructiva para descifrar el patrón de deformación y el tiempo de las estructuras. Entender qué causa un patrón de deformación en determinadas condiciones es fundamental en la exploración petrolera como una forma adicional para predecir que trampas tienen más probabilidad de acumulaciones petroleras exitosas. En muchos casos, existe también una estrecha asociación entre el patrón de la deformación y las diferencias en el tiempo de deformación. La reactivación de fallas y la inversión son probablemente las formas más comunes de acomodar la deformación en zonas previamente deformadas. Sin embargo, en algunas condiciones estructurales donde se ha sugerido inversión positiva, las características

diagnósticas de la inversión son identificadas con menor claridad, en tales casos sólo es una evidencia indirecta que sirve para deducir la inversión tectónica y este es el caso de la Cordillera Oriental de Colombia.

Parra, M., (2008) integra una cartografía detallada y datos sedimentológicos con un marco crono-estratigráfico basado en palinología detallada. Él Identifica tres estados de propagación principales para el orógeno: 1) Seguimiento del inicio de la formación de montañas en la Cordillera Central durante el Cretácico Superior originado por la convergencia oblicua (NE-SW) de las placas Farallones y Sudamericana, el frente orogénico se propaga hacia el E a un tasa de 0.3-3.3mm/año hasta el Eoceno Inferior, 2) Avance orogénico rápido (5.3-13.3mm/año) durante el Eoceno Medio-Superior, resultado de la inversión tectónica inicial y rotación del vector de convergencia de la Cordillera Oriental y 3) Deformación del Mioceno por medio de la reactivación de fallas asociadas al *rifting* Cretácico.

La tasa de propagación del frente de deformación de la Cordillera Oriental durante el Mioceno-Holoceno se estima en 1.5-2.1mm/año. Adicionalmente, los datos de ZFT (*Zircon Fission Tracks*) muestran que la exhumación a lo largo del flanco Oriental del orógeno ocurre a una tasa de 0.3mm/año durante el Mioceno. Con base en datos sedimentológicos de la Cuenca de Medina se estima la acumulación rápida de sedimentos fluviales y lacustres a una tasa de 0.5mm/año durante el Mioceno. Por último, la cronología de la exhumación y deformación asociada a estructuras específicas de los Andes Colombianos permite mejorar los modelos para la maduración de los hidrocarburos, migración y formación de trampas a lo largo del flanco Oriental de la Cordillera Oriental.

Parra, M., *et al.* (2008) presentan nuevos datos de la Cuenca de Medina en el piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia. Ellos obtienen datos sedimentológicos y edades palinológicas, que vinculan una cuña sin-tectónica con adelgazamiento hacia el E, la cual contiene rápidos cambios de facies del Oligoceno Inferior a Mioceno Inferior con un episodio de subsidencia tectónica rápida a partir de ~31Ma. Este registro representa la primera evidencia de carga topográfica que se genera por deslizamiento a lo largo del cabalgamiento principal. Estos datos constituyen evidencia única del crecimiento temprano y la propagación del frente de deformación en la Cordillera Oriental, de tal forma que permite mejorar el entendimiento de los patrones espacio-temporales en la evolución del ante-país en otras cadenas montañosas.

Dentro de los estudios relacionados por medio del modelamiento 3D de estructuras geológicas, se tiene a nivel internacional los siguientes artículos:

Sanders, C., *et al.* (2004) realizan la integración entre restauraciones estructurales cinemáticas y simulación discreta de fracturas para un bloque fracturado, fallado y cabalgado en la Cuenca de Tarija, en el Norte de Argentina. Ellos insisten en la influencia del factor tiempo en la historia de deformación y del crecimiento de fracturas. Se hacen mapas de deformación que son utilizados para simular redes de fracturación discreta geológicamente realistas, que forman la base para continuar la exploración y el desarrollo del campo. En este estudio, la importancia radica en la red de fracturación que es parte significativa de la porosidad general y debe ser incluida en la estimación del potencial de reservas. Además, el sistema de fracturas facilita la permeabilidad y el flujo a través del sistema de migración y puede afectar la elección de la estrategia de exploración y producción óptima de estos campos.

Lamarche, J., & Scheck-Wenderoth, M., (2005) desarrollan un modelado estructural 3D de la cuenca Pérmico-Mesozoica Polaca (*Polish Basin*) con el fin de entender su evolución estructural y sedimentaria que conduce a la maduración de la cuenca (Pérmico-Cretácico) y a su inversión tectónica (Cretácico-Paleógeno). De este modo, se genera un modelo conceptual que considera todos los pasos del desarrollo estructural y deposicional de la cuenca. Este análisis se basa en vistas de profundidad 3D y mapas de espesores para producir un modelo de análisis, ellos interpretan las condiciones de esfuerzo, el temporalidad, y la geometría de la inversión tectónica de la Cuenca Polaca. El modelo estructural 3D contribuye a una mejor visualización de la arquitectura actual del relleno sedimentario (Pérmico a Cuaternario) y resalta las principales características estructurales de la cuenca. De igual modo, se establece el control estructural del basamento Paleozoico y la arquitectura cortical sobre la geometría de la cuenca.

Bistacchi, A., *et al.* (2008) producen un pseudo-modelo 3D diseñado en *ArcGIS* y presentan los resultados preliminares de un modelo en el entorno 3D verdadero de *GoCAD* para discutir las diferencias entre los dos métodos. También modelaron estructuras polifásicas dúctiles y frágiles, y evalúan la incertidumbre geológica en modelos 3D basados exclusivamente en datos de campo. Con el fin de modelar la geología en profundidad ellos integraron datos geológicos de profundidad y superficie en una base de datos espacial, que da origen a los modelos geológicos 3D desde dos enfoques: 1) Un enfoque tradicional que involucra varias secciones paralelas y transversales, aplicando *ArcGIS*; y 2) Implica la elaboración de un verdadero modelo geológico 3D en *GoCAD* con el desarrollo de secuencias de comandos de compilación (*ArcGIS* y *GoCAD*), que estima la incertidumbre en la extrapolación de la profundidad, de las estructuras observadas, en superficie o en pozos.

Susini, S., & De Donatis M., (2009) definen un método y un flujo de trabajo para crear modelos geológicos 3D. Para tal fin se pone a prueba el método en un área bien cubierta por datos y con interés científico aplicado en entornos de investigación internacional. Este documento muestra un modelo geológico en 3D de la zona comprendida entre el flanco Norte del *South Scotia Ridge* y el *Scotia Sea*. Ellos presentan nuevas interpretaciones de la geología y las estructuras del área derivadas del análisis del modelo.

Zanchi, A., *et al.* (2009) presentan tres ejemplos de la reconstrucción de cuerpos geológicos complejos en los Alpes italianos. Su metodología demuestra que aunque sólo se dispone de datos de afloramiento, el modelado 3D permite controlar la consistencia geométrica de las secciones interpretadas en 2D y la geología de campo, a través de una visualización 3D de modelos geométricos. Asimismo la aplicación de un modelo geométrico en 3D, puede ser útil en la elaboración de modelos geomecánicos para estabilidad de taludes o evaluación de recursos.

Los trabajos relacionados a modelamientos 3D a nivel nacional son escasos, no obstante a continuación se presenta un trabajo relacionado con este tópico:

Acosta, J.E., (2002) realiza un análisis cinemático de las principales fallas de la región del Valle Medio del Magdalena y flanco Occidental de la Cordillera Oriental, que genera tres modelos estructurales 3D los cuales involucran el análisis geométrico, temporalidad y evolución de las estructuras, esto define el estilo estructural, la secuencia de deformación del cinturón cabalgado y particularmente la naturaleza de la zona de falla en el límite de la Cordillera Oriental. El objetivo de su modelamiento se centra en el entendimiento de la evolución estructural, que puede formar trampas potenciales para la acumulación de hidrocarburos.

1.3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se localiza en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental y comprende un área de 3200km² de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá, Meta y Casanare (X: 960,000–1'040,000mN, Y: 1'080,000–1'120,000mE) (FIGURA 1).

1.3.1. Ambiente tectónico regional

El marco tectónico regional del NW de Suramérica es controlado por la compleja interacción entre las placas Caribe, Nazca y Suramericana, además de la influencia del bloque Baudó-Panamá. Desde el Triásico, el N de los Andes ha atravesado varios episodios de subducción, acreción y colisión, conforme el NW de Suramérica interactuaba con las placas oceánicas Farallones/Nazca, Caribe y varios arcos de islas (Branquet, *et al.*, 2002) (FIGURA 2). Sin embargo, las estructuras actuales y el levantamiento de las cordilleras resultan principalmente de la tectónica de placas del Neógeno.

Se considera que la fuerza responsable de la inversión de la cuenca de rift Mesozoica durante el Mioceno Superior se genera por la incisión hacia el E del bloque Baudó-Panamá, para formar así la actual Cordillera Oriental (CO) (Taboada, 2000). A partir del Neógeno Inferior (25Ma) la placa Farallones se rompe y forma las placas Nazca y Cocos, esto genera un cambio abrupto de la dirección de convergencia entre Nazca y Suramérica de SW-NE a W-E. La placa paleo-Caribe subduce bajo la esquina NW de Suramérica (por al menos 45Ma) cerca de 25Ma, esta subducción se convierte en oblicua con movimiento SE. Este movimiento produjo que el arco de islas Baudó-Panamá colisionara con Suramérica en el Mioceno Medio y que la CO se levantara durante la

subsiguiente fase orogénica andina (Branquet, *et al.*, 2002) (FIGURA 2), debido a esto se ha propuesto un cambio en el campo de los esfuerzos S_{Hmax} al N de los Andes de ENE-WSW hasta el Paleoceno a una posición NW-SE a WNW-ESE, que se mantiene hasta el presente (Cortes, 2005).

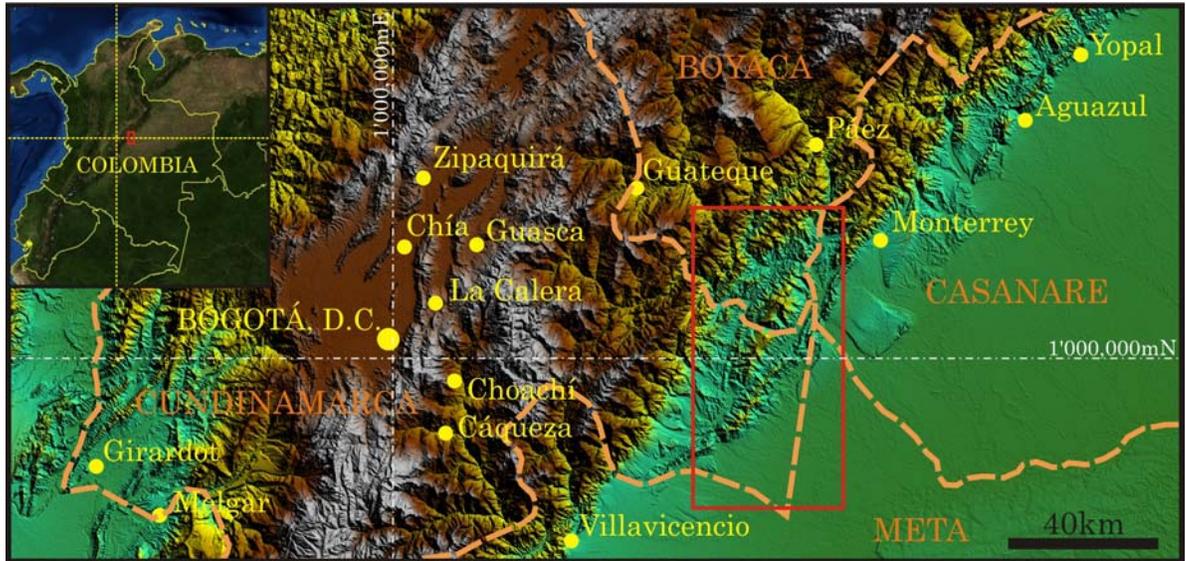


FIGURA 1. Localización del área de trabajo.

Procesos de cabalgamiento del tipo piel gruesa y piel delgada son responsables de la inversión andina de la espesa cuenca Meso-Cenozoica, la cual se forma en tres etapas: 1) Formación del *rifting* continental (Triásico a Cretácico Inferior), 2) La subsidencia termal post-rift produce una cuenca marina de *back-arc* que cubre toda el área de la CO (Cretácico Superior), 3) Acreción de terrenos oceánicos que forman la Cordillera Occidental, que disparan la deformación y el levantamiento de la Cordillera Central (Maastrichtiano a Paleógeno). Al mismo tiempo, al E de la Cordillera Central la CO se convierte en una gran cuenca de *foreland*, en la cual se reconocen varios episodios de la deformación pre-andina. Durante el ciclo orogénico andino, las fallas Mesozoicas extensionales son reactivadas en compresión (Branquet, *et al.*, 2002).

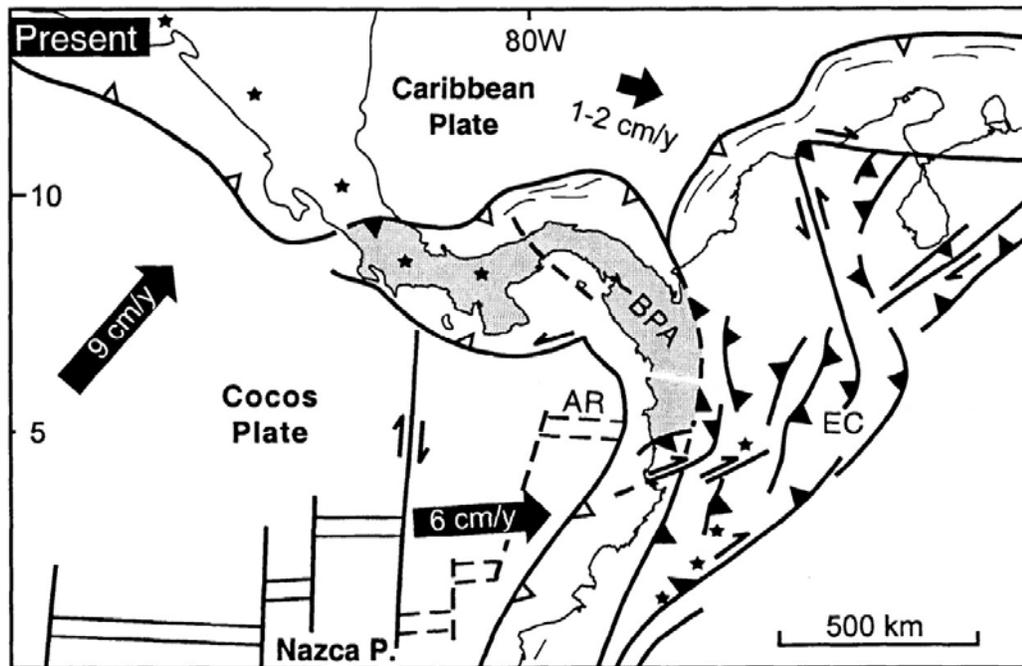


FIGURA 2. Reconstrucción tectónica esquemática que muestra el patrón geodinámico después de la colisión del arco de islas Baudó-Panamá (BPA) con el N de los Andes (Taboada, 2000).

EC: Cordillera Oriental.

1.3.2. Marco estructural y estratigráfico regional

La CO es un cinturón plegado y deformado internamente sin mayores imbricaciones y cabalgamientos, adyacente a macizos de basamento menos deformado como los macizos de Santander y Garzón. Los límites de estos macizos rígidos de Garzón y Santander son las fallas de Algeciras y Santa Marta-Bucaramanga respectivamente. Estas fallas acomodan deformación de rumbo activa, resultado de la oblicuidad con respecto a la dirección de la convergencia. El dominio débil refleja la tendencia de la dirección de convergencia, mientras los bloques de basamento rígido se mantienen indeformados y son levantados a lo largo de las estructuras heredadas. Las fallas de cabalgamiento localizadas a lo largo de los frentes montañosos E y W están típicamente asociados con sinclinales en su bloque colgante, los cuales

actuaron como depocentros Neógenos, esas cuencas preservaron la historia del crecimiento de las estructuras adyacentes.

La cuenca Cretácica Inferior a lo largo del flanco Oriental de la CO fue una zona de rift. El mecanismo de reactivación en el piedemonte Sur fue restringido a una falla maestra frontal invertida, la cual permitió que el flanco Oriental en esta zona fuera levantado mientras las estructuras internas no sufrieron ninguna reactivación contraccional. La principal razón para la reactivación selectiva de fallas en la provincia extensional Cretácica está relacionada a la orientación del campo de esfuerzos tectónicos con respecto a las anisotropías existentes (Mora, 2007).

El área de estudio está localizada a lo largo del piedemonte Oriental de la CO. El flanco Oriental de la cordillera es parte de un cinturón de cabalgamiento inclinado hacia el E, en donde se concentra el acortamiento y se caracteriza por ser una depresión axial con una gruesa capa sedimentaria Cretácica-Cenozoica de hasta 10km de espesor, que suprayace rocas sedimentarias del Paleozoico Superior o filitas pre-Devónicas de bajo grado. El acortamiento generado por cabalgamientos ha expuesto rocas del basamento en superficie a elevaciones de aproximadamente los 4000m. El Grupo (Gp.) Quetame pre-Devónico es constituido por filitas y esquistos verdes, los cuales constituyen las rocas más antiguas del área que están suprayacidas por el Gp. Farallones sedimentario, que comprende areniscas marinas someras a continentales Devónicas, secuencia de capas rojas continentales Carboníferas y carbonatos marinos someros Pérmicos (Mora, 1999).

Estas unidades son suprayacidas por 4-5km de secuencia Cretácica Inferior; los estratos sin-rift inferiores (Berriasiano) no pueden ser agrupados dentro de una sola unidad lito-estratigráfica debido a los rápidos cambios faciales laterales.

Las unidades calcáreas se han agrupado dentro de la Formación (Fm.) Guavio mientras que estratos coetáneos compuestos por gravas polimícticas, brechas, areniscas fluviales y finos asociados constituyen la Fm. Buenavista y areniscas líticas terrígenas marino someras, conglomerados polimícticos y limolitas grises conforman la Fm. Bata. Estos depósitos están cubiertos por una sucesión de lodolitas fisiles marinas y areniscas de espesores altamente variables a causa de la subsidencia tectónica diferencial durante el Berriasiano-Aptiano (fms. Macanal, Las Juntas y Fόμεque). Estas unidades son suprayacidas por areniscas marinas someras de edad Albiano-Cenomaniano (Fm. Une) de cerca de 1000m de espesor, la cual documenta el establecimiento de la subsidencia termal post-rift. Esa formación es suprayacida por lodolitas fisiles negras marinas del Cretácico Superior (Turoniano-Santoniano) (Fm. Chipaque) y cuarzo-areniscas (Gp. Guadalupe) (Campaniano-Maastrichtiano) de ~2km de espesor (FIGURA 3) (Mora, 1999).

Las rocas Cretácicas dentro de la CO tienen ~7km de espesor, un espesor máximo de 2km en el *foreland* de los Llanos y progresivamente se acuñan hacia el E. Los estratos Cenozoicos conforman una secuencia de *foreland* constituida principalmente por material erodado de los principales macizos de basamento del piedemonte Oriental, que reflejan la historia del levantamiento de los altos de basamento adyacentes en la CO. Esta secuencia es caracterizada por cambios pronunciados de facies en su parte inferior. Por otra parte, la sección superior de la secuencia (Mioceno) está compuesta por estratos continentales cuyo ambiente depositacional registra la transición de condiciones marinas a terrestres, que se caracterizan por ríos meandriformes y sistemas de abanicos aluviales (Mora, 2007).

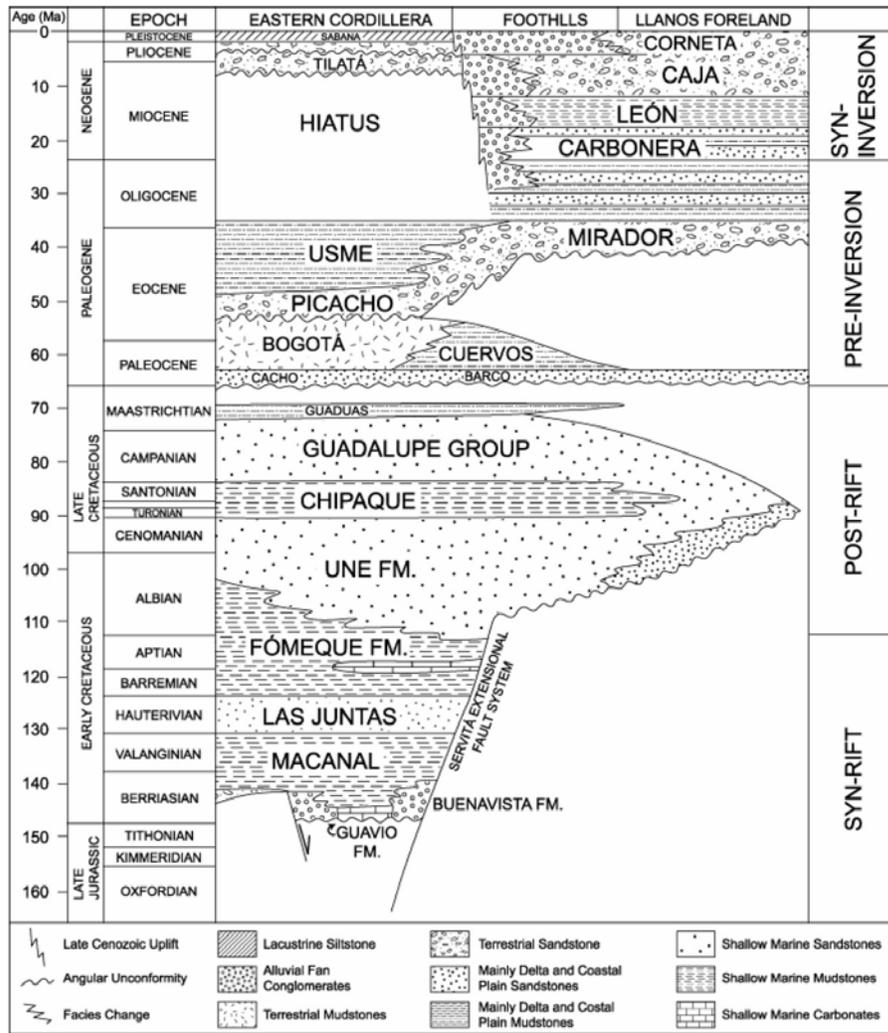


FIGURA 3. Estratigrafía del flanco Oriental de la Cordillera Oriental en el área de estudio (Mora, 2007).

En el piedemonte, la secuencia Pale-Eoceno constituye hasta 600m de arenisca continental y lodolita fisil que conforma las fms. Barco, Cuervos y Mirador. Estas unidades son suprayacidas por ~3km de secuencia Oligo-Mioceno Inferior de lodolitas fisiles y areniscas marinas marginales a deltáicas de la Fm. Carbonera. Sobre esta unidad la Fm. León de lodolitas fisiles del Mioceno Medio constituye 500m de espesor de horizonte continuo interpretado como la última incursión marina en el área. Esta formación está cubierta por

una sucesión continua de arenisca continental y estratos conglomeráticos agrupados en la Fm. Guayabo del Mioceno Superior que localmente presenta 3km de espesor. La Fm. Guayabo Inferior es lateralmente equivalente con la Fm. Corneta que es conglomerática gruesa. Finalmente, areniscas y conglomerados del Plioceno al presente son incluidos en la Fm. Guayabo Superior y alcanzan un espesor máximo de 3.5km (FIGURA 3) (Mora, 2007).

1.3.3. Estilo estructural

A continuación se hace una recopilación de los estilos estructurales existentes para el área de estudio, como consecuencia se discutirán los modelos estructurales desarrollados por varios autores, dentro de los que se encuentran los trabajos de Rowan & Linares (2000), Branquet *et al.* (2002) y Mora (2007).

Para Rowan, M.G., & Linares, R. (2000) el anticlinal de Medina (Guavio) se caracteriza por presentar una cresta sub-horizontal con pliegues levemente simétricos, en algunos perfiles presenta flancos planares y superficies axiales bien definidas que pueden variar hacia pliegues más redondeados.

El anticlinal de Medina es interpretado como un pliegue por flexión de falla (*Fault-Bend Fold*) en el bloque colgante de una falla de cabalgamiento, que hace rampa sobre fallas normales subyacentes (FIGURA 4). La falla de cabalgamiento subyacente al anticlinal de Medina parece desprenderse de lodolitas fisiles del Cretácico Inferior bajo el sinclinal de Nazareth, remonta hacia un despegue intermedio y luego sube en rampa hasta su afloramiento en superficie como la falla de Aguaclara. Esta falla puede originarse en el basamento bajo el Macizo de Quetame o puede encontrarse fuera del cabalgamiento del sinclinal, acomodando acortamiento diferencial en el sinclinal volcado de Nazareth.

La localización de las rampas y la geometría de la falla Aguaclara pueden estar controladas por fallas normales subyacentes. Evidencias de estas fallas normales profundas fue observada en imágenes de la parte SW del área de estudio. Estas fallas pueden controlar la geometría de rampa-despegue-rampa de la falla Aguaclara y generar la geometría del anticlinal de Medina (FIGURA 4).

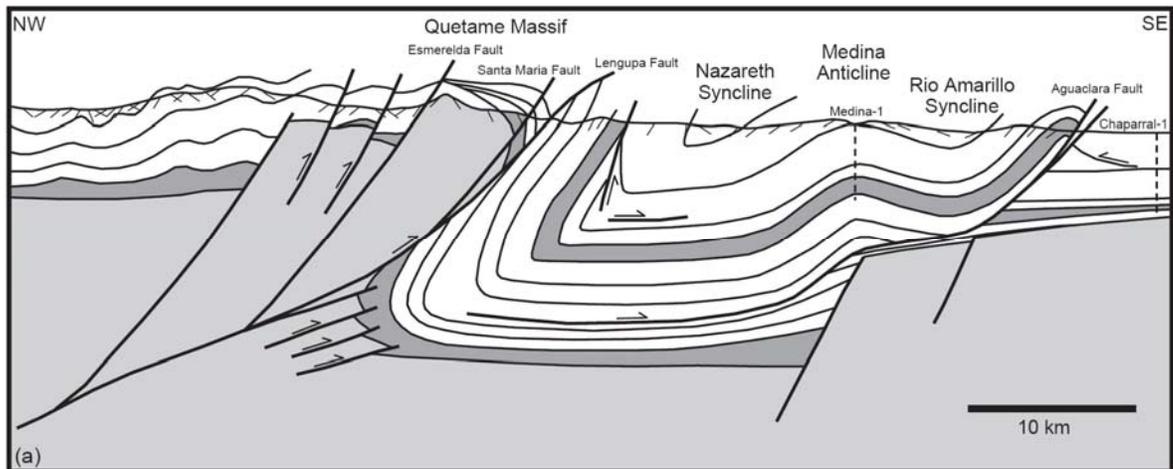


FIGURA 4. Geometría y origen propuesto para el área del Macizo de Quetame y anticlinal de Medina (Rowan & Linares, 2000).

A partir del análisis estructural se define al bloque colgante de la falla Aguaclara, como parte de un *half-graben* rotado formado durante el *rifting* Jurasico. La falla Aguaclara y el anticlinal de Medina se desarrollaron durante la inversión Cenozoica, con un estilo estructural dominado por la arquitectura de rift heredada. Es posible que un pliegue como el anticlinal de Medina se haya iniciado como un pliegue por despegue (*Detachment Fold*) mediante *buttressing* contra las fallas normales preexistentes, luego evolucionó hacia un pliegue por propagación de falla (*Fault-Propagation Fold*) a medida que la falla cortaba a través de unidades competentes y eventualmente se desarrolló como

un pliegue por flexión de falla, solo después de conectar la rampa de la falla a niveles de despegue superiores.

Según Branquet, Y., *et al.*, (2002) las evidencias de la actividad sin-sedimentaria de las fallas maestras, que unen cuencas en el Cretácico Inferior, son las rápidas variaciones del espesor estratigráfico hacia el E en las fms. Lutitas de Macanal y Guavio. Durante la deformación andina la falla Tesalia se reactiva en compresión levantando el frente Oriental de la CO. La reactivación compresional de la falla Tesalia resultó en un amplio pliegue por propagación de falla. El Macizo de Quetame y la secuencia invertida adyacente refleja un modelo de pliegue por propagación de falla, con una falla de ruptura. El flanco frontal invertido es el flanco Occidental del sinclinal de Nazareth (FIGURA 5).

La falla Lengupa se interpreta como un cabalgamiento secundario en el bloque colgante de la falla principal de Tesalia. El anticlinal del Guavio se interpreta como un *pop-up* de basamento el cual parece ser una alternativa a la interpretación de pliegue por flexión de falla. La falla Guaicaramo es la mayor falla de reactivación de basamento, el cual se ramifica en piel delgada hacia arriba de la rampa (FIGURA 5). Los *pop-ups* de basamento son generados exclusivamente por inversión del fallamiento o son estructuras en flor positiva formadas por desplazamiento de rumbo. Por ello, se sugiere que el Macizo de Quetame es una estructura en flor positiva dextral que involucra basamento y que contiene varios *pop-ups* y anticlinales.

Esta interpretación se debe a que en rocas frágiles, una falla normal se reactiva como una falla inversa pura bajo compresión horizontal sólo si su buzamiento es menor de 46°. Las fallas normales de alto ángulo se reactivan más fácilmente bajo compresión oblicua que le da desplazamiento en el buzamiento y en el rumbo (Letouzey, 1990; Brun & Nalpas, 1996). Un componente de

desplazamiento en el rumbo podría explicar la reactivación de fallas normales de alto ángulo, como rampas de piel delgada entre despegues. La neo-formación de una rampa, sobre una antigua falla normal, no es necesaria en el modelo de Branquet, *et al.* (2002) tal como se interpreta por Rowan & Linares (2000) bajo el anticlinal del Guavio (FIGURA 4).

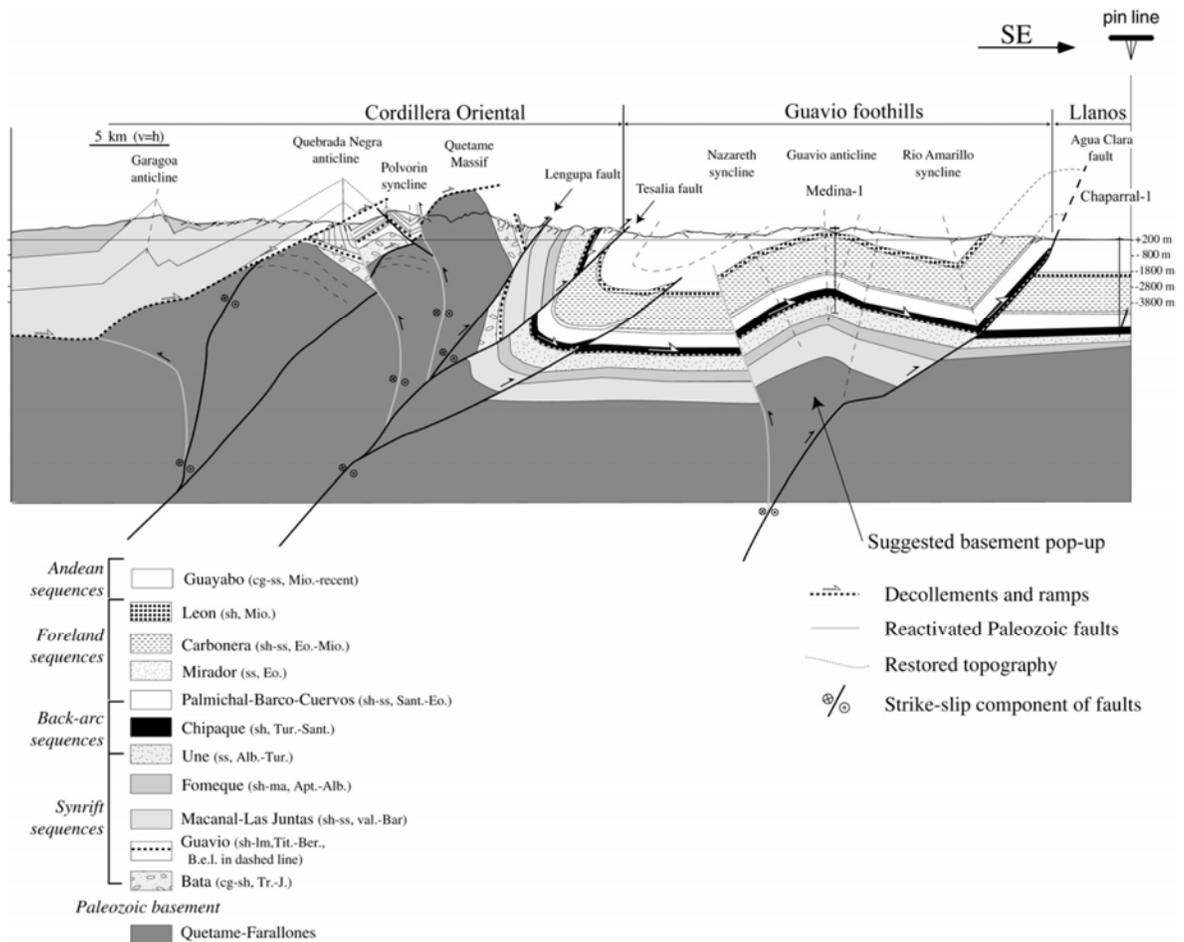


FIGURA 5. Sección regional Las Juntas-Llanos. Modificado de Branquet, *et al.* (2002).

El estilo estructural del área es similar al área de Cusiana-Yopal, en el cual existen fallas normales Cretácicas reactivadas (Tesalia, Guaicaramo, Cusiana) que están asociadas a cabalgamientos de piel delgada. A lo largo del rumbo, estas fallas normales reactivadas parecen estar escalonadas a la derecha lo

cual puede ser controlado por un patrón de fallamiento del rift *en-echelon* a lo largo del margen Oriental del *half-graben* del Cocuy. Sin embargo, el levantamiento relacionado a estructuras que involucran basamento es más importante en el área de estudio que hacia el NE. Esta diferencia puede ser el resultado del desplazamiento dextral a lo largo del sistema de fallas de Altamira (Branquet, *et al.* 2002).

Con base en estudios estructurales e interpretaciones sísmicas, la CO ha sido dividida en dos dominios estructurales: A) Al N de la latitud 5°N donde domina el cabalgamiento inclinado hacia el SE, que puede ser atribuido a la subsidencia en la dirección ESE de la placa paleo-Caribe bajo Suramérica y a la colisión con el arco Baudó-Panamá y B) Al S de la latitud 5°N donde la transpresión es dominante, las fallas con desplazamiento de rumbo son comunes y atribuidas a la subducción oblicua hacia el E de la placa Nazca bajo Suramérica. En el área de estudio, la latitud 5°N donde se ha identificado una zona de cizalla dextral mayor con tendencia E-W, que se encuentra sobre el límite Sur de la placa subducida paleo-Caribe, se espera movimiento dextral y engrosamiento cortical. Por esto la interpretación de una flor positiva en este sector es compatible con la deformación regional y las placas tectónicas del N de los Andes.

Según Mora, A., (2007) la CO se modela como un orógeno bivergente con dos despegues principales: El despegue Oriental es la estructura principal y el despegue Occidental que buza hacia el E es un retro-cabalgamiento (FIGURA 6). Modelos estructurales muestran que una diferencia en el levantamiento entre el flanco trasero de una estructura y su frente de deformación (flanco frontal) puede ser considerado como típico de fallas lítricas reactivadas. Una geometría lítrica para el cabalgamiento frontal del flanco Oriental ha sido

previamente propuesta con base en el balanceo de secciones (Cortés *et al.*, 2005; Mora *et al.*, 2006; Cortés *et al.*, 2006).

Mora (2007) calculó un acortamiento total de ~58km a través de la CO (FIGURA 6). Aproximadamente 30km de acortamiento se produjeron a lo largo del flanco Oriental, que contrastan con los ~23km de acortamiento en el flanco Occidental, mientras que el acortamiento de la Cuenca de Bogotá es solo de 5km. Además, se estiman 3-5km de exhumación de la sobrecarga en los últimos 3Ma. La principal fase de crecimiento topográfico en la CO debe haber ocurrido entre 6 y 3Ma. El acortamiento cortical ha sido concentrado en el flanco Oriental durante los últimos 10Ma, con valores picos de cerca de 5mm/año durante los últimos 3Ma, se estima que ha ocurrido cerca de 13-15km de acortamiento durante los últimos 3Ma, esto es ~50% del acortamiento total para el piedemonte Oriental (FIGURA 6). Datos de AFT (*Apatite Fission Tracks*) muestran que la exhumación durante los últimos 3Ma ha sido concentrada en el anticlinal de Farallones (FIGURA 7), debido al movimiento a lo largo de las fallas Servitá y Mirador. El anticlinal de Farallones es una típica estructura de inversión en el bloque colgante de la falla de Servitá (Mora *et al.*, 2006).

Estructuras generadas durante el *rifting* del Cretácico Inferior fueron importantes para la configuración y el condicionamiento de las estructuras contraccionales. Además, de la actividad tectónica prolongada hasta el presente, la reactivación de estructuras pre-existentes depende de varios factores que son presentados a continuación: 1) La interacción entre los esfuerzos compresionales superimpuestos, 2) La geometría y buzamiento de las anisotropías existentes, 3) El patrón de los esfuerzos andinos superimpuestos a estructuras del Cretácico Inferior, y 4) La geometría de la falla que es el

principal factor de control para el comportamiento diferencial de las estructuras extensionales.

