

MODELAMIENTO Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL
DEL ANTICLINAL DE MEDINA, PIEDEMONTE
DE LOS LLANOS ORIENTALES

RAFAEL ANTONIO ACEVEDO RUEDA
YOHN FORTHIS HERNÁNDEZ MENDOZA

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

2004

MODELAMIENTO Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL
DEL ANTICLINAL DE MEDINA, PIEDEMONTE
DE LOS LLANOS ORIENTALES

RAFAEL ANTONIO ACEVEDO RUEDA
YOHN FORTHIS HERNÁNDEZ MENDOZA

Proyecto de grado presentado como requisito parcial
para optar al título de Geólogo

Directores:

Geóloga MSc. Miryam Caro Puentes
Geólogo Especialista Ricardo Mier Umaña

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

2004

*A Paula, eres el motor
que me impulsa para
ser mejor, día a día
desde que te conocí.*

Te amo

A Dios por darme la vida y hacer realidad este sueño construido día a día con esfuerzo.

A mis padres por todos sus esfuerzos, dedicación, entrega en todos los momentos de su vida y por ser la base para mi desarrollo personal y profesional.

A mis hermanas por su constante apoyo y compañía.

John Hernández

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este proyecto expresan sus agradecimientos a las personas que intervinieron en el desarrollo de esta tesis. Esta tarea no hubiese sido posible sin la colaboración de:

Por hacer posible este proyecto: Myriam Caro, Roberto, Linares Ricardo Mier, Frank Gómez, Claudia Posada, Carlos Jaramillo, Luis Miguel Bernal, Diego García, Andrés Reyes, Néstor Saavedra y Aníbal Ordóñez.

Por la indispensable ayuda y oportuna asistencia con las maquinas agradecemos a Gloria Jaimes y Eduardo Córdoba.

Por prestarnos apoyo y brindarnos toda su ayuda en momentos difíciles agradecemos a: Paula Mejia, Olga Moreno, Mauricio Pinzon, Giovanny Suárez, Pedro Parra, Carlos Andrés Sarquez, Mary Luz Borrero, Germán Meza y Andrés Lozano.

CONTENIDO

	pag.
INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS	2
1.1.1 Objetivos Generales	2
1.1.2 Objetivos Específicos	2
1.2 LOCALIZACIÓN	2
1.3 ANTECEDENTES	4
1.4 METODOLOGÍA	6
1.4.1 Recopilación y Análisis de Información	6
1.4.2 Interpretación Sísmica	6
1.4.3 Actividades de campo.	8
1.4.4 Digitalización en Geosec (Modelo 2D)	9
1.4.5 Conversión a Profundidad	9
1.4.6 Modelo 3D	10
1.4.7 Realización del Informe Final	10
2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1 ESTRATIGRAFÍA	11
2.1.1 Paleozoico	13
2.1.2 Cretáceo	14
2.1.3 Terciario	24
2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	31
2.2.1 Marco Tectónico	31
2.2.2 Elementos Estructurales	34
3 MARCO TEÓRICO	41
3.1 PARTES GEOMÉTRICAS DE LOS PLIEGUES	42
3.2 CLASIFICACIÓN DE LOS PLIEGUES	43
3.3 CINTURONES DE CABALGAMIENTO	46
3.3.1 Mecánica de los cinturones de cabalgamiento	46

3.3.2	Reglas de los Cabalgamientos	47
3.3.3	Pliegues en cinturones de cabalgamiento	47
3.3.4	Pliegues Relacionados a Fallas	49
3.3.5	Sistemas de Cabalgamiento	50
3.4	SECCIONES ESTRUCTURALES	51
3.5	BALANCEO DE SECCIONES	52
3.5.1	Restauración	53
3.5.2	Normas generales para la restauración	53
3.5.3	Elementos de referencia	54
4	MODELO DEL SUBSUELO	55
4.1	INFORMACIÓN SÍSMICA	55
4.2	DATOS DE POZO	59
4.3	DATOS DE CAMPO	64
4.4	PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES	64
4.5	DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES DEFORMADAS	66
5	BALANCEO	86
5.1	CONSTRUCCIÓN	87
5.1.1	Compilación de datos	87
5.1.2	Interpretación Sísmica	87
5.1.3	Conversión Tiempo a Profundidad	88
5.1.4	Amarre de la sección con la topografía	88
5.1.5	Refinamiento	88
5.1.6	Restauración	89
5.1.7	Modificaciones	89
5.2	INTERPRETACIÓN	90
6	MODELO TRIDIMENSIONAL	95
6.1	EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL	104
7	CONCLUSIONES	107
8	BIBLIOGRAFÍA	109
9	ANEXOS	115

LISTA DE TABLAS

	pag.
Tabla 1. Coordenadas limite de la zona de estudio.	4
Tabla 2. Características de las principales fallas de cabalgamiento	37
Tabla 3. Listado de Pozos exploratorios disponibles en la zona de estudio.	59
Tabla 4. Topes formacionales de los pozos del área de estudio.	61
Tabla 5 Espesores de las formaciones en metros de los pozos del área.	61
Tabla 6. Velocidades Intervalo de formación basado en los pozos del área	62

LISTA DE FIGURAS

	pag.
Figura 1. Localización de la zona de estudio.	3
Figura 2. Metodología Utilizada.	7
Figura 3. Columna estratigráfica del área de estudio.	12
Figura 4. Mapa geológico del área de estudio.	15
Figura 5. Principales eventos tectónicos en el tiempo geológico del área.	33
Figura 6. Partes geométricas de los pliegues.	42
Figura 7. Clasificación de Pliegues según Ramsay 1967, teniendo en cuenta el espesor de las capas.	43
Figura 8. Clasificación de pliegues según el ángulo interflancos.	44
Figura 9. Pliegue asimétrico y Pliegue invertido.	45
Figura 10. Pliegue con eje inclinado.	45
Figura 11. Geometría y elementos de los pliegue de cabalgamiento.	48
Figura 12. Pliegues en cinturones de cabalgamiento.	49
Figura 13. Ilustración de las principales características de los sistemas de cabalgamientos.	50
Figura 14. Ubicación de líneas sísmicas utilizadas.	56
Figura 15. Acercamiento de la línea CO-95-04 de los Llanos.	58

Figura 16. Ubicación de los pozos en el área de estudio.	60
Figura 17. Proceso de conversión de tiempo a profundidad de las secciones.	63
Figura 18. Esquema general de los elementos estructurales en el Piedemonte y Llanos Orientales.	65
Figura 19. Modelo tridimensional del terreno.	67
Figura 20. Fotografía de la Zona de la Cordillera.	68
Figura 21. Fotografía de la Zona del Piedemonte.	68
Figura 22. Fotografía de la Zona de los Llanos.	69
Figura 23. Sección deformada I (ME-92-1200).	71
Figura 24. Sección deformada II (ME-92-1260).	72
Figura 25. Sección deformada III (ME-94-1400 y ME-94-1400e).	74
Figura 26. Sección deformada IV (ME-94-1440).	75
Figura 27. Sección deformada V (ME-94-1600 y ME-94-1600E).	76
Figura 28. Sección deformada VI (MVI-97-1655).	77
Figura 29. Panel de las líneas sísmicas interpretadas ME-81-02 y TN-95-1350.	78
Figura 30. Línea sísmica ME-92-1100 interpretada.	78
Figura 31. Sección deformada VII (ME-92-1840; ME-81-09).	79
Figura 32. Línea sísmica de rumbo CO-95-01 interpretada.	80
Figura 33. Línea sísmica CO-95-06 interpretada.	80
Figura 34. Sección deformada VIII (MVI-97-1870).	81
Figura 35. Línea sísmica P-82-04 interpretada.	81

Figura 36. Línea sísmica CO-95-08 interpretada.	82
Figura 37. Sección deformada IX (ME-92-2010, ME-81-03).	83
Figura 38. Línea sísmica de rumbo P-82-01 interpretada.	83
Figura 39. Sección deformada X (RC-90-07; ME-92-2080)	84
Figura 40. Línea sísmica TN-95-1350 interpretada.	85
Figura 41. Modelo propuesto por Rowan and Linares.	86
Figura 42. Sección sísmica MVI-97-1655 interpretada.	87
Figura 43. Sección balanceada de la línea MVI-97-1655.	90
Figura 44. Variaciones en la geometría de la Falla del Guavio.	96
Figura 45. Bloque diagrama esquemático para la zona de estudio.	97
Figura 46. Desplazamiento diferencial en el bloque yacente.	98
Figura 47. Bloque diagrama del área de Medina y Tierra Negra.	98
Figura 48. Fallas del Guavio y de Aguaclara.	99
Figura 49. Vista de sur a norte del Modelo 3D.	100
Figura 50. Modelo idealizado para la Rampa del Secreto.	101
Figura 51. Mosaico del modelo tridimensional de sur a norte.	102
Figura 52. Esquema general de evolución tectónica.	106

LISTA DE ANEXOS

	pag.
Anexo A. Mapa Geológico. Escala 1:100.000.	116
Anexo B. Descripción de las principales líneas sísmicas.	117
Anexo C. Espesores de formación.	119
Anexo D. Sección Restaurada y Balanceada.	120

RESUMEN

Este proyecto consistió en la interpretación sísmica y realización de 10 secciones que cortan el tren estructural en sentido NW-SE, desde las estribaciones de la Cordillera Oriental hasta el “foreland” de sur a norte para establecer la geometría y principales mecanismos de deformación de las estructuras presentes, la línea sísmica MVI-97-1655 fue balanceada y restaurada para validar la interpretación estructural. En el área de estudio afloran rocas de edad Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, cubiertas parcialmente por depósitos Cuaternarios. De acuerdo a su estilo estructural, el área de estudio se puede dividir en tres zonas, al occidente la zona de la Cordillera Oriental, compuesta por cabalgamientos en secuencia inversa (Tesalia, Lengupá y Santa María) que involucran basamento, seguidamente el Piedemonte Llanero, con pliegues de gran dimensión (Anticlinal de Medina y Sinclinal de Nazareth) por efecto de la flexión de la Falla del Guavio y por último el “foreland” caracterizada por estructuras de menor tamaño. La sección se restauró por el método de conservación de área al tope de la Formación Une, con un acortamiento de 36%, valor considerable debido a que rocas Paleozoicas y Cretácicas afloran en superficie en las zonas de la Cordillera y del Piedemonte.

Para el Piedemonte existen mínimo dos fases de generación de estructuras compresivas: La primera, pre-andina, entre el Oligoceno y el Mioceno medio (discordancia - Falla de Aguaclara) y la segunda, andina, del Mioceno tardío en adelante, de mayor magnitud que reactivó y deformó las estructuras de la primera fase (Falla del Guavio).

El modelo tridimensional permitió visualizar y caracterizar la variabilidad de las estructuras, así revela variaciones en el basamento en la dirección del transporte tectónico, lo que permite el desarrollo de tres zonas con diferente estilo estructural. Este comportamiento condiciona la geometría de las fallas y la falla a su vez depende de la forma del basamento y de la secuencia estratigráfica que corta.

ABSTRACT

This project consisted in the seismic interpretation and “realization” of 10 sections that cut the structural train in direction NW-SE, from the spurs of the Oriental Cordillera to the foreland from south to north to establish the geometry and main deformation mechanisms of the present structures. The seismic line MVI-97-1655 was balanced and restored to validate the structural interpretation.

In the study area crop out Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks, partially covered by Quaternary deposits. In agreement with the structural style, that study area could be divided in the zones, the western zone of the Eastern Cordillera, compound of thrusts in inverse sequence (Tesalia, Lengupa and Santa Maria) that involve basement, followed by the Llanos foothill, with ridges of great dimension (Medina anticline and Nazareth syncline) due the effect of the flexion of the Guavio fault and last the foreland characterized by structures of less size.

The section was restored following the method of conservation of the top area of the Une Formation, with a shorting of 36%, considerable percentage due to the Paleozoic and Cretaceous rocks crop out in surface in the Cordillera and Piedemonte zones.