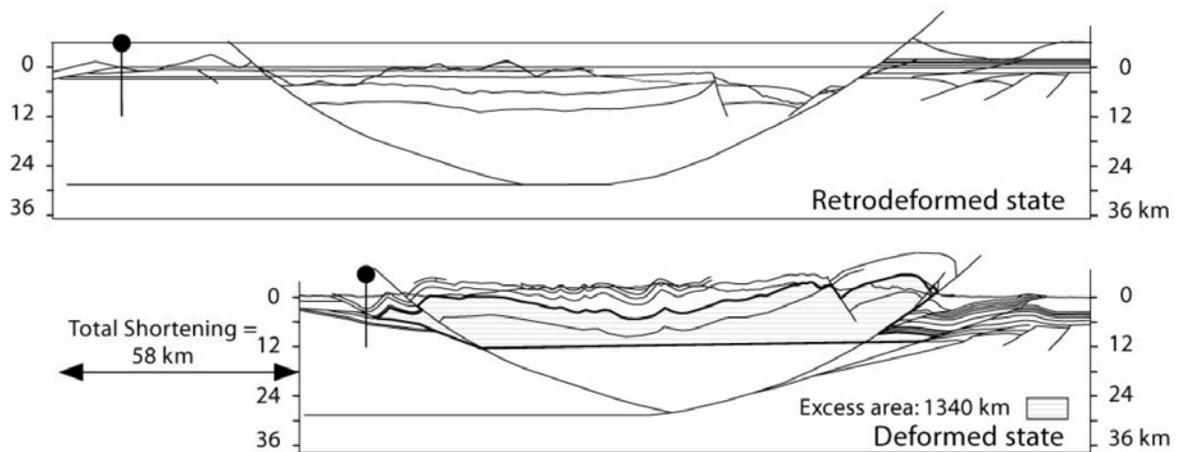


FIGURA 6. Comparación de secciones deformadas y retrodeformadas de la CO (Mora, 2007).

La orientación de los pliegues Cenozoicos en la zona axial de la CO es paralela a los cabalgamientos distales con rumbo NNE-SSW. Este patrón estructural es compatible con la orientación ESE-WNW del S_{Hmax} (Corredor, 2003; Dimaté *et al.*, 2003). Las anisotropías heredadas en el flanco Oriental del cinturón plegado al N de la latitud $4^{\circ}40'N$ son en principio inadecuadas para la reactivación en contracción, debido a que en este segmento la falla Guaicaramo es paralela a la orientación de los pliegues andinos y perpendicular a los patrones compresionales, Dimaté *et al.* (2003) argumenta que la reactivación en tal caso puede ser debida a condiciones de alta presión de fluido o baja fricción.

La falla Servitá fue reactivada durante la orogenia andina como un cabalgamiento de basamento. Al E de la falla Servita se haya la falla Guaicaramo que se formó en respuesta al empuje del bloque colgante de la falla Servitá, un relevo de la falla Servitá que evoluciona como un cabalgamiento

frontal más hacia el E entre la latitud 4°N y 4°50'N (Mora *et al.*, 2006) (FIGURA 8).

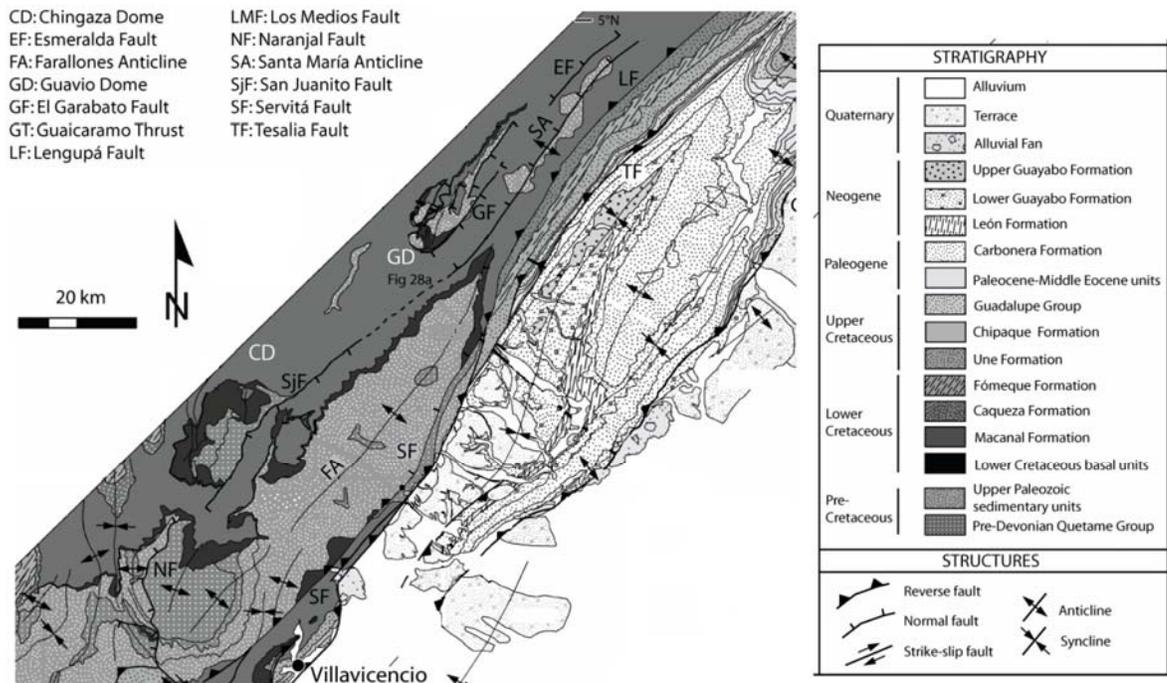


FIGURA 7. Mapa geológico del área de estudio (Mora, 2007).

Existen diferentes estilos de deformación y plegamiento en el bloque colgante de la falla Guaicaramo. Un segmento S que comprende pliegues abiertos con flancos suaves, pero al N de 4°45'N el estilo cambia a pliegues apretados con flancos verticalizados (FIGURA 8). Con base en evidencia sísmica se sugiere que la falla Guaicaramo al S de la latitud 4°45'N aparece como una falla de atajo (*detachment shortcut fault*) condicionado por una falla normal subyacente pre-Cretácica inalterada (FIGURA 8), cuya presencia es soportada por una anomalía gravimétrica bajo el anticlinal del Guavio (Mora *et al.*, 2006, Fig. 13). En contraste, al N de la latitud 4°45'N la falla Guaicaramo parece tener un plano de falla con buzamiento abrupto (Dimaté *et al.*, 2003). Por lo tanto, la

falla Guaicaramo ejemplifica la reactivación de diferentes segmentos de una antigua falla normal conectora de cuencas (FIGURA 8).

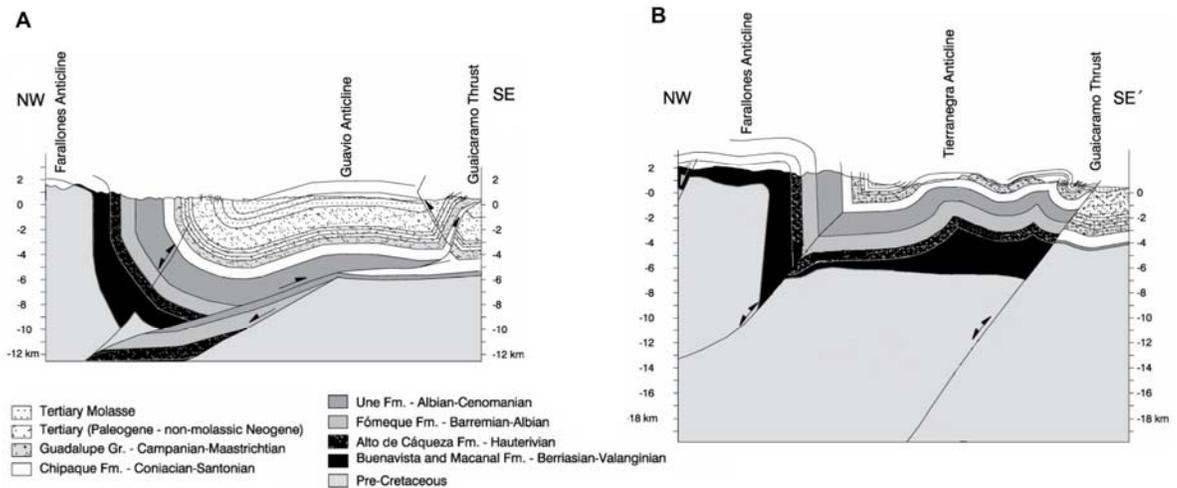
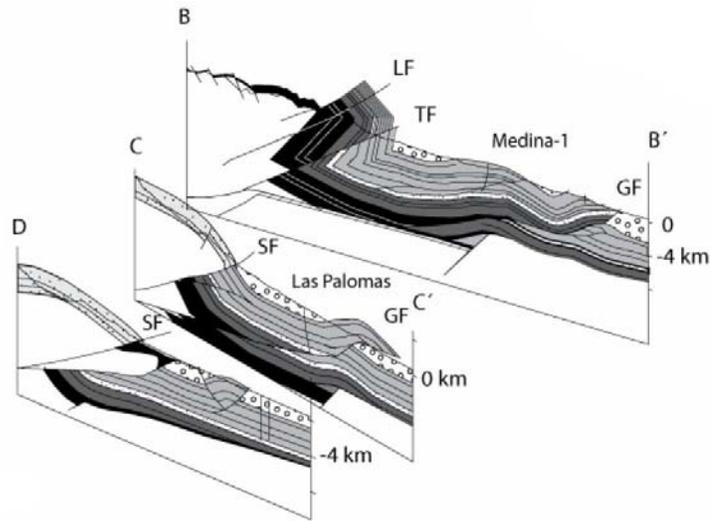


FIGURA 8. Interpretación del segmento Sur (A) y del segmento Norte (B) de la falla Guaicaramo. Modificado de Mora, 2007.

La falla de Guaicaramo es considerada un cabalgamiento de piel delgada independiente con un buzamiento menor de 30° (FIGURA 7 y 9), el acortamiento a lo largo del cabalgamiento de Guaicaramo aumenta hacia el N hasta alcanzar ~23km en el área donde el pliegue por flexión de falla del Guavio ocupa su bloque colgante (FIGURA 9). Secciones geológicas muestran que el grado de acortamiento es similar a la cantidad acomodada por fallas de atajo de piel gruesa al S. Así, el acortamiento de piel gruesa es progresivamente tomado por el cabalgamiento de piel delgada de Guaicaramo hacia el N (FIGURA 9).

La interpretación de líneas sísmicas revelan que el despegue del cabalgamiento de Guaicaramo se localiza en la base de la secuencia Cenozoica cerca de su extremo Sur, mientras que se encuentra a mayor profundidad hacia el N (FIGURA 9).



| Sección | Anticlinal de Farallones | Anticlinal de Sta. María | Fallas Tesalia-Servitá | Falla Guaicaramo | Subfallamientos de Guaicaramo | Atajos de basamento | Total | % |
|---------|--------------------------|--------------------------|------------------------|------------------|-------------------------------|---------------------|-------|----|
| B | 0 | 16 | 3 | 13 | 4 | | 36 | 41 |
| C | 2 | 0 | 10 | 7 | 4.5 | 0 | 24 | 40 |
| D | 1 | | 8 | 3 | | 11.5 | 23.5 | 40 |

FIGURA 9. Secciones balanceadas seriadas con el acortamiento estimado a lo largo de las principales estructuras. Modificado de Mora *et al.* (2010a).

Datos de pozos (*break-out*) cercanos a la latitud 4°N definen un S_{Hmax} orientado en dirección E-W a WNW-ESE (pozos Apiay-1, Apiay-2, La Libertad, Reforma, Vanguardia, Guatiquía y Pompeya), esta información es compatible con las estructuras contraccionales de rumbo N-S cerca de 4°N, pero es oblicua al rumbo NE - SW de las estructuras heredadas. En contraste, más al N la S_{Hmax} se orienta NW-SE (pozos Metica-1, Rancho Quemado, Bengala, Medina-1 y Upia), de manera que las estructuras contraccionales son perpendiculares al campo de esfuerzos actual y paralelas a las anisotropías heredadas, por eso se infiere que dos diferentes dominios de esfuerzo conllevan a diferentes cinemáticas de fallamiento al N y S de la latitud 4°N (Mora *et al.* 2010a).

Al S de 4°N anisotropías pre-existentes son oblicuas a la orientación del campo de esfuerzos tectónicos (FIGURA 7), mientras al N la compresión es perpendicular a las anisotropías existentes. Como la orientación de las principales estructuras contraccionales Cenozoicas y el campo de esfuerzos actuales se correlaciona en diferentes dominios, se deduce que la orientación del campo de esfuerzos se ha mantenido relativamente constante desde el inicio de la orogénesis Cenozoica (Mora *et al.* 2010a).

La presencia de estilos estructurales diferentes cercanos unos a otros en la CO, se evidencia por la presencia de un cinturón plegado central que pasa a un cinturón de cabalgamiento de piel gruesa externo y que finalmente, evoluciona en un cinturón de cabalgamiento de piel delgada hacia el *foreland*. Diferentes estilos de deformación dependen del número de cabalgamientos activos que pueden involucrar basamento o despegues del basamento y del ancho de la zona de deformación activa.

El área de estudio fue dividida en los siguientes segmentos: A) Central, constituido por fallas que involucran basamento y cabalgamiento de piel delgada de bajo ángulo (falla Guaicaramo), caracterizado por un fallamiento dominante con desplazamiento en dirección del buzamiento que representa el dominio de esfuerzos, donde los datos de *break-out* indican compresión perpendicular a las estructuras. B) Norte, constituido por cabalgamiento frontal de baja elevación y baja amplitud. El segmento N es caracterizado por actividad de fallamiento reciente concentrada en estructuras de baja elevación y baja amplitud como la Falla Guaicaramo, mientras que los cabalgamientos de basamento como las fallas de Tesalia y Lengupá no muestran señales de deformación reciente. En resumen, las fallas de bajo ángulo que han generado estructuras de baja elevación y baja amplitud son todas jóvenes y posteriores a la Fm. Corneta de edad Mioceno Superior-Plioceno. Sin embargo, esta

deformación es sincrónica con la mayoría del acortamiento observado en rocas de basamento en el segmento S (Mora *et al.* 2010a).

La mayoría del acortamiento y la deformación activa fue transferida de las fallas Servitá-Tesalia a la falla Guaicaramo. En consecuencia, se modeló el anticlinal de Guavio como un pliegue por flexión de falla localizado sobre la falla Guaicaramo (FIGURA 10). El ángulo de falla en las fallas Tesalia y Lengupá puede ser deducido a partir del buzamiento del flanco invertido del pliegue por propagación de falla asociado (FIGURA 10). El acortamiento total de 25km a lo largo de la falla Guaicaramo puede corresponder con 3-5km de levantamiento vertical pasivo de las fallas de Tesalia, Lengupá y del anticlinal de Santa María sobre la falla Guaicaramo (FIGURA 10). Si se asume la elevación superficial como constante en el Plio-Pleistoceno este modelo no necesita significativa reactivación fuera de secuencia de las fallas Tesalia y Lengupá, sincrónicas con la actividad de cabalgamiento de Guaicaramo (Mora *et al.* 2010a).

En el piedemonte Oriental, el levantamiento y la deformación es concentrada desde el Oligoceno Inferior a lo largo de las principales fallas de inversión, principalmente la falla Servitá. Por eso, la migración hacia el *foreland* del frente de deformación fue mínima durante este periodo. Durante el Cretácico Inferior esta falla también concentró deformación extensional (Mora *et al.*, 2006). A partir de estos hechos, la falla Servita parece ser una anisotropía débil, que inicialmente adsorbió toda la deformación durante cerca de 27Ma. Por ello, se considera una típica anisotropía de larga duración que de modo preferencial concentró deformación, independiente del mecanismo de la cuña (Mora *et al.* 2010a).

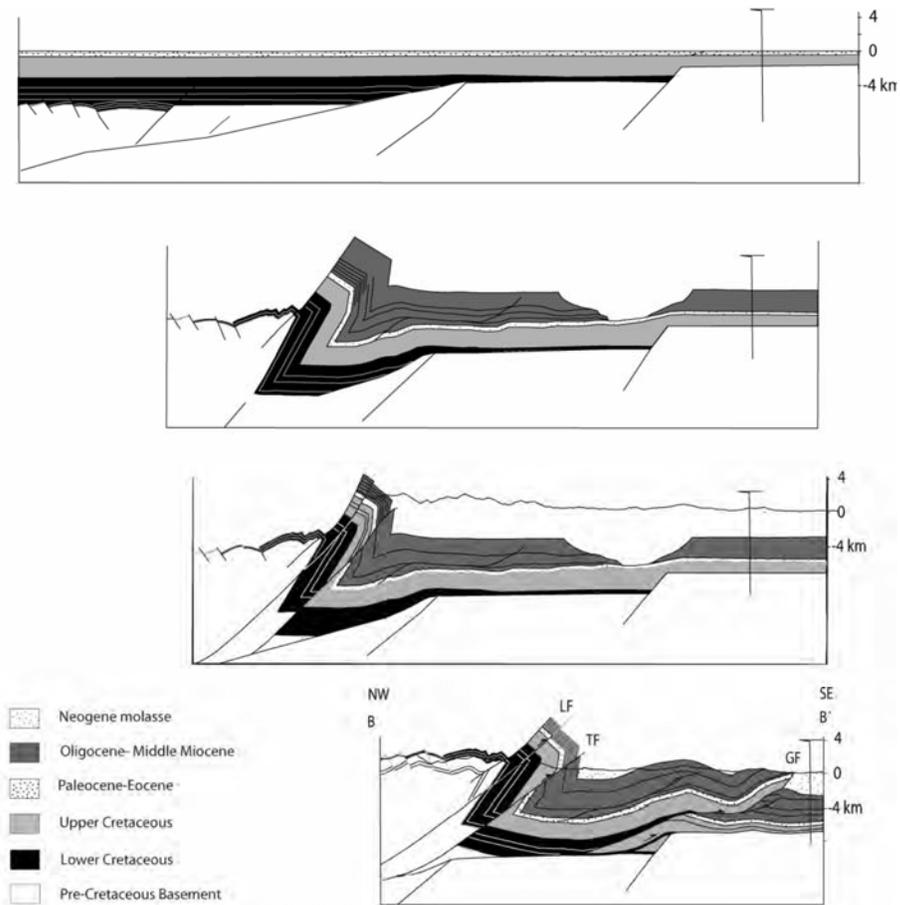


FIGURA 10. Retrodeformación progresiva a través de las fallas de Lengupá, Tesalia y Guaicaramo (Mora, 2007 y Mora *et al.*, 2010a).

Los principales factores condicionantes del estilo estructural extensional, así como la inversión contraccional están estrechamente relacionados a la naturaleza del basamento. El ancho de la deformación, el grado de acortamiento, el desarrollo espacial de estructuras y el lugar de la actividad tectónica continua está fundamentalmente influenciado por las estructuras heredadas de las rocas del basamento (Mora *et al.* 2010a).

1.4. METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados se estructura el trabajo en siete (7) fases, las cuales son presentadas a continuación (FIGURA 11):

1.4.1. Recopilación de información

Recopilación bibliográfica: Relacionada con estudios geológicos estructurales previos realizados en el área de estudio, textos y artículos afines al modelamiento geológico 3D. Esta recopilación se llevó a cabo en el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP-ECOPETROL S.A.) por medio del CIT (Centro de Información Técnica) y del Codirector de la tesis. Además se consultaron las bases de datos de *GeoRef* y la pagina Web de *ScienceDirect* en la Universidad Industrial de Santander (UIS).

Recopilación geológica: Selección del material geológico necesario para dar inicio a las actividades del proyecto, este material consiste en el mapa geológico para el área de estudio (Mora, 2007 y Parra, 2008), archivo de elevación digital del terreno (*DEM Digital Elevation Model*), líneas sísmicas de rumbo y buzamiento para el área (archivos SGY y UKOOA) (ICP-ECOPETROL S.A.), información de pozos (*survey*, topes de formación y *checkshots*) (ITEP-ECOPETROL S.A.) y datos de buzamiento (ICP-ECOPETROL S.A.).

Algunas de las líneas sísmicas de buzamiento para el área de estudio, son:

A-01, 03, 05, 07, 11, 15

B-1200, 1440, 1800, 2080

C-1230, 1400, 1400EXT, 1460, 1600, 1600E, 1810, 1890, 2210, 2240

D-04, 06,08, 10

E-800, 820, 850, 870, 1000, 1020, 1070, 1080, 1655, 1815, 1855

Algunas de las líneas sísmicas de rumbo para el área de estudio, son:

P-1982-01, 03

B-1100, 1300, 1390

C-1100EXT, 1350

D-01

E-920, 1160, 1500

Algunos de los pozos perforados en la Cuenca de Medina, son:

Guacavia-1, Cumaral-1AX, Las Palomas-1, Coporo-1, Upia-1, Chaparral-1, Lengupá, San Pedro-1, Guavio-1-2-3, Medina-1, Buenavista-1.

Actividades previas: son los ejercicios de depuración y edición de la información obtenida, necesarias para la carga en *software* de interpretación y balanceo estructural (*2DMove*, *3DMove* y *LithoTect*). Dentro de estas actividades se tiene: A) Edición del mapa geológico (DXF) que involucra la conversión de polígonos a líneas de los contactos geológicos, esta actividad se desarrolló en el *software AutoCAD*, B) Depuración de los topes de formación y registros de velocidad (*checkshots*) de 13 pozos, así como la creación de archivos de texto (ASCII), C) Corrección de 18 líneas sísmicas que presentaban problemas de localización relacionados a su archivo UKOOA, esta actividad se realizó en *Seisvision (Geographix)* en las instalaciones del ICP.

1.4.2. Actividades de aprendizaje

Involucra las jornadas dedicadas al aprendizaje de *software* vital para el desarrollo del proyecto, estas actividades estaban enfocadas, a: A) Interpretación sísmica y estructural, B) Balanceo estructural y restitución cinemática como *2DMove (Midland Valley)* y *LithoTect (GeoLogicSystems)* y C) Generación de superficies tri-dimensionales y de restauración cinemática 3D

como *GoCAD (Paradigm)* y *3DMove (Midland Valley)*. Aparte de los cursos de interpretación y balanceo de secciones estructurales (Dr. Jay Namson) y modelamiento 3D (Dr. David Tanner).

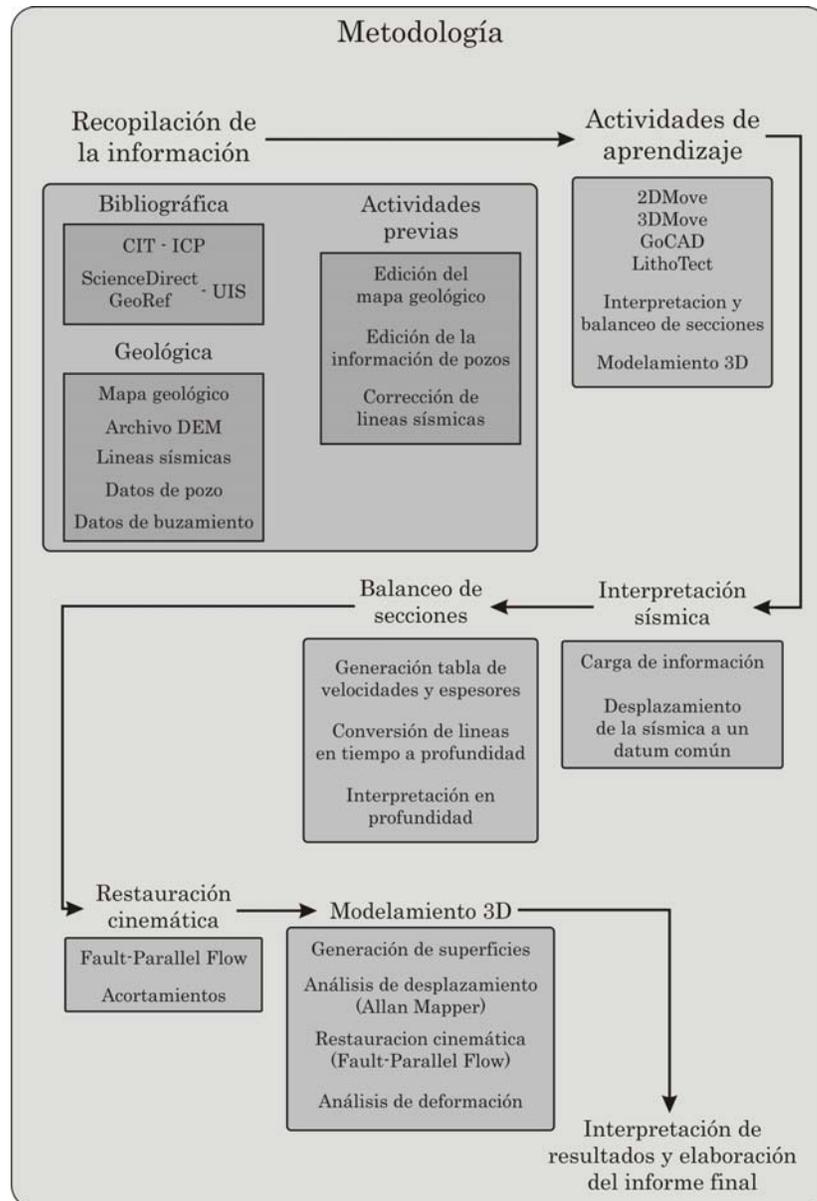


FIGURA 11. Esquema de la metodología de trabajo.

Para el uso de los programas de ordenador *2DMove*, *3DMove* y *GoCAD* se utilizaron las licencias disponibles en el ICP, mientras que para *LithoTect* se empleó una versión de prueba facilitada por *GeoLogicSystems*.

1.4.3. Interpretación sísmica.

Inicia con la carga de información geológica como: mapa geológico, modelo digital del terreno (DEM), datos de 13 pozos (*surveys* y topes), 882 datos de buzamiento, 11 líneas sísmicas de rumbo y 35 líneas sísmicas de buzamiento, dentro del *software* de interpretación (FIGURA 12). Otras de las actividades realizadas involucran la generación de perfiles topográficos para cada una de las líneas cargadas y su posterior conversión a tiempo, con este objetivo se emplea el algoritmo *Depth Conversion* de *2DMove* y la velocidad de reemplazamiento para cada línea, adicionalmente se desplaza (*shift*) la sísmica a un datum común para todas las secciones cargadas.

En total se interpretaron 23 líneas sísmicas de buzamiento y 8 líneas de rumbo (FIGURA 12). Dentro de estas líneas se interpretan los horizontes León, Carbonera (miembros C1, C2, C6 y C8), Mirador y Guadalupe. Esta actividad se realizó principalmente en el *software LithoTect*.

Las líneas sísmicas de buzamiento interpretadas en este estudio, son:

A-01, 05, 11

B-1200, 1440, 1800

C-1230, 1400, 1460, 1600, 1600E

D-04, 06, 08, 10

E-800, 820, 870, 1000, 1020, 1070, 1080, 1655

Las líneas sísmicas de rumbo interpretadas en este estudio, son:

P-1982-01, 03

B-1300, 1390

C-1350

D-01

E-1160, 1500

1.4.4. Balanceo de secciones

Esta fase involucra la interpretación en profundidad y la restauración cinemática de las secciones estructurales realizadas. Inicialmente se crea una tabla de espesores para el área de estudio basado en los documentos y columnas estratigráficas realizadas por Parra (2008) e informes internos de CHEVRON del Bloque Galerón. Además se genera una tabla de velocidades para cada uno de los horizontes interpretados en las líneas sísmicas, con este fin, se intentó emplear los registros de velocidad (*checkshots*) disponibles para algunos de los pozos del área, aunque estos presentan inconsistencias importantes que generan graves problemas de espesores (aún para líneas o pozos contiguos). Por tal motivo, se decidió utilizar la línea sísmica C-1230 con el fin de generar pruebas de velocidades y obtener espesores similares a los obtenidos por Parra (2008) y los espesores reportados en el pozo Las Palomas-1.

En total se convirtieron a profundidad 15 líneas sísmicas de buzamiento empleando el algoritmo *Depth Conversion* de *LithoTect*, el cual genera resultados similares al presentado por *2DMove* pero con mayor facilidad y rapidez, estas líneas permitieron interpretar en profundidad 11 secciones estructurales en toda el área. La interpretación se realizó en *LithoTect* con la información de superficie (contactos geológicos y buzamientos), pozos (topes), horizontes interpretados, tabla de espesores y los algoritmos de *Interpretation – Projection – Lines* y *Fault Prediction – Flexural Slip* para la generación de las

secciones. En el balanceo de las secciones se utilizaron las reglas de balanceo de secciones resumidas dentro del documento de Wilkerson & Dicken (2001).

1.4.5. Restauración cinemática

Cada una de las 11 secciones balanceadas se restauró cinemáticamente por medio del algoritmo de *Restoration Fault-Parallel Flow* de *2DMove*, que fue aplicado principalmente a la Fm. Mirador mediante la opción *Joint Beds* del algoritmo. En muchas oportunidades se realizó restituciones cinemáticas a la par de la interpretación y del balanceo de secciones, con el fin de resolver incógnitas estructurales en zonas de incertidumbre sísmica. Cabe señalar que se obtuvo valores de desplazamiento para cada una de las fallas restauradas y se comprobó la variación del acortamiento para cada una de las 11 secciones, aspecto fundamental si se quiere generar un modelo 3D consistente a lo largo del rumbo.

1.4.6. Modelamiento 3D

De las secciones estructurales viables se exportaron 10 de ellas a *3DMove* y se generaron superficies para cada falla y para las fms. Mirador y Guadalupe mediante el algoritmo *Create Surface From Lines*, usando las opciones *Linear* o *Tessellation* que depende de la complejidad de la superficie, previo a la generación de las superficies se remuestreó (*Resample*) cada una de las líneas empleadas para facilitar el proceso de creación de superficies. Anterior a la restauración de los horizontes se utilizó el análisis *Allan Mapper*, en el cual se obtienen los desplazamientos (*slip*) para los horizontes analizados a lo largo de la falla de interés; con esta información se crea un archivo ASCII (.SEP) que puede ser cargado nuevamente cuando se hace la restauración.

Para realizar la restauración 3D se empleó el algoritmo *Restoration - Move on Fault - Fault-Parallel Flow* y los desplazamientos obtenidos mediante el análisis *Allan Mapper*. Una vez se restauran los horizontes es posible aplicar otros análisis disponibles en el *software 3D Move* como *Strain, Curvature, Cylindrical, y Orientation Analysis* que permiten obtener mapas de deformación para cada horizonte.

1.4.7. Interpretación de resultados y elaboración del informe final

Comprende el análisis de la información obtenida durante el estudio, definición de la cinemática de la deformación y su comparación con el sistema petrolífero existente en el área. Además de la elaboración del informe final.

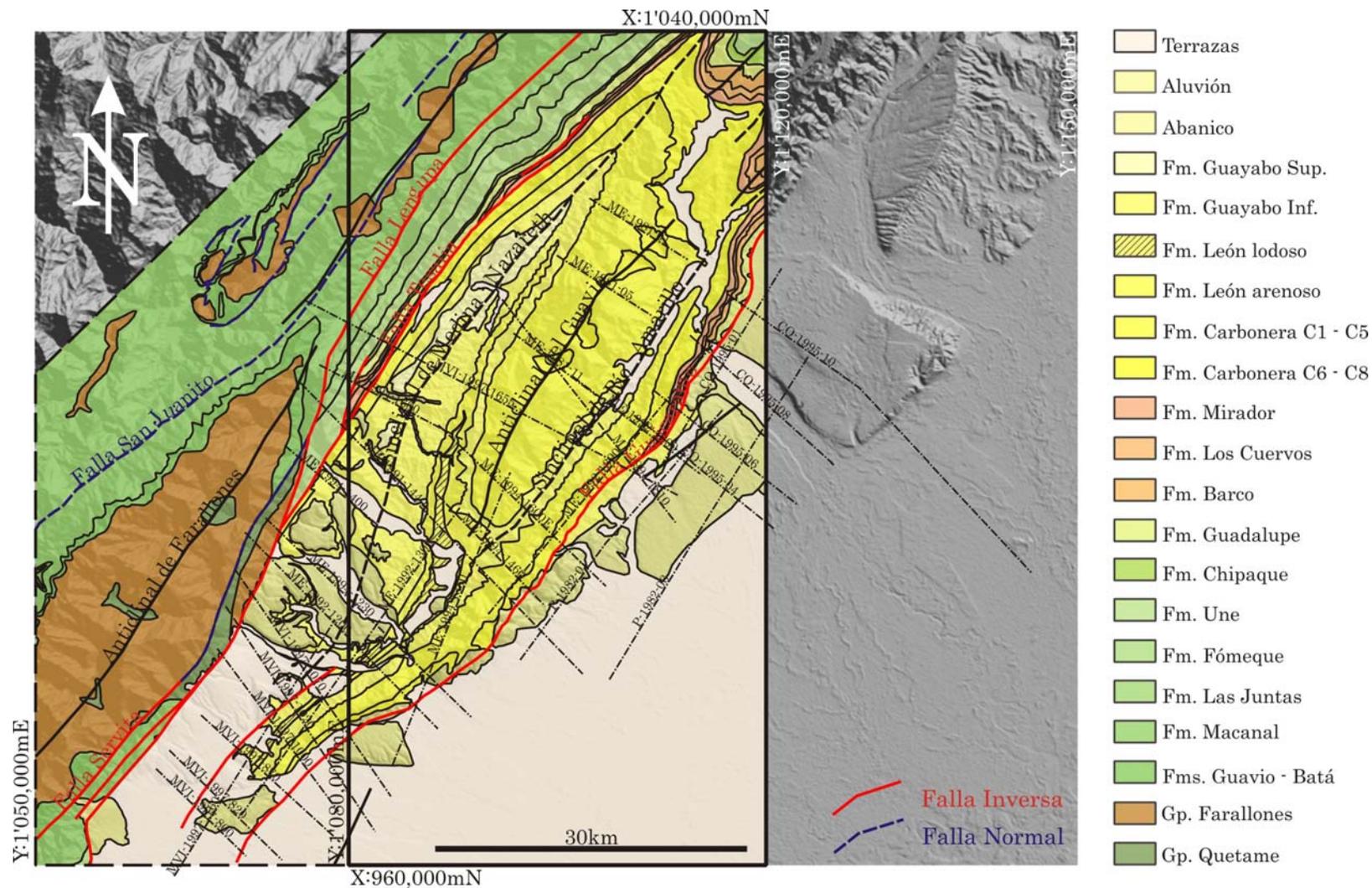


FIGURA 12. Localizaci3n de las l3neas s3smicas interpretadas en este estudio para la Cuenca de Medina.

2. RESULTADOS

Los resultados obtenidos del actual estudio comprenden la definición del estilo estructural de la Cuenca de Medina mediante la interpretación en tiempo y en profundidad, balanceo de secciones estructurales y el modelamiento 3D.

2.1. ESTILO ESTRUCTURAL

Para la definición del estilo estructural se hace necesaria la interpretación en tiempo y la conversión a profundidad de dicha interpretación, con este fin se define una tabla de velocidades. Posteriormente se implementa una tabla de espesores generalizados para las unidades presentes en el área de estudio (TABLA 1). Esta tabla se realizó con base en las columnas estratigráficas realizadas por Parra (2008) e informes internos de CHEVRON del Bloque Galerón.

Durante el proceso de interpretación sísmica se identificaron horizontes claves, a los cuales se les comprueba su continuidad lateral mediante la interpretación de secciones de rumbo. Los horizontes interpretados son: León, Carbonera (miembros C1, C2, C6 y C8), Mirador y Guadalupe, en algunas secciones se identificaron los horizontes Los Cuervos y Barco. Algunos de los horizontes presentan reflectores característicos como es el caso de León, Carbonera miembro C1 y Mirador. Para los demás reflectores su continuo análisis permitió diferenciar ciertas características sísmicas que aseguran su reconocimiento y la estimación de sus espesores en tiempo, dependiendo de la ubicación en el área de Medina.

Para la definición del estilo estructural del área de estudio se realizaron 11 secciones estructurales (FIGURA 13) para las cuales se empleó la información sísmica y geológica de superficie (contactos y buzamientos) disponible, además de la tabla de espesores en profundidad (TABLA 1).

2.1.1. Secciones A y B

Se localizan al S del área de estudio y son las más sencillas estructuralmente, en comparación con la complejidad estructural observada al N. La sección A corresponde con el trazo de la línea sísmica E-0800 y la sección B corresponde con el trazo de la línea sísmica E-0870 (FIGURAS 12 y 13).

Estas líneas sísmicas presentan un *backthrust* asociado a un anticlinal que evoluciona hacia el N (FIGURAS 14 y 15). Este anticlinal se considera un pliegue por flexión de falla asociado a la falla Aguaclara.