For the Piedemonte there are a minimum of 2 compressive structures generation phases. The first one, pre-Andean, between the Oligocene and Middle Miocene (discordance – Aguaclara fault) and the second, Andean, from the Late Miocene and later, of greater magnitude, that reactivated and deformed the first phase structures (Guavio Fault).

The three-dimensional model allowed to visualize and characterize the structures variability, showing variations in the basement in the direction of tectonic transport, what allow the development of three zones with different structural style. This behavior conditions the faults geometry and the failure at same time depends on the basement shape and the stratigraphic sequence that it cuts.

1 INTRODUCCIÓN

Este proyecto consiste de la evaluación estructural del bloque Medina, esto incluye interpretación sísmica, balanceo de secciones estructurales 2D y Modelamiento 3D de 9 secciones estructurales que cortan el tren estructural en sentido NW-SE, desde las estribaciones de la Cordillera Oriental hasta la actual cuenca de los Llanos. Además se hizo una sección restaurada en la parte central de la zona de estudio, que corta todas las estructuras presentes, para validar la interpretación sísmica.

La interpretación sísmica se hizo a horizontes correspondientes a las Formaciones Guayabo, León, Carbonera, Mirador, Guadalupe y Basamento.

Con dicha interpretación y la integración con información de geología de superficie (cartografía y columnas estratigráficas), datos de pozo como topes, espesores, velocidades de las formaciones y registros eléctricos tomados en estos, se precedió a balancear diez secciones estructurales para determinar el estilo estructural del área y hacer un modelo tridimensional representativo del área.

Desde el punto de vista geológico la zona de interés está conformada por el Sinclinal de Río Amarillo, el Anticlinal de Medina, el Sinclinal de Nazareth y los cabalgamientos occidentales (Anexo A).

La secuencia estratigráfica depositada en la cuenca de los Llanos Orientales está formada predominantemente por sedimentos clásticos que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico. Presenta varias formaciones que son consideradas potencialmente generadoras y almacenadoras de hidrocarburos.

Evaluaciones anteriores hechas por grupos de ECOPETROL y por otras compañías han mostrado que la zona con mayor potencial para el desarrollo de estructuras estilo "Piedemonte" se encuentra localizada bajo los cabalgamientos occidentales;

por esta razón el modelo tridimensional ayudará a entender mejor la estructuración del área y así poder definir posibles áreas de interés exploratorio.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivos Generales

- Realizar una descripción y análisis estructural del Anticlinal de Medina.
- Definir el modelo estructural - tridimensional del Anticlinal de Medina con información geológica obtenida a partir de la geología de superficie y subsuelo (Sísmica y pozo).

1.1.2 Objetivos Específicos

- Describir la geometría del Anticlinal de Medina
- Restaurar un modelo 2D deformado del área de estudio.
- Construir un modelo tridimensional que represente la interpretación del área de Medina.
- Definir la cinemática de los principales rasgos que actúan sobre la región.

1.2 LOCALIZACIÓN

El área de interés se encuentra localizada en el Piedemonte Llanero entre los departamentos de Boyacá, Cundinamarca, Meta y Casanare, y comprende las poblaciones de Santa María y San Luis de Gaceno en Boyacá, Mámbita, San Pedro de Jagua y Medina en Cundinamarca, estas últimas ubicadas al oeste del Anticlinal de Medina; El Engaño, Horizontes, San Carlos, El Secreto ubicados en la parte central y al Este las poblaciones de Villa Carola y Agua Clara en Casanare, Paratebueno y Santa Teresa en Cundinamarca y Cumaral (Figura 1).

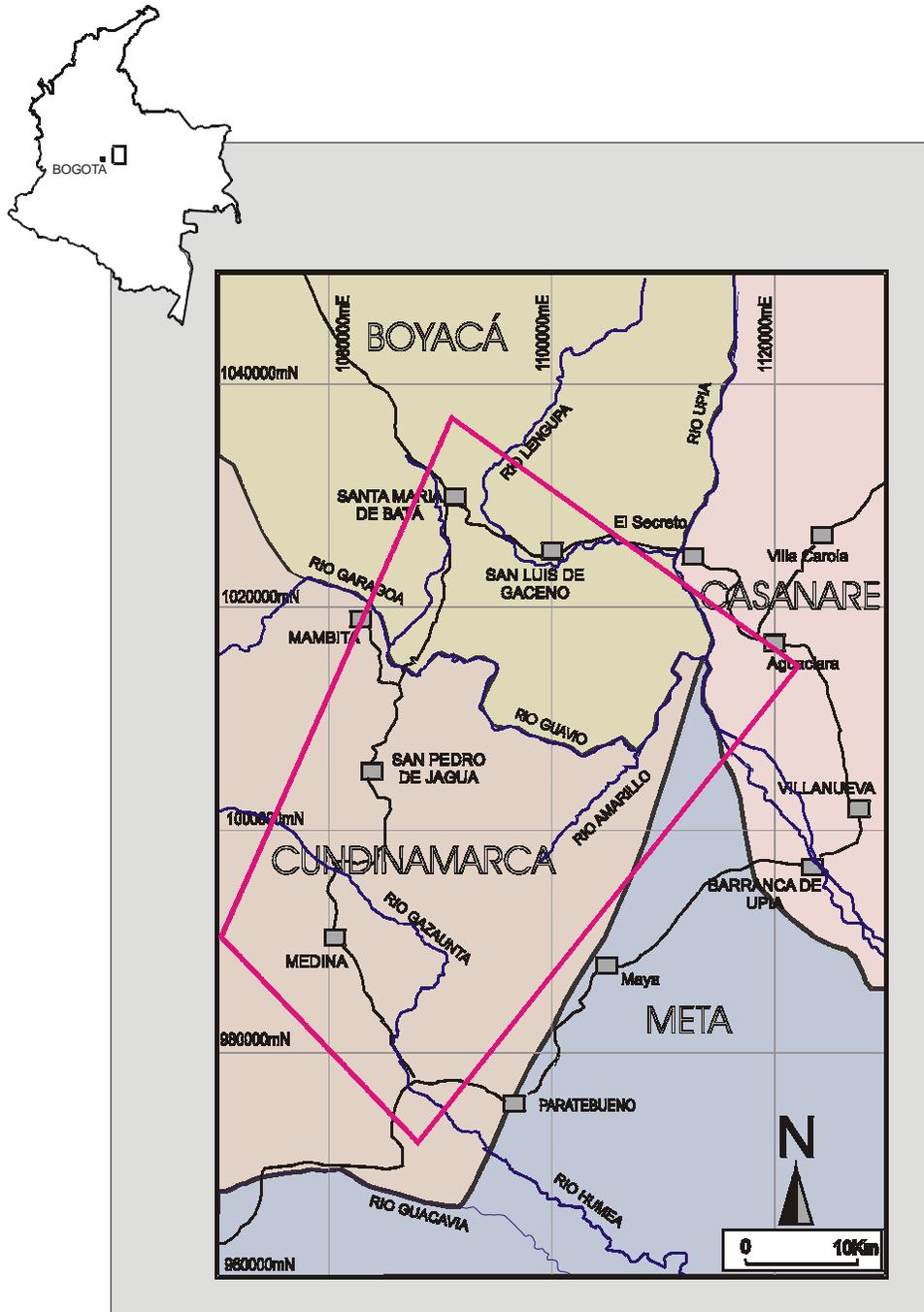


Figura 1. Localización de la zona de estudio (Polígono de color rojo).

La zona de estudio comprende un área aproximada de 2348 Km² y un perímetro aproximado de 200 km, está delimitada dentro de las siguientes coordenadas (ver tabla 1):

Puntos	Coordenada X (m)	Coordenada Y (m)
1	1'091.000	1'037.000
2	1'122.000	1'015.000
3	1'088.000	972.000
4	1'070.000	990.000

Tabla 1. Coordenadas limite de la zona de estudio.

El acceso al área se puede hacer por la carretera Bogotá - Villavicencio - Cumaral al sur de la zona de estudio o al norte por la carretera Bogotá - Guasca - Gachetá - Ubalá - Mámbita. La zona de estudio está a aproximadamente a 170 Km de Bogotá y según la nomenclatura de Instituto Geográfico Agustín Codazzi se encuentra en la plancha 248 escala 1:100.000.

1.3 ANTECEDENTES

En los últimos sesenta años muchas campañas de exploración han recopilado y generado información geológica correspondiente a áreas de ECOPETROL y de compañías asociadas, que han explorado esta zona y siguen explorando a nivel regional y local el Piedemonte Llanero de la Cordillera Oriental y la Cuenca de los Llanos Orientales. La sísmica registrada y la información estratigráfica de los pozos perforados ayudaron a conocer geológica y estratigráficamente gran parte del Piedemonte Llanero y la cuenca de los Llanos Orientales, con la integración de la información se logró posteriormente encontrar y descubrir campos petroleros como San Martín en los años cincuenta, Castilla y Chichimene en los setenta, Apiay y Caño Limón en los ochenta y recientemente Cusiana y Cupiagua.

En el bloque Medina se han realizado algunas perforaciones, entre ellas el pozo Medina 1, y los pozos Guavio 1, 2 y 3, ubicados en la parte más somera del anticlinal de Medina; el pozo Chaparral-1 en el “foreland” y los pozos Coporo-1 y Cumaral-1A y recientemente el pozo Las Palomas-1, los cuales produjeron hidrocarburos en cantidades no comerciales, así como muestras de gas y condensado. La presencia de hidrocarburos también se ha probado por la aparición de rezumaderos a lo largo de la Falla del Guavio; en general el aceite probado en los pozos varía de 30° a 40° API.

Disciplinas como Geología Estructural, Geoquímica y Estratigrafía junto con información sedimentológica, bioestratigráfica, de superficie, sísmica, gravimetría, magnetometría, imágenes de satélite e información de pozo se integran para dilucidar el conocimiento del Piedemonte y la cuenca de los Llanos Orientales.

Dentro de los principales trabajos realizados en el área de estudio se encuentran, a nivel regional: Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque; Ulloa C., Rodríguez E.; Ingeominas, 1976. Geología del cuadrángulo L-12 Medina; Renzoni G.; Segovia A.; Servicio Geológico Nacional, 1965. Evaluación Piedemonte Llanero; Ariana Ltda. 2000. Estudio Geológico Regional Cuenca de los Llanos Orientales; BEICIP - ECOPETROL, 1995. Evaluación Regional del Meta, ECOPETROL-ICP 1998.

Para el área de estudio algunos de los trabajos más importantes que existen son, los realizados por Geoamerica Ltda. (1996) en el área de Coporo-Camarita, Geoestudios Ltda. (1996), Linares, R. (1996) en el área de Medina, y Branquet et. al. (2002) en el área de Guateque-Medina

También se encontraron algunas interpretaciones y recopilaciones de proyectos de ECOPETROL relacionados a los prospectos Lengupa-1 (ECOPETROL, 1996a), Camarita-1 (ECOPETROL, 1998a), Farallones-1 (ECOPETROL, 1998b) y Carmentea (ECOPETROL, 1999) y a los pozos perforados dentro y cerca del área de estudio.

1.4 METODOLOGÍA

El trabajo se realizó siguiendo siete pasos metodológicos de acuerdo con las necesidades y objetivos del este trabajo, más la herramientas disponibles (Figura 2).

1.4.1 Recopilación y Análisis de Información

La primera etapa consistió en la recopilación e integración de información geológica existente como geología de superficie, mapas topográficos, sísmica, columnas estratigráficas, correlación de unidades estratigráficas, informes técnicos, imágenes de radar y satelitales, cortes geológicos y de pozo, correspondiente al área de estudio.

Esta información se recopiló en los diferentes centros de investigación y académicos, como: Biblioteca Central de la Universidad Industrial de Santander, Centro de Información Técnica del Instituto Colombiano del Petróleo (ECOPETROL), bases de datos de ECOPETROL, biblioteca del INGEOMINAS (Sede Bogotá), biblioteca del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional (Sede Bogotá) y de la Mapoteca del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, (IGAC) sede Bogotá.