TABLA 1. Velocidades y espesores estimados para las unidades del área de Medina.

| Ma | Periodo | Época | Edad | Formación | Espesores (m) | | Velocidad | | |
|-------------|--------------|-----------|---------------|------------------|---------------|------------|-----------|-----------|------|
| | | | | | Parra, 2008 | Servigecol | | | |
| 2 - 5 | Neógeno | Plioceno | Zancleano | Tgu Guayabo Sup. | | 1200 | 3200 | | |
| 5 - 10 | | | Tortoniano | | Inf. | 360 | 1306 | 3200 | |
| 10 - 16 | | Mioceno | Langhiano | Tle Leon | | 480 | 300 - 720 | 3400 | |
| 16 - 19 | | | Burdigaliano | Tcar Carbonera | C1 | | 1090 | 450 | 3600 |
| | | | | | C2 | | 210 | | 3700 |
| | | | | | C3 | | 235 | | |
| | | | | | C4 | | 80 | 330 | |
| | | | | | C5 | | 320? | 620 | |
| | | | | | C6 | | 225? | 500 | 3800 |
| 19 - 23 | | | Aquitano | | C6 | | 225? | 500 | 3800 |
| | Oligoceno | | | | C7 | 725? | | | |
| 23 - 39 | Paleógeno | Eoceno | Bartoniano | | C8 | 245 | 3900 | | |
| 39 - 45 | | | Lutetiano | Tmi Mirador | | 240 | 156 - 190 | 4000 | |
| 45 - 56 | | Paleoceno | Thanetiano | Tlcu Cuervos | | 475 | 164 - 320 | 4200 | |
| | | | Selandiano | Tba Barco | | 235 | 160 - 230 | 4300 | |
| 56 - 60 | | Cretácico | Superior | Campaniano | Kg Guadalupe | | 525 | 400 - 530 | 4400 |
| 60 - 83 | Cenomaniaco | | | Kch Chipaque | | | 420 - 500 | 4500 | |
| | Aptiano | | Ku Une | | | 490 - 560 | 4600 | | |
| | Barremiano | | Kfo Fomeque | | | 503 - 610 | 5000 | | |
| | Hauteriviano | | Kaj Juntas | | | 808 - 975 | 5200 | | |
| | Valanginiano | | Klm Macanal | | | >792 | 5400 | | |
| Berriasiano | Kgu Guavio | | | | 290? | 5600 | | | |
| | Jurasico? | | Kbt Bata | | | 900 | 5600 | | |
| | Devónico | | Ds Farallones | | | >792 | 5700 | | |
| | Cámbrico | | CAO Quetame | | | >1097 | 5800 | | |

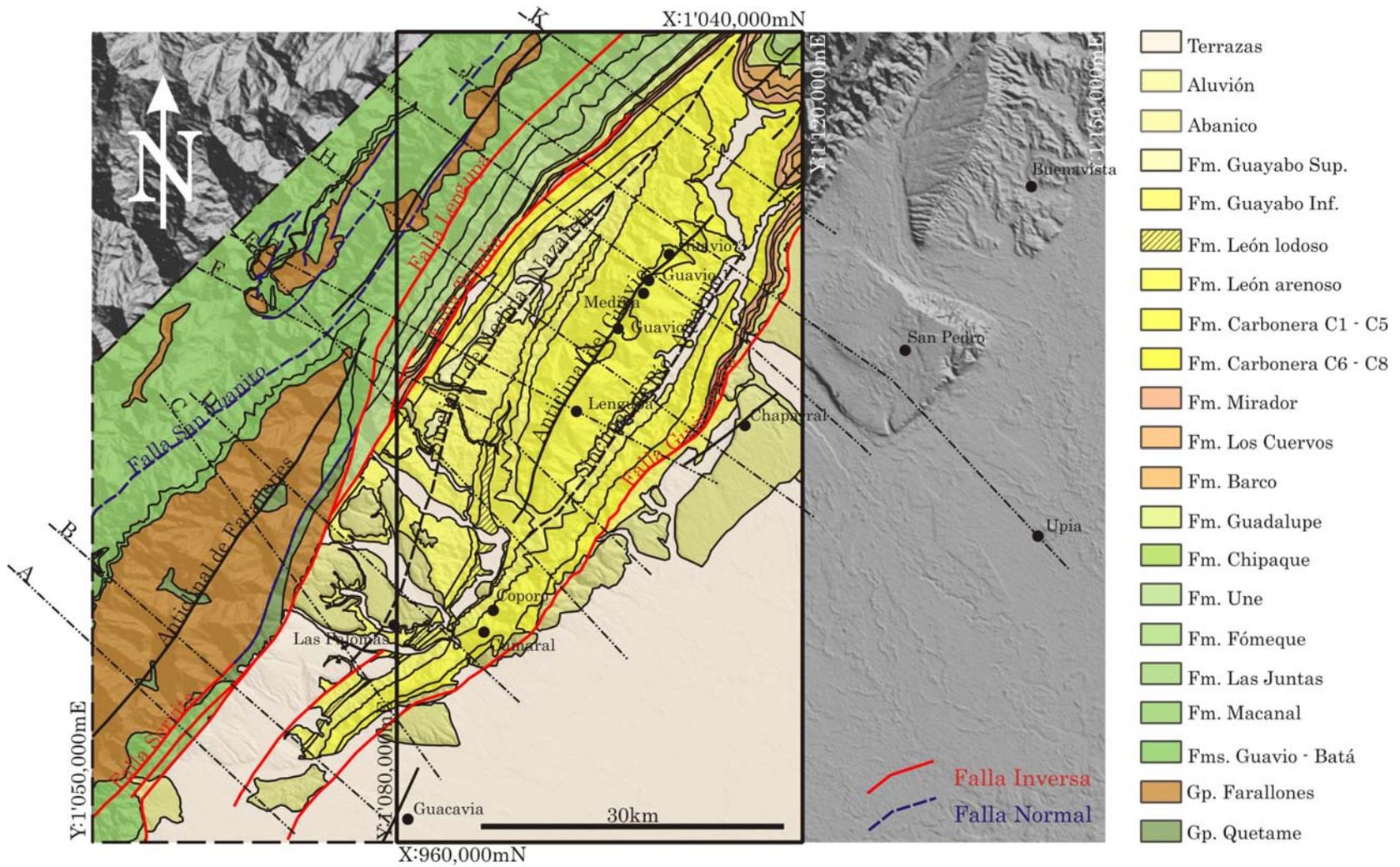


FIGURA 13. Localización de las secciones estructurales y pozos en la Cuenca de Medina.

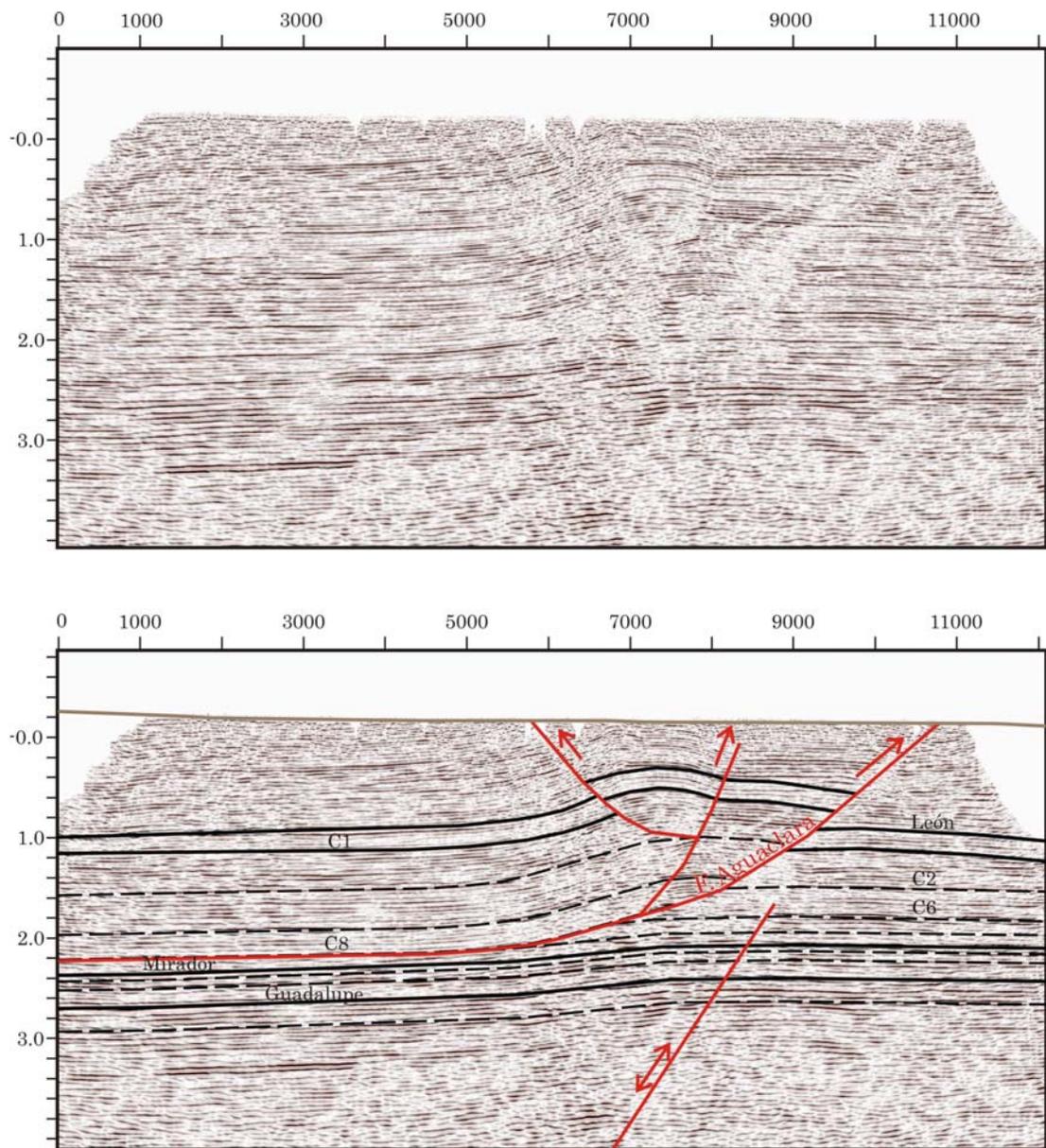


FIGURA 14. Línea sísmica E-0800 con su respectiva interpretación.

En las secciones A (FIGURA 16) y B (FIGURA 17) se interpreta a la falla de Aguaclara como una falla de geometría rampa-despegue-rampa, que nace desde el basamento (a 27°) y presenta un despegue al tope del Carbonera miembro C8. Esta falla finalmente hace rampa hacia la superficie, probablemente debido

a una zona de debilidad pre-existente generada por fallas normales en su bloque yacente. En secciones posteriores ubicadas más al N se mostraran evidencias sísmicas de este comportamiento.

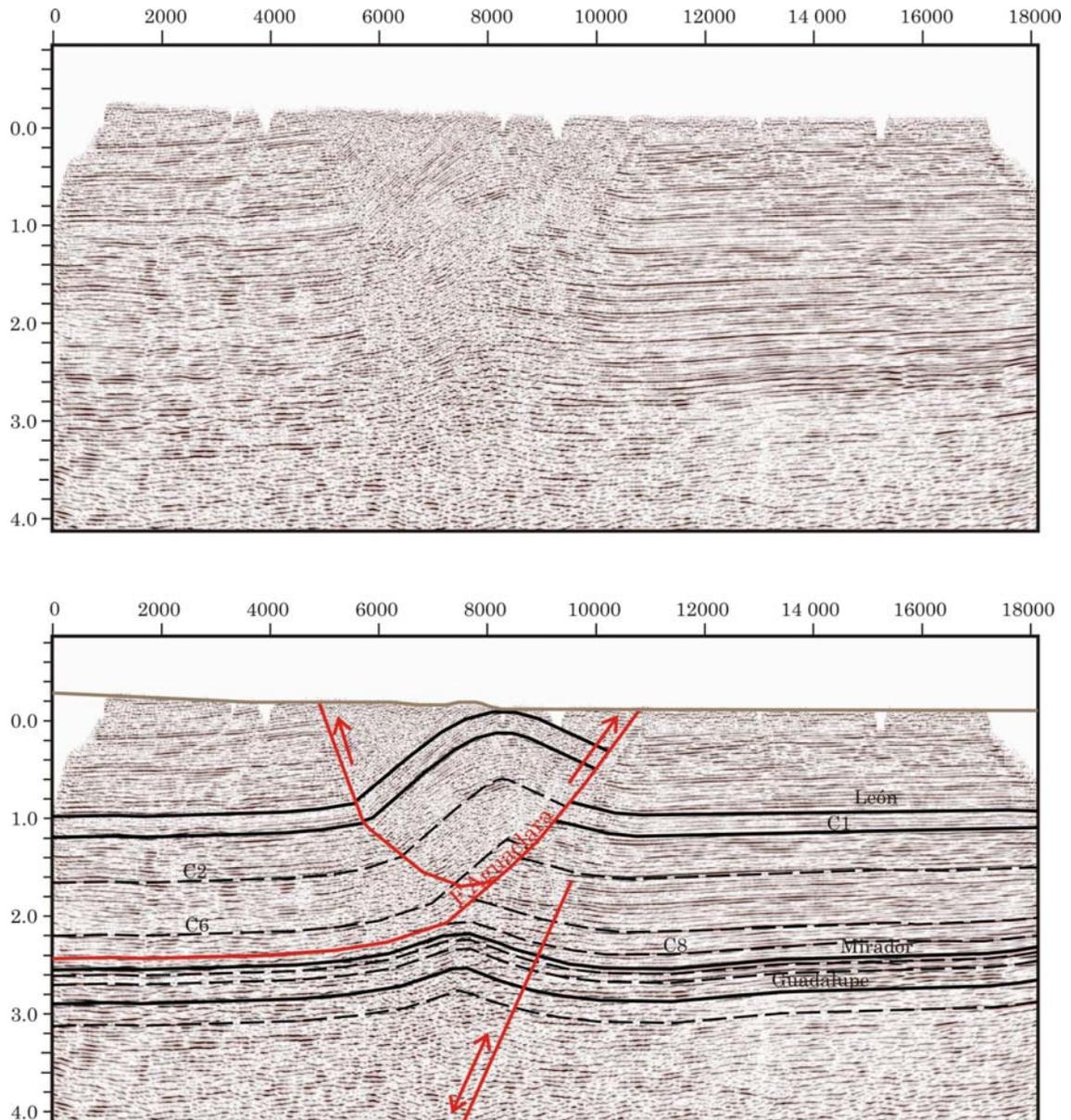


FIGURA 15. Línea sísmica E-0870 con su respectiva interpretación.

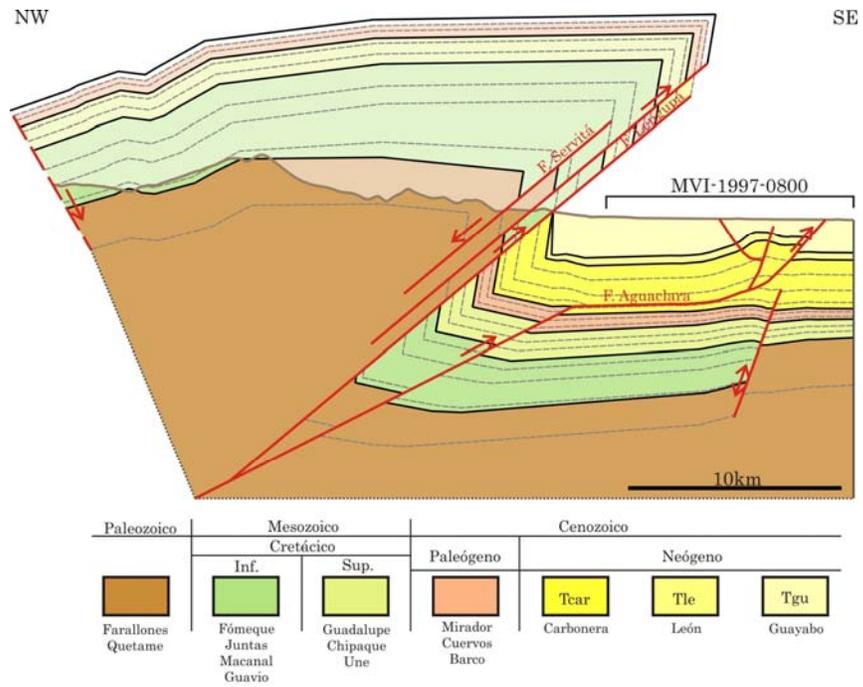


FIGURA 16. Sección balanceada A, siguiendo la línea sísmica E-0800.

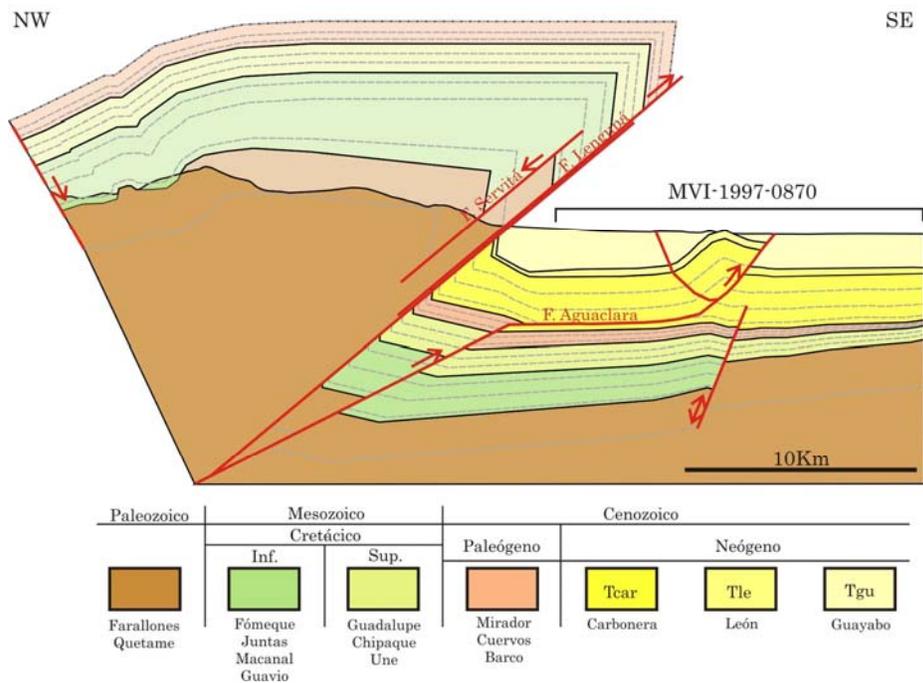


FIGURA 17. Sección balanceada B, siguiendo la línea sísmica E-0870.

La restauración a lo largo de la falla Aguaclara demuestra que el anticlinal formado en el bloque colgante de la misma, inicia como un pliegue por propagación falla que evoluciona a un pliegue por flexión de falla. Este desarrollo geométrico del pliegue se comprobó mediante la restitución cinemática del mismo empleando el algoritmo de *fault-parallel flow*. La falla Lengupá se interpreta como una falla inversa en el flanco invertido del sinclinal de Medina. En el caso de la falla Servitá, esta se interpreta como una falla normal Cretácica que no fue reactivada durante los eventos compresivos presentes en el área, de igual manera como fue interpretada por Mora (2007).

2.1.2. Secciones C y D

La sección C corresponde con el trazo de la línea sísmica E-1070 y la sección D corresponde con el trazo de la línea sísmica C-1230 (FIGURAS 12 y 13). A diferencia de las líneas sísmicas de las secciones A y B, en estas se aprecian diferencias en la inclinación y elevación de los reflectores vistos en los bloques colgante y yacente de la falla Aguaclara (FIGURAS 18 y 19).

Dicha diferencia en la inclinación y elevación de los niveles puede ser interpretada como la acción de una falla inferior a la falla Aguaclara, que aflora en superficie a lo largo del mismo trazo. Esta falla se interpreta como la falla Guaicaramo, la cual releva a la falla Aguaclara hacia el NE de la Cuenca de Medina. El desplazamiento del bloque colgante de la falla Guaicaramo se incrementa hacia el N siendo mayor en la línea C-1230 (FIGURA 19) que en la línea E-1070 (FIGURA 18).

En las secciones C (FIGURA 20) y D (FIGURA 21) se interpreta la falla Aguaclara de la misma manera como se señala en las secciones A y B con una geometría de rampa-despegue-rampa. En el bloque yacente de la falla

Aguaclara se interpreta la falla Guaicaramo como una rampa de buzamiento variable, la cual inicia en el basamento con un buzamiento suave ($17-20^\circ$) que se vuelve más elevado al conectarse a la falla Aguaclara (FIGURA 20).

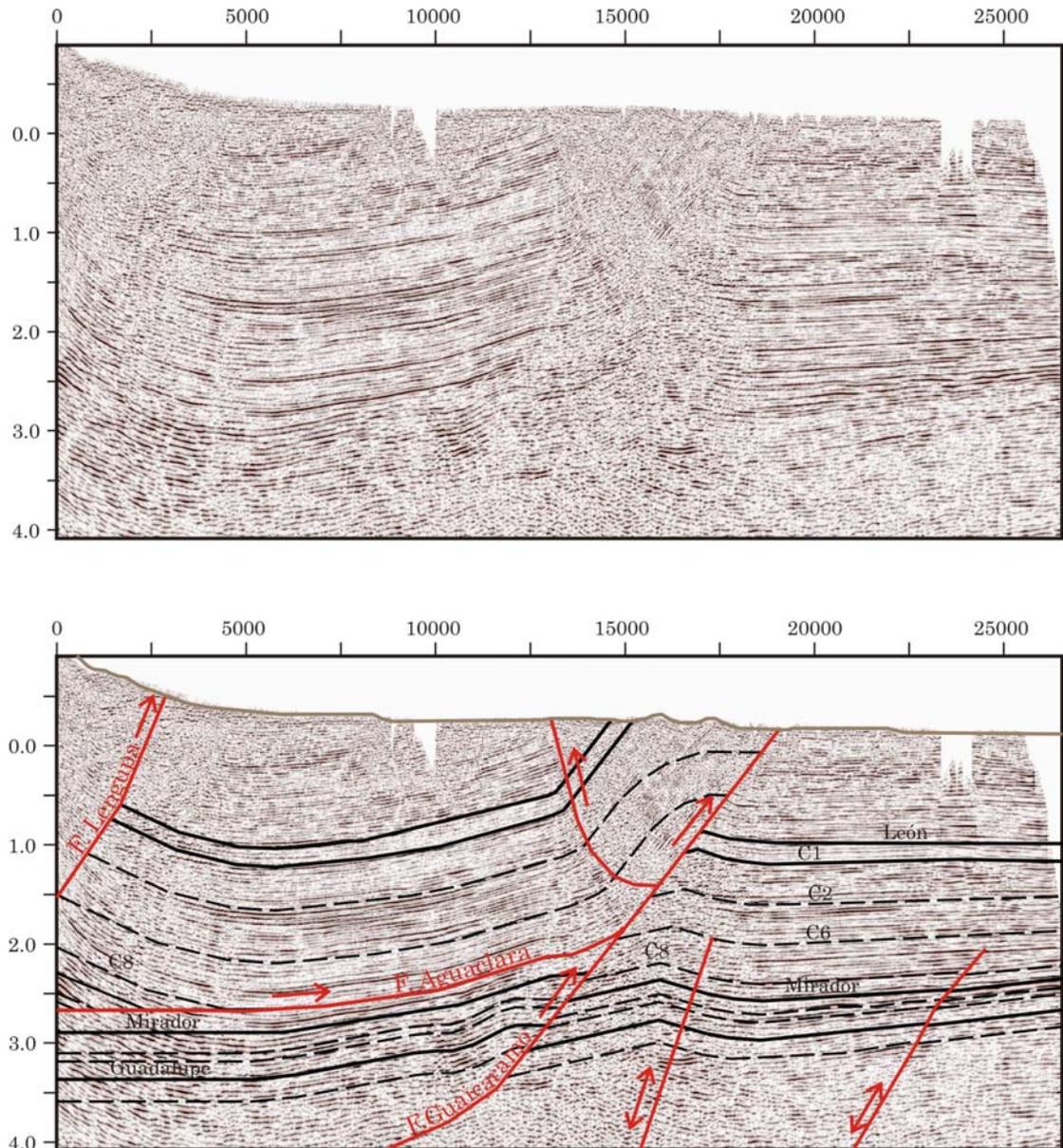


FIGURA 18. Línea sísmica E-1070 con su respectiva interpretación.

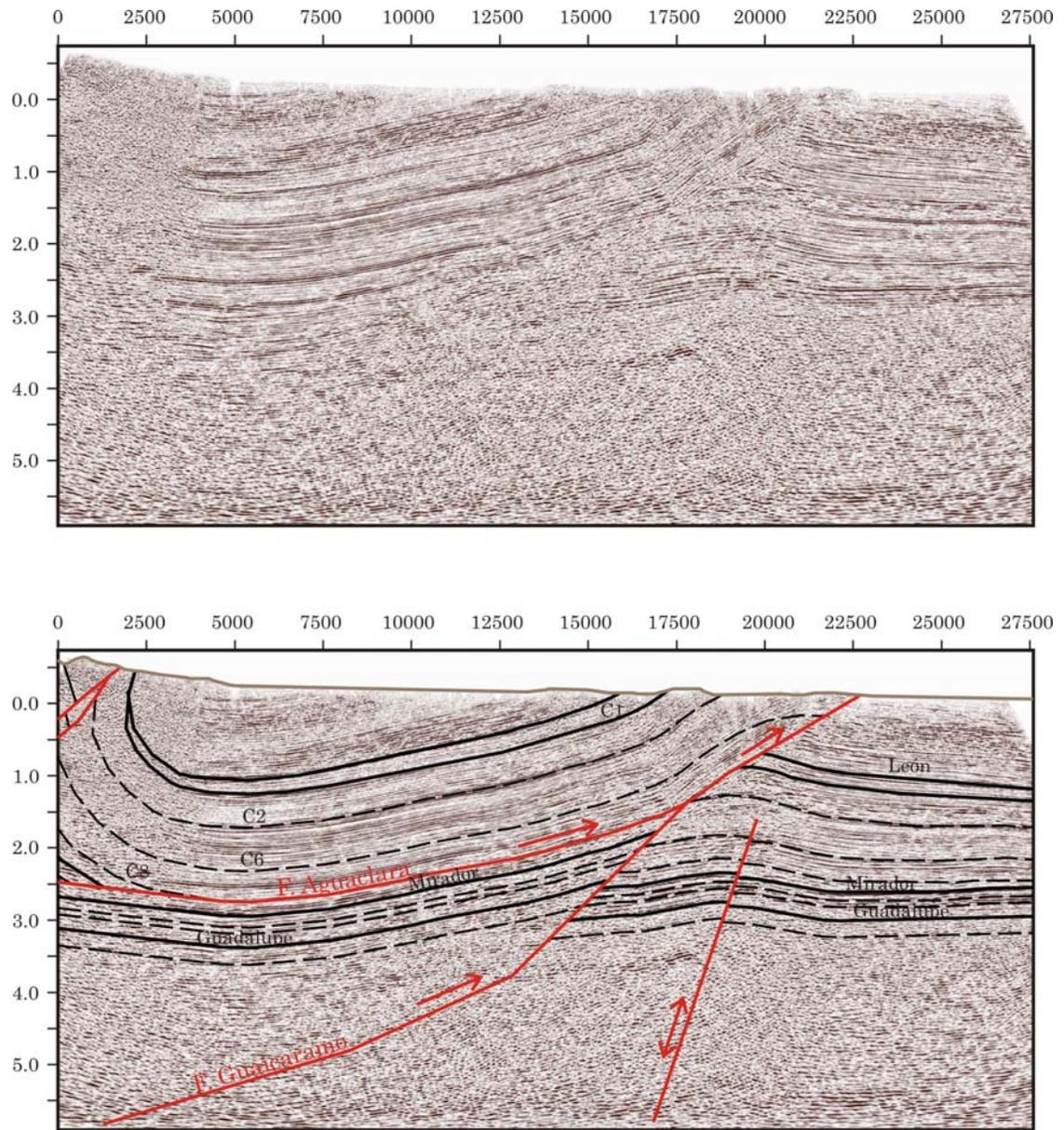


FIGURA 19. Línea sísmica C-1230 con su respectiva interpretación.

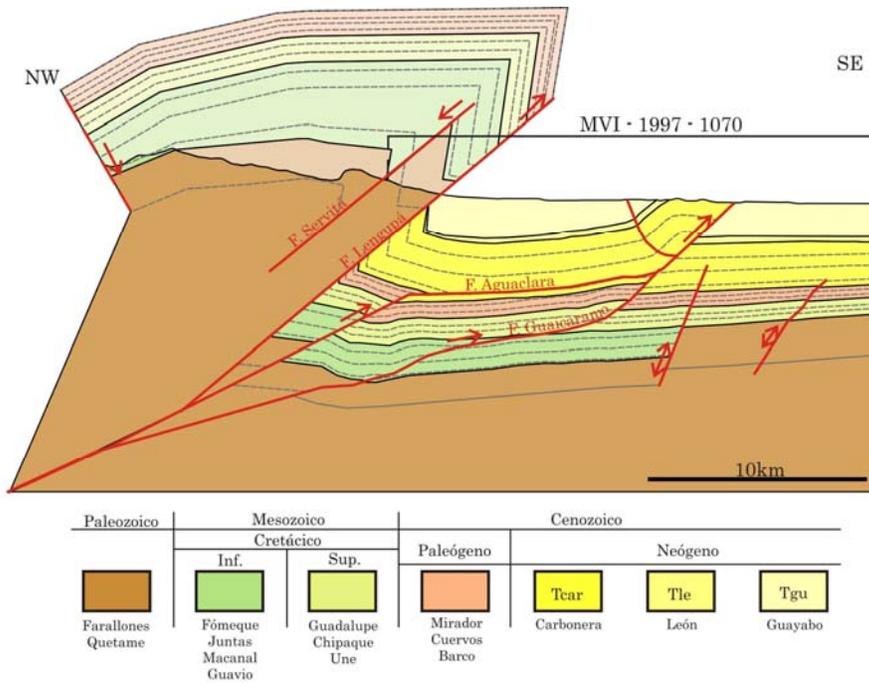


FIGURA 20. Sección balanceada C, siguiendo la línea sísmica E-1070.

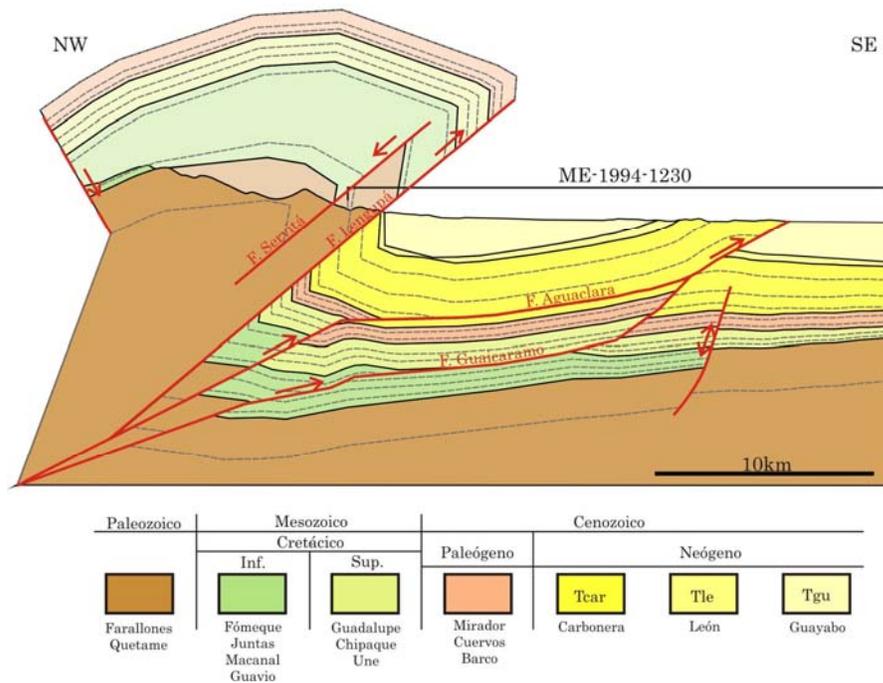


FIGURA 21. Sección balanceada D, siguiendo la línea sísmica C-1230.

En el corte D (FIGURA 21) la falla Guaicaramo presenta una geometría de rampa-despegue-rampa, que inicia desde el basamento como una rampa de buzamiento suave, luego presenta un despegue en el tope de la Fm. Fómeque para finalmente presentar un rampa de buzamiento elevado, al conectarse con la falla Aguaclara. La falla Guaicaramo genera levantamiento en su bloque colgante, como en la falla Aguaclara.

2.1.3. Sección E

La sección E corresponde con el trazo de la línea sísmica B-1440 (FIGURAS 12 y 13). Esta línea se asemeja a la Sección D al SW, aunque se observa una flexión sobre el bloque colgante de la falla Aguaclara, también se interpreta una ramificación al frente de la falla Guaicaramo (FIGURA 22).

En la sección E se interpreta la falla Aguaclara como una falla de geometría rampa-despegue-rampa, de la misma manera en la que se ha indicado en secciones hacia el SW. En el bloque yacente de la falla Aguaclara se interpreta a la falla Guaicaramo con una geometría compleja (rampa-despegue-rampa-despegue-rampa), constituida por una serie de rampas de buzamiento variable y con despegues en dos niveles, al tope de la Fm. Fómeque y en el miembro C8 de la Fm. Carbonera. La rampa que conecta los despegues en el Fómeque y el miembro C8 es la encargada de generar la flexión de su bloque colgante (flanco frontal del sinclinal de Medina) al igual que en la falla Aguaclara. Al frente de la falla Guaicaramo se interpreta una ramificación que nace del despegue en el miembro C8. En esta sección las fallas Aguaclara y Guaicaramo son condicionadas por zonas de debilidad, generadas por fallas normales preexistentes.

Las fallas de Tesalia y Lengupá se interpretan como fallas inversas de 40° formadas en el flanco invertido, del sinclinal de Medina (FIGURA 23). En el caso de la falla Lengupá, esta viene disminuyendo su desplazamiento hacia el N.

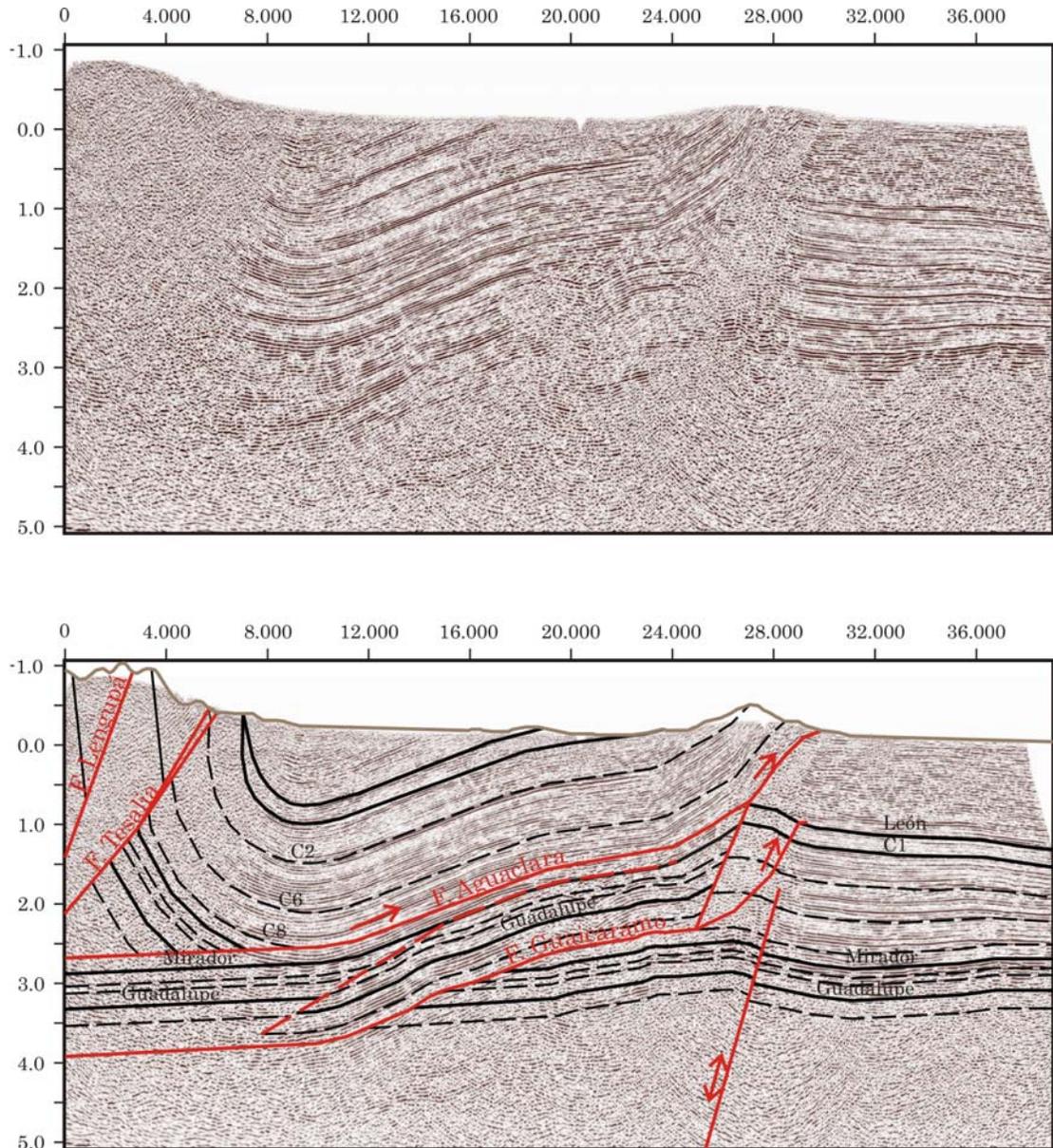


FIGURA 22. Línea sísmica B-1440 con su respectiva interpretación.