1.4.2 Interpretación Sísmica

En esta etapa se realizó:

- Inventario de las líneas sísmicas disponibles cargadas en los diferentes proyectos del área de estudio.
- Creación de un nuevo interprete en el cual estuvieran cargadas todas las líneas sísmicas y pozos de la zona de estudio en la plataforma *Openworks®* de Landmark.

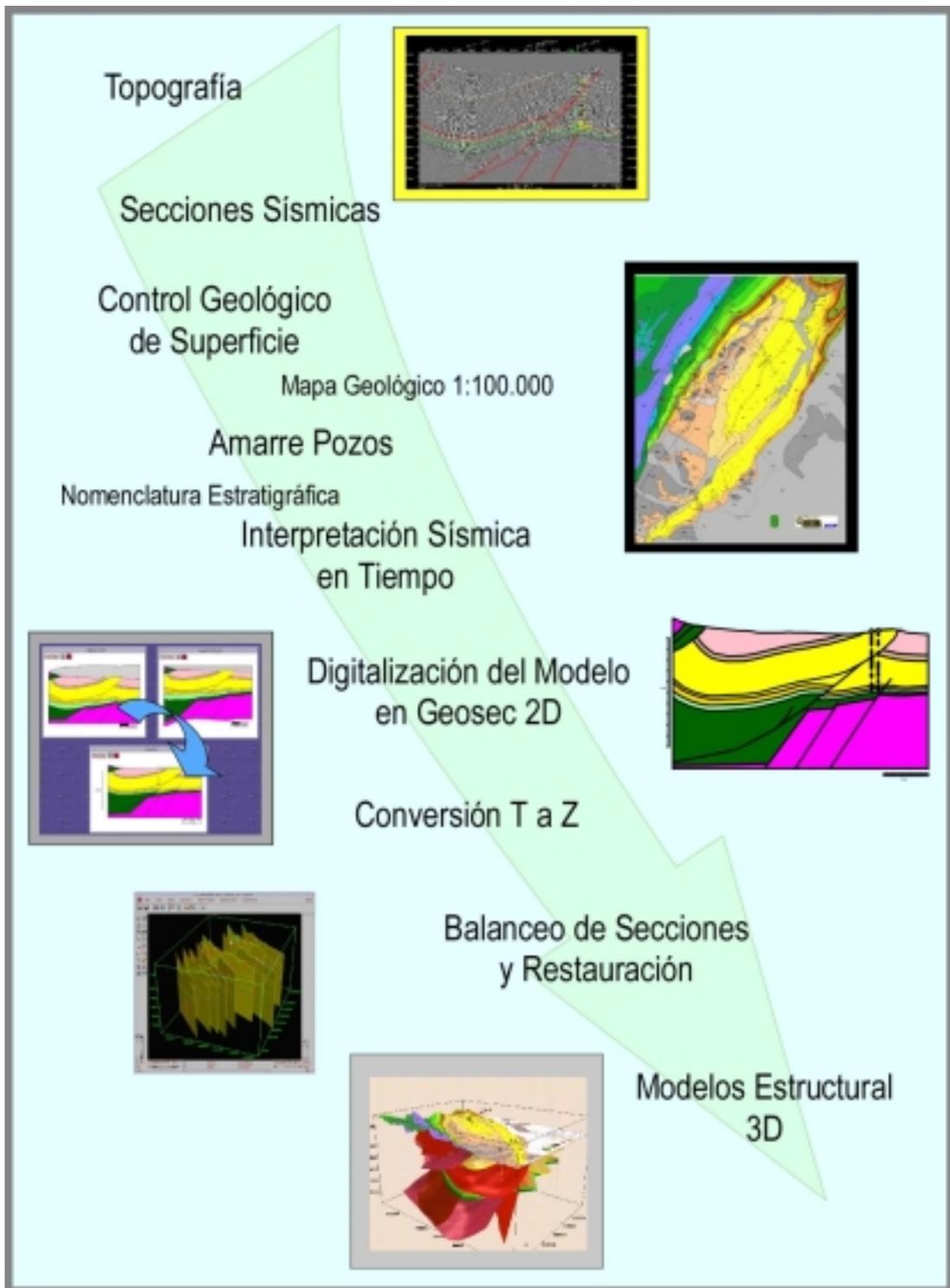


Figura 2. Metodología Utilizada.

- Selección de las líneas sísmicas a interpretar, teniendo en cuenta la calidad de la información y su ubicación con respecto a las estructuras en el área.
- Identificación y seguimiento del tope de la Formación Mirador, representada por una reflexión fuerte en la mayoría de las secciones sísmicas.
- Corrección de las diferencias de amarre de las líneas sísmicas entre los diferentes programas sísmicos (misties) con base en la Formación Mirador.
- Amarre de la geología de superficie y de pozo con cada una de las líneas sísmicas verificando contactos entre unidades estratigráficas, fallas, estructuras (anticlinales, sinclinales), buzamientos e interpretación de los principales horizontes de interés. La interpretación se realizó con el software *Seisworks® 2D de Landmark*.

1.4.3 Actividades de campo.

Teniendo en cuenta la geología de superficie se diseñaron dos recorridos en dirección aproximada Este-Oeste que cortaran la mayor cantidad de Formaciones presentes en la zona de estudio. La primera ubicada al norte cubriendo la vía Santa María-San Luis de Gaceno-Aguaclara y la segunda ubicada al sur, cubriendo la vía San Pedro de Jagua-Medina-Paratebuena. Otras vías útiles fueron las que comunican los municipios de Santa María con San Pedro de Jagua al Oeste y la vía que une Villa Carola con Paratebuena, al Este (figura 1). La fase de campo se limitó a hacer un control estructural y toma de datos estructurales en afloramiento de la actitud de las capas (rumbo - buzamiento) siguiendo las rutas diseñadas con anterioridad en oficina.

Como base se utilizaron las planchas topográficas 248-I-B, 248-I-D, 248-III-B, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) escala 1:25.000 y los siguientes mapas geológicos: Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque, escala 1:100.000 Ulloa y Rodríguez (1976), para la parte norte; Geología del Cuadrángulo L-12 Medina, escala 1:200.000, Renzoni (1967), para la parte sur; Mapa Geológico Regional del Piedemonte Llanero, ECOPETROL – ICP (2002), escala 1:100.000.

1.4.4 Digitalización en Geosec (Modelo 2D)

La digitalización del modelo estructural deformado se hizo por medio del software Geosec® 2D de Paradigm, con base en las líneas sísmicas ya interpretadas. El procedimiento es el siguiente:

- Captura de la línea sísmica en una imagen en el software *Seisworks®* con todas sus características como horizontes, fallas, topografía y escala en tiempo para posterior ajuste.
- Importar la imagen capturada en el software Geosec® 2D y calibrar la línea sísmica en tiempo.
- Crear una base de datos de cada sección con sus coordenadas, orientación y su longitud.
- Crear una columna estratigráfica con todas las formaciones y fallas.
- Digitalizar los principales horizontes, fallas, el perfil topográfico y los límites (boundaries) de la sección, para cada línea.
- Cargar los datos de pozo (profundidades de los topes de las principales formaciones) y de afloramientos obtenidos en campo (rumbo, buzamiento y coordenadas) en el software Geosec® 2D.

1.4.5 Conversión a Profundidad

La conversión a profundidad se realizó en el software Geosec® 2D con base en las velocidades obtenidas de los VSP tomados en los diferentes pozos perforados en el área.

El software permite ingresar los datos de velocidad para cada Formación por medio de una tabla, así como su litología y espesor. Posteriormente se ejecuta el módulo de conversión "Time – Depth". El software con base en los datos de velocidad hace la conversión y se procede a hacer una nueva digitalización de la sección. Este procedimiento se realiza para cada sección. En profundidad es preciso hacer un control de espesores de cada formación en todas las secciones así como un

seguimiento de las estructuras y fallas y aplicar las reglas de balanceo, todo esto amarrado a la información de los pozos.

Se realizó la restauración de una de las secciones (MVI-97-1655), la cual tiene un buen cubrimiento de las estructuras, para soportar la interpretación, utilizando el mismo software. La restauración de la sección se hizo por área, utilizando el módulo “Flexural Slip” del software *Geosec*® 2D.

1.4.6 Modelo 3D

La construcción del modelo tridimensional se realizó con el software *Geosec*® 3D tomando las secciones deformadas. Los pasos a seguir son:

- Exportar e importar las secciones deformadas de *Geosec*® 2D a *Geosec*® 3D.
- Crear las superficies de topes de Formación con los “picks” importados, esto para cada tope de formación, fallas y topografía.
- Realizar ajustes entre las superficies como cortar los excesos y rellenar vacíos.
- Cargar la información de los pozos en el Modelo 3D.

1.4.7 Realización del Informe Final

Se plasma todos los resultados obtenidos más las descripciones y figuras adquiridas de los productos finales (mapas, secciones interpretadas y modelos). Todas las partes así como los anexos del trabajo se enmarcaron en los formatos establecidos por la Universidad Industrial de Santander para la entrega de Proyectos de Grado.

2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica depositada en la cuenca de los Llanos y Piedemonte está formada por sedimentos clásticos que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico (Figura 3).

Los sedimentos presentes en el Piedemonte Llanero y Llanos Orientales fueron depositados en una cuenca que evolucionó a través del tiempo y corresponde a la superposición de varias cuencas de edades diferentes. La cuenca inició su desarrollo durante el Paleozoico con el depósito de sedimentos detríticos en grabenes sobre el basamento cristalino Precámbrico. Aún en el Triásico – Jurásico continúan los efectos extensionales en algunos sectores de la cuenca (BEICIP-FRANLAB 1995). A partir del Cretácico la cuenca sufre dos eventos principales, uno distensivo en el Cretácico Inferior y otro compresivo que se inicia posiblemente en el Eoceno Medio – Tardío y se extiende hasta la actualidad (Ariana Ltda. 2000). Es desde del Cretácico Superior que la cuenca obtiene su configuración actual de una cuenca periférica de tipo “Foreland”.

La estratigrafía presente en el Cretácico es una secuencia sedimentaria marina depositada durante una trasgresión regional que dió lugar a las rocas generadoras de hidrocarburos (Fm. Fόμεque Cretáceo Inferior y Gachetá Cretáceo Superior), almacenadoras (Fm. Une y Fm. Guadalupe) y sello (Fm. Gachetá) presentes en el Piedemonte Llanero (ECOPETROL 2001b).

El desarrollo de la cuenca durante el Paleógeno - Neógeno, permitió que la sedimentación fuera predominantemente continental, como es el caso de las formaciones Barco y Mirador, que constituyen las rocas almacenadoras más importantes (BEICIP-FRANLAB 1995).

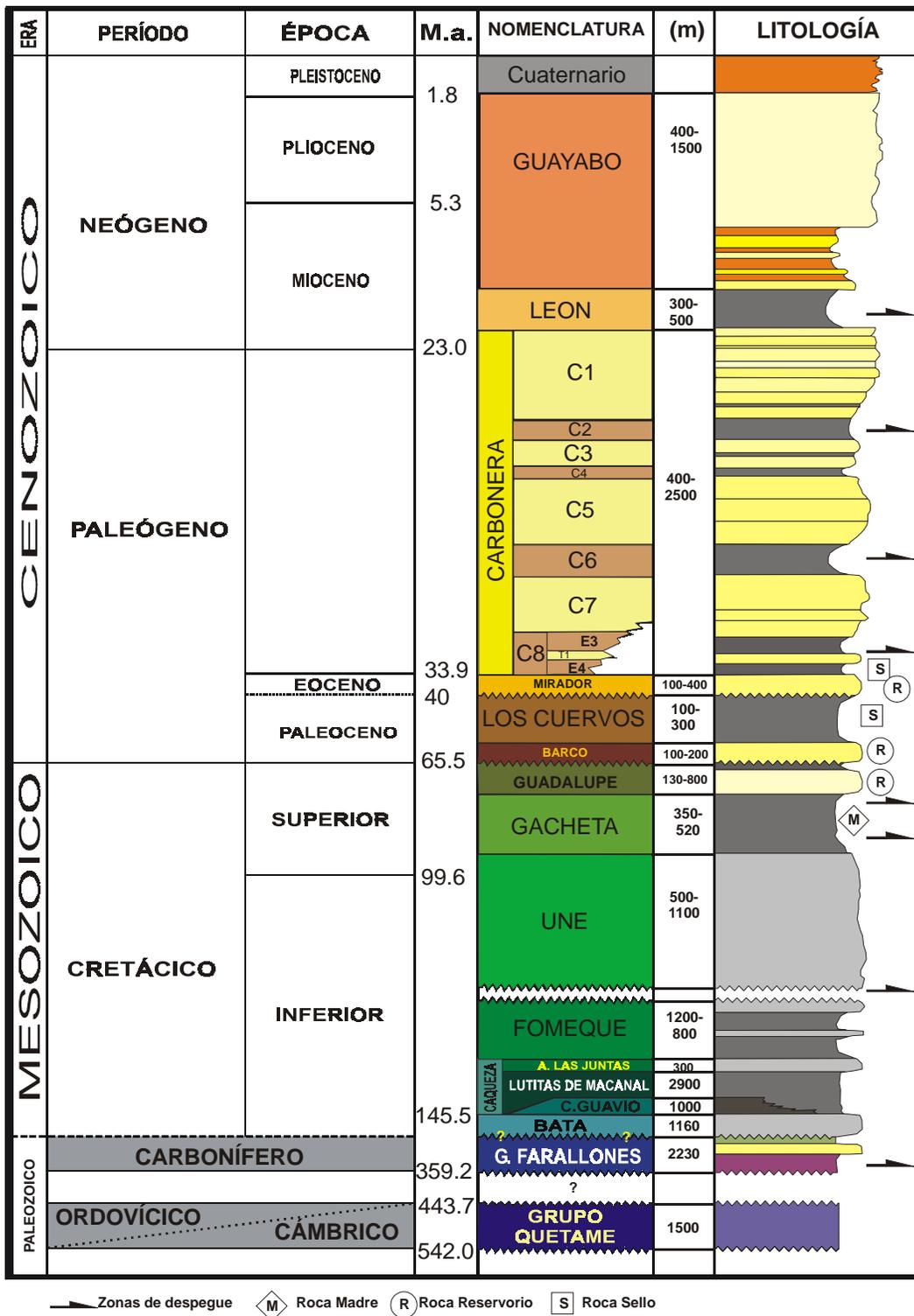


Figura 3. Columna estratigráfica del área de estudio. Tomado y modificado de ECOPETROL-AEX (2000).

2.1.1 Paleozoico

Las rocas más antiguas de la cordillera se ubican en los Departamentos de Cundinamarca y Meta, están representadas por el Grupo Quetame y el Grupo Farallones.

▪ Grupo Quetame

El grupo Quetame aflora a lo largo de la carretera Bogotá - Villavicencio entre Puente la Balsa y el río Susumuco y en el Anticlinorio de Quetame – Guayabetal. El Grupo Quetame deriva del trabajo de Hettner 1892 como “Quetame schichten”. Posteriormente, Cambell & Bürgl 1965, definen su localidad tipo en la carretera Bogotá – Villavicencio. En el se pueden diferenciar dos unidades, la inferior conformada por filitas y rocas verdes y la unidad superior de lodolitas oscuras y areniscas con un grado de metamorfismo menor (Ariana Ltda. 2000).

Esta unidad se define como compuesta por filitas de color verde, morado y rojo, que pueden alcanzar el grado metamórfico de esquistos, así como por metaconglomerados y metareniscas y tobas compuestas en su mayor parte por bombas. Los metaconglomerados son de color verde, granosoportados y con matriz arenosa; los clastos son redondeados y alargados de diferentes tamaños como resultado de un alto aplanamiento producto de una fuerte deformación. (Ulloa et. al. 1984). Por sus características litológicas esta unidad indica un ambiente marino, de aguas someras (Ulloa, 1976).

Su contacto superior está marcado por una discordancia angular en los estratos basales del Grupo Farallones. Esta unidad está infrayaciendo discordantemente a las unidades más antiguas del Paleozoico Tardío, datadas paleontológicamente como de edad Devónica por lo que se considera al Grupo Quetame de edad Pre-Devónica (Ariana Ltda. 2000).

- **Grupo Farallones**

El nombre de Grupo Farallones fue dado por Segovia (1963, en Ulloa 1976), para designar una serie de limolitas, arcillositas, areniscas y conglomerados expuestos en los Farallones de Medina.

Hacia la base está constituida por areniscas cuarzosas de grano fino a conglomeráticas con guijos de cuarzo hasta de 1 cm, seguido por limolitas y arcillolitas grises oscuras fosilíferas. En la parte media cuarcitas y argilitas grises verdes y violetas y por ultimo hacia el techo argilitas, cuarcitas y conglomerados con intercalaciones de caliza (Ulloa, 1976).

Esta unidad fue depositada en un ambiente de aguas poco profundas, de circulación restringida a abierta. Estas rocas suprayacen en discordancia angular los estratos del Grupo Quetame e infrayacen inconformemente a la Formación Batá. (Ulloa, 1976).

La edad de Devoniano Medio - Carbonífero (Segovia, 1933; en Ulloa, 1976), se basa en fauna colectada en cercanías a los Ríos Guavio y Batá.

2.1.2 Cretáceo

Los afloramientos de la secuencia cretácica son extensos en el área y se presentan desde la falla de Santa María, al Occidente, hasta la falla de Tesalia, al Oriente y en el núcleo de las estructuras anticlinales de Tierra Negra y Silbadero, al Norte (Figura 4).

La secuencia estratigráfica Cretácica, al este de la Falla de Santa María, de acuerdo a criterios de estructuras sedimentarias físicas y biogenéticas (icnofósiles), se presentan invertida, así mismo las rocas se observan muy replegadas, cizalladas y con abundantes espejos y estrías de fricción; estando térmicamente alteradas (Geoestudios, Ltda. 1995).

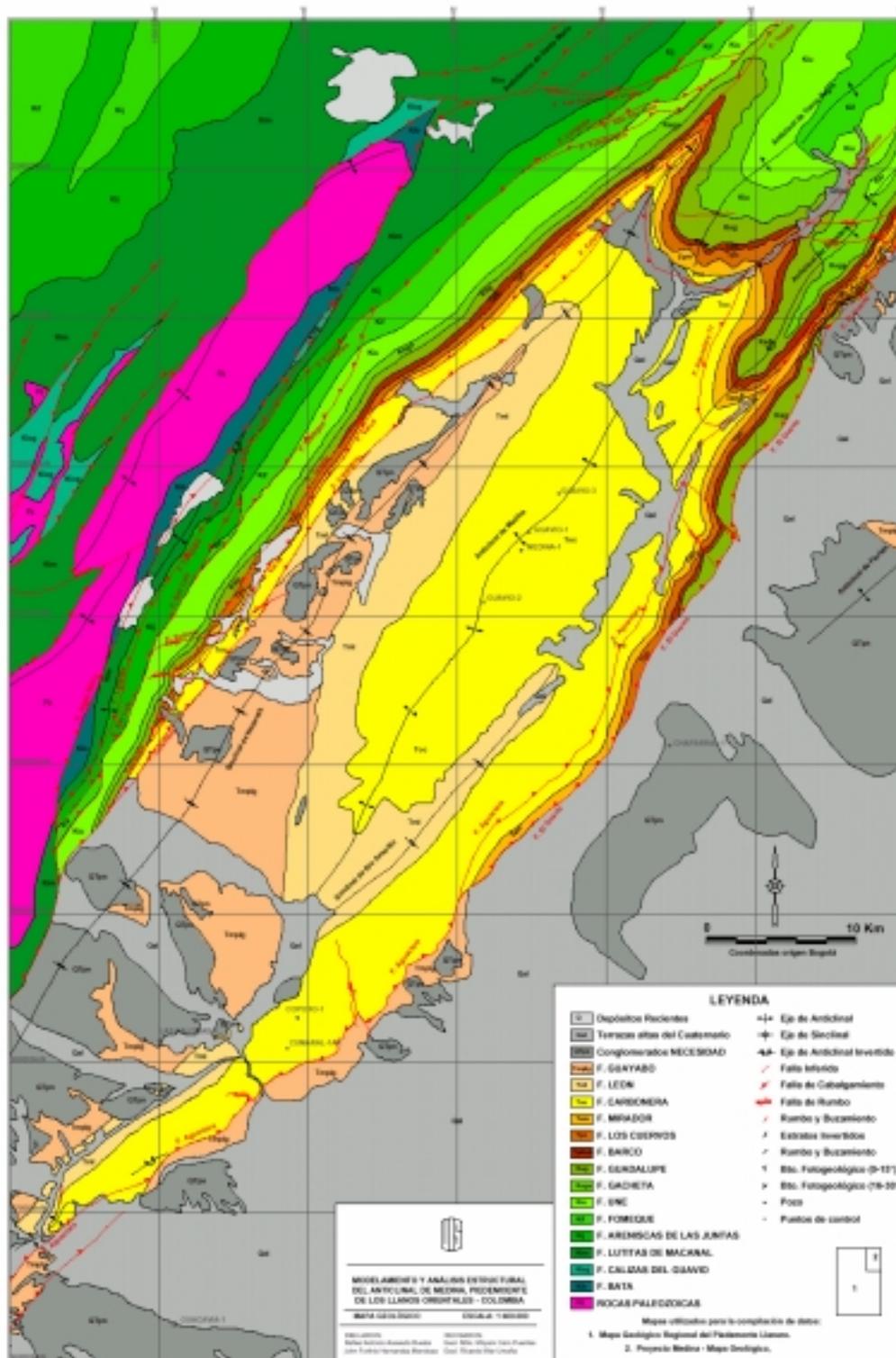


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Tomado de Geostudios (1996) y ECOPEPETROL (2002) y completado con geología de superficie de este estudio.

La inversión se observa en gran parte de los afloramientos del área, aunque, localmente, en algunos sectores, especialmente en las Formaciones Lutitas de Macanal y Une se encuentran estratos en posición normal.

En general, el buzamiento de los estratos invertidos es alto (70° - 80°). Toda la secuencia cretácica se presenta modificada y disturbada por las Fallas de Santa María, el sistema de Fallas de Lengupá y la Falla de Tesalia del sistema del mismo nombre. Esta última pone en contacto esta secuencia con diferentes niveles de la secuencia Terciaria (Geoestudios, Ltda. 1995).

▪ **Formación Batá (Kib)**

Los afloramientos de esta unidad se encuentran relacionados a la Falla de Santa María y al oeste de la misma (Figura 4). La localidad tipo de esta Formación descrita por Bürgl, H. 1960 y Radelli L. 1967 se encuentra en el cañón del Río Batá, carretera Guateque – Santa María (Ulloa, 1976).

Consiste de intercalaciones de areniscas macizas color verde oliva claro, gris y gris oscuro, limolitas y lodolitas de color gris a gris oscuro, muy compactas y masivas, ricas en materia orgánica. Las areniscas son de grano muy fino, con laminación gruesa, plano paralela a ondulosa no paralela y algo bioperturbadas, algunas con abundante materia orgánica. (Geoestudios Ltda., 1995).

Las características litológicas de esta unidad indican un ambiente continental a marino de aguas de poca profundidad (Ulloa, 1976).

Según dataciones de la fauna realizadas por Diana Gutiérrez (1976) corresponde a el Liásico, lo cual está de acuerdo con la edad establecida por Bürgl, H. (1960). Fósiles recolectados como briozoos indican una edad Pensilvaniano Superior - Pérmico Inferior; Braquiópodos, gasterópodos, indican una edad Pensilvaniano Medio a Superior. (Ariana Ltda., 2000). Recientemente Etayo F. et al (2003)

asignaron a la Formación Batá una edad Valanginiano Tardío - Hauteriviano por medio de correlaciones paleontológicas y palinológicas.