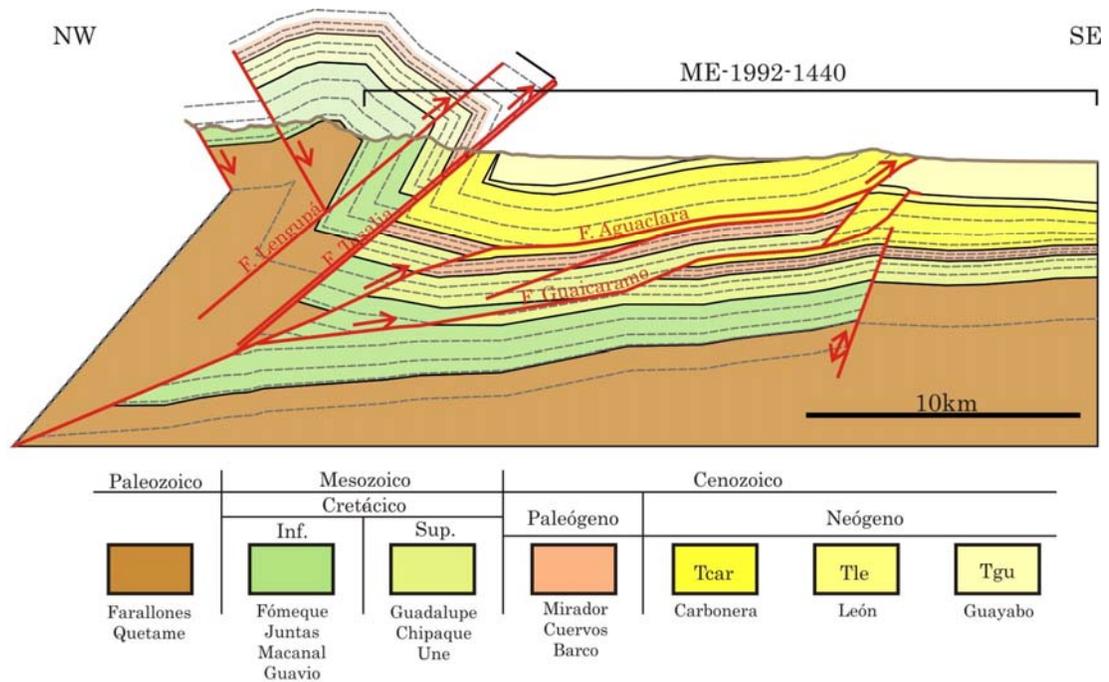


FIGURA 23. Sección balanceada E, siguiendo la línea sísmica B-1440.

2.1.4. Secciones F y G

La sección F corresponde con el trazo de la línea sísmica C-1600 y 1600E, mientras que la sección G corresponde con el trazo de la línea sísmica E-1655 (FIGURAS 12 y 13). En estas líneas se observa un cambio en el estilo estructural en comparación con lo observado en las secciones al SW (FIGURAS 24 y 25).

En estas líneas se observa de W a E el sinclinal de Nazareth, el anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo, estas estructuras inician su formación a partir de la sección E en donde se aprecia la flexión del flanco frontal del sinclinal de Medina debido a la flexión de la falla Guaicaramo (FIGURA 22). En la sección F (FIGURA 26) se interpreta la falla Guaicaramo como una falla de geometría compleja constituida por una serie de rampas y despegues. Esa complejidad es la encargada de generar las estructuras observadas en el bloque

colgante de la falla. En esta sección la falla Guaicaramo presenta dos despegues: a la base de la Fm. Fómeque y al tope del miembro C8 de la Fm Carbonera.

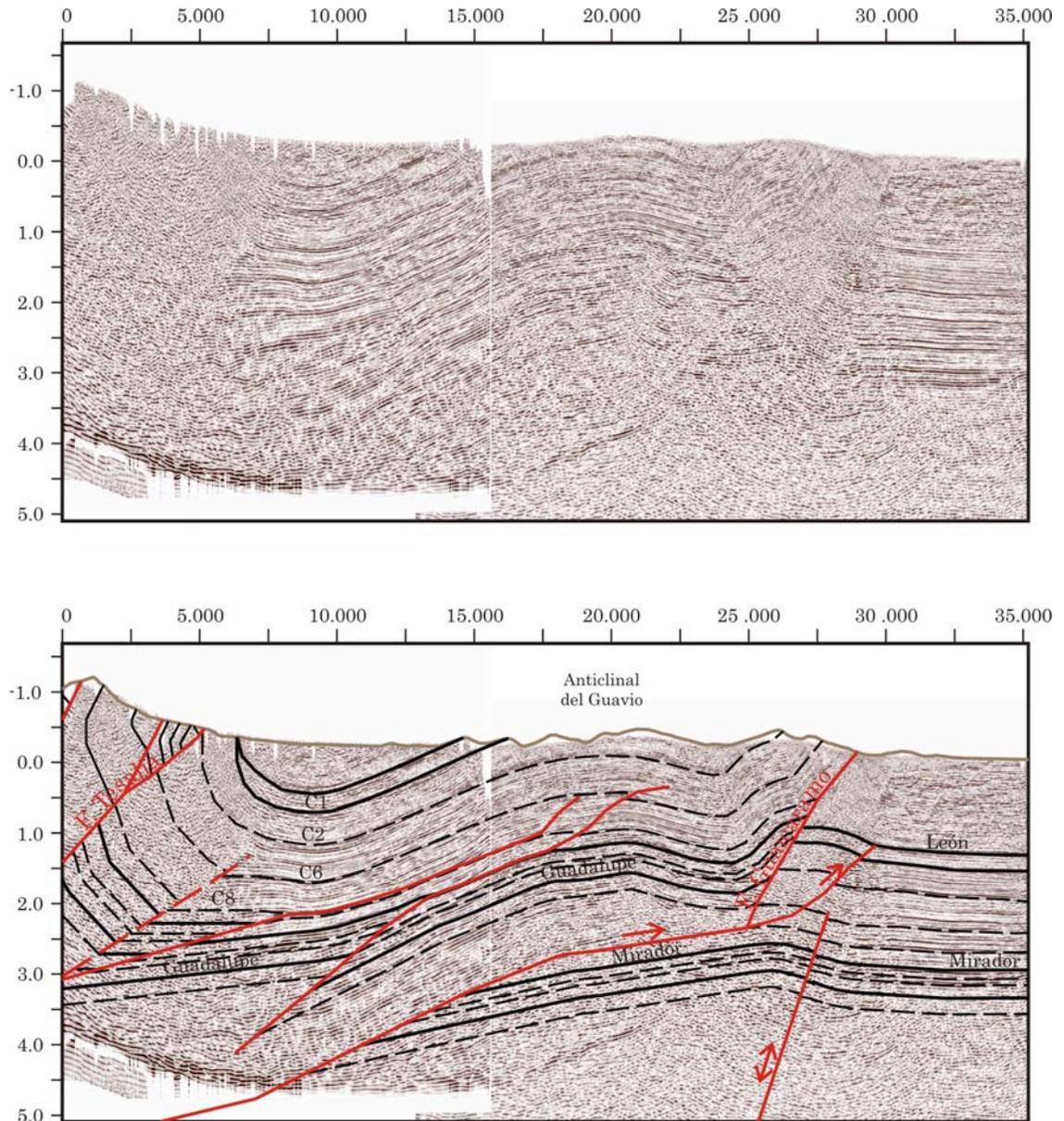


FIGURA 24. Línea sísmica C-1600 con su respectiva interpretación.

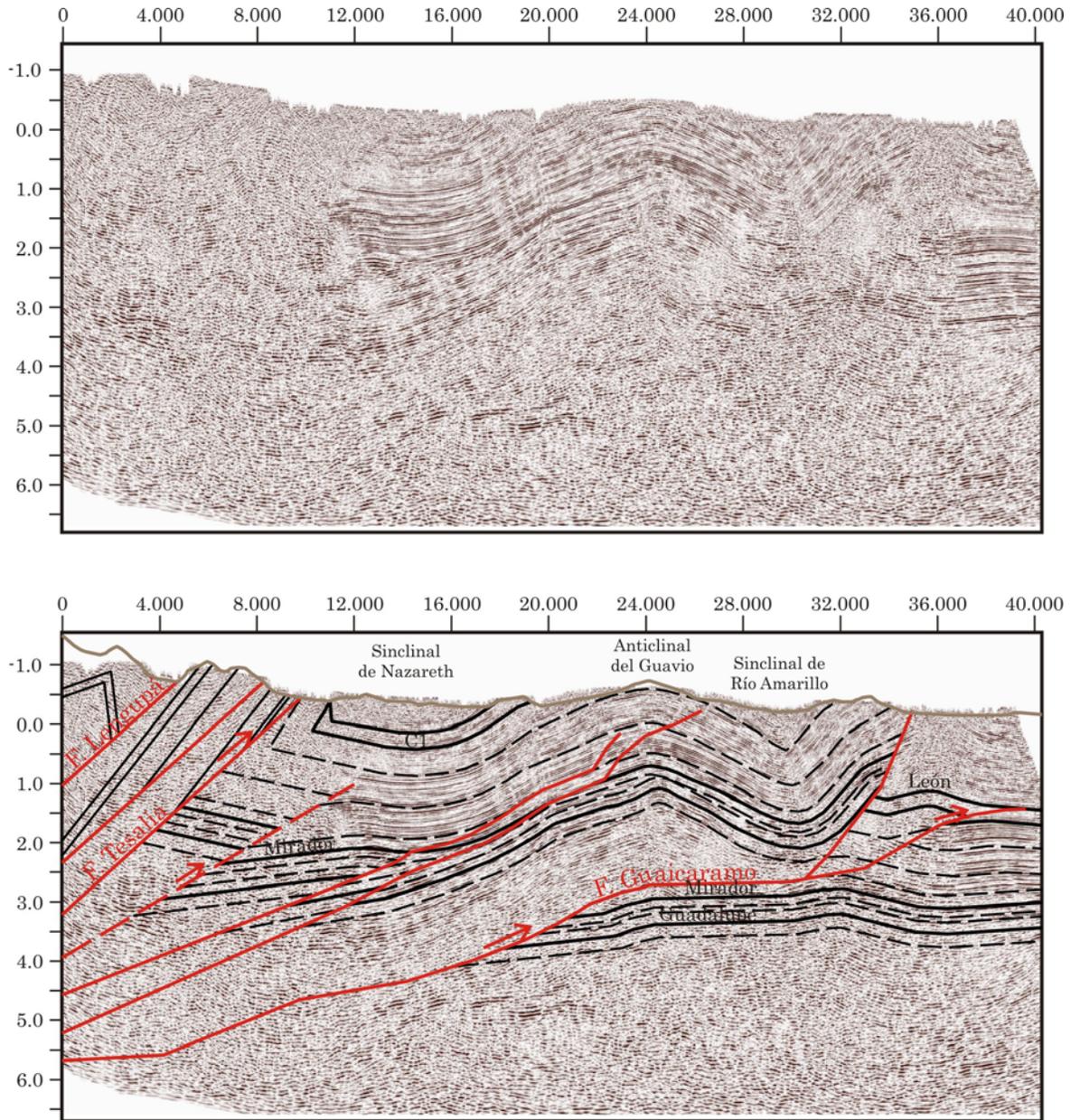


FIGURA 25. Línea sísmica E-1655 con su respectiva interpretación.

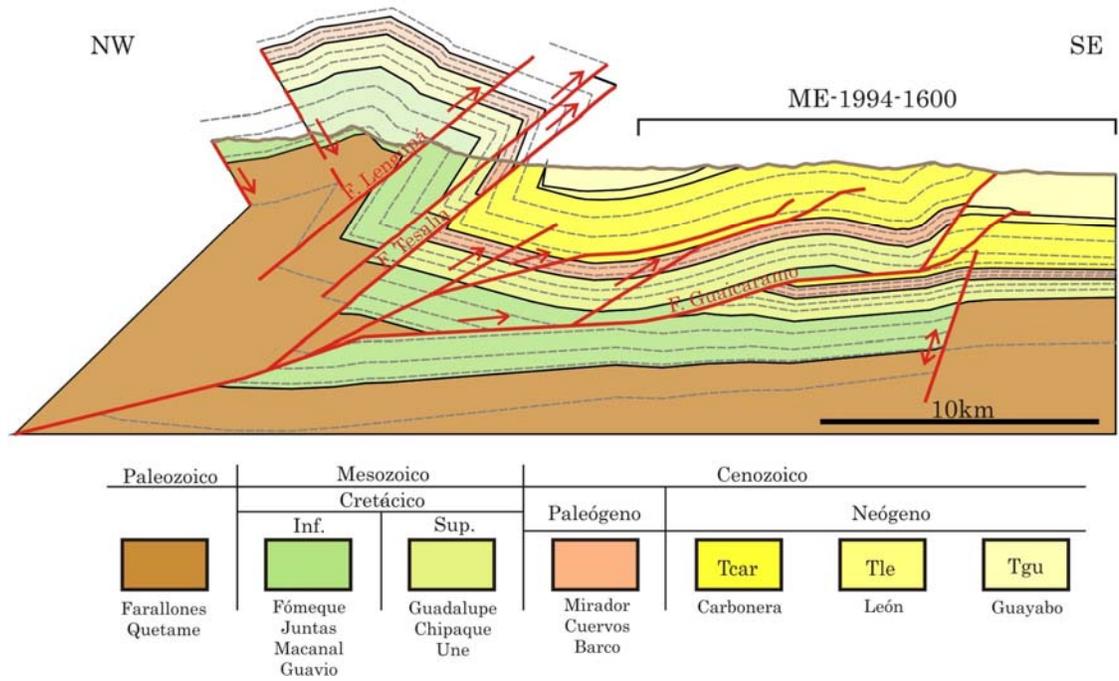


FIGURA 26. Sección balanceada F, siguiendo la línea sísmica C-1600.

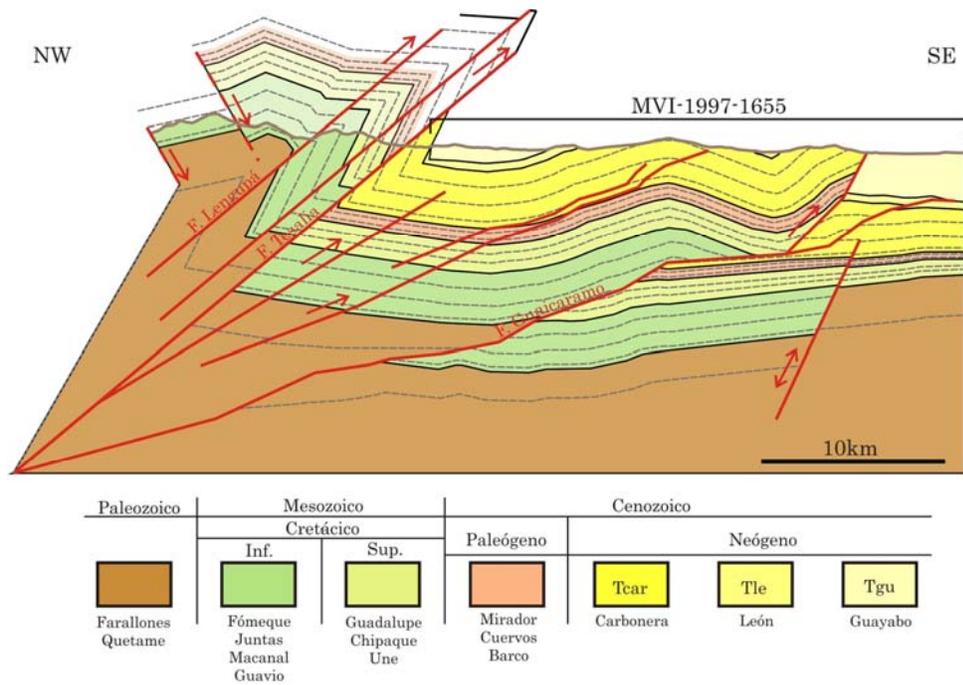


FIGURA 27. Sección balanceada G, siguiendo la línea sísmica E-1655.

En el caso de la sección G (FIGURA 27), la falla Guaicaramo es similar a la presentada en la sección F, aunque en esta ocasión la falla se interpreta con una geometría de rampa-despegue-rampa. Se debe aclarar que el cambio en el buzamiento de la rampa al tope de la Fm. Areniscas de Las Juntas en su yacente, es la característica geométrica que marca el inicio de la deformación de su bloque colgante. La geometría de la falla por debajo de este punto, se configura con el fin de remover la mayor cantidad de plegamiento durante el proceso de restitución de la sección.

En estas secciones, el desplazamiento a lo largo de la falla de Aguaclara que se observa hacia al SW es reemplazado por fallamientos menores, que pueden ser observados en la sísmica (FIGURAS 24 y 25) e interpretados en las secciones F y G. Por este motivo, al N de la sección E no se interpreta la falla de Aguaclara.

Las fallas de Lengupá y Tesalia son de tipo inverso y desplazan el flanco W del sinclinal de Nazareth. En estas secciones también se interpreta una ramificación al frente de la falla Guaicaramo (FIGURAS 26 y 27).

2.1.5. Secciones H, I, J y K:

La sección H corresponde con el trazo de las líneas sísmicas A-11, B-1800 y D-04, la sección I corresponde con el trazo de las líneas sísmicas A-05 y D-08 y la sección J corresponde con el trazo de las líneas sísmicas A-01 y D-10 (FIGURAS 12 y 13). La sección K se realizó sin ayuda de la sísmica debido a la poca calidad de la imagen, pero se empleo la información de superficie y la interpretación de la sección J.

A continuación se presentan las líneas sísmicas B-1800, D-04, D-08 y D-10 (FIGURAS 28-31). No se presentan las imágenes de la sísmica de las secciones

A-11, 05 y 01, debido a que no presentaban mayor complejidad estructural y sólo reflejan la cresta del anticlinal del Guavio.

En las líneas sísmicas D-08 y 10 (FIGURAS 30 y 31) ubicadas más hacia el *foreland* de los Llanos se observan evidencias de la formación de rampas sobre fallas normales previas. Estas fallas normales que pueden presentar cierto grado de reactivación generan zonas de debilidad que condicionan la formación de las rampas de los cabalgamientos recientes. Este tipo de estructuras observadas en estas líneas sísmicas (FIGURAS 30 y 31) permitió interpretar las estructuras observadas en las secciones al SW que presentan estructuras similares más desarrolladas pero con poca información sísmica en profundidad.

En general estos fallamientos normales pre-existentes son importantes para el desarrollo del estilo estructural de la Cuenca de Medina, debido a que condicionan la distribución y la geometría de fallas de cabalgamiento más recientes como Aguaclara y Guaicaramo. Adicionalmente esta zona de debilidad favorece la formación de ramificaciones al frente de la falla de Guaicaramo.

En el caso de las secciones H (FIGURA 32), I (FIGURA 33), J (FIGURA 34) y K (FIGURA 35), la falla Guaicaramo presenta la misma geometría compleja que en las secciones F y G, la cual es la principal generadora de las estructuras en su bloque yacente. Además el mayor desplazamiento de la falla de Guaicaramo en las secciones J y K transporta pasivamente las fallas de Lengupá y Tesalia en su bloque colgante (FIGURAS 34 y 35).

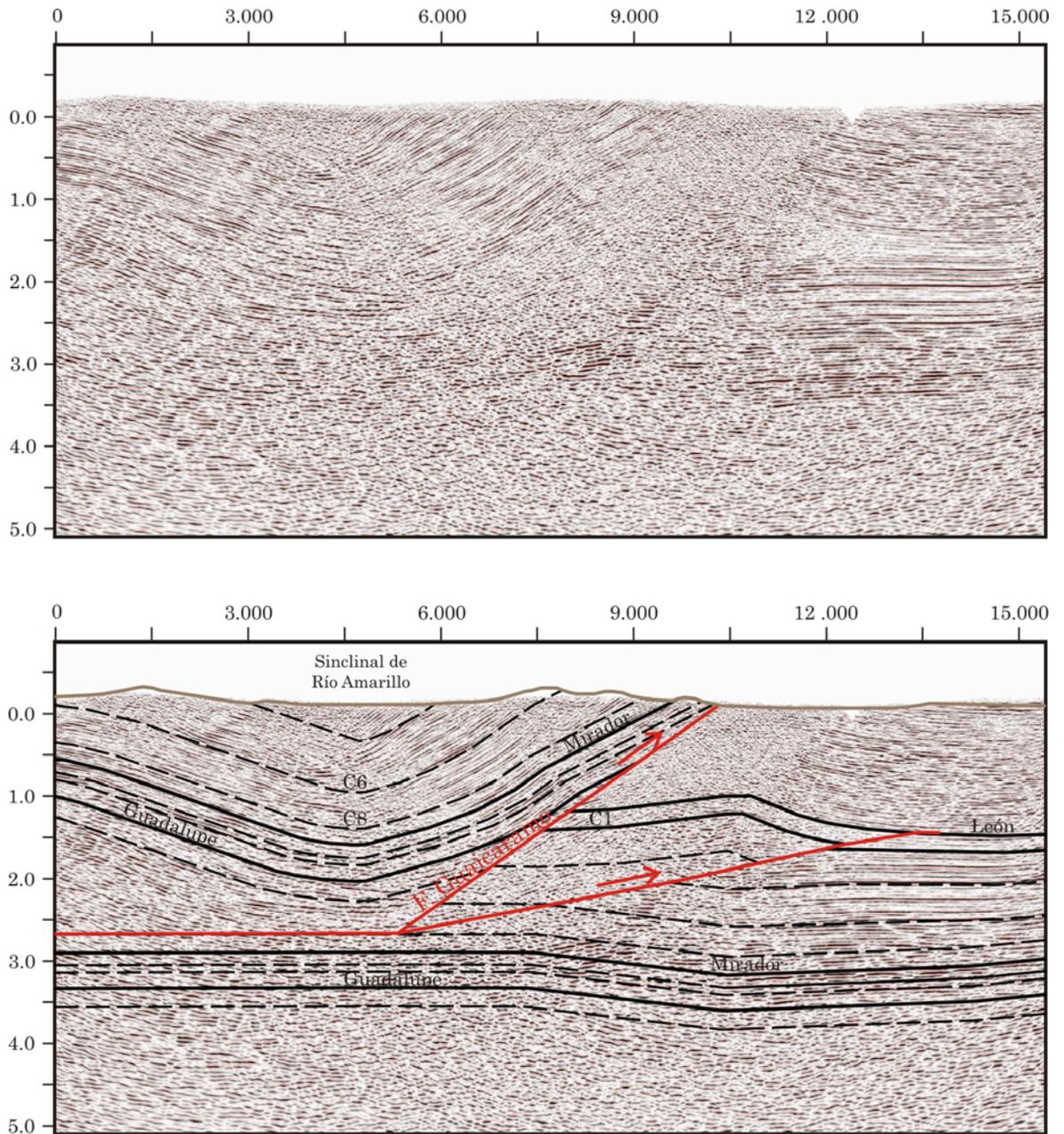


FIGURA 28. Línea sísmica B-1800 con su respectiva interpretación.

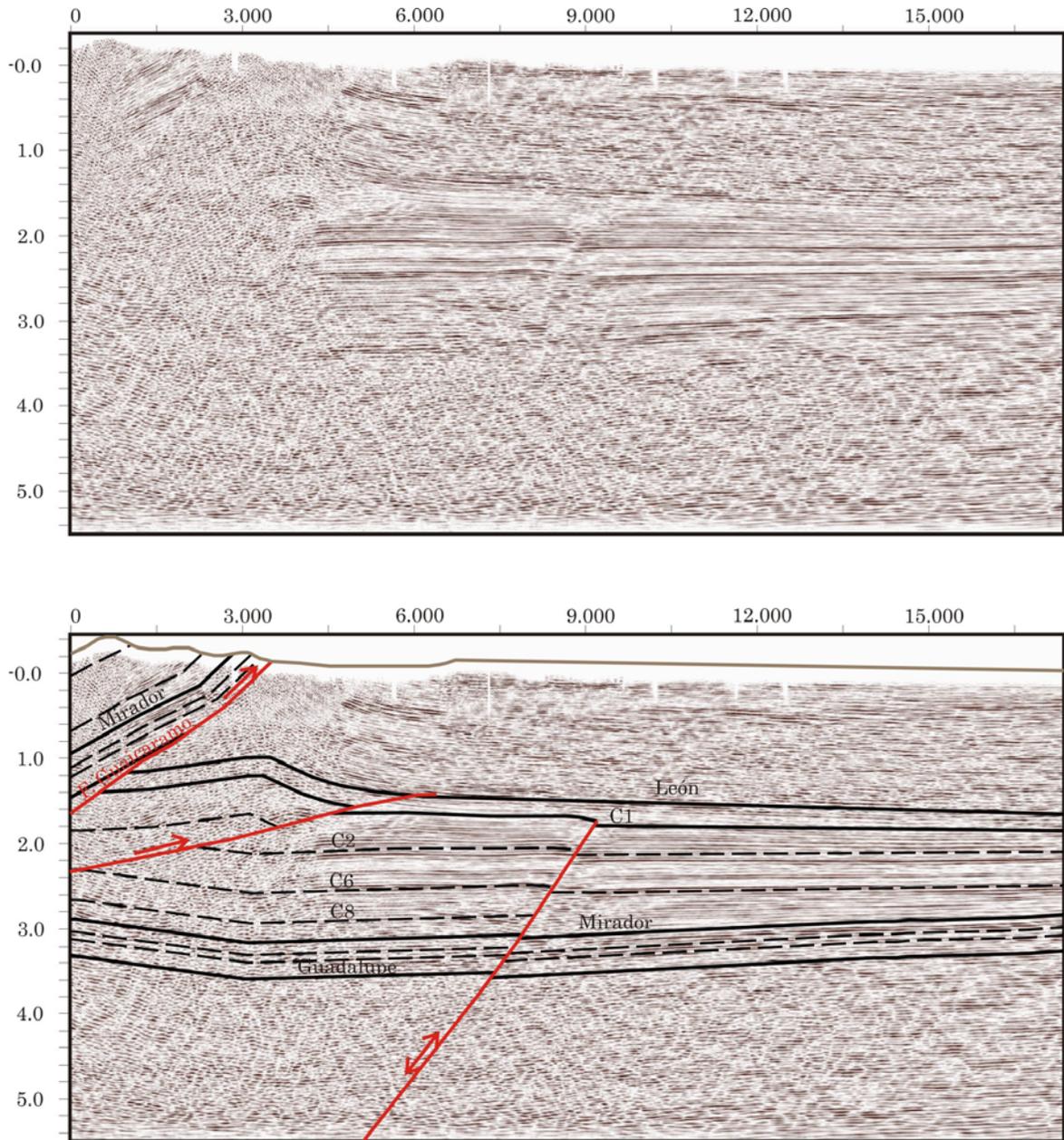


FIGURA 29. Línea sísmica D-04 con su respectiva interpretación.

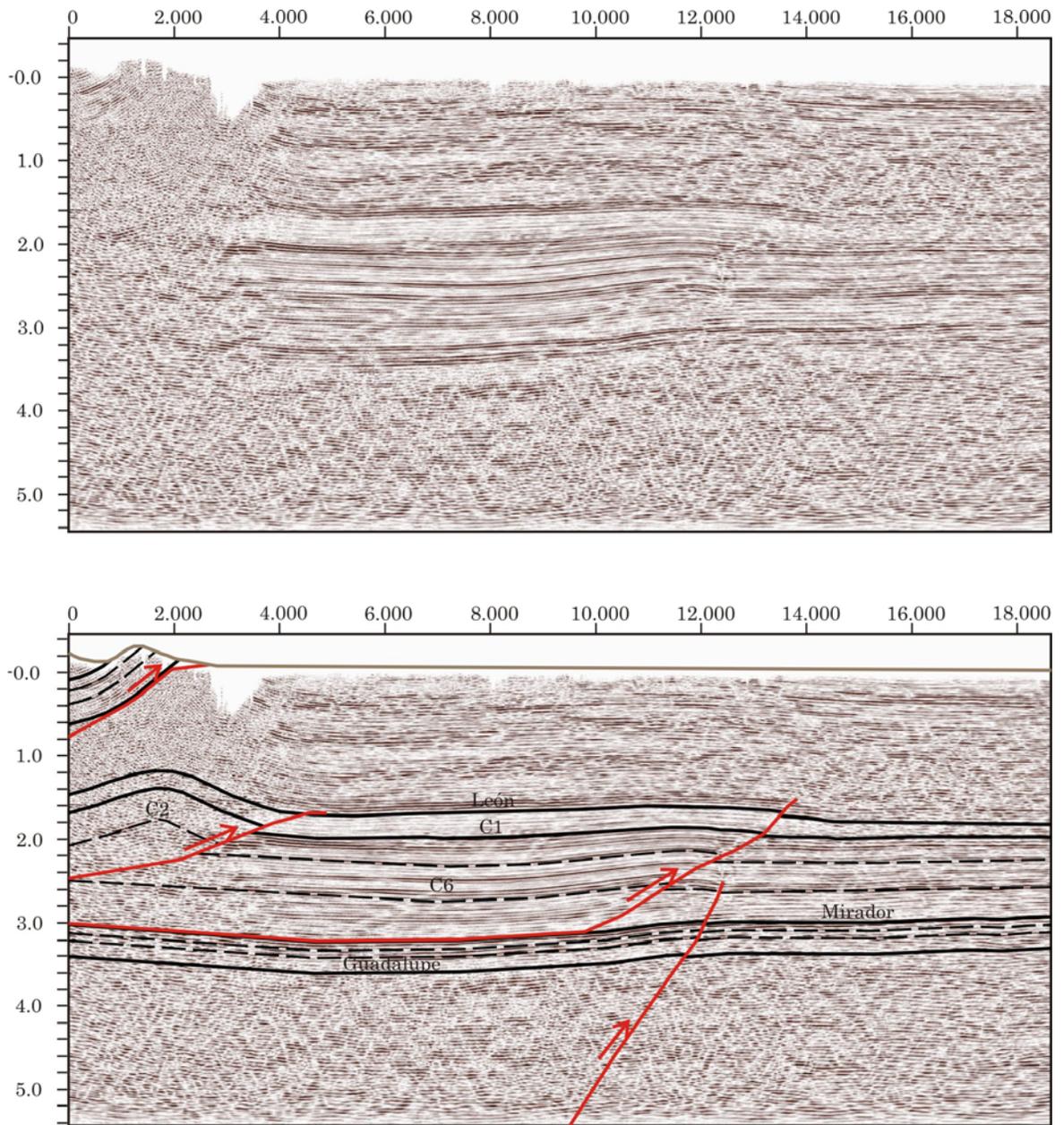


FIGURA 30. Línea sísmica D-08 con su respectiva interpretación.

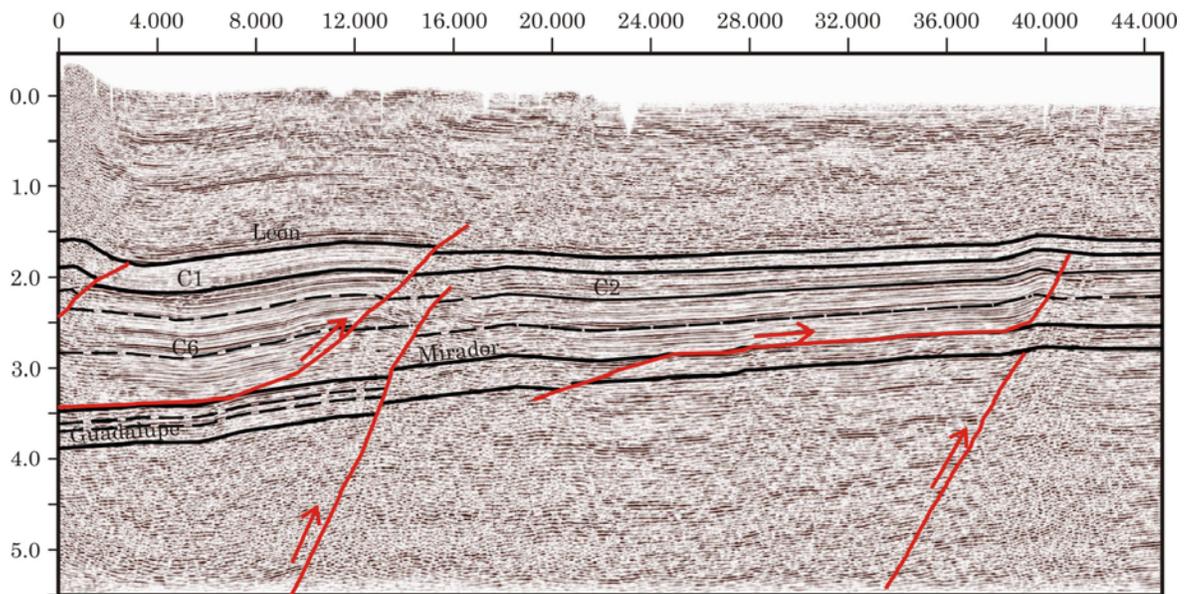
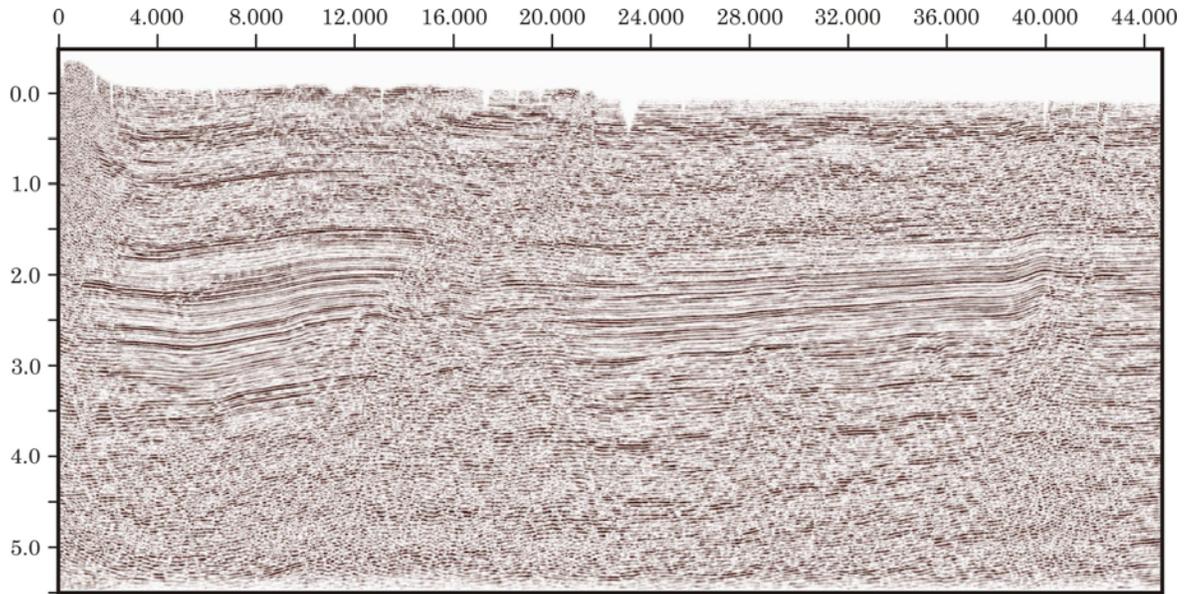


FIGURA 31. Línea sísmica D-10 con su respectiva interpretación.

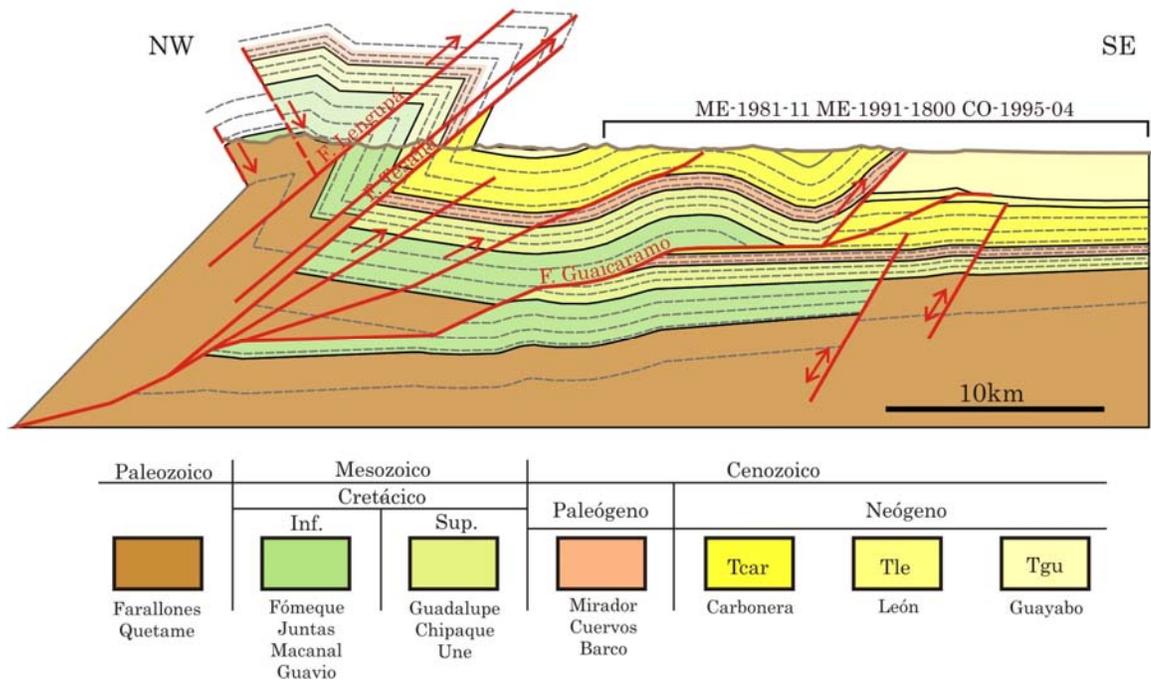


FIGURA 32. Sección balanceada H, siguiendo la línea sísmica A-11, B-1800 y D-04.

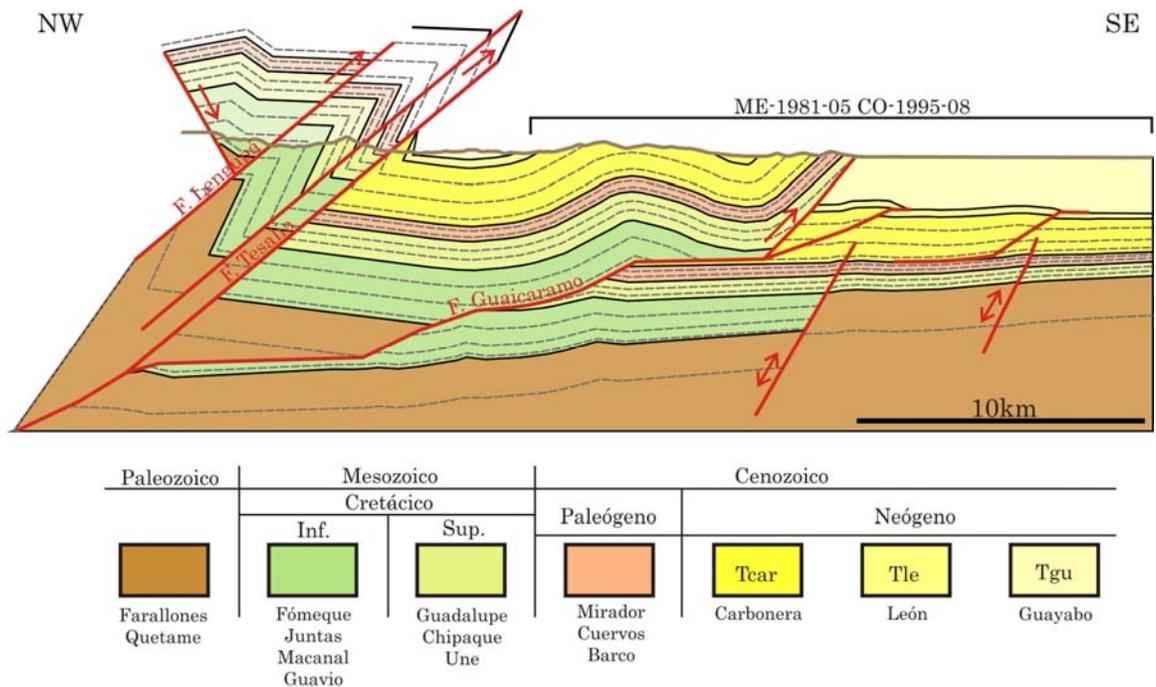
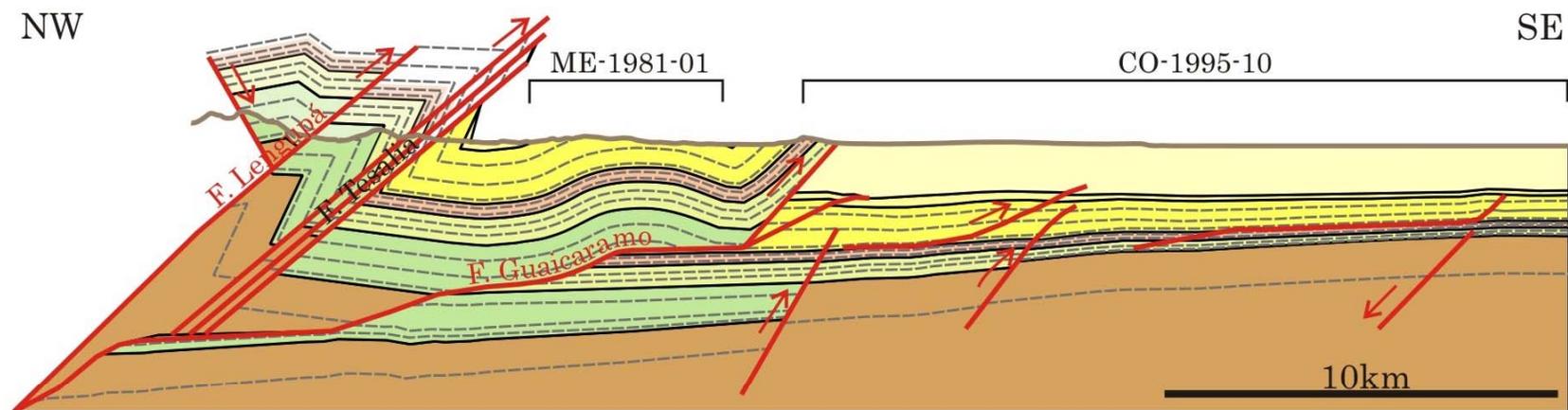


FIGURA 33. Sección balanceada I, siguiendo la línea sísmica A-05 y D-08.



| Paleozoico | Mesozoico | | Cenozoico | | | |
|-----------------------|--|------------------------------|-----------------------------|-----------|------|---------|
| | Cretácico | | Paleógeno | Neógeno | | |
| | Inf. | Sup. | | Tcar | Tle | Tgu |
| Farallones Quetame | Fómeque Juntas Macanal Guavio | Guadalupe Chipaque Une | Mirador Cuervos Barco | Carbonera | León | Guayabo |

FIGURA 34. Sección balanceada J, siguiendo la línea sísmica A-01 y D-10.

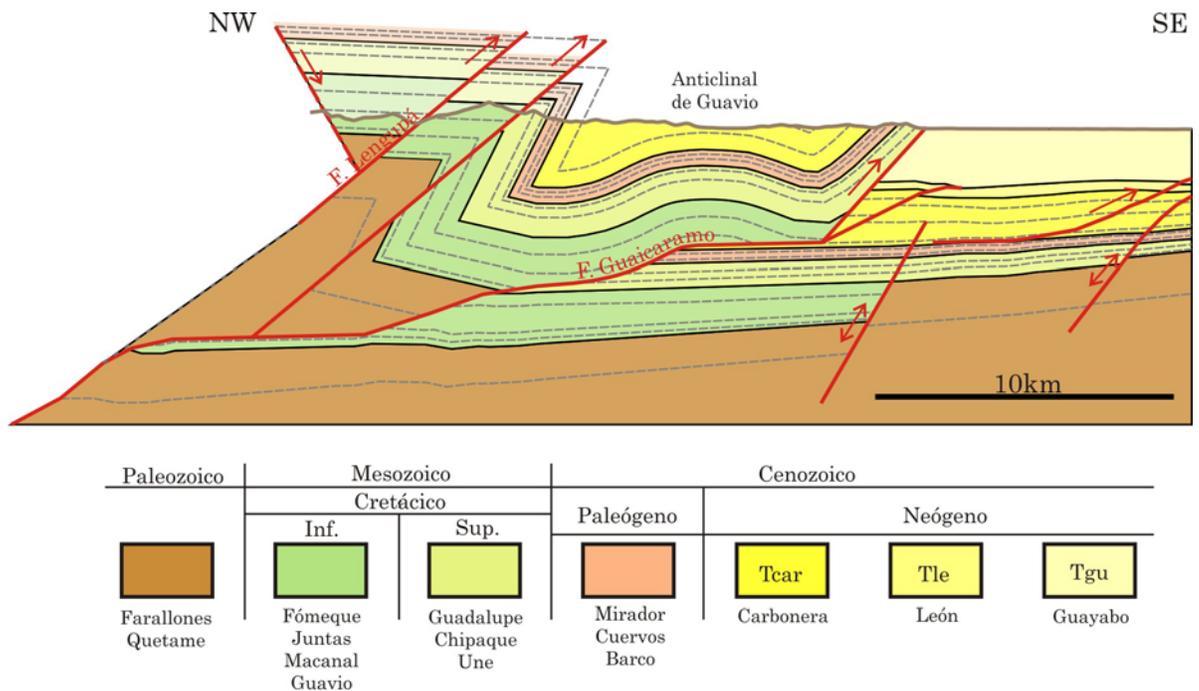


FIGURA 35. Sección balanceada K.

En estas secciones se interpreta una profundización del despegue inferior de la falla que inicia al tope de la Fm. Lutitas de Macanal y termina hacia la base de la misma formación. Mientras el despegue superior se mantiene en el tope del miembro C8 de la Fm Carbonera en todas las secciones.

En la sección J se muestra la relación de la deformación del piedemonte con las estructuras generadas en el *foreland* de los llanos y la presencia de estructuras heredadas que condicionan estructuras compresivas posteriores (FIGURA 34).

En resumen se interpreta la falla de Aguaclara como una falla de geometría rampa-despegue-rampa, con presencia al SW del área y observada en los cortes A (FIGURA 14) al E (FIGURA 22). El despegue de la falla Aguaclara se interpreta en el tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera. Esta falla genera un

anticlinal con un *backthrust* asociado que desaparece hacia el NE y el desplazamiento a lo largo de la falla aumenta hacia el NE hasta la sección E.

La falla de Guaicaramo se interpreta como una falla de geometría compleja conformada por una serie de rampas y despegues (rampa-despegue-rampa-despegue-rampa). Esta falla se identifica a partir del corte C (FIGURAS 18 y 20) como una rampa de buzamiento variable que cambia a una falla de rampa-despegue-rampa con un despegue inferior al tope de la Fm. Fómeque en el corte D (FIGURA 21), en este sector la falla Guaicaramo genera levantamiento de su bloque colgante y de la falla Aguaclara. A partir del corte E (FIGURA 25) la falla de Guaicaramo presenta un segundo despegue superior al tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera el cual se mantiene hacia el NE en el mismo nivel, mientras que su despegue inferior disminuye estratigráficamente hacia el NE desde el tope de la Fm. Fómeque en el corte E hasta la base de la Fm. Lutitas del Macanal en los cortes H y K (FIGURAS 32-35). Otra posibilidad para esta profundización del despegue inferior de la falla Guaicaramo estaría relacionada con el aumento en el espesor de las formaciones hacia el NE, aspecto que mantiene el despegue en un mismo horizonte.

Entre los corte F-K, la complejidad geométrica de la falla Guaicaramo es la encargada de generar las estructuras de su bloque colgante como el anticlinal del Guavio y el sinclinal del Río Amarillo. El trazo de esta falla desde el basamento al despegue inferior se configura con el fin de mantener el nivel regional y remover la mayor cantidad de plegamiento durante el proceso de restitución empleando *Fault-Parallel Flow* del *software 2DMove*. En las secciones F, G y H (FIGURAS 26, 27 y 32) se interpreta que el desplazamiento de la falla Aguaclara es reemplazado por fallamientos menores en el colgante de la falla Guaicarama, por este motivo la falla de Aguaclara no se interpreta hacia el NE.

La geometría de las fallas Aguaclara y Guaicaramo, además de su ramificación asociada está influenciada por zonas de debilidad relacionadas a fallas normales reactivadas en el bloque yacente de las fallas, como se observa en líneas sísmicas hacia el *foreland* de los Llanos (FIGURAS 30 y 31). Por otra parte, las fallas hacia el borde del piedemonte como Lengupá y Tesalia se interpretan como fallas inversas que desplazan el flanco W del sinclinal de Medina-Nazareth, y su desplazamiento disminuye hacia el NE del área de estudio. La falla Servitá se interpreta como una falla normal del Cretácico Inferior que no está reactivada, similar a la interpretación señalada por Mora (2007).

2.2. CINEMÁTICA DE LA DEFORMACIÓN

A continuación se discute la cinemática de la deformación de la Cuenca de Medina, particularmente su fallamiento y las estructuras asociadas.

El análisis cinemático de secciones estructurales permite validar las interpretaciones estructurales y promueve el entendimiento de la historia de deformación para cada interpretación, debido a la posibilidad de restituir los horizontes a su posición depositacional previa a la deformación.

Con el fin de realizar la restitución cinemática de las secciones estructurales ya definidas, se utilizó el algoritmo *Restoration - Move on Fault - Fault-Parallel Flow* disponible en el *software 2DMove*. Este algoritmo se basa en el flujo laminar a lo largo del trazo de la falla y permite modelar estructuras geológicas cinemáticamente, en donde la deformación es ajustada por cizallamiento paralelo a la falla. La aplicación del algoritmo hace posible modelar bloques

colgantes, en los cuales la deformación ocurre de forma discreta entre los horizontes (deslizamiento flexural).

La restitución cinemática se realizó a todas las secciones estructurales interpretadas en el presente trabajo y permite obtener los desplazamientos de cada una de las fallas interpretadas al tope de la Fm. Mirador, así como el acortamiento total generado por el desplazamiento de las fallas (TABLA 2). A continuación se exponen seis (6) de las 11 secciones restituidas (FIGURAS 36-41).

Al obtener los desplazamientos y acortamientos de las fallas en todas las secciones analizadas se aprecia como el desplazamiento total aumenta gradualmente desde ~13km en el SW (corte A) hasta ~24km en el NE (corte K) (TABLA 2). Este comportamiento es similar al presentado por el acortamiento.

El desplazamiento total está constituido por los desplazamientos de cada una de las fallas presentes en la Cuenca de Medina. De esta manera, la falla Lengupá posee un desplazamiento máximo hacia el SW asociado al afloramiento de rocas del Paleozoico en el anticlinal de Farallones de ~14km (cortes A-D), por el contrario este desplazamiento disminuye considerablemente hacia el NE (0.15-2.2km) (TABLA 2). Este mismo comportamiento ha sido reportado por Mora (2007) y Mora *et al.*, (2010).

TABLA 2. Desplazamientos y acortamientos calculados durante la restitución cinemática.

| Sección | Desplazamientos (Tope Fm. Mirador) (m) | | | | | | | | | | Acortamiento (km) | |
|----------|--|---------|---------------|-------|--------|-----------------|------------------|----------------------------|---------------------------------|-------|-------------------|-------|
| | Sist. Lengupa | | Sist. Tesalia | | | Falla Aguaclara | Falla Guaicaramo | Ramificación de Guaicaramo | Fallas normales <i>Foreland</i> | | | Total |
| | 1° | 2° | 3° | 4° | 5° | 6° | 7° | 8° | 9° | 10° | | |
| K | | 1731.9 | | | 2162.9 | | 20014.0 | 800.0 | 160.0 | 80.0 | 24948.8 | 23.3 |
| J | | 2202.3 | -1697.9 | 615.9 | 3354.0 | | 19973.3 | 800.0 | 160.0 | 80.0 | 25487.6 | 22.1 |
| I | | 1854.6 | -2487.8 | | 5561.9 | | 16500.0 | 1000.0 | 288.0 | 102.6 | 22819.3 | 22.5 |
| H | | 834.5 | -708.8 | | 5071.5 | 170.0 | 17515.1 | 1000.0 | 125.5 | | 24007.8 | 20.3 |
| G | | 670.4 | -688.8 | | 4699.6 | 210.0 | 13100.0 | 1000.0 | 100.0 | | 19091.2 | 16.5 |
| F | | 1175.8 | 937.6 | | 3517.1 | 150.0 | 10900.0 | 400.0 | 94.1 | | 17174.6 | 15.1 |
| E | | 154.6 | 123.1 | | 4690.3 | 3080.0 | 10757.2 | 200.0 | 120.0 | | 19125.2 | 16.7 |
| D | | 13061.9 | | | | 3100.0 | 2131.7 | | 148.8 | | 18442.4 | 14.8 |
| C | | 13264.8 | | | | 2200.0 | 876.6 | | 80.6 | 109.3 | 16531.3 | 13.0 |
| B | 4356.4 | 10308.2 | | | | 1625.0 | | | 171.9 | | 16461.5 | 12.7 |
| A | 2990.3 | 9050.7 | | | | 947.4 | | | 119.9 | | 13108.3 | 10.1 |

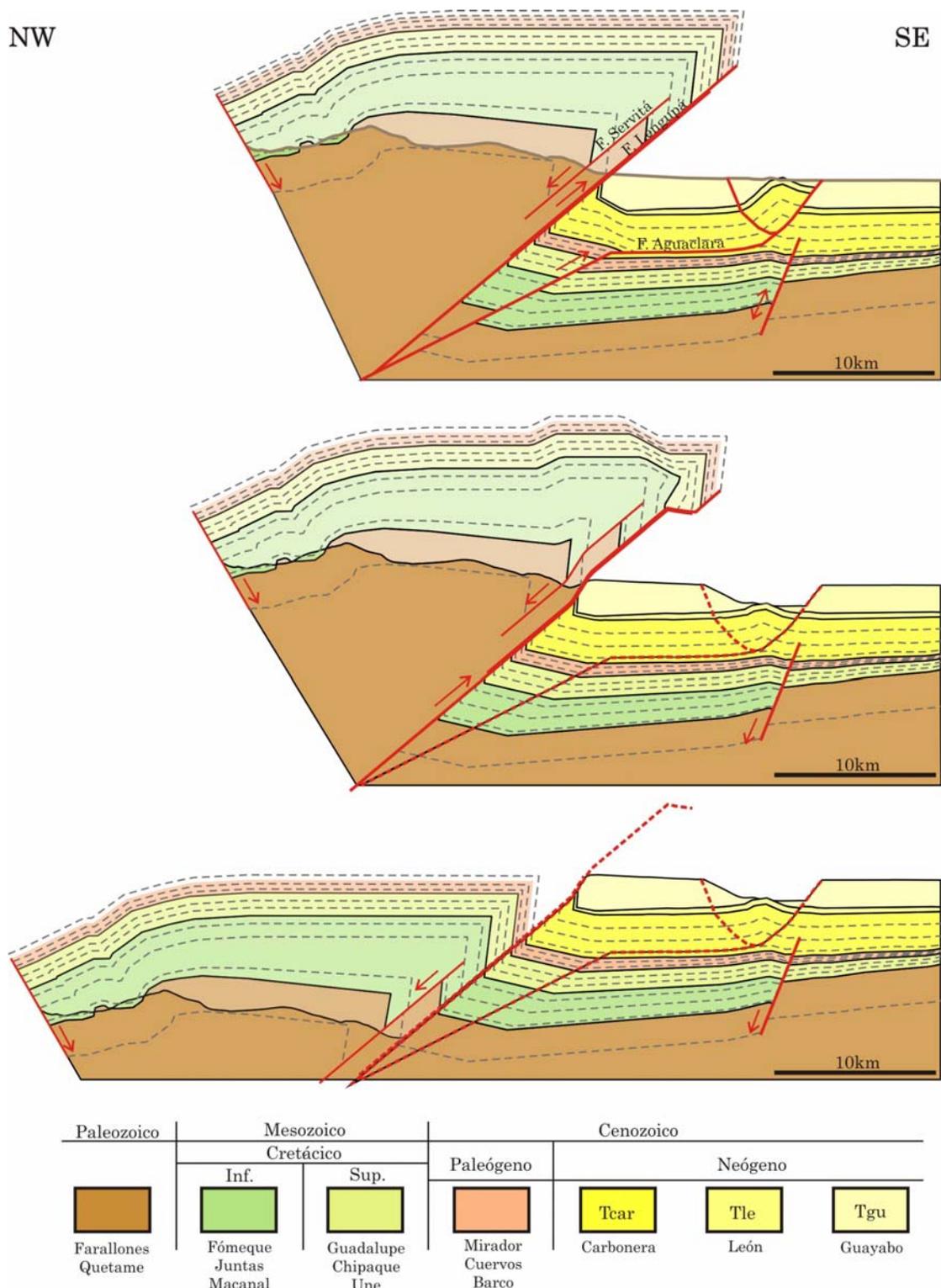
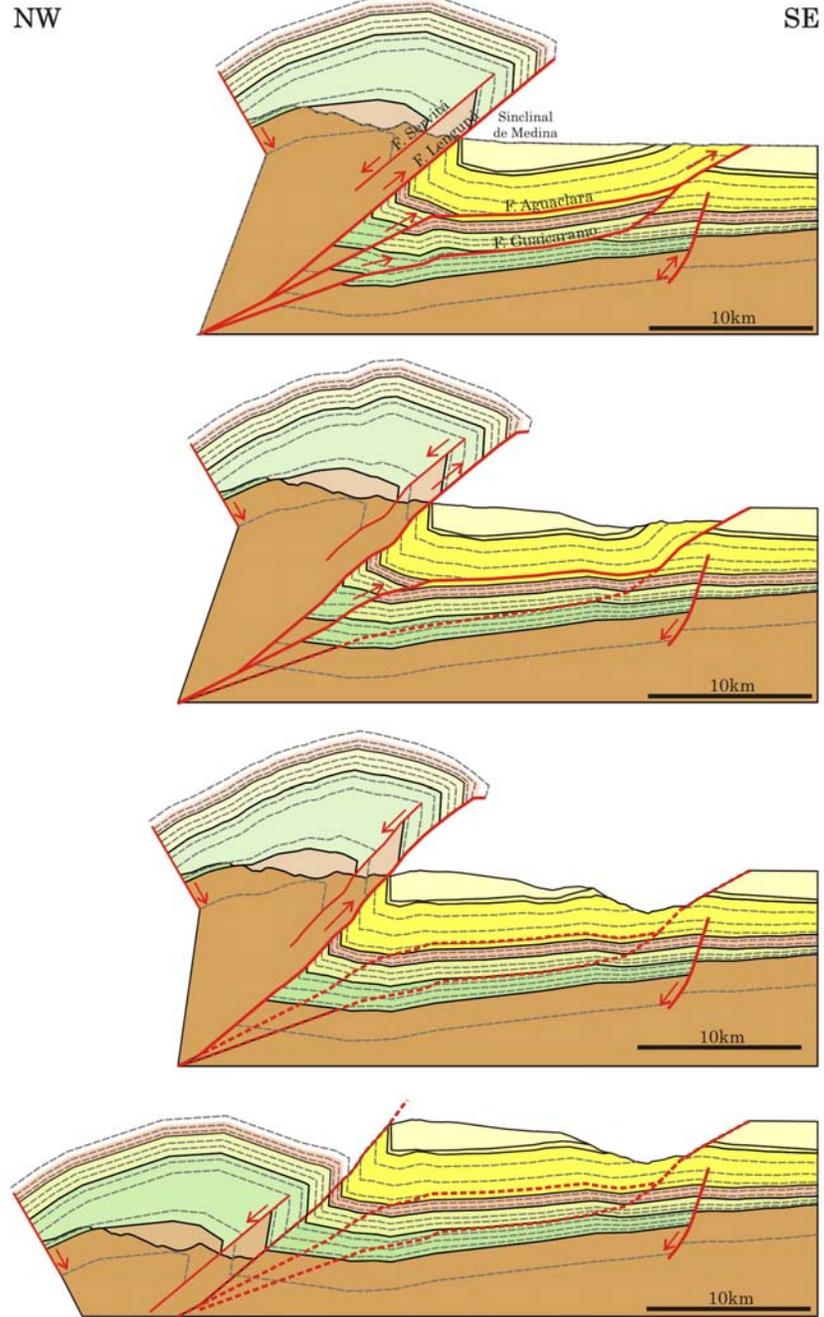


FIGURA 36. Restitución del corte B a lo largo de la línea sísmica E-870.



| Paleozoico | Mesozoico | | Cenozoico | | | |
|-----------------------|--|------------------------------|-----------------------------|-----------|------|---------|
| | Cretácico | | Paleógeno | Neógeno | | |
| | Inf. | Sup. | | | Tear | Tle |
| Farallones Quetame | Fómeque Juntas Macanal Guavio | Guadalupe Chipaque Une | Mirador Cuervos Barco | Carbonera | León | Guayabo |

FIGURA 37. Restitución del corte D a lo largo de la línea sísmica C-1230.

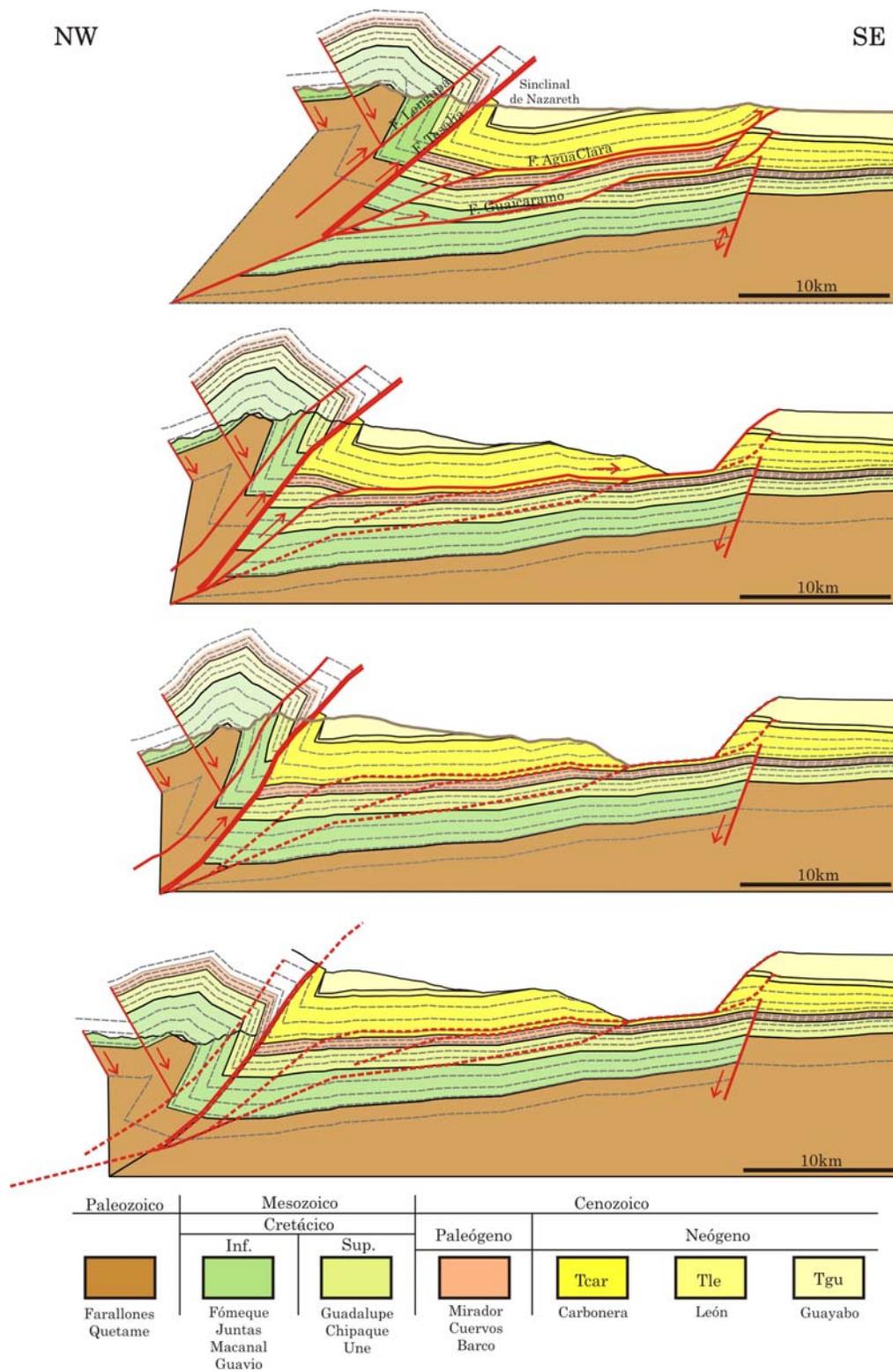


FIGURA 38. Restitución del corte E a lo largo de la línea sísmica B-1440.

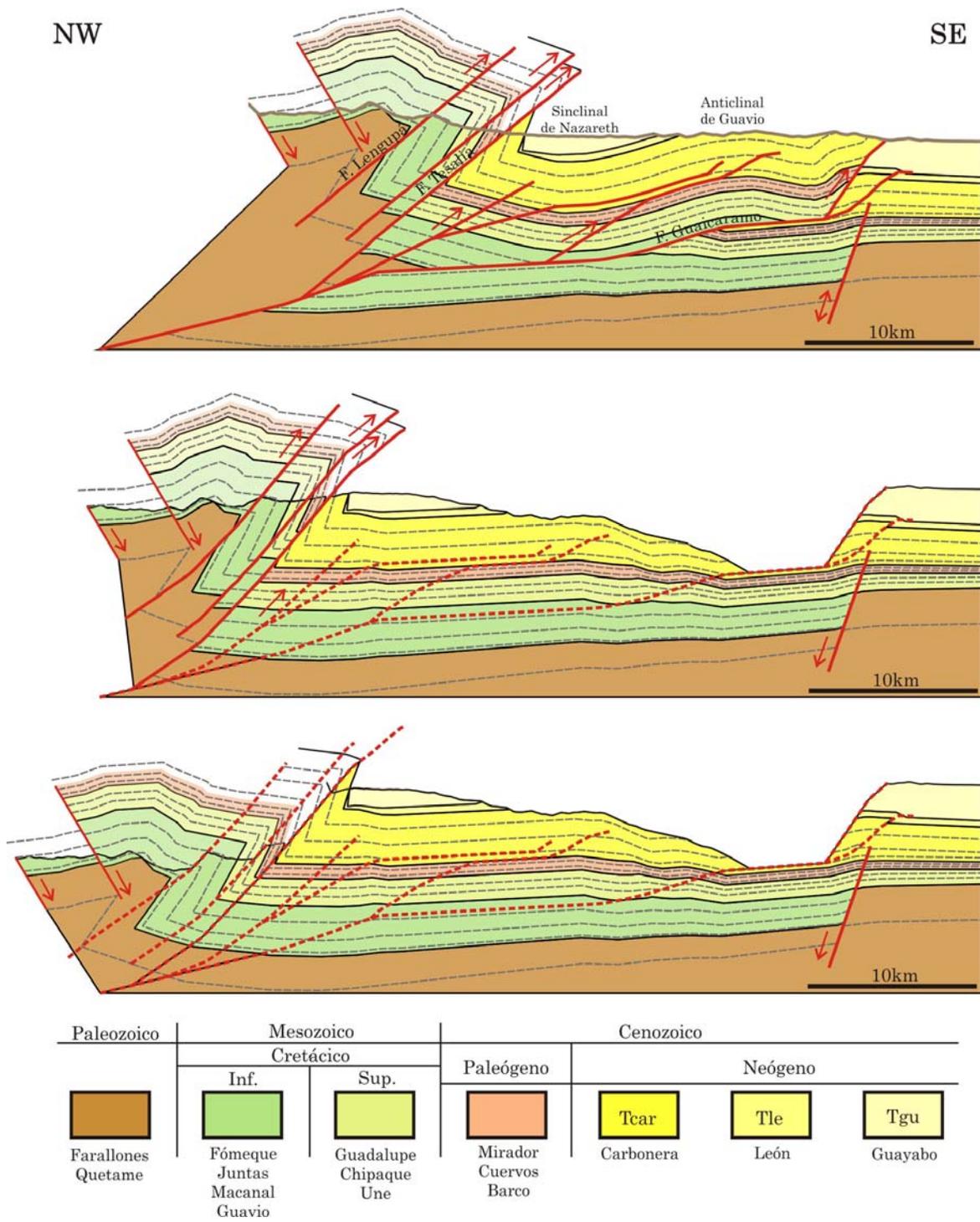


FIGURA 39. Restitución del corte F a lo largo de las líneas sísmicas C-1600 y 1600E.

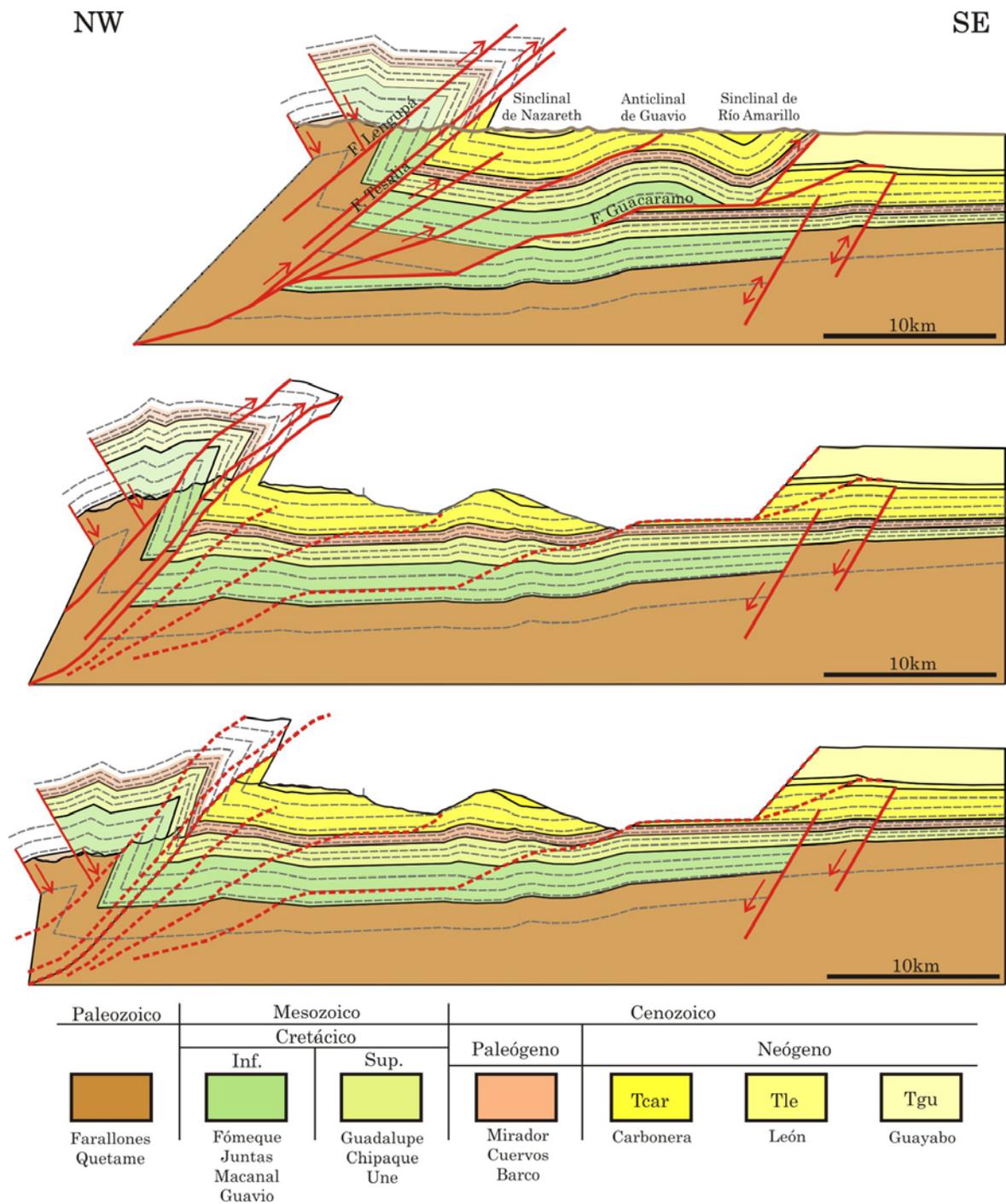


FIGURA 40. Restitución del corte H a lo largo de las líneas sísmicas A-11, B-1800 y CO-95-04.

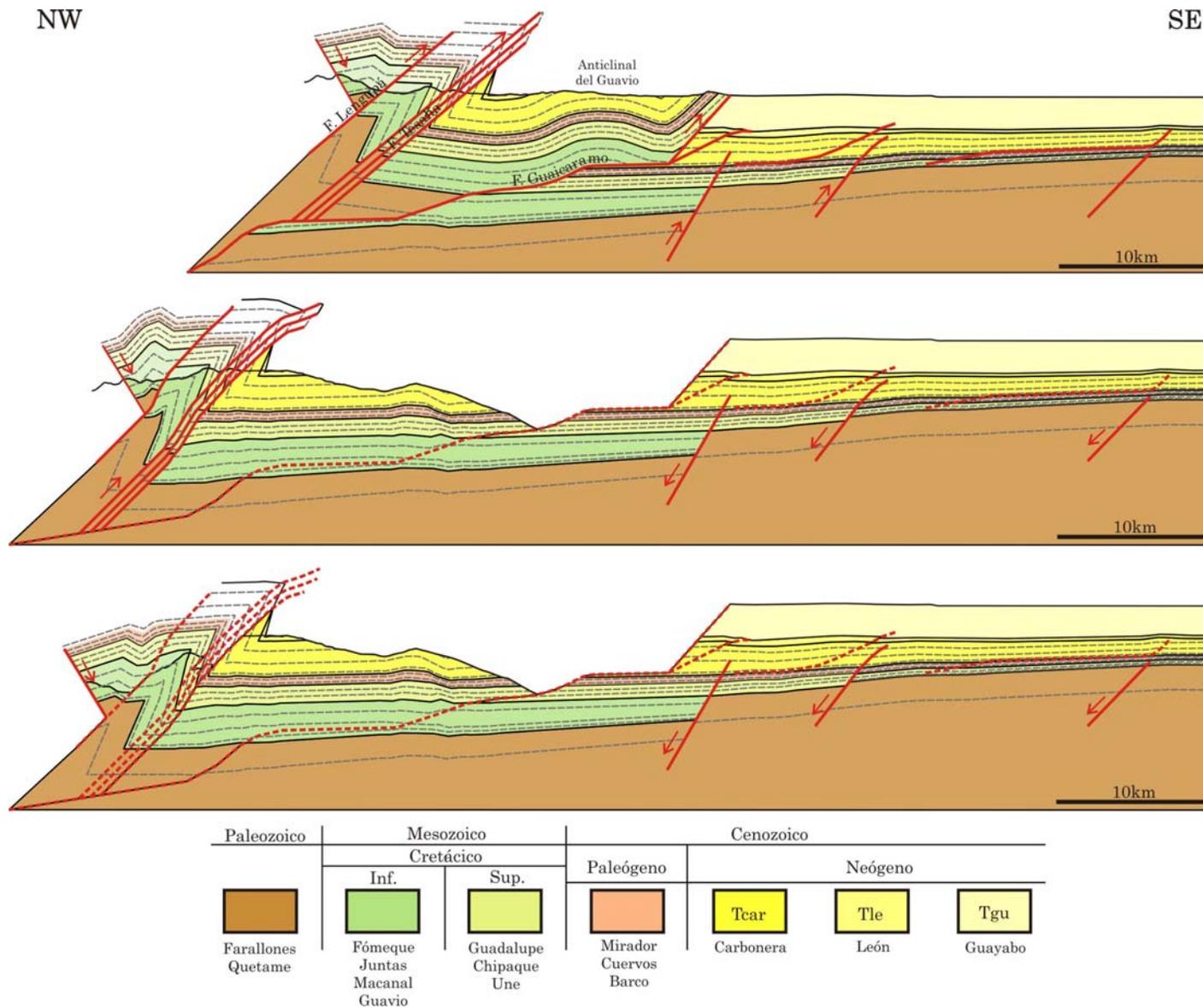


FIGURA 41. Restitución del corte J a lo largo de las líneas sísmicas A-01 y D-10.