El contacto inferior de la Formación Batá descansa inconformemente sobre los estratos del Grupo Farallones y el superior está en contacto fallado con el Grupo Cáqueza (Ulloa 1976). El nombre de Grupo Cáqueza fue dado por Huback en 1957, estableciendo su localidad tipo en la carretera Bogotá– Villavicencio, entre el Puente Cáqueza y la población de Quetame. Según Ulloa (1976) el Grupo Cáqueza se subdivide en tres Formaciones que en orden ascendente corresponden a: Calizas del Guavio, Lutitas del Macanal y Areniscas de Las Juntas.

▪ **Formación Calizas del Guavio (Kicg)**

Su localidad tipo se establece entre el Alto de Miralindo y la Cuchilla de Manizales en el extremo suroccidental del cuadrángulo K12. Esta unidad está compuesta por un conjunto de conglomerados con ciclos de gradación normal e inversa, matriz soportada a localmente clasto-soportada, compuestos por guijos y guijarros principalmente de cuarcitas de color rojizo (Ulloa, 1976).

En la parte intermedia, interestratificaciones de cuarzoarenitas arcillosas de grano fino y lodolitas plásticas, intensamente alteradas. Bancos en capas gruesas a muy gruesas, muy fracturadas y con abundantes estrías de fricción, muy oxidadas, de lodolitas y shales carbonosos grises a negros, localmente piritosos y micáceos, fosilíferos y con algunos lentes arenosos, lodolitas carbonosas calcáreas, laminadas, negras, con abundantes venas de calcita. Son comunes las interestratificaciones de bancos delgados de micritas y esparitas de color negro y gris, compactas, láminas de shales negros carbonosos, abundantes restos de fósiles, especialmente gasterópodos y bivalvos (Geoestudios, Ltda. 1995).

La parte superior consta de esparitas de color rojizo, por alteración ferruginosa, e intensa recristalización de calcita, capas muy gruesas de esparitas de color gris

oscuro y niveles conglomeráticos matriz soportados con guijos de cuarzo lechoso y cuarzoarenitas calcáreas.

Las Calizas del Guavio se depositaron en un ambiente marino, en aguas probablemente bien oxigenadas y de poca profundidad (Geoestudios, Ltda. 1995). El contacto con la infrayacente Formación Batá es discordante y según la fauna colectada en esta formación, Diana Gutiérrez (en Ulloa, 1976), le asignó edad de Titoniano a Berrasiano Superior.

▪ **Formación Lutitas de Macanal (Kilm)**

Este nombre fue propuesto por Ulloa y Rodríguez (1976) para designar el conjunto predominantemente lutítico que aflora en el cañón del Río Batá entre las quebradas El Volador y La Esmeralda (Ariana Ltda. 2000).

Se designan lutitas de Macanal a una secuencia siliciclástica de grano fino, color gris oscuro a negro, muy rica en materia orgánica, en su mayor parte carbonosa, compuesta por shales lodosos laminados, parcialmente bioperturbadas, con laminación ondulosa a lenticular y plano paralela; areniscas de grano fino, muy bioperturbadas, en capas gruesas, localmente calcáreas (Geoestudios, Ltda. 1995).

Esporádicamente se presentan intercalaciones delgadas de caliza sucia a arenosa, color gris oscuro, con abundante materia orgánica. Capas finas y muy finas de limolitas ferruginosas, color rojizo. Las areniscas están internamente bioperturbadas y presentan, icnofósiles en los planos de estratificación, al igual que los shales y paquetes interestratificados, como: *Palaesphycus*, *Thalassinoides*, *Chondrites*, *Pelecipodichnus* (Geoestudios, Ltda. 1995).

Las Lutitas de Macanal se depositaron en un ambiente marino, de aguas someras en una cuenca cerrada (Ulloa, 1976).

El Contacto basal de la Formación Lutitas de Macanal es transicional gradual en la localidad de Santa María de Batá y el contacto con la Formación Areniscas de las Juntas es neto (Ariana Ltda. 2000).

De acuerdo a los trabajos de Etayo (1985 en Ariana 2000) corresponde al Valanginiano. Recientemente se han extraído amonitas del Barremiano Temprano del techo de la Formación (Ariana. 2000).

- **Formación Areniscas de las Juntas (Kiaj)**

Nombre propuesto por Ulloa y Rodríguez (1976) para designar dos intervalos arenosos separados por uno lutítico, que constituye la parte superior del Grupo Cáqueza. La localidad tipo de esta unidad se ha establecido entre las cuchillas de El Volador y El Dátil (Carretera Guateque - Santa María).

Esta Formación aflora al Este del área y se encuentra afectada por el intenso fallamiento a que fue sometida la región, con abundantes replegamientos, fracturamiento, espejos y estrías de fricción.

La Formación Areniscas de las Juntas es predominantemente una secuencia siliciclástica arenosa caracterizada por gruesos paquetes de cuarzoarenitas en capas que varían de gruesas a finas, intercaladas con capas de shales de color gris oscuro y arenitas limpias, carbonosas o ricas en materia orgánica y secuencias granodecrecientes y espesor decreciente (arenitas de grano medio a fino, en capas muy gruesas y gruesas, variando a paquetes finamente estratificados de arenita-lodolita y a shale finamente laminado, Geoestudios Ltda (1995).

Las areniscas son texturalmente y mineralógicamente maduras y consisten de cuarzo arenitas limpias, muy cementadas y compactas, bien seleccionadas; no bioperturbadas y con estratificación cruzada plana, con láminas interpuestas de materia orgánica carbonosa, geometría en cuña a lenticular, Geoestudios Ltda (1995).

El contacto con la Formación Fόμεque es neto a transicional rápido. (ECOPETROL, 2000). El contacto con las Lutitas de Macanal, en gran parte del área se presenta fallado y parece ser transicional gradual (Ariana Ltda., 2000). La Formación fue depositada en un ambiente marino probablemente deltáico (Ulloa, 1976).

La edad de la formación considerada por Bürgl, H (1960) corresponde al Hauteriviano, (Ulloa, 1976). De la parte alta de la Formación Lutitas de Macanal se han extraído amonitas del Barremiano, mientras que la Formación Fόμεque ha sido datada como Aptiano Tardío (Etayo-Serna, 1985 en Ariana 2000), por lo tanto la edad de esta Formación está entre el Barremiano y el Aptiano.

▪ **Formación Fόμεque (Kif)**

Su localidad tipo fue establecida por Hubach en 1957 en la carretera Bogotá – Villavicencio, situando sus límites inferior y superior en el tope de la Arenisca de Cáqueza y la base de la Formación Une, respectivamente (Ulloa 1976).

En general, hacia la base de la formación, se trata de shales negros y gris oscuros piríticos, ricos en materia orgánica, calizas cristalinas, con intercalaciones delgadas de arenitas cuarcíticas de color gris y grano medio, localmente concreciones calcáreas y laminillas micáceas, especialmente localizadas hacia la base de la secuencia. Los shales ocupan un 70% de la formación, con un TOC alto, que indica un gran generador de hidrocarburo (Geoestudios, Ltda. 1995; ECOPETROL-AEX 1996 b).

La parte media se caracteriza por la presencia de shales negros, carbonosos y ricos en materia orgánica, en capas delgadas a gruesas con sectores de intercalaciones delgadas de arenitas de grano fino, color negro, en gradación inversa; presencia de abundantes madrigueras, fósiles y resto de fósiles (bivalvos, principalmente); numerosas costras ferruginosas, concreciones calcáreas y zonas de replegamiento, cizallamiento, fracturamiento, planos y estrías de fricción. Hacia el tope, localmente se observan niveles de calizas lumaquéllicas; paquetes de limolitas y shales

interestratificados y shales con láminas o capitas interpuestas de limolita-arenita de grano muy fino, gradan a capas gruesas y medias de cuarzoarenitas, bioperturbadas, separadas por capa de shales con abundante materia orgánica o niveles delgados de laminaciones arena-lodo. (Geoestudios, Ltda., 1995)

El ambiente de depósito es marino somero a marino abierto de plataforma, en donde se desarrollan shales negros intercalados con calizas grises a negras, en ocasiones presentan areniscas cuarzosas calcáreas de color grisáceo de grano fino a medio, cementadas (Geoestudios Ltda. 1995; Ulloa, 1976).

El contacto con la suprayacente Formación Une es transicional y con la infrayacente Areniscas de las Juntas es transicional (ECOPETROL, 2000). La edad de la Formación Fómeque fue establecida por Hubach como del Barremiano Medio - Aptiano Superior (Ulloa, 1976).

▪ **Formación Une (kiu)**

La localidad tipo de esta Formación se encuentra entre las poblaciones de Chipaque y Cáqueza. La Formación Une en esta área se puede considerar compuesta de dos unidades o segmentos bien diferenciables (Geoestudios, Ltda. 1995).

El segmento inferior consiste esencialmente de gruesos paquetes de areniscas limpias con estratificación cruzada plana, interestratificaciones de arenitas y lodolitas en proporciones variables y shales gris oscuro a negro ricos en materia orgánica. Este segmento se caracteriza además por la ausencia de bioperturbación (Geoestudios, Ltda. 1995).

El segmento superior consiste esencialmente de areniscas en capas gruesas, medias y finas separadas por capas delgadas a láminas gruesas de shales ricos en materia orgánica a paquetes delgados de interestratificaciones de arena-lodo. Este segmento se diferencia bien por la abundancia de icnofósiles en las interfaces arena-lodo y litología y granulometría variable (ECOPETROL, 2000).

Esta formación es considerada uno de los mejores reservorios en el área, por sus características como la pobre cementación menor del 15% y la matriz arcillosa con rangos entre 10 – 15%, haciendo que la porosidad y permeabilidad sean relativamente altas, sin contemplar la parte tectónica a que fue sometida la roca (ECOPETROL 1996b, Gómez 2002).

De la integración de información compilada a partir de corazones y afloramientos, se concluye que la Formación Une presenta una transición de ambientes fluviales hacia la base a ambientes de bahías o estuarios hacia el tope, de oriente a occidente se espera una transición de ambientes continentales a ambientes parálidos (ECOPETROL-ICP, 1998).

El contacto con la infrayacente Formación Fómeque, aparentemente es transicional (Ariana Ltda. 2000). La edad de la formación ha sido considerada por Bürgl y Campbell (1967) como Albiano – Cenomaniano con base en fauna colectada en los alrededores de Choachí y en la carretera de Une a Fosca, así como muestras colectadas por Geoestudios, Ltda. (1995).

- **Formación Gacheta (ksga)**

El nombre de Chipaque (Gachetá) fue empleado por Hubach, E. (1931) y redefinido por Renzoni, G. (1962). Esta unidad al igual que la Formación Fómeque es una secuencia predominantemente siliciclástica de grano fino, constituida en su mayor parte por gruesas secuencias de shale gris oscuro y negro, muy ricos en materia orgánica y por lo tanto es considerada la principal roca generadora de hidrocarburos en la Cuenca de los Llanos (ECOPETROL, 1996b). Segmentos de la sección presentan intercalaciones de arenitas laminadas en capas medias y gruesas, de grano muy fino y con abundantes icnofósiles en los planos de estratificación o contactos shale-arenitas. Sin embargo, a diferencia de la Formación Fómeque, la proporción y espesor de arenitas en la Formación Gachetá es mucho menor.

Esta unidad se divide en dos secuencias, una inferior de tipo progradacional representado por sedimentos de ambientes transicionales como frente de playa, depósitos de llanura de inundación, canales fluviales y de marea, crevasse splays, con materia orgánica carbonosa, interestratificada con lutitas grises verdosas y esporádicas capas de carbón (ECOPETROL, 1996b).

La secuencia superior es de tipo retrogradacional, representa una secuencia de shales marinos negros, indicando una transgresión marina. Se presentan esporádicos niveles arenosos con presencia de glauconita que indican su origen netamente de plataforma marino somero. En términos generales la unidad es finogranular hacia el tope y gruesa hacia la base. El ambiente es marino somero "mud flat", "tidal flat" y "tidal channel" (ECOPETROL, 1996b).

El contacto con la infrayacente Formación Une es relativamente transicional. En efecto paquetes de arenitas y shales intercalados son más comunes en la parte inferior de Gachetá cerca al contacto con el Une (Ulloa, 1976; Ariana Ltda. 2000).

La Formación Gachetá ha sido considerada por algunos autores con un rango de edad que va desde el Cenomaniano Superior hasta el Coniaciano (Hubach, 1957; Bürgl, 1959; Etayo, 1964 y McLaughlin, y Arce, 1969; en Ulloa 1976).

▪ **Formación Guadalupe (Ksg)**

El nombre de Formación Guadalupe fue dado por Hubach, (1957). Está constituida por gruesos paquetes de arenitas masivas bioperturbadas, con laminación ondulosa, interlaminaciones ligeramente bioperturbadas con abundantes icnofósiles de arena y lodolita, shales gris oscuro y paquetes de interestratificaciones de limolitas silíceas, shales gris oscuro, ocasionalmente con niveles de fosforita y caliza. Las arenitas en general son de grano muy fino a fino, bien seleccionadas, color blanco amarillento a gris claro en capas muy gruesas y gruesas; el cemento es silíceo y la matriz varía arealmente. Hacia la parte superior de la sección son

abundantes los detritos vegetales y presenta moderada a alta bioperturbación (ECOPETROL, 1996b).

Esta unidad se adelgaza hacia el sur donde prácticamente desaparece por la erosión de la Formación Barco que la suprayace. A su vez esta última, sumada con la Formación Los Cuervos desaparece por la erosión de la Formación Mirador del Eoceno superior, que las suprayace (ECOPETROL, 1996b).

La Formación Guadalupe está en contacto discordante con la suprayacente Formación Barco. El contacto con la infrayacente Formación Gachetá es transicional (ECOPETROL, 1996b).

La Formación Guadalupe se depositó en un ambiente marino de aguas someras con influencias deltáicas (Geoestudios, Ltda. 1995). La unidad ha sido considerada de edad Coniaciano Superior o Santoniano a Maestrichtiano (Julivert, 1968 en Ulloa 1976).

2.1.3 Terciario

- **Formación Barco (Tpb)**

La Formación Barco es una sucesión siliciclástica monótona de gruesos bancos de cuarzoarenitas ligeramente arcillosas, no bioperturbada con estratificación cruzada, separados por capas medias a gruesas de lodolitas masivas, plásticas, de color gris o con tonalidades rojizas claro, amarillo ocre y verde oliva claro. Las arenitas son de color blanco a gris claro, de grano medio y grueso, mineralógicamente maduras (ECOPETROL, 1999).

La parte media y superior corresponden a depósitos de relleno de canal, depósitos marginales de canal y de llanura de inundación en sistemas de ríos meandriiformes con mejor desarrollo o preservación de facies marginales de canal (overbank) y de llanura de inundación. (ECOPETROL, 1999)

En el área de Medina-Cusiana y hacia el sur en Coporo-Cumaral presenta características litológicas similares, pero con un espesor reducido al sur de 40-50% (ECOPETROL, 1996b).

La Formación Barco está en contacto discordante/inconforme con la infrayacente Formación Guadalupe. El contacto superior con la Formación Los Cuervos es aparentemente transicional (ECOPETROL, 2000). La edad asignada es Paleoceno (ECOPETROL, 1996b).

▪ **Formación Los Cuervos (Tplc)**

Hubach, E, (1941) la denominó inicialmente Formación Arcillas del Limbo, su localidad tipo fue establecida cerca al caserío El Limbo. La Formación Los Cuervos se caracteriza por ser una secuencia siliciclástica de grano fino constituida por litoarenitas arcillosas a muy arcillosas. En toda el área se pueden diferenciar dos segmentos bien característicos (ECOPETROL, 1996b).

El segmento inferior es netamente arcilloso a lodoso y está constituido por lodolitas verdosas a azulosas con gruesos intervalos de lodolitas negras ricas en materia orgánica y esporádicos bancos de litoarenitas de grano fino. El segmento superior, en contraste, es más arenoso y consta de litoarenitas y lodolitas interpuestas (ECOPETROL, 1999).

La sucesión de la parte inferior representa rellenos de canal inmersos o flotando en gruesos depósitos de llanuras de inundación o llanura de marea, con acumulaciones de materia orgánica en ambientes reductores (ECOPETROL, 1996b).

Tal asociación de facies depositacionales corresponde a secuencias acumuladas en un sistema de ríos anastomosados. La asociación de facies de la parte más superior corresponde a depósitos de sistemas de ríos meandriformes de grano fino con escaso desarrollo de depósitos de overbank ó marginales de canal y gran acumulación de facies de llanuras de inundación (ECOPETROL, 1999).

Este tipo de litología está presente en el área de Medina-Cusiana, mientras que al sur, en Coporo-Cumaral, la presencia de arenas y limos disminuye como también su espesor. Lo mismo ocurre en el área de Guacavía–Vanguardia (ECOPETROL, 1996b).

El contacto inferior con la Formación Barco es transicional y el contacto superior con la Formación Mirador es erosivo neto (ECOPETROL, 2000). La edad asignada es Paleoceno Superior o Tardío (Geoestudios Ltda., 1995).

▪ **Formación Mirador (Tem)**

Hubach, E. (1941) la designó con el nombre de Areniscas del Limbo en la zona cerca al caserío el Limbo. La Formación Mirador es una secuencia predominantemente arenosa, de grano grueso con algunas capas delgadas interpuestas de lodolitas masivas de color gris, y niveles de conglomerados arenosos finos.

La Formación Mirador en el área de Medina-Cusiana está constituida por tres unidades. Los segmentos inferior y superior son netamente arenosos y aunque presentan intercalaciones menores de lodolitas están separados por un nivel intermedio más grueso de lodolitas masivas grises y plásticas que morfológicamente se destaca más. Este nivel arcilloso se caracteriza por la presencia de delgadas capas de carbón y algunos niveles pardorrojizos, con restos de raíces y plantas (ECOPETROL, 1996b).

El segmento inferior de la Formación Mirador es una secuencia predominantemente arenosa. Las areniscas son composicionalmente cuarzosas, limpias, friables, porosas y se distinguen del nivel superior de arenitas por presentar además de guijos ó granos de cuarzo una alta proporción de chert gris oscuro y negro (ECOPETROL, 1999).

El segmento arenoso superior se caracteriza por presentar granulometrías gruesas, de grano muy grueso y grueso, con niveles interpuestos de arenitas

conglomeráticas, y conglomerados guijosos en mucha menor proporción que el segmento inferior y predominantemente cuarzosos (ECOPETROL, 1999).

La presencia de niveles de grano grueso a conglomeráticos indica depósitos de rellenos activos de canales por corrientes de tracción de alta energía de depositación fluvial. El arreglo vertical en secuencias granodecrecientes completas sugieren depósitos de ríos de baja sinuosidad o trenzados confinados que se caracterizan por el desarrollo y preservación de llanuras de inundación (ECOPETROL, 1999).

La comparación de electrofacies de esta secuencia en las áreas de Coporo - Cumaral y más al sur en Guacavia – Vanguardia (ECOPETROL, 1996b), son aproximadamente similares y permite resaltar varias cosas:

1. El nivel intermedio arcillo-limoso de color pardo rojizo con algunas intercalaciones de carbón y lutitas negras entre el Mirador superior e inferior está presente en el Área de Medina-Cusiana, mientras que en Coporo-Cumaral es un nivel muy delgado que disminuye su espesor hasta desaparecer en el área de Guacavia -Vanguardia.
2. La disminución del espesor es aproximadamente de un 40-50%. (Medina-Guacavia)
3. El Ambiente de depositación de canales entrelazados de tipo fluvial es muy regional.
4. En la mayor parte la superficie basal es erosiva y bien marcada tanto hacia el sur como hacia el norte (ECOPETROL, 1996b).

El contacto superior con la Formación Carbonera es abrupto y está marcado por un "hardground" (1m) (ECOPETROL, 2000). La edad asignada es Eoceno Temprano a Medio (ECOPETROL, 1999).

▪ **Formación Carbonera (Toc)**

Renz (1938) le dió el nombre de Formación San Fernando a la sección que aflora en la Mesa de Hernández. La Formación Carbonera, en la mayor parte de la cuenca, está limitada a la base y al tope por superficies de máxima inundación (ECOPETROL-ICP, 2000). Corresponde a intercalaciones de conjuntos arenosos con conjuntos arcillosos, de los cuales los miembros impares presentan una mayor abundancia de arena, mientras que los miembros pares son en su mayor parte arcillosos. Relacionados con estos últimos se encuentran algunas capas de carbón, lumaquelas de bivalvos y gasterópodos, y en la base presencia de capas calcáreas (Ariana Ltda. 2000).

Los contactos con la infrayacente Formación Mirador y la suprayacente Formación León son transicionales (Ariana, 2000).

Estructuralmente las unidades más finas de la Formación Carbonera constituyen niveles de despegue en el área del Piedemonte y Llanos, principalmente los Miembros C8 y C6.

El notable predominio de facies lodosas sugiere su depósito en una llanura de inundación aluvial baja, en condiciones oxidantes y con alguna influencia de corrientes mareales. Lodolitas, shales carbonosos y algunos delgados mantos de carbón indican su depósito en llanuras aluviales en zonas pantanosas, restringida con escaso drenaje y por consiguiente en condiciones reductoras. Secuencias granodecipientes de facies conglomeráticas-arenosas y heterolíticas aisladas o flotando en muy gruesas secuencias de lodolitas corresponden a rellenos activos de canales probablemente en una llanura costera baja, con influencia esporádica de mareas (ECOPETROL, 1999).

La edad asignada va desde el Eoceno Tardío - Oligoceno hasta el Mioceno Temprano (ECOPETROL, 1999).

- **Formación León (Tol)**

Renz (1938), la denominó Formación Diablo en el Domo de Turubá, Río Cusiana. La Formación León, consiste de una sucesión homogénea de arcillolitas con laminación plana gruesa, de color verde oliva y gris, y con esporádicas intercalaciones de capas de arenitas de grano fino lodosa en sucesiones granodecrecientes. Esta arcillolita marina se extiende por toda la cuenca de los llanos y suprayace a la Formación Carbonera.

Se pueden diferenciar tres segmentos (Geoestudios, Ltda. 1995):

El segmento Inferior consta de sucesiones granodecrecientes de conglomerados finos, arcillolitas y limolitas, de capas medias a gruesas; los conglomerados pasan rápidamente a arenitas arcillosas de grano fino a medio, de color blanco a gris, con cuarzo, chert, limolitas y lodolitas arenosas de color gris verdoso, moteamiento amarillo. Los niveles arenosos y los finos, presentan bioperturbación que varía de alta a baja.

El segmento intermedio consiste de arenitas de grano fino a medio de color gris verdoso, con líticos y presencia de bioperturbación; presenta sucesiones granodecrecientes, limo a arcillolitas, intercaladas con algunos niveles de limolitas arenosas de color gris verdoso, moteadas de rojo y lodolitas en capas delgadas a medias.

El segmento superior corresponde a intercalaciones de conglomerados, arenitas conglomeráticas limosas y lodolitas en capas medias a gruesas, color gris verdoso, con bioperturbación y moteamiento rojizo, interstratificadas con capas delgadas, de poca extensión lateral, de lodolitas carbonosas y cintas de carbón (Geoestudios, Ltda., 1995). Esta Formación es el nivel de despegue más superior identificado en el Piedemonte (Beicip Franlab, 1995).

El contacto con la Formación Carbonera es localmente discordante a transicional. Con la Formación Guayabo es neto irregular en su geometría (Geoestudios, Ltda.

1995). Se considera Oligoceno Medio–Superior a Mioceno Inferior (ECOPETROL, 2000).

▪ **Formación Guayabo (Tmg)**

Valencia (1938), le dió el nombre de Formación Caja en la sección que aflora río Caja al oeste de la población de Tauramena, correlacionable con la Formación Guayabo. Consta de una serie de arenas y arcillolitas de origen continental (ECOPETROL, 2000).