En las secciones E-K, la falla Lengupá posee la falla asociada de Tesalia hacia el E, la cual tiene un desplazamiento de 5.5-2km que tiende a disminuir hacia el NE (TABLA 2). Ambas fallas se interpretan como fallamientos rectilíneos con 40° de buzamiento. Las fallas de Lengupá y Tesalia están relacionadas ya que presentan una transferencia parcial progresiva de su desplazamiento a lo largo del rumbo (la falla Lengupá aumenta su desplazamiento hacia el NE mientras la falla Tesalia disminuye su desplazamiento en esa dirección), de la misma manera como fue reportado por Mora (2007) y Mora *et al.* (2010).

En el caso de la falla de Aguaclara, esta presenta un desplazamiento de ~0.9km al SW (corte A) y ~3km hacia el NE (corte E), pero al NE de la sección E su desplazamiento se da a través de fallamientos menores en el bloque colgante de la falla Guaicaramo. Esta disminución en el desplazamiento se debe al cambio en el comportamiento estructural de la falla Guaicaramo. La falla Guaicaramo tiene una variación lateral de su desplazamiento que inicia en ~0.9km al SW (corte C) hasta ~20km al NE (corte K) (TABLA 2). La geometría de la falla Aguaclara y la consideración de un modelo de fallamiento en secuencia permiten establecer que esta falla se forma primero que la falla Guaicaramo.

Al NE del corte E el empuje generado por el bloque colgante de la falla Lengupá es absorbido en su mayoría por la falla de Guaicaramo. Se considera que las fallas en el límite de la cordillera como Lengupá y Tesalia presentan una transferencia progresiva del desplazamiento lateral con la falla de Guaicaramo, con un marcado aumento en el desplazamiento hacia el NE debido al empuje perpendicular a la dirección de estas estructuras. Esta transferencia lateral del desplazamiento entre las estructuras que limitan la cordillera y el piedemonte puede sugerir una formación sincrónica de las estructuras, a causa

del empuje del bloque colgante de la falla Lengupá-Servitá (Mora, 2007 y Mora *et al.*, 2010).

El desplazamiento de la ramificación generada por el empuje del bloque colgante de la falla Guaicaramo se considera de entre 0.2 y 1km. Las fallas reactivadas en el bloque yacente de las fallas Guaicaramo y Aguaclara poseen un desplazamiento entre 80 y 280m, su mayor efecto es producir plegamiento y aumento del buzamiento de los horizontes en su bloque colgante, que varía el ángulo de inclinación regional ($1.5-2^{\circ}$) utilizado para la interpretación y balanceo de secciones (TABLA 2).

2.3. TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN

La historia de deformación para la Cuenca de Medina inicia en el Mioceno Inferior (~22Ma) con la inversión de la Cordillera Oriental, que se evidencia en el adelgazamiento sin-tectónico hacia el W (E-1020 y 1070) de los miembros C2 a C5 de la Fm. Carbonera y que inicia al tope del miembro C6. A partir del Mioceno Inferior empieza la formación del anticlinal de Farallones como un pliegue por propagación de falla asociado a la falla Lengupá que conforma el flanco invertido del sinclinal de Medina-Nazareth (FIGURA 42) (Parra, 2008).

Según Parra (2008) hacia el NW de la Cuenca de Medina en el flanco W del sinclinal de Nazareth existen estratos de crecimiento e inconformidades de crecimiento en estratos de edad Mioceno Superior-Plioceno (7.25-5.33Ma) pertenecientes al Gp. Guayabo, estas geometrías revelan deformación continua debido a la rotación del flanco frontal del anticlinal de Farallones. Estas estructuras de crecimiento documentadas desde el tope del miembro C6 de la Fm. Carbonera (Mioceno Inferior) al Gp. Guayabo (Mioceno Superior-Plioceno

documentan la inversión y el plegamiento asociado a fallamiento del anticlinal de Farallones y la falla Lengupá (FIGURA 42).

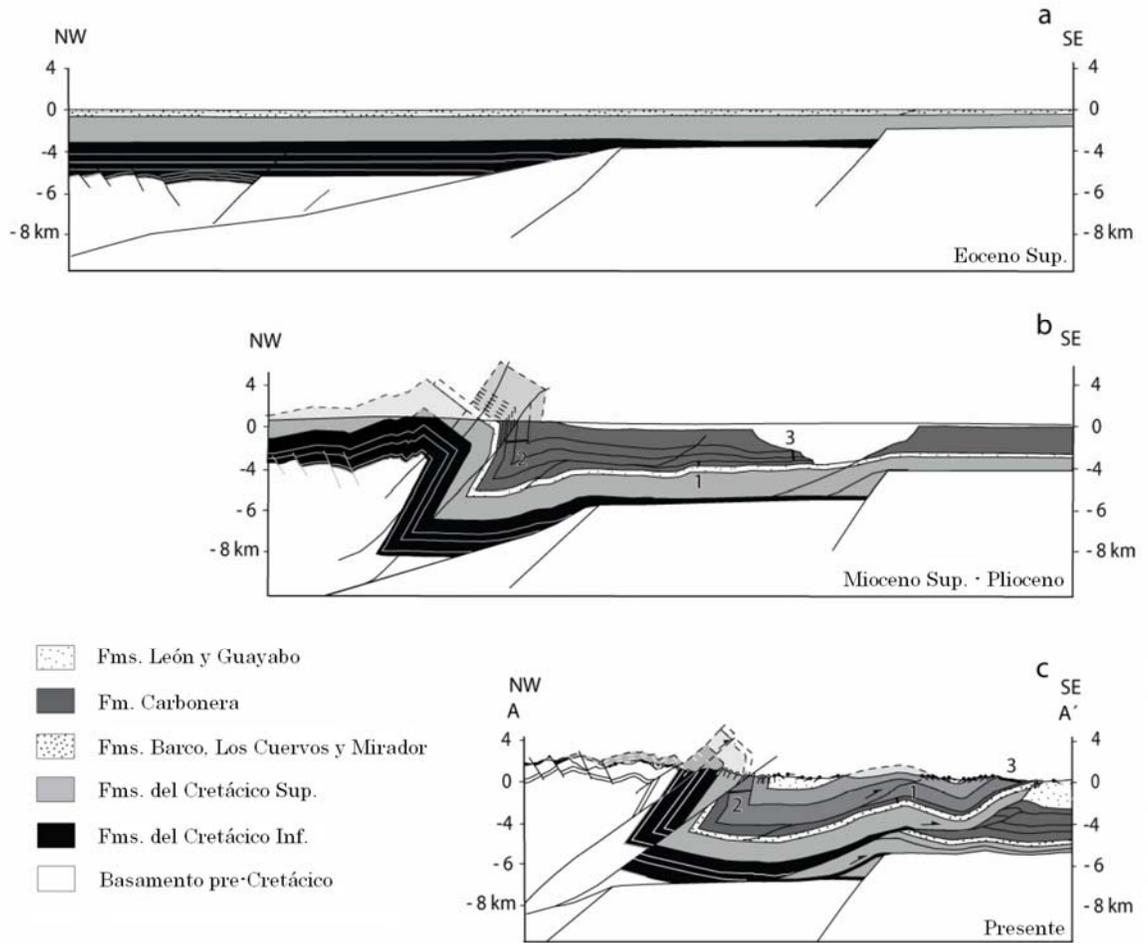


FIGURA 42. Sección retrodeformada a lo largo de la Cuenca de Medina desde el Eoceno Tardío al presente (Parra, 2008).

Para calcular la temporalidad de la deformación del anticlinal de Farallones, se realizaron análisis de ZFT y AFT que aportaron tasas de exhumación de ZFT de $\sim 0.27\text{mm/año}$ (0.27km/Ma) durante 22-5Ma y tasas de exhumación en AFT de $\sim 1.45\text{mm/año}$ (1.45km/Ma) durante 5-0Ma, estos datos fueron reportados por Mora, *et al.* (2007) y Parra (2008) (FIGURA 43). Como se observa en la

FIGURA 43 estos valores presentan un rango de variación considerable que permiten definir una tasa de exhumación de ZFT de 0.1-0.5km/Ma y de AFT de 1-2km/Ma.

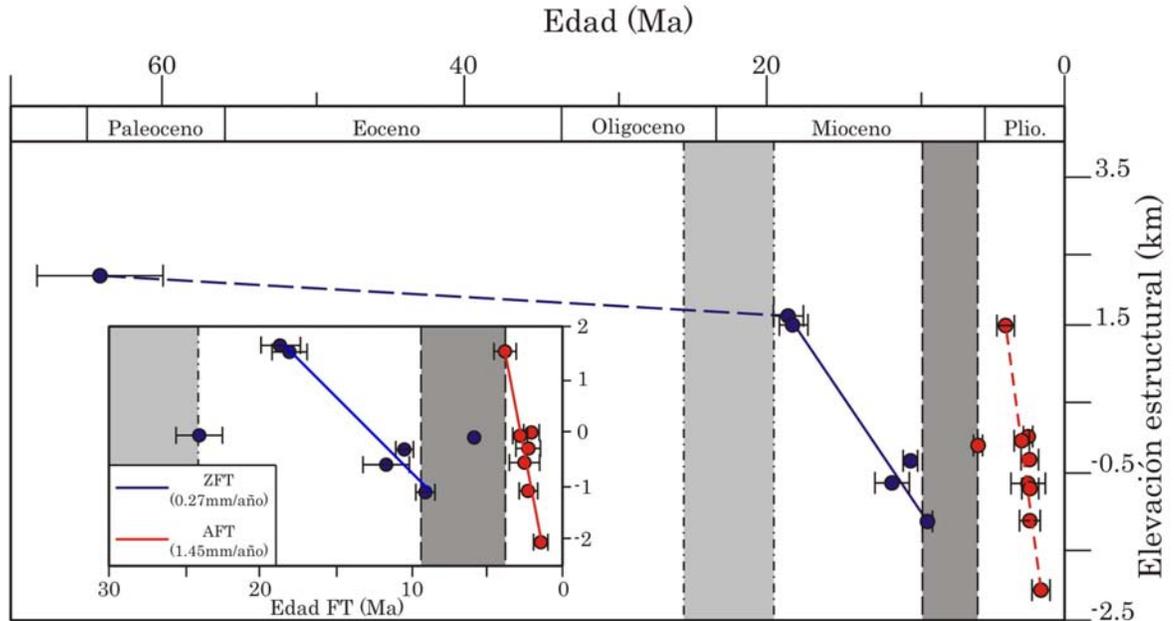


FIGURA 43. Desviación de las tasas de exhumación mediante ZFT y ZFT. Modificado de Mora, *et al.* (2007).

Debido a que se cuenta con la temporalidad de la deformación del anticlinal de Farallones de trabajos previos, en esta investigación se plantea el análisis de la temporalidad de la deformación frágil de la Cuenca de Medina a partir del Mioceno Superior-Plioceno hasta el presente, con este fin se analizó la temporalidad en la Sección G (línea E-1655) y se empleó la metodología descrita por Mora, *et al.* (2007). La temporalidad de la deformación de la Cuenca de Medina se modela a partir del Mioceno Superior-Plioceno con base en la información aportada por Parra (2008) y la presencia de paleo-corrientes en dirección WSW-SW al tope de Fm. Guayabo Inferior (Mioceno Superior

~5.33Ma) reportadas por Quintero (2010) y que marca el inicio de la formación del anticlinal del Guavio (FIGURA 44).

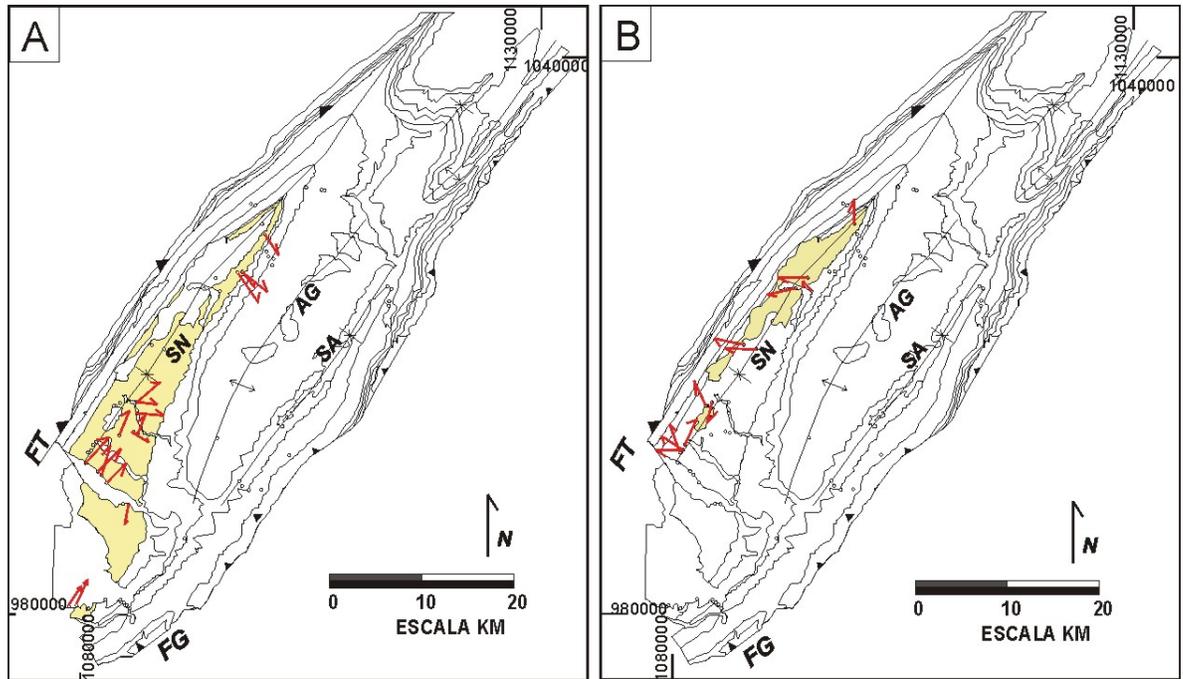


FIGURA 44. Tendencias de paleo-flujo registrados en la Cuenca de Medina. A) Paleo-flujos en la Fm. Guayabo Inferior (~7.25Ma) y B) Paleo-flujos al tope de la Fm. Guayabo Inferior y Guayabo Superior (~5.33Ma) (Quintero, 2010).

Para convertir las tasas de exhumación en acortamiento es necesario conocer los conceptos de Levantamiento de Roca (LR) (movimiento vertical de las rocas con respecto al geode), Levantamiento de Superficie (LS) (movimiento vertical de la superficie con respecto al geode) y Exhumación (Exh) (movimiento vertical de las rocas con respecto a la superficie) (FIGURA 45). Además, la conversión de la tasa de exhumación en acortamiento depende del ángulo de la falla, como se presenta en la FIGURA 45.

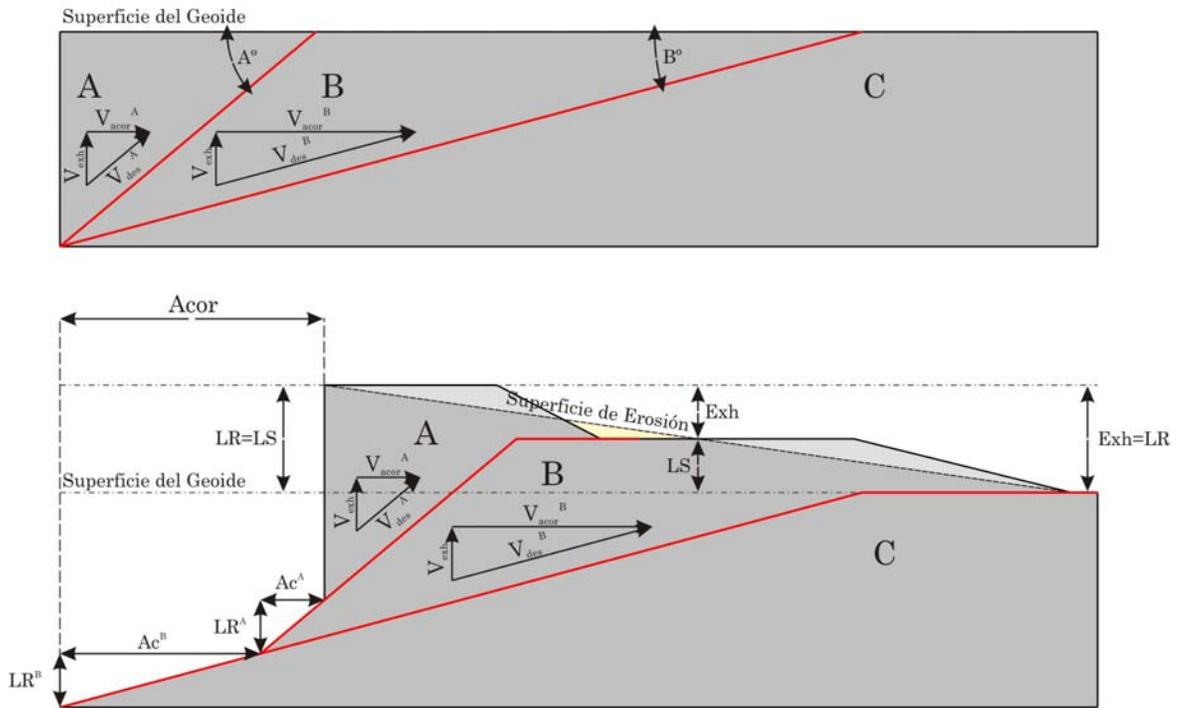


FIGURA 45. Conceptos básicos para la conversión de exhumación a acortamiento.

LR: Levantamiento de Roca, LS: Levantamiento de Superficie, Exh: Exhumación, Acor: Acortamiento, Ac^A : Acortamiento del bloque A, Ac^B : Acortamiento del bloque B, V_{exh} : Velocidad de exhumación, V_{acor} : Velocidad de acortamiento, V_{des} : Velocidad de desplazamiento.

La Sección G tiene un acortamiento debido al desplazamiento de las fallas (Lengupá, Tesalia y Guaicaramo) de $\sim 16.5\text{km}$ ($Acor = \sim 16.5\text{km}$) de los cuales $\sim 3.8\text{km}$ son generados por el desplazamiento del sistema de fallas Lengupá-Tesalia ($Ac^{T-L} = \sim 3.8\text{km}$) y los $\sim 12.6\text{km}$ de acortamiento restantes son generados por el desplazamiento de la falla Guaicaramo ($Ac^G = \sim 12.6\text{km}$). Debido a que la falla Guaicaramo posee una geometría compleja la mejor forma de determinar su buzamiento (α^G) fue mediante la relación entre el acortamiento generado (Ac^G) y su desplazamiento ($Des^G = \sim 13.1\text{km}$) ($\alpha^G = \text{Cos}^{-1}(12.6/13.1) = 15.4^\circ$), de tal forma que el ángulo estimado para la falla de Guaicaramo es de 15.4° . De la misma manera, se estimó un ángulo para todo el sistema de fallas de Lengupá-Tesalia de 35.7° ($\alpha^{L-T} = \text{Cos}^{-1}(3.8/4.7) = 35.7^\circ$). Con base en los ángulos estimados

es posible dividir el área en dos bloques: A) Bloque Lengupá-Tesalia y B) Bloque Guaicaramo que presentan diferentes tasas de acortamiento empleando las mismas tasas de exhumación debido al ángulo de la falla (FIGURA 45).

Para el bloque Guaicaramo se estima un Levantamiento de Roca de $\sim 3.5\text{km}$ ($LR^G : Ac^G \cdot \text{Tan}^G : 12.6 \cdot \text{Tan}15.4^\circ$ o $: Des^G \cdot \text{Sen}^G : 13.1 \cdot \text{Sen}15.4^\circ = 3.5$) y el Levantamiento de Superficie se estima a partir del corte en su estado deformado actual en 310m.s.n.m ($LS^G = 0.31\text{km}$), de forma tal que la exhumación del Bloque Guaicaramo es de $\sim 3.17\text{km}$ ($Exh^G : LR^G - LS^G : 3.5 - 0.31 = 3.17$). De la misma manera se estimó el Levantamiento de Roca del Bloque Lengupá-Tesalia en $\sim 2.7\text{km}$ ($LR^{L-T} : Ac^{L-T} \cdot \text{Tan}^{L-T} : 3.8 \cdot \text{Tan}35.7^\circ$ o $: Des^{L-T} \cdot \text{Sen}^{L-T} : 4.7 \cdot \text{Sen}35.7^\circ = 2.7$), con un Levantamiento de la Superficie de 680m.s.n.m ($LS^{L-T} = 0.68\text{km}$) para una exhumación de $\sim 2\text{km}$ ($Exh^{L-T} : LR^{L-T} - LS^{L-T} : 2.7 - 0.68 = 2.02$). Para un Levantamiento de Roca por fallamiento de los bloques Lengupá-Tesalia y Guaicaramo de $\sim 6.2\text{km}$ y una Exhumación por fallamiento de $\sim 5.2\text{km}$ (FIGURA 45), estos valores de Levantamiento de Roca y Exhumación integran los desplazamientos en la vertical de cada uno de los bloques de la Cuenca de Medina más el transporte pasivo del bloque Lengupá-Tesalia en el colgante de la falla Guaicaramo.

Con base en el anterior análisis se tiene que en la Cuenca de Medina se exhumaron por acción de las fallas Lengupá-Tesalia y Guaicaramo $\sim 5.2\text{km}$ desde el Mioceno Superior-Plioceno (7.25-5.33Ma) que implica una tasa de exhumación de $0.85 \pm 0.12\text{mm/año}$ ($\sim 0.85\text{km/Ma}$) durante los últimos $\sim 6.3\text{Ma}$. A partir de la tasa de exhumación es posible estimar la tasa de acortamiento (FIGURA 45) para el bloque Lengupá-Tesalia de $\sim 1.18\text{km/Ma}$ ($V_{ac}^{L-T} : V_{exh}^{L-T} / \text{Tan}^{L-T} : 0.85 / \text{Tan} 35.7^\circ = 1.18$) y para el bloque Guaicaramo de $\sim 3.08\text{km/Ma}$ ($V_{ac}^G : V_{exh}^G / \text{Tan}^G : 0.85 / \text{Tan} 15.4^\circ = 3.08$). Estas tasas de acortamiento implican un movimiento inicial en la Cuenca de Medina de las fallas Lengupá-

Tesalia desde el Mioceno Superior-Plioceno (7.25-5.33Ma) durante ~ 2.6 Ma hasta el Plioceno Inferior (Zancleano) y el posterior desplazamiento de la falla Guaicaramo durante los últimos ~ 4.1 Ma desde el Plioceno Inferior al Presente.

El escenario anterior con una tasa de acortamiento para la falla Guaicaramo de ~ 3.08 km/Ma involucra un desplazamiento de esta falla durante los últimos ~ 4.1 Ma y por ende esta tasa de acortamiento no tiene en cuenta el cambio en las paleo-corrientes descrito por Quintero (2010). De esta manera, un segundo escenario involucra el cálculo de las tasas de exhumación a partir de la exhumación del Bloque Guaicaramo, de este modo para alcanzar la exhumación del Bloque Guaicaramo de ~ 3.17 km en ~ 6.3 Ma se necesita una tasa de exhumación de ~ 0.5 km/Ma, que se relaciona a una tasa de acortamiento de ~ 2 km/Ma mediante el método de cálculo empleado en el escenario anterior. Esta tasa de acortamiento permite iniciar el desplazamiento de la falla Guaicaramo desde el Mioceno Superior-Plioceno acorde con los datos de paleo-corrientes (Quintero, 2010) y alcanzar el desplazamiento calculado de ~ 12.6 km para la falla Guaicaramo en ~ 6.3 Ma. Con la misma tasa de exhumación de la falla Guaicaramo (~ 0.5 km/Ma) para el Bloque Lengupá-Tesalia esta genera una tasa de acortamiento de ~ 0.7 km/Ma que hace que el acortamiento de ~ 3.8 km calculado para el bloque Lengupá-Tesalia se alcance en ~ 5.4 Ma.

Este escenario permite el desplazamiento conjunto de los bloques de Lengupá-Tesalia y Guaicaramo desde el Mioceno Superior-Plioceno (~ 6.3 Ma) con una tasa de exhumación de ~ 0.5 km/Ma hasta el Pleistoceno Superior (~ 0.9 Ma) en donde todo el acortamiento se concentra a través de la falla Guaicaramo. Este es el escenario modelado en la FIGURA 46.

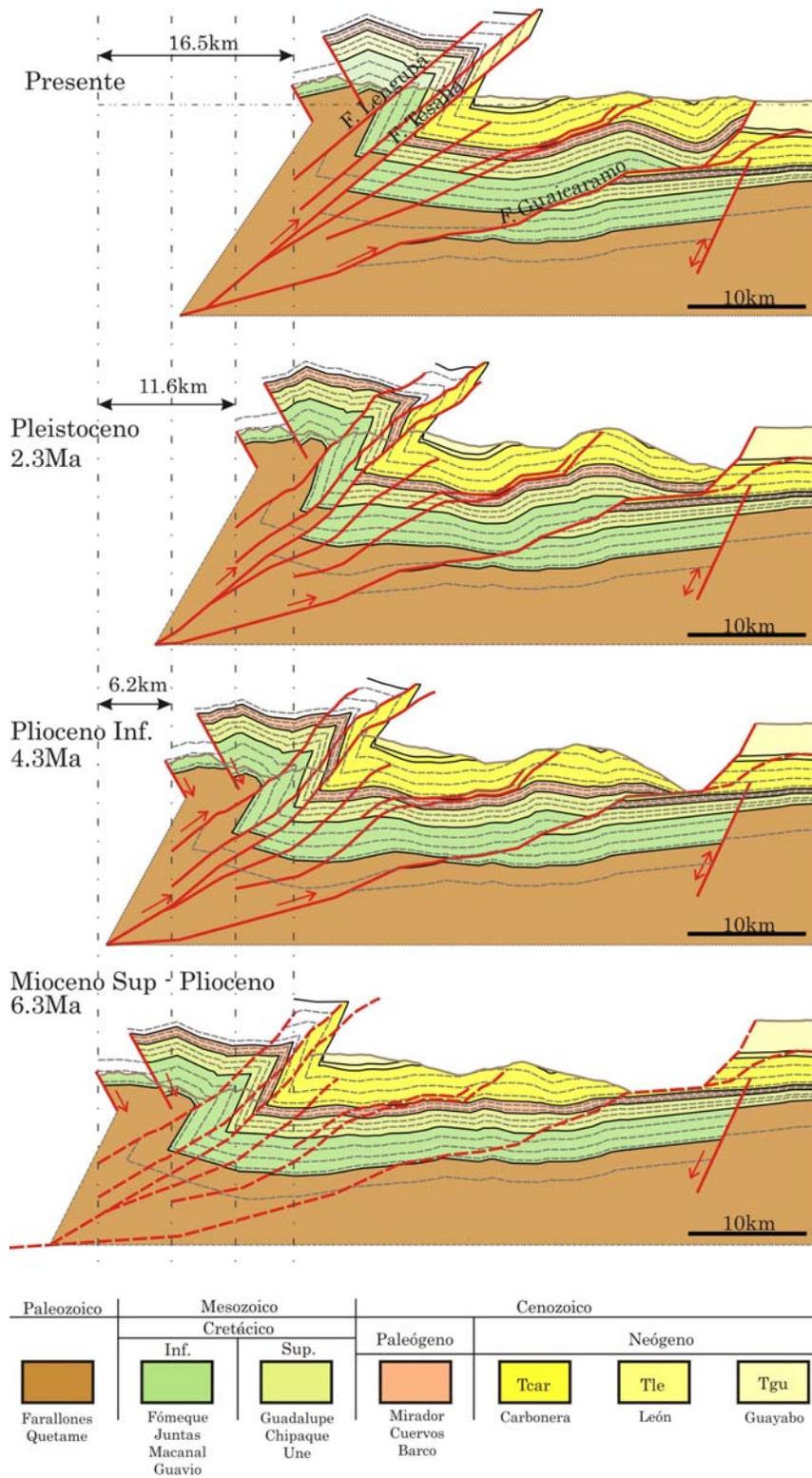


FIGURA 46. Temporalidad de la deformación del corte G'.

2.4. MODELAMIENTO 3D

Para generar el modelamiento 3D se importaron al *software 3DMove* las secciones estructurales balanceadas en *2DMove*. De las 11 secciones importadas finalmente se emplearon 10, debido al hecho de que el corte F presenta una curva en su trazo producto de su interpretación en *LithoTect*, a partir del trazo de las líneas sísmicas C-1600 y 1600E las cuales no poseen el mismo rumbo (FIGURAS 12 y 13). Este tipo de flexión en el trazo de la sección estructural genera dificultades en la interpretación con respecto al corte E, porque las secciones no son interpretadas dentro de un ambiente tridimensional que permita apreciar el cruce de horizontes y fallas en tiempo real, por este motivo se optó por trabajar sólo 10 secciones balanceadas.

Para desarrollar el modelo 3D se crean superficies con base en las líneas de los horizontes de las fms. Mirador, Guadalupe y Fómeque en el bloque colgante y yacente de las fallas Aguaclara y Guaicaramo. En la FIGURA 47 se modelan las fallas Guaicaramo (Rojo), Aguaclara (Fucsia) y los horizontes Mirador (Amarillo), Guadalupe (Verde claro) y Fómeque hacia el N (Verde oscuro). Ahora bien, ya elaborado el modelo 3D es posible crear mapas de contornos para cada una de las superficies, esto facilita su presentación y su análisis.

A continuación se presenta el mapa de contornos al tope de las Fms. Mirador (FIGURA 48) y Guadalupe (FIGURA 49), más el mapa de contornos de las fallas Aguaclara y Guaicaramo (FIGURA 50). En cuanto a los mapas de contornos es posible apreciar los saltos de las fallas de Aguaclara y Guaicaramo, así como las estructuras generadas en el bloque colgante de la falla Guaicaramo (FIGURAS 48 y 49). También se observa como el salto de la

falla Guaicaramo aumenta hacia el N, mientras el desplazamiento de la falla Aguaclara se disipa desde el corte E.

Para la restauración del modelo 3D se utilizó el horizonte de Guadalupe, debido a que el salto de la falla Guaicaramo posee un aspecto uniforme y progresivo para su restauración (FIGURA 49).

El mapa de contornos de la falla Aguaclara (FIGURAS 50) muestra su geometría rampa-despegue-rampa en toda el área, esta sólo presenta variaciones en la longitud del despegue en el miembro C8 de la Fm. Carbonera, mientras que en la rampa superior se muestran los cambios en su longitud y buzamiento. Por el contrario en el mapa de contornos de la falla Guaicaramo (FIGURAS 50) se expone una superficie de falla con una geometría compleja, que inicia con una rampa de buzamiento variable la cual cambia a una geometría de rampa-despegue-rampa-despegue-rampa, cuyo despegue superior se mantiene constante en el tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera y su despegue inferior se profundiza hacia el NE.

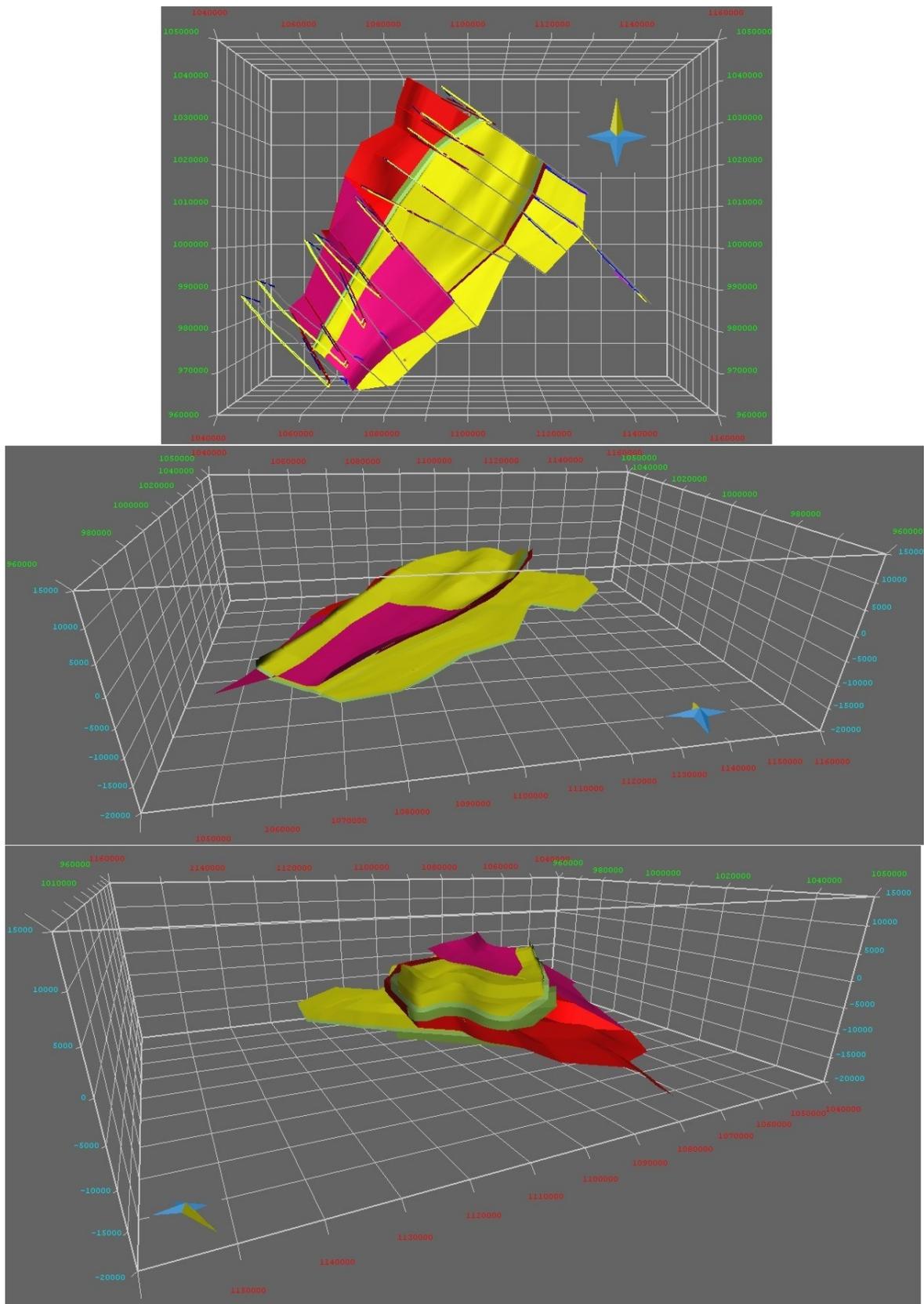


FIGURA 47. Modelo 3D de la Cuenca de Medina.

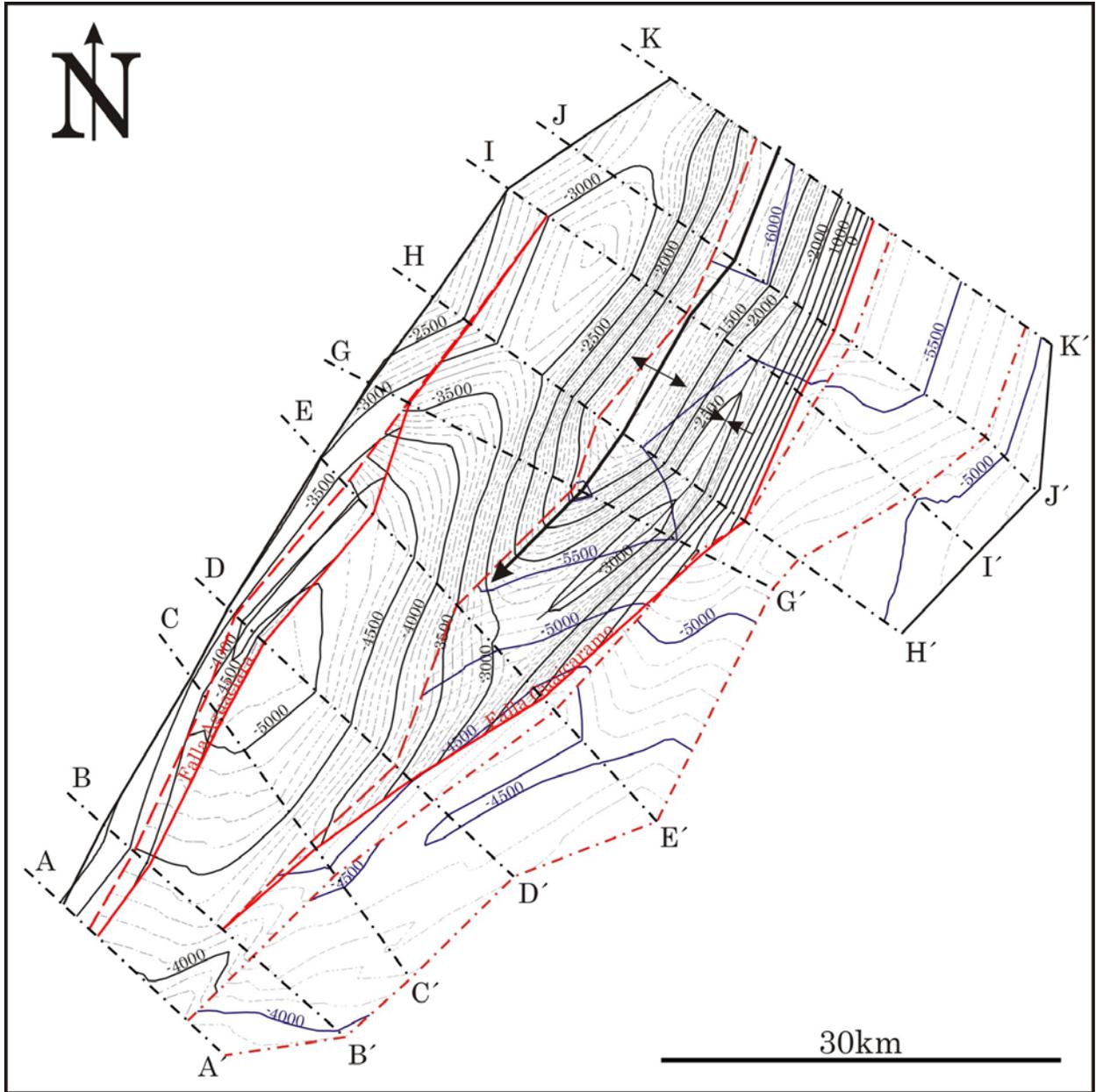


FIGURA 48. Mapa de contornos al tope de la Fm. Mirador.

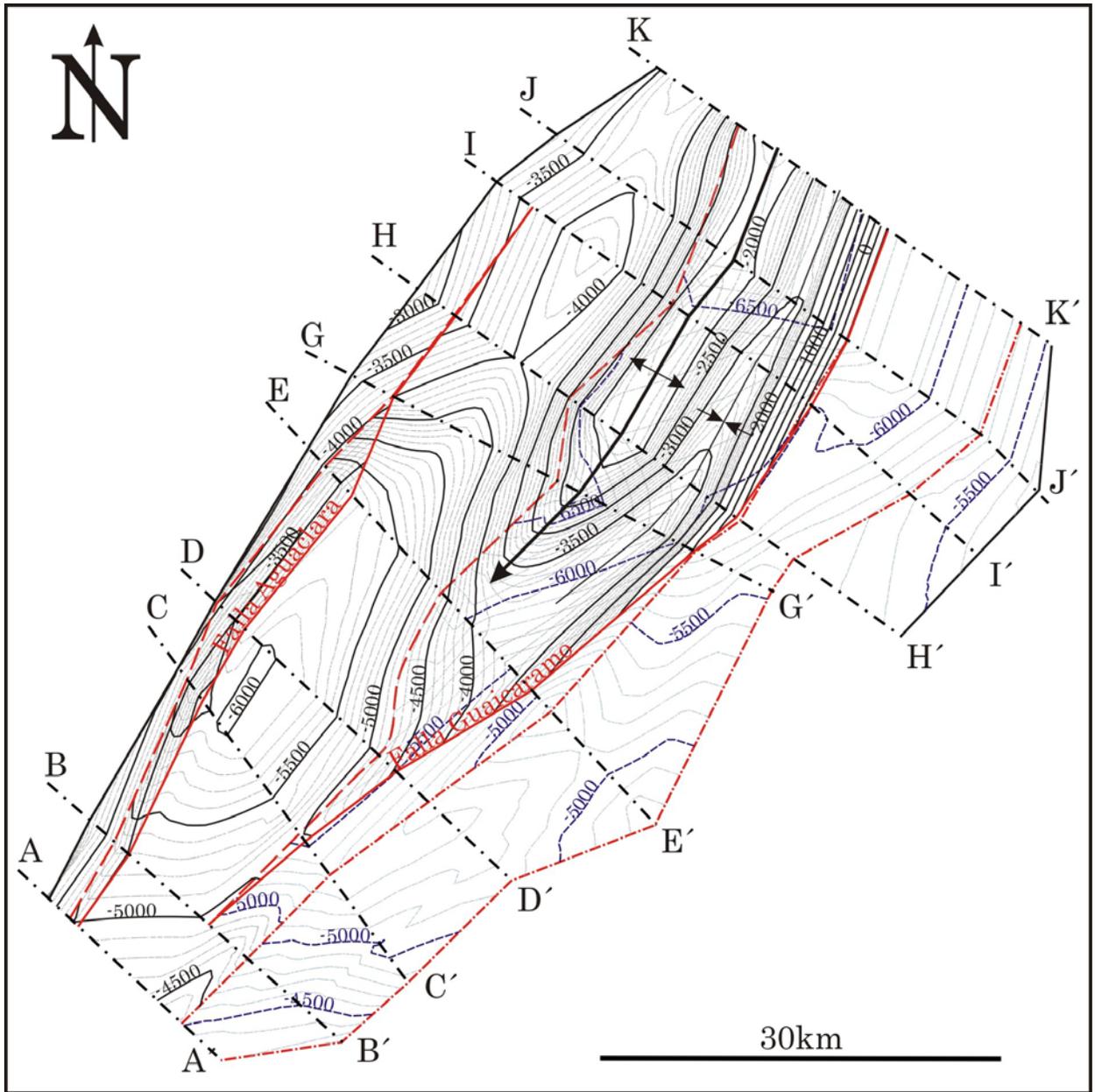


FIGURA 49. Mapa de contornos al tope de la Fm. Guadalupe.

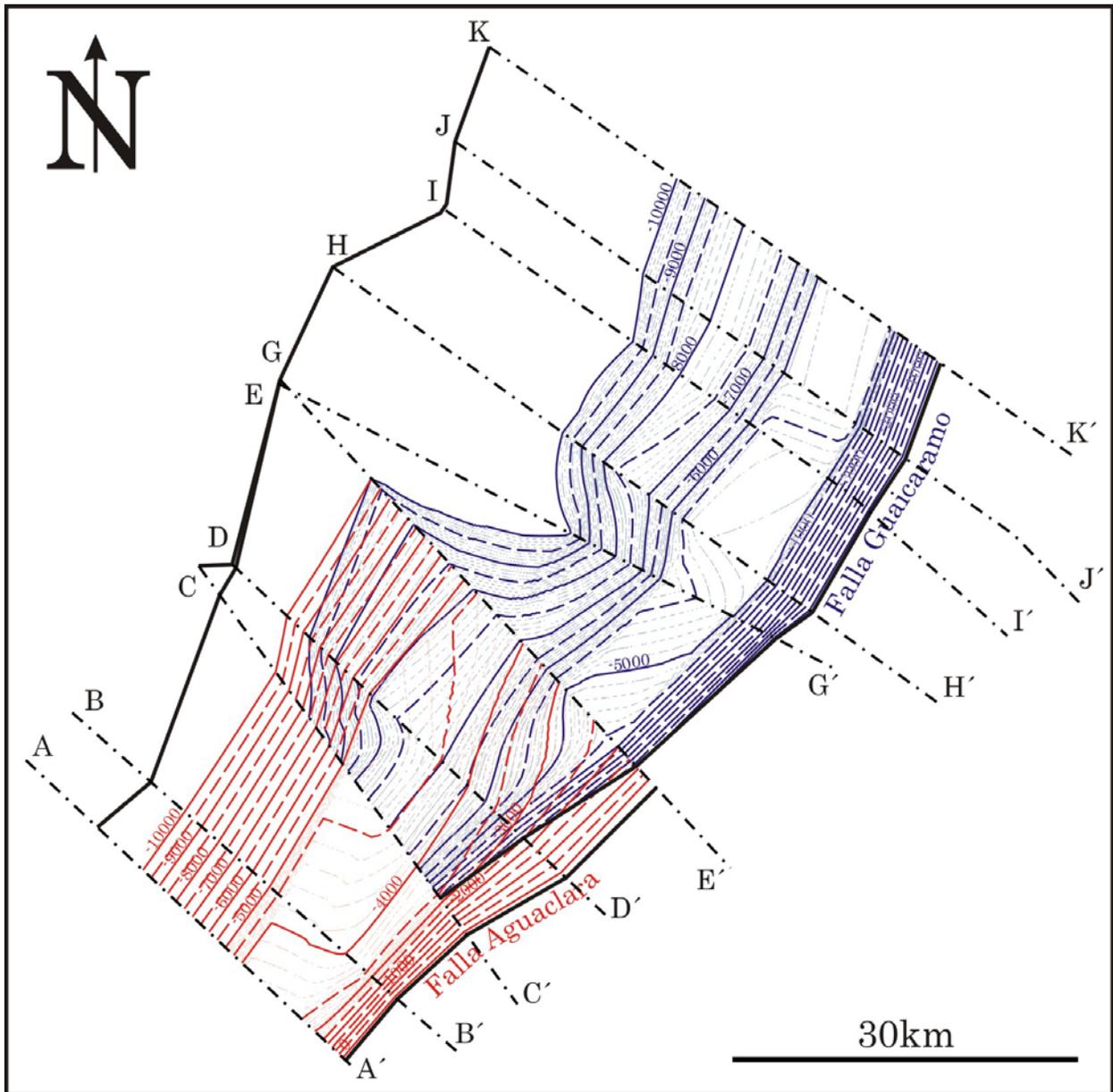


FIGURA 50. Mapa de contornos de las fallas Aguaclara y Guaicaramo.

Al realizar la superficie 3D de la falla de Guaicaramo se aprecia como su despegue inferior se profundiza hacia el NE (secciones F-K), y adicionalmente presenta una rampa lateral de buzamiento alto con vergencia SW que hace que la Cuenca de Medina presente dos estilos estructurales diferentes al SW y NE de las secciones E y F (para efectos de modelado se hizo la rampa lateral entre el corte E y H en el modelo 3D como se explicó al inicio del capítulo) (FIGURA 50). La posición de esta rampa lateral esta relacionada a los cambios observados en las líneas sísmicas E-1070, C-1230 y B-1440 (FIGURAS 18, 19 y 22) que muestran la evidencia de una falla inferior que levanta y flexiona los horizontes y las estructuras presentes en su colgante. De esta manera, la rampa lateral de alto buzamiento es la que releva a la falla Aguaclara por fallamientos menores en el bloque colgante de la falla Guaicaramo a partir de la sección F. Además, la rampa lateral origina el cambio de la geometría estructural de la falla de Guaicaramo, que causa solo levantamiento al SW (secciones D-E) y formación de estructuras (anticlinal de Guavio y sinclinal de Río Amarillo) hacia el NE de la misma (secciones F-K).

La existencia de esta rampa lateral y la interpretación de dos fallas (Aguaclara y Guaicaramo) dividen la Cuenca de Medina en dos estilos estructurales diferentes que presentan un único gradiente de acortamiento progresivo que aumenta hacia el NE sin exhibir cambios abruptos de acortamiento aun cuando se pasa de un estilo estructural al SW y NE de la Cuenca de Medina. El modelamiento tri-dimensional junto con el aumento progresivo del acortamiento aportan mayor confiabilidad al estilo estructural interpretado en este trabajo, a diferencia de un análisis estructural a partir de secciones aisladas que no se conectan en el espacio 3D y no muestran la distribución del desplazamiento para toda la cuenca, como en el caso de los estudios anteriores

para la Cuenca de Medina (Branquet, *et al.* 2002; Mora, 2007; Jay Namson, 2009 en reportes internos del ICP-ECOPETROL; y Mora, *et al.*, 2010).

2.5. ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL

Uno de los objetivos del modelamiento 3D, es analizar la deformación de las superficies al ser restituidas por medio del uso de herramientas de *software* como por ejemplo el algoritmo de restitución *Move on Fault – Fault Parallel Flow* de *3DMove*. Adicionalmente, este *software* cuenta con herramientas que permiten examinar la deformación desde dos enfoques: uno no-cinemático y otro cinemático. El enfoque no-cinemático se limita al estudio de la curvatura (simple y gaussiana) y la cilindruidad de la estructura analizada en su estado deformado (actual), mientras el enfoque cinemático consiste en la evaluación de la deformación en diferentes pasos, desde su estado pre-deformación hasta su estado deformado a través del algoritmo *Strain Analysis – Absolute Dilatation Strain*. Este análisis puede ser comparado con la distribución de las fracturas en afloramiento de la Cuenca de Medina

En la FIGURA 51 se muestra el resultado de la deformación por medio del análisis no-cinemático de curvatura simple. En esta imagen se aprecia que la mayor concentración de la deformación se encuentra a lo largo del eje en el sinclinal del Río Amarillo, mientras que en el anticlinal de Guavio existe menor deformación. Es importante señalar que la deformación es mucho menor hacia el SW de la cuenca.

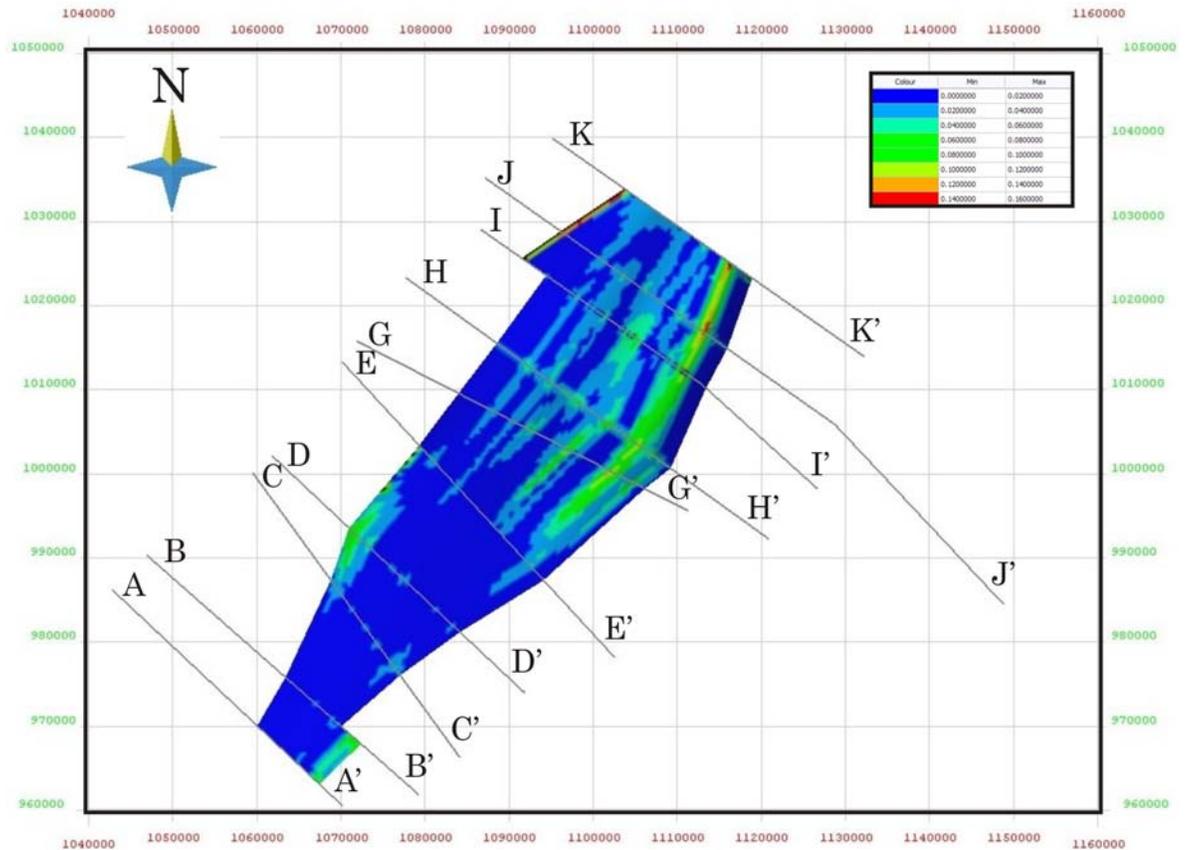


FIGURA 51. Análisis de curvatura simple al tope de la Fm. Mirador.

Adicional al análisis de curvatura simple existen los análisis de curvatura gaussiana y de cilindruidad, los cuales fueron realizados pero no aportaron mayores resultados, puesto que no presentan algún tipo de patrón característico para su interpretación.

Durante el proceso de restitución cinemática se dividió el modelo en tres sectores, debido a la dificultad de restituir el modelo completo con la presencia de la rampa lateral que generaba anomalías en las superficies restituidas, además al presentarse un aumento del desplazamiento de las fallas hacia el NE, el software no permite generar movimientos rotacionales que permitan aplicar mayor desplazamiento hacia el NE que hacia el SW, y se hace necesaria

la aplicación para cada sector de una dirección de restitución diferente, con el propósito de crear una superficie de geometría pre-deformación aceptable. Estos sectores son: A) Un sector Sur que incluye los cortes A-E, B) Un sector Central que contiene la zona de la rampa lateral con vergencia SW (corte E-G) y C) Un sector Norte que abarca los cortes G-K.

De acuerdo con lo anterior, para el sector Sur se utilizó una dirección de 136° , para el sector Central 129° y para el sector Norte una dirección de restitución de 122° . Además de este cambio en la dirección del desplazamiento de las fallas, también se hace indispensable emplear el análisis *Allan Mapper* de *3D Move*, mediante el cual es posible analizar el aumento del desplazamiento lateral de un horizonte en el bloque colgante de la falla. Este análisis permite realizar una restitución en la que el desplazamiento de la falla varía a lo largo del rumbo de la misma.

Con base en la restitución cinemática para el tope de la Fm. Mirador fue posible realizar el análisis de la deformación absoluta (*Absolute Dilatation Strain Analysis*) en diferentes incrementos de desplazamiento, con este fin se modeló la deformación empleando entre 10 y 14 pasos para cada sector, con lo cual se alcanza su estado de deformación actual a partir de un estado pre-deformación.

Basado en la restitución cinemática de la Fm. Mirador en el bloque colgante de la falla Guaicaramo se hace un mapa de deformación (FIGURA 52), que a diferencia del análisis de curvatura simple, presenta los sitios en los cuales se concentra la mayor deformación ocasionada por los factores que influyen sobre la superficie como son: la geometría de la falla, la variación lateral del desplazamiento de la falla y la dirección del desplazamiento de la falla.

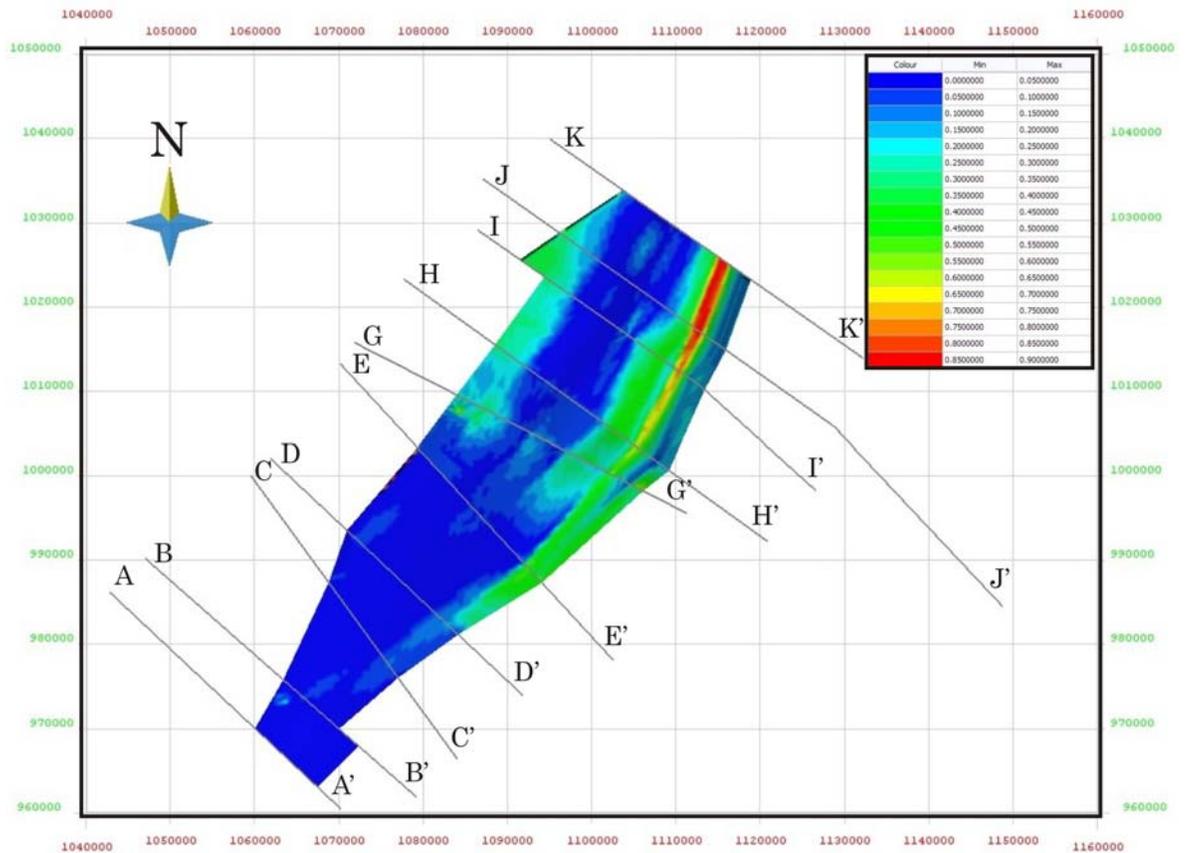


FIGURA 52. Mapa de deformación al tope de la Fm. Mirador a partir del *Strain Analysis*.

De esta manera, la mayor cantidad de la deformación se concentra hacia el sector Norte y Central de la falla Guaicaramo asociado a la formación del anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo. Estos sitios de mayor concentración de la deformación son los más probables para la generación de fracturas, dentro de estos se tienen: sinclinal de Río Amarillo (flanco frontal y eje), anticlinal del Guavio (flanco frontal y terminación periclinal) y el sinclinal de Nazareth (eje y flanco trasero).

2.5.1. Análisis de la deformación frágil en el tiempo.

Debido a que se cuenta con un modelo tri-dimensional que puede ser restituido y que adicionalmente se estimaron tasa de exhumación y acortamiento para la

Sección G en la Cuenca de Medina, es posible modelar el desarrollo de la deformación frágil por medio del calculo de la deformación absoluta (*Absolute Dilatation Strain Analysis*) en diferentes estados de tiempo geológico desde el Mioceno Superior-Plioceno hasta el presente.

En la FIGURA 53 se presentan los diferentes estados de la deformación frágil a través del tiempo para el segmento Sur de la falla Guaicaramo, en la imagen se observa que la mayor deformación se concentra hacia el contacto con la falla Guaicaramo, justo por encima de la rampa superior de la falla. Esta deformación también se incrementa hacia el NE con el aumento del desplazamiento.

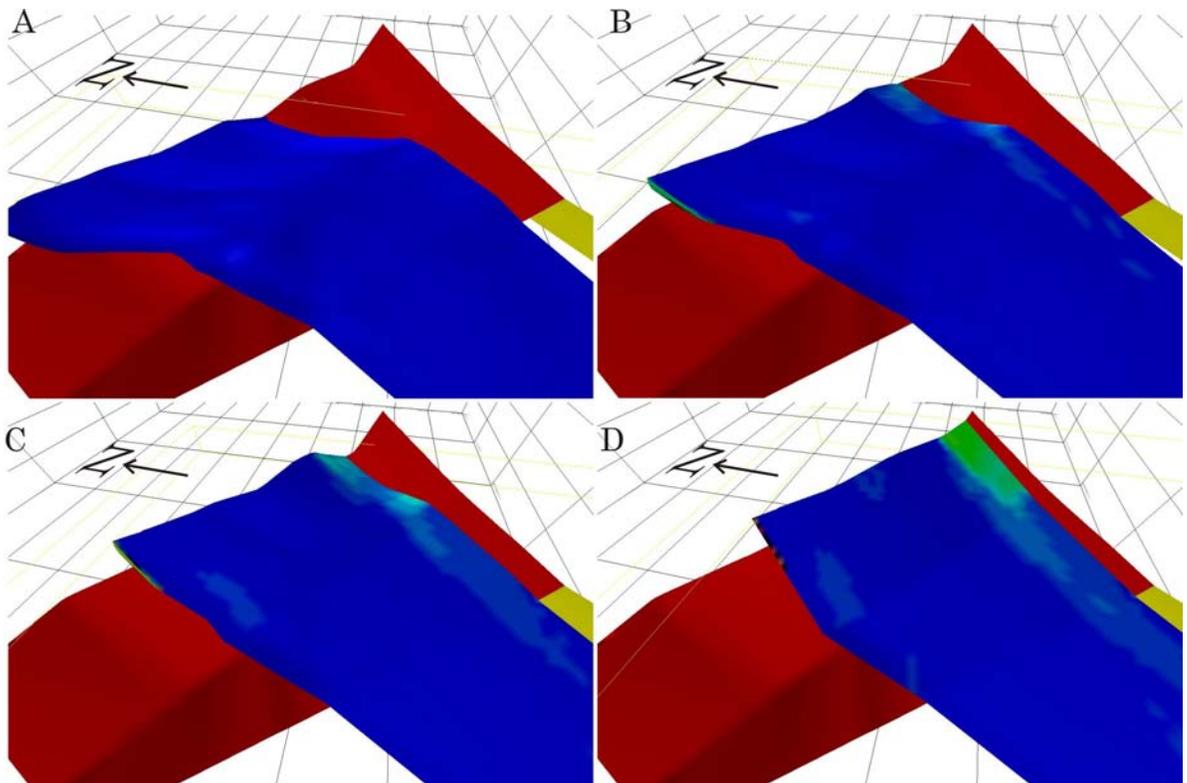


FIGURA 53. Restitución cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Sur.

A) Mioceno Superior-Plioceno (~6.3Ma), B) Plioceno Inferior (~4.3Ma), C) Pleistoceno (~2.3Ma) y D) Presente.

En la FIGURA 54 se muestran diferentes estados de la deformación frágil para la Fm. Mirador en el sector Central de la falla Guaicaramo, este sector esta asociado a la rampa lateral de buzamiento alto con vergencia al SW.

La deformación aumenta considerablemente dentro del sector Central en comparación con el sector Sur, a causa de la mayor complejidad de la falla Guaicaramo y del incremento en su desplazamiento. En el sector Central la deformación está principalmente concentrada hacia el eje y flanco frontal del incipiente sinclinal de Río Amarillo (FIGURA 54). Además se observa menor deformación en el flanco frontal del anticlinal de Guavio, con algo de deformación hacia su flanco trasero. También se identifica deformación hacia el eje del sinclinal de Nazareth. Aunque la rampa lateral de la falla Guaicaramo genera algo de deformación, la mayor parte de esta se ocasiona por la rampa superior frontal de la falla. La mayor cantidad de la deformación se genera después del Mioceno inferior (~4.3Ma) (FIGURA 54).

Parte de la deformación en el sector Central puede estar asociada a la deformación periclinal del anticlinal de Guavio como es observa en la FIGURA 54.

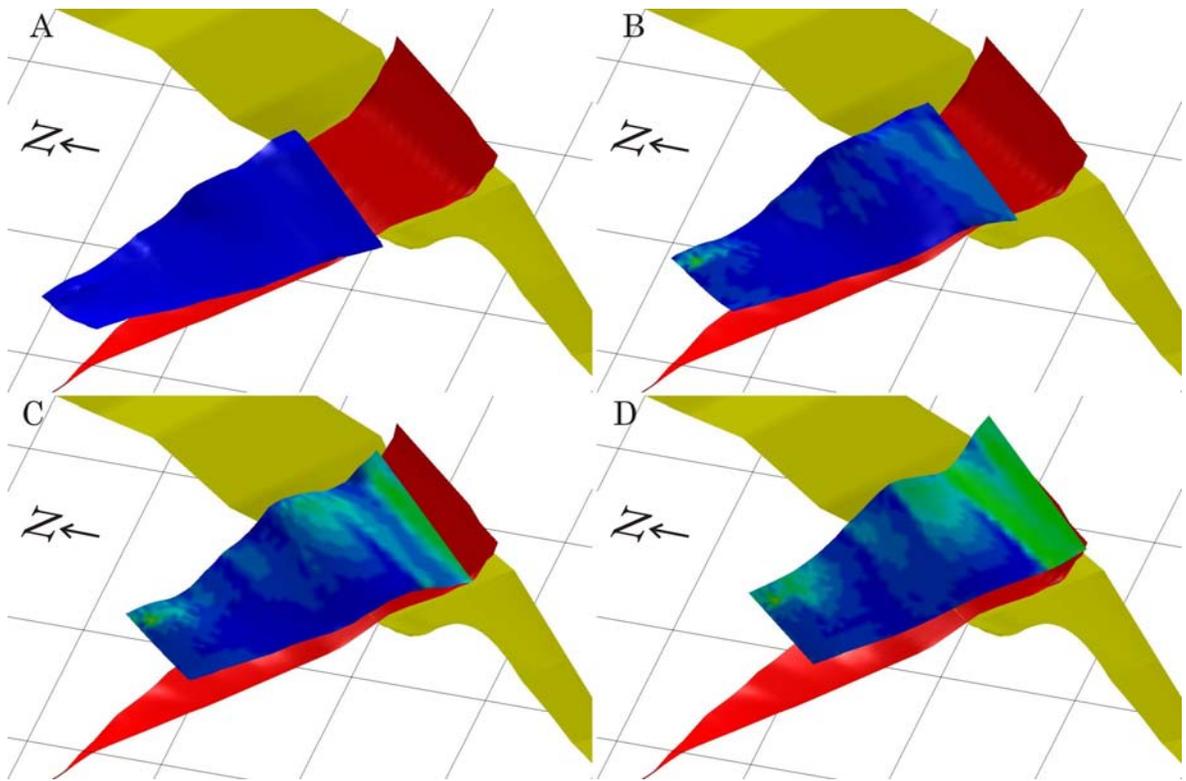


FIGURA 54. Restitución cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Central.
 A) Mioceno Superior-Plioceno (~6.3Ma), B) Plioceno Inferior (~4.3Ma), C) Pleistoceno (~2.3Ma) y D) Presente.

En la FIGURA 55 se presentan diferentes estados de deformación para el sector Norte de la falla Guaicaramo. Este sector constituye la zona de mayor complejidad, la cual genera las estructuras observadas en su bloque colgante como el anticlinal del Guavio y sinclinal de Río Amarillo. Al analizar la deformación se aprecia cómo esta se concentra en el sinclinal de Río Amarillo y flanco frontal del anticlinal del Guavio, al pasar su bloque colgante de la rampa intermedia al despegue superior en el miembro C8 de la Fm. Carbonera.

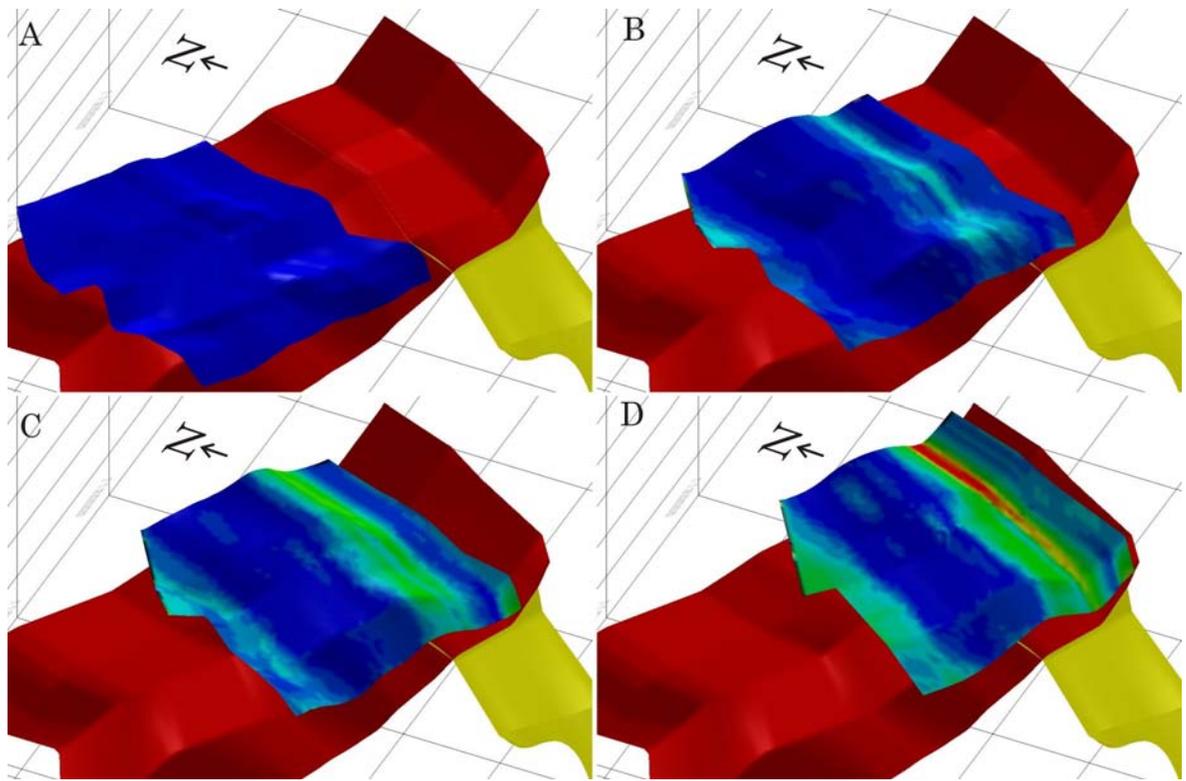


FIGURA 55. Restauración cinemática 3D con la evolución de los esfuerzos a través del tiempo para la falla Guaicaramo en el sector Norte.

A) Mioceno Superior-Plioceno (~6.3Ma), B) Plioceno Inferior (~4.3Ma), C) Pleistoceno (~2.3Ma) y D) Presente.

En el presente se observa la mayor concentración de la deformación frágil absoluta en el eje del sinclinal del Río Amarillo, aunque se debe considerar que parte de la Fm. Mirador ya aflora en este sector (FIGURA 55). Por este motivo, la superficie no puede crearse para toda su extensión, y por lo tanto no se puede modelar toda la deformación acumulada durante su desplazamiento, pero se considera que su flanco frontal debe presentar gran concentración de deformación similar a lo que se expone en la FIGURA 54 del segmento Central de la falla. También se presenta deformación en el flanco frontal y terminación periclinal del anticlinal del Guavio (con distribución localizada en su flanco trasero) y a lo largo del eje del sinclinal de Nazareth.

Durante la restitución tridimensional de la Fm. Mirador a través del incremento en el desplazamiento de la falla Guaicaramo a lo largo del tiempo geológico se debe explicar el hecho de que la falla de Guaicaramo presenta un aumento en el desplazamiento hacia el NE. En el Sector Norte la falla Guaicaramo se desplaza 19.5km en el limite NE y 13.2km en su limite SW, en el Sector Central la falla Guaicaramo en su limite NE se desplaza aproximadamente la misma cantidad que el limite SW del Sector Central y solo 10.3km en su limite SW. Por ultimo, el Sector Sur se desplaza la misma cantidad que en el limite SW del Sector Central, pero solo 0.95km hacia su limite SW. Esto muestra que la falla de Guaicaramo tiene un desplazamiento 0.95km en el SW a 19.5km en el NE.

Una forma de explicar este aumento del desplazamiento consiste en una variación de la tasa de acortamiento para el bloque Guaicaramo que cambia de 3km/Ma en su extremo NE (Sección K) a 2km/Ma en el limite SW de la rampa lateral de vergencia SW (Sección G), y una tasa de acortamiento de 1.5km/año justo en el limite de la rampa lateral con el inicio de la falla Aguaclara (Sección D). Más hacia el SW la falla Guaicaramo disminuye considerablemente su desplazamiento hecho que a diferencia de los sectores más hacia el NE no implica una disminución de la tasa de acortamiento pues es en este sector en donde se interpreta la existencia de la falla Aguaclara que toma parte del desplazamiento de la falla Guaicaramo hacia el N.

Estas tasas de acortamiento son calculadas para alcanzar el desplazamiento estimado en cada una de las secciones iniciando desde el Mioceno Superior-Plioceno tal como lo indica el análisis de paleo-corrientes en la Cuenca de Medina realizado por Quintero (2010) en el que las paleo-corrientes de la Fm. Guayabo Inferior-Superior cambian de una orientación hacia el E durante el Mioceno Superior (7Ma) a una orientación hacia el W durante el Plioceno (5Ma)

(FIGURA 44). Esta evidencia indica un desplazamiento de la falla de Guaicaramo iniciando desde la misma edad para toda la Cuenca de Medina pero con variaciones en la tasa de acortamiento. En general se puede considerar que una variación de la tasa de acortamiento de entre 1.5 a 3km/Ma durante los últimos 6.3Ma puede estar amortiguada por la variación de la tasa de acortamiento del bloque Lengupa-Tesalia que presenta un comportamiento inverso a la falla de Guaicaramo con mayor desplazamiento hacia el SW pero nunca alcanzado la misma proporción en la cantidad de acortamiento.

2.5.2. Comparación de la deformación frágil en la Cuenca de Medina.

Los resultados obtenidos del mapa de deformación a partir de la restitución cinemática de la Fm. Mirador a lo largo de la falla Guaicaramo (FIGURA 52) fueron comparados con la información del capítulo 7 del informe interno de 2009 del proyecto “*Geocronología de la deformación de cuencas subandinas*” del ICP-ECOPETROL S.A y Mora *et al.*, (2010b). En este proyecto se compiló información de fracturas en los anticlinales del Guavio, Tierranegra y Silbadero en la Cuenca de Medina, con el fin de definir las principales direcciones de los sistemas de fracturas, relaciones de temporalidad de la deformación frágil y comparación del sistema de fracturas con un modelo estructural definido para el área.