Se puede dividir en dos miembros, el inferior más arenoso, consta de interposiciones de arenitas de grano grueso, medio y fino, conglomerados finos y medios, matriz soportados con guijos y guijarros ocasionalmente hasta 10cm, un bajo porcentaje de limolitas silíceas, con estratificación interna en artesa con capas lentiformes, de color pardoamarillentas y rojas, masivas interestratificadas con arcillas y shales grises.

El Miembro superior consta básicamente de una sucesión arcillolítica, sin estratificación definida y en la que se pueden diferenciar unidades de lodolitas bioperturbadas de color rojo intenso que varia gradualmente a lodolitas de color gris medio con moteamiento rojizo y contenido de materia orgánica. Hacia el techo, la sucesión se hace gris claro hasta llegar al tope a lodolitas de color blanco (ECOPETROL-ICP, 2002).

Su depósito está asociado al levantamiento de la Cordillera Oriental. El espesor para esta Formación es de aproximadamente 3000 metros. La parte basal corresponde a depósitos de la zona de transición entre las partes distales de los abanicos aluviales y sistemas de ríos trezados; la parte media y superior a depósitos de ríos trezados (Geoestudios Ltda., 1995). El contacto con la Formación León es transicional. La Edad asignada es Mioceno Tardío (ECOPETROL, 1999).

▪ Cuaternario (Q)

Depósitos cuaternarios de diferente origen, composición y extensión se encuentran asociados principalmente a los cauces de los ríos que drenan la región.

Los más importantes están asociados a la Falla de Santa María, al cauce del río Zaquea, al Caño Varvé, Calambre, al río Lengupá, al río Upia, al río Guavio, y Caño Blanco entre otros.

2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.2.1 Marco Tectónico

La actual Cuenca de los Llanos es una cuenca de "foreland" desarrollada al oeste del escudo de Guyana (cratón). La Historia tectónica comienza con la formación del cratón (supercontinente precámbrico), el cual ha sufrido múltiples fases tectónicas desde el Paleozoico y el Mesozoico previas a la deformación Terciaria Andina, la cual comenzó en el Cretáceo Tardío y culminó en el Mio-Plioceno. Estas últimas fases compresivas formaron la Cordillera Oriental y su cuenca "foreland" asociada (ECOPETROL-ICP 2002).

El marco general muestra el desarrollo de una tectónica compresiva de edad Terciario Tardío (Mioceno-Plioceno), relacionada con el levantamiento de la Cordillera Oriental, expresada en una serie de fallas de cabalgamiento subparalelas y pliegues asociados de dirección NE-SW.

La evolución tectónica de la Cordillera Oriental, Piedemonte y zonas adyacentes está caracterizada por múltiples estados de evolución de una Cuenca Mesozoica, relacionada a la historia de evolución geodinámica de la esquina noroccidental de Suramérica, durante ese tiempo y posteriormente en el Cenozoico.

Las principales fases de evolución tectónica reconocidas son:

Durante el Triásico - Jurásico y Cretácico Temprano, el extremo noroccidental del continente Suramericano fue afectado por un evento expansivo (rifting), asociado a la separación de Norte y Sur América y al desarrollo de un margen activo en el occidente con el establecimiento de un arco magmático, representado por un extenso cordón de plutones calcoalcalinos localizado en el flanco oriental de la actual Cordillera Central (McCourt y Otros, 1984 en Ecopetrol ICP 2002, Figura 5).

Como resultado de este evento se crea una gran zona de extensión en la parte posterior del arco (Cuenca de back - arc), donde se desarrollan depocentros controlados por fallas normales y se depositan sedimentos volcanoclásticos y carbonáticos poco profundos (Montgomery, 1992 en ECOPETROL ICP 2002). Para este tiempo, en el área de la actual Cordillera Oriental se crean dos grandes depocentros: La Cuenca del Cocuy al este y la Cuenca Tablazo - Magdalena al oeste, separadas por el paleoalto del Macizo de Santander - Floresta (Fabrè, 1987 en ECOPETROL ICP 2002). Estas cuencas actuaron como grabens subsidentes durante el Cretácico Temprano. Posteriormente, el avance de la Placa de Farallón ocasionó la acreción del complejo ofiolítico occidental a lo largo de la "Sutura de Romeral" (Aspden y McCourt, 1986 en ECOPETROL ICP 2002, Figura 5).

Durante el Albiano, en la zona de back - arc, se establece una expansión de las condiciones marinas en la actual zona del Valle Medio del Magdalena y Llanos Orientales, donde se presenta un cambio gradual de espesor y de facies en las unidades estratigráficas. Esto sugiere el desarrollo de una fase posterior a la expansión (subsistencia termal post- rift) que dominó la historia de evolución durante la mayor parte del Cretáceo (Cooper y Otros, 1995; Roedder y Chamberlain, 1995).

Durante el Cretácico Tardío ocurre el primer evento compresivo contemporáneo con el levantamiento de la Cordillera Central, este evento probablemente afecta gran parte del sector occidental de la cordillera, generando zonas estructuralmente altas que controlaron la depositación de los sedimentos del Terciario Inferior y al mismo tiempo sirvieron de zonas de aportes de sedimentos (ECOPETROL-ICP, 2002).

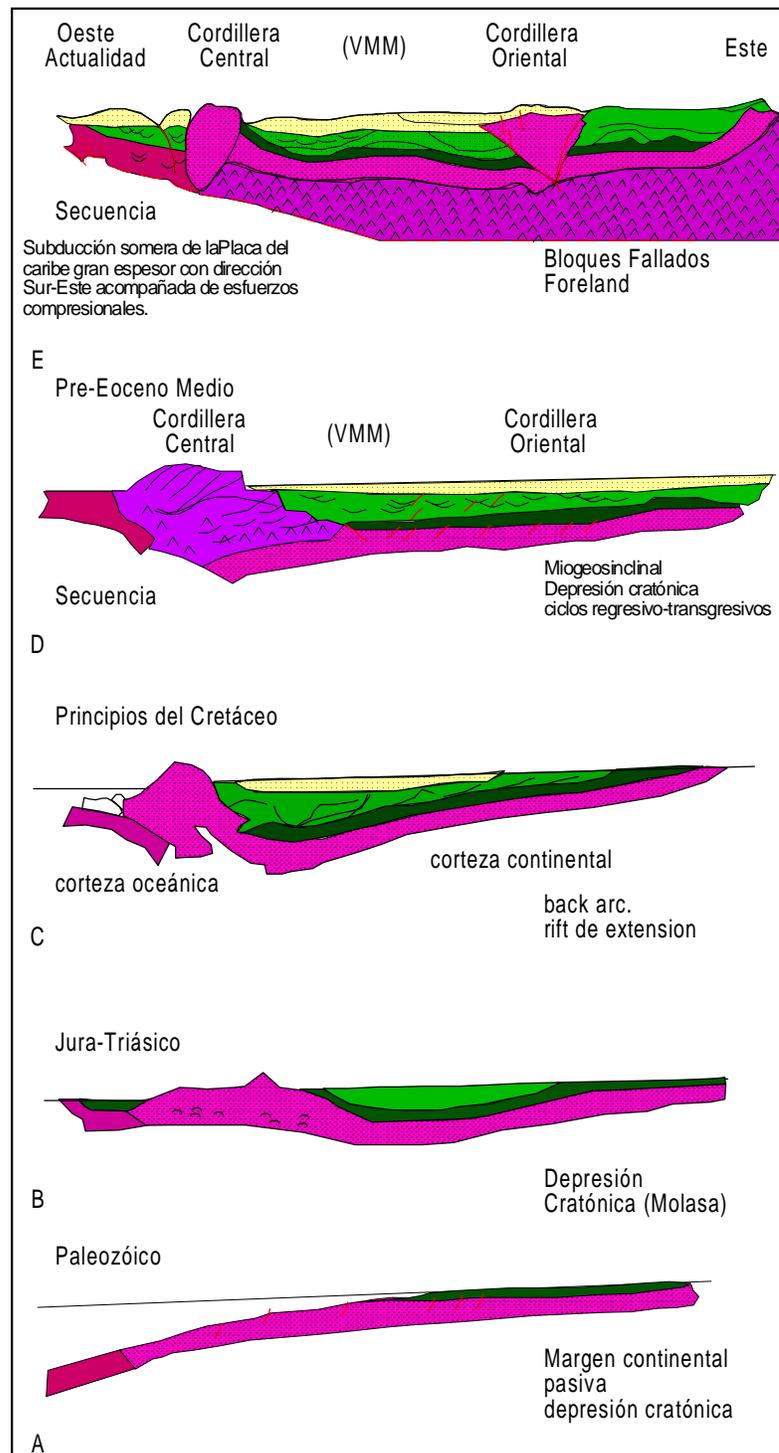


Figura 5. Principales eventos tectónicos en el tiempo geológico del área (ECOPETROL-ICP 2002).

Durante el Mioceno ocurre un nuevo evento compresivo que configuraría el estado de deformación actual de la Cordillera. Durante este evento algunas antiguas fallas normales fueron invertidas y se generaron nuevas fallas inversas involucrando basamento. Como producto de esta deformación la carga litostática creó el espacio para la acomodación de gruesas secuencias molásicas en la cuenca tipo foreland de los Llanos y en la cuenca intramontana del VMM (ECOPETROL ICP, 2002).

Durante la compresión Mioceno Tardío - Plioceno, la deformación fue dominada por la inversión, que dió como resultado la reactivación de las antiguas fallas normales y adicionalmente la formación de nuevas fallas inversas dentro del basamento (Colleta y Otros, 1990; Cooper y Otros, 1995, Linares, 1996).

La evolución Terciaria de la Cordillera Oriental y áreas adyacentes está caracterizada por el desarrollo de un sistema de cuencas tipo foreland, posiblemente relacionadas con el estado final de acreción de la Cordillera Occidental (McCourt y Otros, 1984; Cooper y Otros, 1995 en ECOPETROL ICP 2002). Los ejes deposicionales de estas cuencas se localizaron inicialmente en el Valle Medio y Superior del Magdalena y con el tiempo migraron a la actual área de la Cordillera Oriental (ECOPETROL - ICP, 2002).

2.2.2 Elementos Estructurales

Las estructuras más grandes que afloran en superficie, pliegues y fallas se pueden observar en la figura 4 y en el Anexo A. A continuación se describen algunas de estas estructuras, teniendo en cuenta la información disponible y trabajos anteriores.

- **Sinclinal de Nazareth**

Es una estructura amplia y asimétrica. Su flanco SE es amplio de pendiente suave y su flanco NW es igualmente suave pero hacia el extremo NW está cortado por la Falla de Tesalia de carácter inverso, la cual ocasiona algunas inversiones del flanco

en sus cercanías. La estructura cierra hacia el E de la Uruia. Hacia el sur se desvirtúa cerca del río Gazaunta. Este sinclinal es nucleado por rocas de la Formación Guayabo (Ariana Ltda., 2000; Geoestudios Ltda, 1995, Figura 4).

- **Sinclinal de Río Amarillo**

Se encuentra ubicado en el valle entre la parte norte de la serranía de las Palomas y el Cerro de Alto Redondo. El eje de la estructura va por el Río Amarillo que corre hacia el Norte, por la Quebrada Sardinata y por el río Jagua, que discurren hacia el sur. Su eje tiene una orientación SW – NE. La estructura tiene poca amplitud en el norte pero se acentúa su amplitud en la dirección de su cabeceo es decir hacia el sur. En el núcleo afloran las formaciones Carbonera y León. Este sinclinal separa, en el sector norte, el monoclinal del bloque colgante de la Falla de Guaicaramo del anticlinal de Medina (Geoamerica Ltda., 1996, Figura 4 y Anexo A).

- **Anticlinal de Medina**

También conocido como Anticlinal de Guavio. Se localiza en la parte central de la zona de estudio, sigue inmediatamente al noreste del sinclinal del río Amarillo, con el cual comparte su flanco SE. Es una estructura amplia y ligeramente asimétrica cuyo flanco oriental presenta buzamientos un poco más fuertes que el occidental. La estructura tiende a desaparecer cerca de la confluencia del río Lengupá con el Upiá (Figura 4).