De este proyecto se obtuvieron los siguientes resultados: se identifican cuatro sistemas de fracturas (NE-SW, NW-SE, E-W y N-S) que se encuentran distribuidos en toda la Cuenca de Medina y que presentan diferencias en su distribución relacionada con la geometría y mecanismo de plegamiento. En el caso del anticlinal del Guavio existe un predominio de fracturas en dirección E-W y NW-SE y fracturas NE-SW (en el eje del sinclinal de Río Amarillo) con una mayor deformación hacia su flanco trasero (FIGURA 56), mientras en el caso

de los anticlinales de Tierranegra y Silbadero predominan las fracturas con dirección NE-SW y NW-SE que presentan mayor deformación hacia los flancos frontales y estructuras periclinales (FIGURA 57). En el caso del anticlinal de Guavio se interpreta que la mayor deformación frágil concentrada en el flanco trasero del anticlinal es generada por un mecanismo de plegamiento por flexión de falla, en cambio la deformación generada principalmente hacia los flancos frontales de los anticlinales de Tierranegra y Silbadero son generados por un mecanismo de pliegue por despegue asociado a la falla de Guaicaramo.

Al comparar esta información con los resultados obtenidos en este trabajo de investigación relacionados al modelamiento de la deformación frágil en el tiempo, se observan similitudes con la distribución de las fracturas medidas en el campo. En el caso del anticlinal de Guavio (FIGURA 56) el fracturamiento se dispone en las misma zonas presentadas por el mapa de deformación frágil (FIGURAS 52 y 55) que son principalmente hacia el frente de la falla Guaicaramo (sinclinal de Río Amarillo) y flanco frontal del anticlinal de Guavio, principalmente.

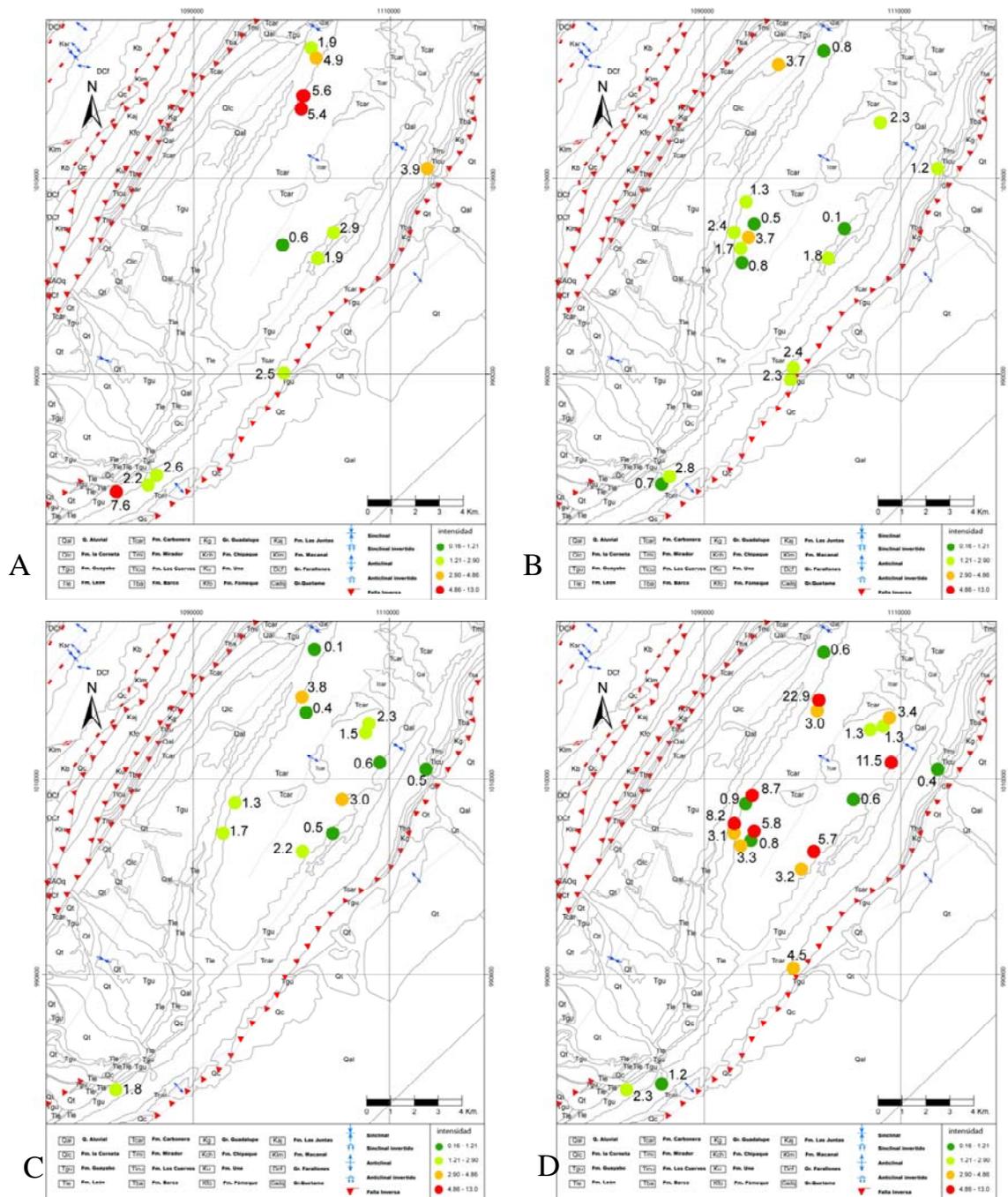


FIGURA 56. Mapa del anticlinal del Guavio donde se presentan las orientaciones de los sistemas de fracturas y los valores de intensidad de fracturamiento. Tomado de Mora *et al.*, (2010b).

A) Sistema NE-SW, B) Sistema NW-SE, C) Sistema N-S, D) Sistema E-W
 Verde Oscuro: Baja, Verde Claro: Media, Amarrillo: Alta, Rojo: Muy Alta.

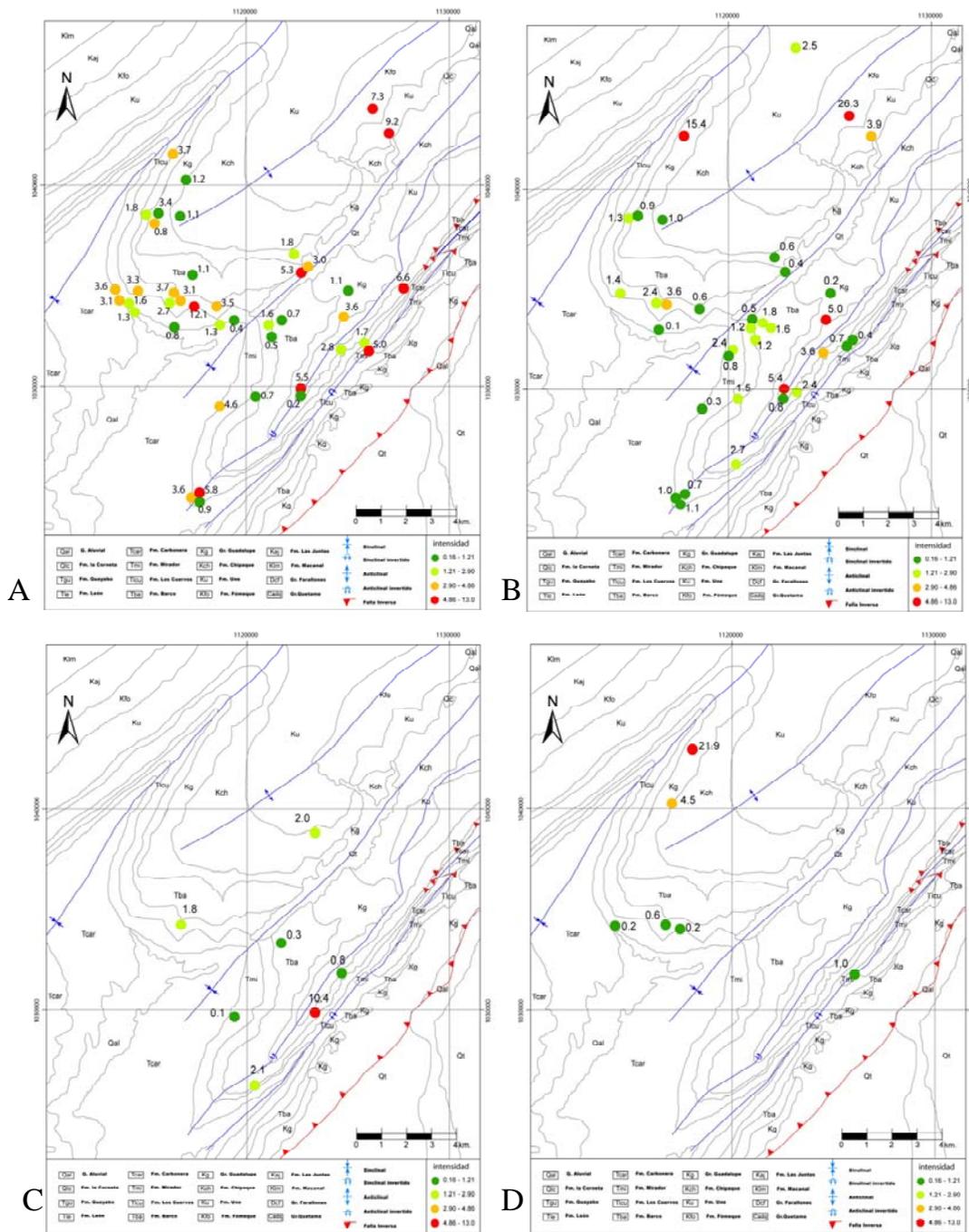


FIGURA 57. Mapa de los anticlinales Tierra Negra y Silbadero donde se presentan las orientaciones de los sistemas de fracturas y los valores de intensidad de fracturamiento. Tomado de Mora *et al.*, (2010b).

A) Sistema NE-SW, B) Sistema NW-SE, C) Sistema N-S, D) Sistema E-W
 Verde Oscuro: Baja, Verde Claro: Media, Amarrillo: Alta, Rojo: Muy Alta.

La principal diferencia de esta investigación con trabajos anteriores radica en la localización de las zonas más intensamente fracturadas. En el mapa de deformación absoluta (FIGURAS 52 y 55) la concentración de fracturas se da principalmente hacia el sinclinal de Río Amarillo y en el flanco frontal del anticlinal del Guavio debido a que este bloque hace parte de un pliegue por flexión de falla sobre una estructura compleja que genera gran cantidad de deformación conforme su bloque colgante se flexiona sobre dos rampas separadas por una despegue al tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera, por otra parte la deformación en el flanco trasero del anticlinal del Guavio es localizada y existe mayor concentración de la deformación frágil hacia el flanco trasero de su terminación periclinal (FIGURAS 54 y 55) que coincide con la zona de mayor intensidad de fracturas en dirección E-W (FIGURA 56) descrita en trabajos previos (Mora *et al.* 2010b). Esta diferencia en la localización de la zona de mayor fracturamiento puede estar relacionada con la disponibilidad de zonas para el conteo y medición de fracturas hacia los flancos frontales del anticlinal y en el área del sinclinal de Río Amarillo, pues se debe tener en cuenta que ambos trabajos coinciden en la interpretación del anticlinal del Guavio como un pliegue por flexión de falla.

Adicionalmente los anticlinales de Tierranegra y Silbadero situados justo al NE de la Sección K pueden ser originados por el mecanismo de pliegue por flexión de falla sobre una nueva rampa lateral con vergencia SW asociada a la falla Guaicaramo que también genera terminaciones periclinales y distribución-concentración de la deformación frágil (FIGURA 57) de forma similar a la presentada más hacia el SW en el Sector Central (secciones F y G) (FIGURA 54). Esta interpretación se presenta en lugar de la interpretación de trabajos previos en que definen estas estructuras como pliegues por despegue que se forman por colisión con la falla Guaicaramo (Mora *et al.* 2010b).

2.6. COMPARACIÓN DE LA TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN Y EL SISTEMA PETROLÍFERO

El sistema petrolífero está constituido por cinco componentes esenciales los cuales son: roca fuente, carga de hidrocarburos, reservorio, sello efectivo y trampa. Un componente de la trampa es la temporalidad (temporalidad), la cual considera la existencia de la trampa en el tiempo de la migración de la carga de hidrocarburos. La coherencia espacial y temporal es una condición necesaria para el desarrollo de la acumulación de hidrocarburos (Nemcok, *et al.* 2005).

Al estudiar los sistemas petrolíferos en cinturones de cabalgamiento la generación, expulsión y migración de petróleo presenta una mayor complejidad debido al enterramiento sin-orogénico y la historia termal, así como la complejidad de los caminos de migración presentados por las fallas de cabalgamiento y el sistema de fracturas asociado (Nemcok, *et al.* 2005).

El sistema petrolífero de la Cuenca de Medina lo constituyen las rocas generadoras de las Fms. Fomeque y Chipaque de edad Cretácico, y Los Cuervos de edad Paleógeno. Las principales rocas reservorios son las Fms. Guadalupe del Cretácico y Barco y Mirador de edad Paleógeno. Y las rocas sello las componen la parte superior de las Fm. Chipaque y las Fms. Los Cuervos y el miembro C8 de la Fm. Carbonera (FIGURA 58) (Tomado del capítulo 14 del informe interno de 2009 del proyecto “*Geocronología de la deformación de cuencas subandinas*” del ICP-ECOPETROL S.A).

El modelo geológico de migración y carga de hidrocarburos en los Llanos y el piedemonte Llanero se basa en la presencia de dos pulsos de migración. El primero de ellos proviene de las cocinas ubicadas en la Cordillera Oriental previo al inicio de su exhumación, el cual es considerado como el más importante. El segundo proviene de cocinas locales en el Piedemonte activas desde el Mioceno hasta la actualidad. Este modelo explica la presencia de hidrocarburos de afinidad marina originados por rocas madre del Cretácico en la Cordillera Oriental, en los yacimientos de los Llanos donde las rocas generadoras tienden a ser de origen continental (Tomado del capítulo 14 del informe interno de 2009 del proyecto “*Geocronología de la deformación de cuencas subandinas*” del ICP-ECOPETROL S.A).

A partir de la cinemática y la temporalidad del fallamiento es posible comparar el sistema petrolífero definido para el área de la Cuenca de Medina con la temporalidad de la formación de las trampas. El análisis estructural detallado y la historia de la deformación son esenciales para la caracterización de la historia de enterramiento, migración interna, y estilo de la trampa en cinturones de cabalgamiento.

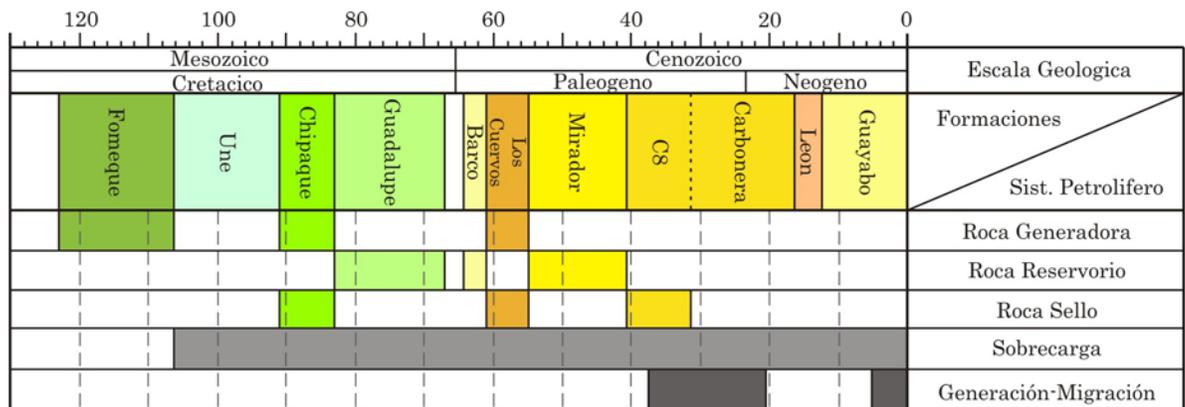


FIGURA 58. Carta del sistema petrolífero de la Cuenca de Medina.

La forma en la cual se comporta un sistema petrolífero en un cinturón de cabalgamiento fue descrita por Nemcok *et al.* (2005). La maduración del sistema petrolífero se inicia en el bloque yacente del cabalgamiento principal con migración de hidrocarburos en direcciones del buzamiento a través de los reservorios en las cuencas de *foreland*. La llegada de un cabalgamiento frontal lleva a las cocinas a niveles mayores de generación, desde crudo a gas seco o empujarlas completamente hacia la ventana de generación. A medida que el cabalgamiento continúa su desplazamiento y exhumación, la porción de la cuenca de *foreland* con el sistema petrolífero activo es deformada en una trampa anticlinal que es llenada por hidrocarburos y se inicia una nueva región de maduración-migración avanza hacia la cuenca (FIGURA 59).

El modelo de maduración-migración presentado anteriormente es empleado para el análisis del sistema petrolífero de la Cuenca de Medina a lo largo de la Sección G que muestra la temporalidad de la deformación (FIGURA 60).

En el modelo geológico de migración y carga de hidrocarburos para el piedemonte se establece que las cocinas localizadas en la Cordillera Oriental dejaron de generar hidrocarburos al inicio del Mioceno Inferior (~22Ma) que en el área de la Cuenca de Medina esta asociado al inicio de la formación del anticlinal de farallones por propagación de falla asociado a la falla ciega de Lengupá, la cual interrumpe el flujo hidrodinámico de hidrocarburos (HC). La formación del anticlinal de Farallones continúa hasta el Mioceno Superior-Plioceno (7.25-5.33Ma) (FIGURAS 42) (Parra, *et al.*, 2008).

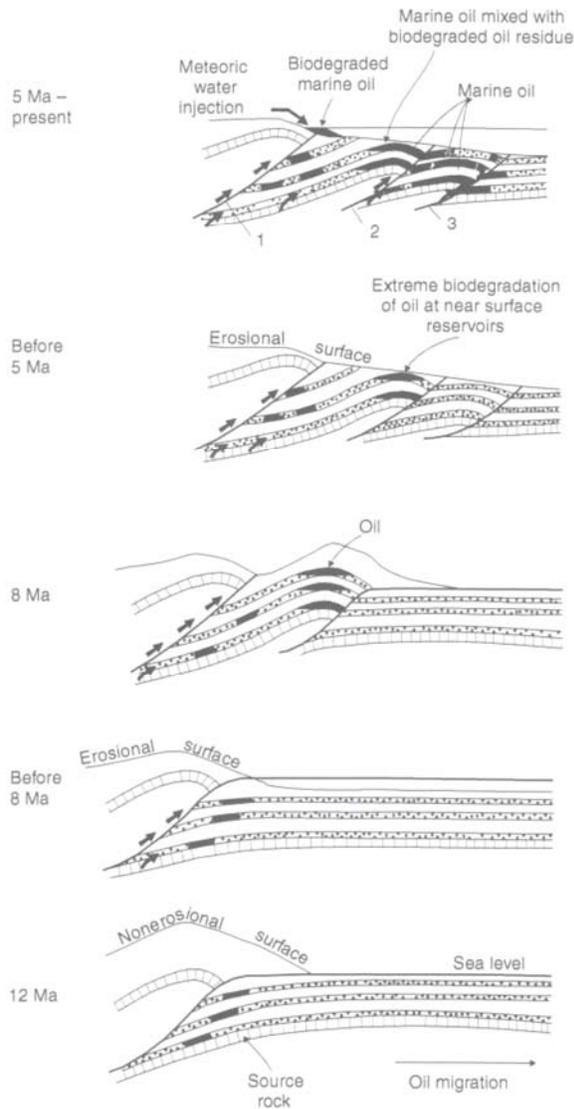


FIGURA 59. Desarrollo de la generación-migración de hidrocarburos en un cinturón de cabalgamiento de piel delgada modelado en la subcuenca de Maturín, Venezuela (Nemcok, *et al.* 2005).

Al Mioceno Superior-Plioceno se cuenta con una cocina general para la Cuenca de Medina que está separada de las cocinas Cretácicas de las Cordillera Oriental (FIGURA 60). Esta cocina pudo haber generado HC desde el Mioceno Inferior-Superior por efecto de la carga de sedimentos. A partir del Mioceno Superior-Plioceno (7.25-5.33Ma) se inicia la separación del sistema petrolífero

generalizado para la Cuenca de Medina en cocinas locales a medida que se desarrolla el cabalgamiento (FIGURA 60). Durante esta etapa del proceso se inicia el desarrollo del sistema petrolífero en las cocinas locales por efecto del desplazamiento de los bloques de cabalgamiento que las contienen. Es durante esta edad que se inicia el levantamiento del anticlinal del Guavio (FIGURA 60).

Conforme se desplaza el cabalgamiento hacia el *foreland*, la porción de la cuenca con el sistema petrolífero activo se deforma en una trampa anticlinal que se llena con hidrocarburo, y una nueva región de maduración-migración se origina en el yacente de la falla Guaicaramo (FIGURAS 59 y 60). Se estima que la migración de los hidrocarburos del flanco frontal del anticlinal del Guavio pudo haber sido afectada durante el desplazamiento de la falla de Guaicaramo a partir del Plioceno Inferior (FIGURAS 55 y 60), aspecto que contribuyó al desarrollo de la red de fracturas que mejoró la permeabilidad de las rocas reservorio. De la misma manera el desarrollo continuo de la deformación frágil desde el Plioceno Inferior (FIGURAS 54 y 55), pudo haber comprometido la integridad de las rocas sello, además se debe tener en cuenta que hacia el NE de la Sección G las rocas que constituyen el sistema petrolífero en la Cuenca de Medina afloran en superficie (FIGURA 13), generando una ruta directa para la pérdida de los HC de la estructura.

El aporte de hidrocarburos provenientes del primer pulso de generación se considera mínimo para la Cuenca de Medina. Por otro lado, el anticlinal de Guavio puede almacenar hidrocarburos provenientes de su cocina local migrados desde el flanco trasero de su estructura, estos HC se consideran parte del segundo pulso de migración. Adicionalmente se pueden generar entrampamientos menores en el eje del sinclinal de Nazareth aunque estos poseen cocinas más pequeñas. (FIGURA 60).

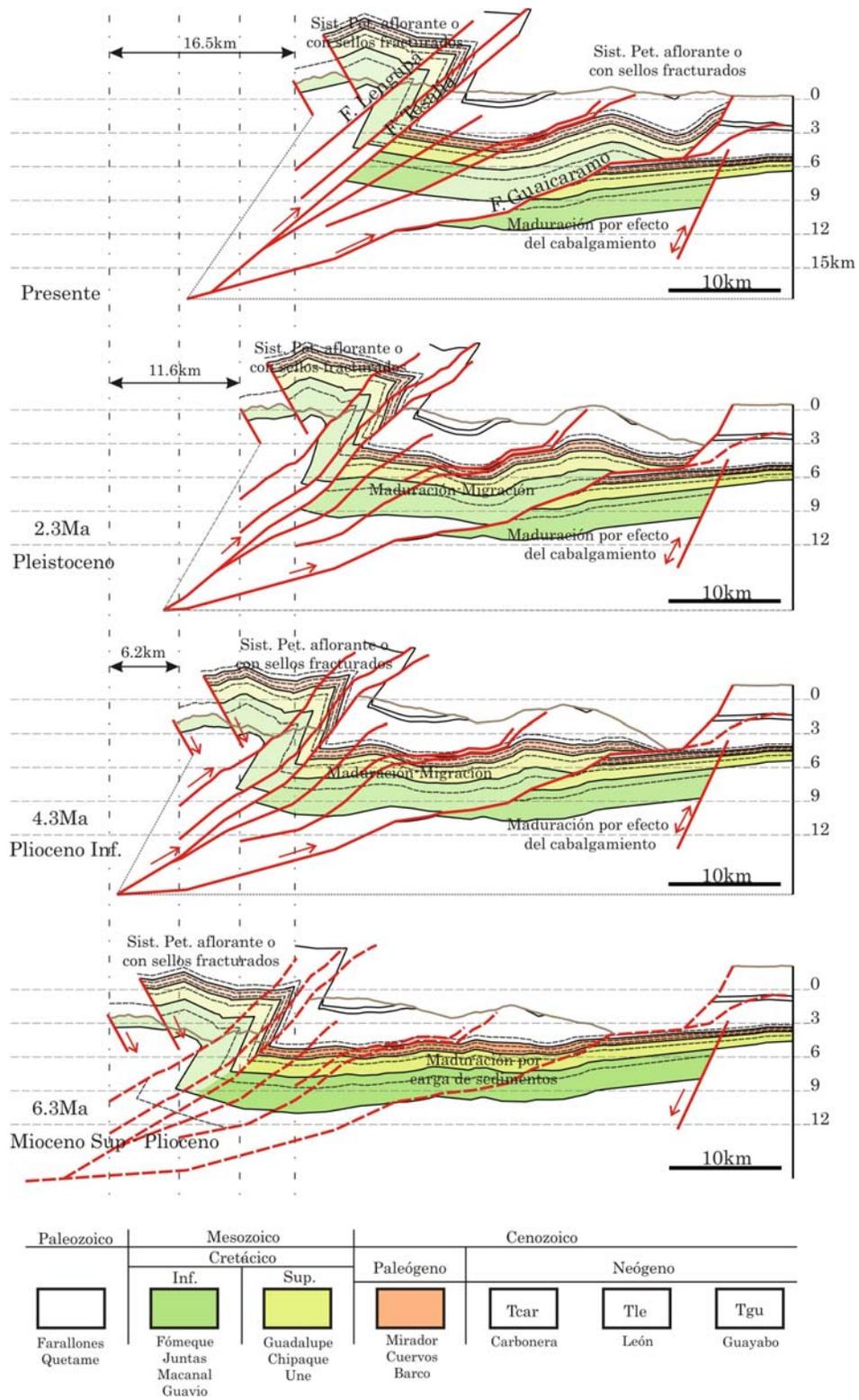


FIGURA 60. Desarrollo de la generación-migración de hidrocarburos para la Cuenca de Medina en la Sección G.

3. CONCLUSIONES

La presencia de las fallas de Aguaclara y Guaicaramo en la Cuenca de Medina se evidencia por el levantamiento generado en los horizontes en el bloque colgante de la falla Guaicaramo (incluyendo la falla Aguaclara) observado en las líneas sísmicas E-1070 y C-1230 (FIGURAS 18 y 19), además de la flexión generada en el bloque colgante de la falla Guaicaramo que también afecta a la falla Aguaclara en la línea sísmica C-1440 (FIGURA 22).

La falla de Guaicaramo presenta una geometría variable que inicia hacia el SW como una estructura en rampa a rampa-despegue-rampa con un despegue intermedio al tope de la Fm. Fόμεque (sección C-D), que hacia el NE de la sección D presenta una rampa lateral de alto buzamiento con vergencia al SW, que cambia su geometría a rampa-despegue-rampa-despegue-rampa (secciones E-K) con un despegue superior al tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera y un despegue inferior que se profundiza hacia el NE. Al NE de la rampa lateral, la geometría compleja de la falla Guaicaramo genera estructuras en su bloque colgante como el anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo.

La falla de Aguaclara se interpreta como una estructura de geometría rampa-despegue-rampa con un despegue intermedio en el tope del miembro C8 de la Fm. Carbonera que está presente hacia el SW (secciones A-F) de la Cuenca de Medina. Al NE de la rampa lateral de la falla Guaicaramo (sección D) el desplazamiento de la falla Aguaclara es reemplazado por fallamientos menores en el bloque colgante de la falla Guaicaramo.

Las restituciones cinemáticas realizadas a cada una de las 11 secciones estructurales permite establecer un gradiente de acortamiento progresivo

(exclusivamente por desplazamiento de fallas de la Cuenca de Medina) que inicia en ~10km al SW (sección A) y aumenta a ~23km al NE (sección K), esta conducta del acortamiento se observa en el afloramiento de formaciones cada vez más antiguas hacia el NE de la cuenca en el sinclinal del Río Amarillo. Pero a diferencia de los acortamientos propuestos en trabajos previos para la misma cuenca (Branquet, *et al.* 2002; Mora, 2007; Jay Namson, 2009 en reportes internos del ICP-ECOPETROL; y Mora, *et al.*, 2010) se considera que estos acortamientos son más robustos pues hacen parte de la construcción seriada de secciones estructurales con el fin de crear un modelo 3D consistente que permita su restitución tri-dimensional.

El análisis de la temporalidad de la deformación de la Cuenca de Medina permitió establecer un acortamiento de ~16.5km generado solo por desplazamiento de las fallas Lengupá-Tesalia (~3.8km) y Guaicaramo (~12.6km) a lo largo de la Sección G, este acortamiento implica un levantamiento de roca para la Cuenca de Medina de ~6.2km (Lengupá-Tesalia: ~2.7km y Guaicaramo: ~3.5km) y una Exhumación de ~5.2km (Lengupá-Tesalia: ~2km y Guaicaramo: ~3.2km). Con base en estudios previos se establece que la deformación en la Cuenca de Medina inicia a partir del Mioceno Superior-Mioceno (~7.25-5.33Ma), de tal forma que para alcanzar la exhumación actual de la Cuenca de Medina se necesita de una tasa de exhumación de entre 0.5-0.8km/Ma y una tasa de acortamiento para la falla Guaicaramo de ~2km/Ma y de 0.7km/Ma para las fallas Lengupá-Tesalia.

La construcción y restitución de un modelo tri-dimensional elaborado a partir de secciones estructurales viables para la Cuenca de Medina permite evaluar la consistencia espacial de las interpretaciones estructurales, además de generar mayor confiabilidad de los acortamientos calculados y su aumento progresivo hacia el NE de la cuenca. Este tipo de modelamiento aporta mayor precisión

estructural en comparación con trabajos previos realizados en el área de Medina.

La deformación frágil en la Cuenca de Medina está asociada a la complejidad geométrica de la falla Guaicaramo, dicha deformación inicia hacia el NE de la rampa lateral de buzamiento alto con vergencia al SW (localizada entre la secciones E-F), por este motivo las zonas más probables para la concentración de fracturas se presentan en el sinclinal de Río Amarillo y flanco frontal y terminación periclinal del anticlinal del Guavio, localizados al NE de la Cuenca de Medina. Se presenta menor deformación hacia el frente del cabalgamiento de la falla Guaicaramo en el SW de la Cuenca de Medina y hacia los flancos traseros (localizada) del anticlinal del Guavio y sinclinal de Nazareth.

La restitución cinemática del modelo 3D de la Cuenca de Medina en diferentes incrementos del tiempo geológico, implica una variación de las tasas de acortamiento para la falla Guaicaramo de entre 1.5 y 3km/Ma a partir del Mioceno Superior-Plioceno (~6.3Ma) que es generada por la variación progresiva del desplazamiento de la falla de Guaicaramo a lo largo de su rumbo. Hacia el SW de la cuenca donde el desplazamiento de la falla de Guaicaramo es mucho menor la tasa de acortamiento no necesariamente debe ser menor del rango establecido pues se considera que el acortamiento se da a través de la falla Aguaclara.

El análisis de la deformación absoluta en el modelo 3D de la Cuenca de Medina permite establecer que la deformación frágil es considerable a partir del Plioceno Inferior (~4.3Ma) y que debido a la variación del acortamiento esta puede ser más antigua hacia el NE que hacia el SW de la cuenca.

La deformación absoluta determinada mediante la restitución del modelo 3D en diferentes incrementos del tiempo geológico, se puede correlacionar con la intensidad del fracturamiento medido en el campo para la Cuenca de Medina en trabajos previos. El patrón de la deformación absoluta también es comparable con la zona al límite NE del modelo 3D de los anticlinales de Tierranegra y Silbadero. Adicionalmente se propone una nueva rampa lateral de vergencia SW asociada a la falla de Guaicaramo como la presentada entre las secciones E y G hacia el límite NE del modelo 3D (Sección K) y que sería la responsable de la formación de los anticlinales de Tierranegra y Silbadero, en lugar de los modelos previos que los relacionan a pliegues por despegue que se forman al chocar contra la falla Guaicaramo.

El sistema petrolífero de la Cuenca de Medina está constituido por una serie de cocinas locales formadas a partir del Mioceno Superior-Plioceno, que poseen hidrocarburos generados en sus propias cocinas por procesos de maduración asociados a la formación de los cabalgamientos en la cuenca (Aguaclara y Guaicaramo). Con base en el análisis de la temporalidad de la deformación frágil se puede establecer que a partir del Plioceno Inferior la generación de fracturas pudo haber facilitado la migración de los hidrocarburos de los reservorios en el flanco frontal del cabalgamiento de Guaicaramo pero la mayor generación de fracturas durante el Plioceno-Pleistoceno pudo haber comprometido la integridad de las rocas sellos. Este hecho explicaría la poca presencia de hidrocarburos en el anticlinal del Guavio.

4. REFERENCIAS

- ACOSTA, J.E., (2002). Estructura, Tectónica y Modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Tesis doctoral, Imperial College of Science Technology and Medicine, 184p. INGEOMINAS. Bogota.
- BISTACCHI, A., MASSIRONI, M., DAL PIAZ, G.V., DAL PIAZ, G., MONOPOLI, B., SCHIAVO, A., & TOFFOLON, G., (2008). 3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study. *Computers & Geosciences*, 34, pp. 351-372.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P.R., BABY, P., LAUMONIER, B., & GIULIANI, G., (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 15, pp. 391-407.
- BRUN, J.P., & NALPAS, T., (1996). Graben inversion in nature and in experiments. *Tectonics*. Vol. 15, pp. 677-687.
- CORREDOR, F., (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America: *Tectonophysics*, Vol. 372, N° 3-4, pp. 147-166.
- CORTÉS, M., ANGELIER, J., & COLLETA, B., (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*. Vol. 24, pp. 1-27.
- CORTÉS, M., COLLETTA, B., & ANGELIER, J., (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 21 (4), pp. 437-465

- DIMATÉ, C., RIVERA, L.A., TABOADA, A., DELOUIS, B., OSORIO, A., JIMÉNEZ, E., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., & GÓMEZ, I., (2003). The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime. *Tectonophysics*, Vol. 363, N°. 3-4, pp. 159-180.
- LAMARCHE, J., & SCHECK-WENDEROTH, M., (2005). 3D structural model of the Polish Basin. *Tectonophysics*, 397, pp. 73-91.
- LETOUZEY, J., (1990). Fault reactivation, inversion and fold-and-thrust belts. In: LETOUZEY, J., (Ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Editions Technip, Paris, France, pp. 101-128.
- MORA, A., (1999). Análisis estructural del área ubicada entre la Sabana de Bogotá y la Cuenca alta del Río Guatiquía, flanco Oriental de la Cordillera Orienta. Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 118p.
- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., KAMMER, A., DIMATÉ, C., & RODRÍGUEZ, F., (2006) Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, Vol. 25, pp. 1-19.
- MORA, A., (2007). Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis doctoral, Universitat Potsdam, 133p.
- MORA, A., PARRA, M., SOBEL, E., y STRECKER, M., (2007). Cronología detallada de la deformación en cinturones de cabalgamiento: aplicaciones en el piedemonte llanero. Presentación para ACGGP y Vicepresidencia de exploración, ECOPETROL S.A., Bogota.
- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., HOOGHMSTRA, H., TORRES, V., & VALLEJO, J., (2008a). Climatic

forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bulletin*, Vol. 120, No. 7/8, pp. 930-949.

- MORA, A., GAONA, T., KLEY, J., MONTOYA, D., PARRA, M., QUIROZ, L.I., REYES, G., & STRECKER, M.R., (2008b). The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research*. Vol. 21, pp. 111-137.
- MORA, A., & PARRA, M., (2008). The structural style of footwall shortcuts along the Eastern Foothills of the Colombian Eastern Cordillera. Differences with other inversion related structures. *CT&F*. Vol. 3, N° 4, pp. 7-21.
- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., ZEILINGER, G., JARAMILLO, C., FERREIRA, S., & BLANCO, M. (2010a). The Foothills of the Eastern Cordillera of Colombia. An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *Geological Society of America Bulletin (GSA)* (in press), 34p.
- MORA, A., ROBLES, W., TAMARA, J., RAMIREZ, A., ZAMBRANO, E., MEZA, G., ORTIZ, A., & KAMMER, A. (2010b). Integrated fracture analysis in complex areas - Colombian Eastern Cordillera. Poster, AAPG Annual Convention & Exhibition, New Orleans, April 11-14.
- PARRA, M., MORA, A., JARAMILLO, C., STRECKER, M.R., SOBEL, E.R., QUIROZ, L., RUEDA, M., & TORRES, V., (2008). Orogenic wedge advance in the northern Andes: evidence from the Oligo-Miocene sedimentary record of the Medina basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 121, pp. 780-800.
- PARRA, M., (2008). Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis doctoral, Universitat Potsdam, 146p.

- QUINTERO, I., (2010). Cinemática de las estructuras de deformación de la Cuenca de Medina (Colombia), durante la depositación del Grupo Guayabo. Trabajo de Investigación, Universidad Industrial de Santander (UIS), Bucaramanga, 57p.
- ROWAN, M.G., & LINARES, R., (2000). Fold-Evolution Matrices and Axial-Surface Analysis of Fault-Bend Folds: Application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia. AAPG Bulletin, Vol. 84, No. 6. pp. 741-764.
- SANDERS, C., BONORA, M., RICHARDS, D., KOZLOWSKI, E., SYLWAN, C., & COHEN, M., (2004). Kinematic structural restorations and discrete fracture modeling of a thrust trap: a case study from the Tarija Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 21, pp. 845-855.
- SUSINI, S. & De DONATIS, M. (2009). 3D model of a sector of the South Scotia Ridge (Antarctica). Computers & Geosciences, 35, pp. 83-91.
- TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., & RIVERA, C., (2000). Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intra-continental deformation (Colombia). Tectonics, 19 (5), pp. 787-813.
- WILKERSON, M.S., & DICKEN, C.L., (2001). Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in contractional settings. AAPG Bulletin, Vol. 85, N°10, pp. 1759-1770.
- ZANCHI, A., FRANCESCA, S., STEFANO, Z., SIMONE, S., & GRAZIANO, G., (2009). 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. Computers & Geosciences, 35, pp. 49-69.