Tiene una extensión aproximada de 80 Km en dirección SW – NE, y 30 Km en dirección SE- NW. Es muy similar en sus dimensiones a los anticlinales identificados en el Piedemonte Oriental del Valle Medio del Magdalena. Estructuralmente pertenece al bloque colgante y está formado en la parte sur por sedimentos de la Formación León y al norte por los sedimentos de la Formación Carbonera. Su eje tiene una dirección predominante SW – NE, con cabeceo hacia el SW, en el río Gazaunta (Ariana Ltda., 2000, Figura 4 y Anexo A).

- **Anticlinal de Maya**

Se encuentra ubicado en el sector oriental de la zona de estudio. Es una estructura asimétrica con cabeceo al SW y con su flanco occidental truncado por la Falla de Guaicaramo y caracterizado por buzamientos fuertes hasta subverticales.

El anticlinal involucra en superficie sedimentos de la Formación Guayabo y pertenece al bloque yacente de la Falla de Guaicaramo (Geoamerica Ltda. 1996, Figura 4 y Anexo A).

- **Anticlinal de Tierra Negra**

Esta limitado por la Falla de Calambre al oeste, por la falla de Caño Blanco al este y por la rampa lateral al sur. En superficie involucra desde la Formación Une hasta la Formación Carbonera. Es asimétrico con cabeceo hacia el sur (Geoestudios Ltda. 1995, Figura 4 y Anexo A).

- **Anticlinal de Silbadero**

Limitado por la falla de Caño Blanco al oeste y la falla de Botijera al este y al sur por la falla del Secreto. Involucra rocas desde la Formación Guadalupe hasta rocas de la Formación León; cabecea hacia el sur, se presenta invertido pero hacia el norte parece ser normal (Geoestudios Ltda. 1995, Figura 4 y Anexo A).

- **Falla del Guavio**

La Falla del Guavio separa dos provincias estructurales: Una occidental que pertenece al frente montañoso de la Cordillera Oriental y una oriental que constituye el propio "Foreland" (figura 4).

En general es una falla de cabalgamiento con rumbo NE muy rectilínea, que presenta un ángulo alto cerca de superficie, pero en profundidad se suaviza. Su inclinación es hacia el NW es decir su vergencia es hacia el SE y su salto de 500 a 3000m (Tabla 2).

	Falla de Tesalia	Falla de Guaicaramo	Falla de Aguaclara
Dirección	NE-SW	NE-SW	NE-SW
Vergencia	SE	SE	SE
Salto	Mayor de 1500 metros	500 a 3000 metros	?
Unidad Bloque Colgante	Cretáceo Inf. (Kig)	Cretaceo Sup. (Ksg) – Terciario	Terciario (Toc)
Unidad Bloque yacente	Terciario (Tml – Tmg)	Tmg - Q	Toc
Despegue	Pre K – Kilm	Pre K - Kilm - Ksg	Toc
Estructuras Asociadas al bloque colgante	Anticlinal de Quetame Sinclinal del Desespero	Anticlinal de Medina Silbadero Tierra Negra Sinclinal de Nazareth S. Río Amarillo	
Dominio Estructural	Cordillera	Piedemonte	Piedemonte
Angulo estimado en superficie	60°-80° W	20°-50° NW	40°-50° NW
Transporte estimado	15 - 30 Km. NE	5 - 15 Km. NE	?

Tabla 2. Características de las principales fallas de cabalgamiento, (Modificado de Ariana, Ltda. 2000)

A lo largo de su trazo, esta falla pone en contacto rocas del Cretácico Tardío o del Paleógeno sobre unidades del Neógeno como las Formaciones Guayabo, León y Carbonera (Ariana Ltda., 2000).

El bloque colgante u occidental de la Falla del Guavio está afectado por un plegamiento abierto, representado por el sinclinal del Río Amarillo y el anticlinal de Medina. Ambas estructuras tienen ejes con dirección prácticamente paralelo a la falla y se caracterizan por un cabeceo de 5° hacia el sur. Esta falla se ha considerado como la responsable del cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre los Llanos Orientales (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de Tesalia**

Es una falla inversa de carácter regional, su trazo es rectilíneo con una fuerte inclinación hacia el NW, en superficie. La falla rompe la morfología de suaves colinas que caracterizan el sector al SE y da origen al comienzo de fuertes desniveles de la Cordillera Oriental.

Es una falla de salto considerable si se tiene en cuenta que pone en contacto rocas del Paleógeno de la Formación Carbonera con rocas del Cretáceo Superior de la Formación Guadalupe (Figura 4 y Tabla2).

- **Falla de Calambre**

Es una falla inversa con un trazo rectilíneo, se emplaza en rocas de las formaciones Guayabo y León pero al norte rompe formaciones cada vez más antiguas hasta que es relevada por la falla de Varvé. Divide el área en dos provincias tectónicas: al oeste, cabalgamientos imbricados en secuencia de rompimiento hacia atrás, donde la falla más joven es la falla de Santa María; y al este cabalgamientos imbricados en secuencia de rompimiento hacia adelante (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de Varvé**

Es una falla inversa rectilínea que se desarrolla principalmente en la Formación Carbonera pero que al norte afecta rocas más antiguas, es revelada por la falla de Tesalia (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de Lengupá**

Es una falla inversa, rectilínea que verge hacia el SE, afectando rocas del Cretácico y contribuye a la elevación de la Cordillera haciendo cabalgar parte del Cretáceo Inferior sobre rocas del mismo Cretácico, principalmente las Formaciones Areniscas

de las Juntas y Lutitas de Macanal. Al sur converge a la Falla de Tesalia conjuntamente con la Falla de Santa Maria (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de Garagoa**

Esta falla afecta principalmente las formaciones Une y Fόμεque. Hacia el sur y norte es relevada por la falla de San Luis (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de San Luis**

Esta falla afecta las formaciones Fόμεque y Areniscas de la Juntas. Hacia el sur y norte es relevada por la falla de Lengupá (Figura 4 y Anexo A).

- **Falla de Santa Maria**

Al igual que la Falla de Lengupá y Tesalia es una falla inversa de ángulo alto en superficie, con un trazo rectilíneo, con inclinación hacia el NW y es a partir de ella que se presentan los grandes desniveles hacia el NW. La falla marca el limite entre las rocas Cretácicas y rocas del Paleozoico o Jura-Triásicas. Es la más moderna del sistema Tesalia - Santa Maria, cuyo rompimiento es hacia atrás (Figura 4 y Anexo A).

Las tres fallas anteriores invierten toda la secuencia Cretácica aflorante y son las que ocasionan el levantamiento del borde oriental de la Cordillera Oriental separándola de la Cuenca Subandina. Entre las fallas de Tesalia y Santa María se presenta el Cretácico invertido y algo replegado, constituyendo un cinturón plegado.

Este sistema de fallas de Tesalia-Santa María está constituido de Este a Oeste por las fallas de Calambre, Varve, Tesalia, San Luis – Lengupá y Santa María. Este sistema constituye una provincia estructural caracterizada por cabalgamientos e

imbricaciones en secuencia, con rompimiento hacia atrás (overstep sequence), con despegues en la parte superior de las Lutitas de Macanal para la Falla de Tesalia y en unidades Paleozoicas para la Falla de Santa María (Geoconsult Ltda., 2004).

En general este sistema genera pliegues apretados, asimétricos. Algunas veces con el flanco frontal invertido o con ambos flancos tumbados hacia el flanco oriental.

- **Rampas Laterales y Fallas con componente de rumbo**

Estas estructuras afectan los plegamientos y fallas con rumbo andino (NE-SW), se interpretan como anisotropías profundas del basamento que afectan las rocas que van desde el pre-Cretácico hasta el Cretácico, por lo que han estado inactivas durante diferentes periodos geológicos.

Existe una rampa lateral que se localiza al norte del área en inmediaciones del municipio de Aguaclara y se estima que es la responsable del enfrentamiento de las estructuras anticlinales y sinclinales en ese sector. Las fallas de componente de rumbo tienen desplazamientos dextrales y sinextrales de orientación N80°E y S70°E (Geoamerica Ltda., 1996, Figura 4 y Anexo A).

3 MARCO TEÓRICO

En este capítulo se hace un resumen de los términos más usados que se tendrán en cuenta en los siguientes capítulos. Esto con el fin de evitar algunas confusiones al respecto y dar una descripción estructural más precisa.

Primero que todo, se define deformación como cualquier cambio en la posición o en las relaciones geométricas internas sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos y esta deformación puede constar de hasta cuatro componentes: translación, rotación, dilatación y distorsión. En el caso general, una deformación las incluye a todas, pero deformaciones particulares pueden constar de tres, dos o una de las componentes (Martínez J. 2002).

Las deformaciones son causadas por esfuerzos, de forma que ambos conceptos están ligados por una relación de causa y efecto. Los esfuerzos se definen y se analizan para un instante dado, mientras que las deformaciones miden cambios producidos en un intervalo de tiempo y se analizan comparando un estado final con uno inicial.

Un criterio que se utiliza para clasificar la deformación es el de los resultados físicos. Según este, se clasifican en frágil y dúctil. La deformación frágil "brittle" es la que produce rotura, mientras que la deformación dúctil "ductile" se realiza sin que el cuerpo se fracture. La deformación frágil es discontinua y la dúctil es continúa.

El resultado corriente de la deformación dúctil en las rocas son los pliegues, su presencia indica que la roca ha sido sometida a alguna deformación dúctil, aunque esto no indica que no exista deformación a nivel microscópico o deformación penetrativa.

La morfología de los pliegues es muy variada y existe un extenso vocabulario, por eso a continuación se presentan las definiciones y nomenclaturas de los elementos descriptivos de los pliegues.

3.1 PARTES GEOMÉTRICAS DE LOS PLIEGUES

Los principales elementos que conforman y se tienen en cuenta en la descripción geométrica en un pliegue son los siguientes (Figura 6):

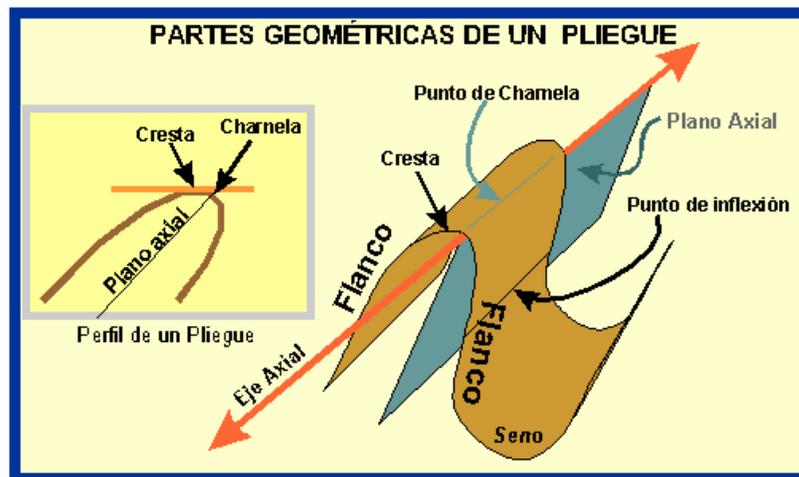


Figura 6. Partes geométricas de los pliegues (Tomado de Griem. 1999).

- Flancos o limbos: son las zonas menos curvadas conectadas por la zona de mayor curvatura.
- Charnela: zona de mayor curvatura (menor diámetro de curvatura).
- Línea de Charnela: línea que sigue la charnela del pliegue.
- Cresta: zona topográficamente más elevada de un pliegue.
- Seno: es la parte más baja de la curvatura de un sinforme.
- Eje axial: Línea matemática paralela del rumbo principal de la estructura con curvatura máxima de la superficie deformada. El eje sirve para definir en pocas palabras el cabeceo de la estructura.

- Plano axial: es el conjunto infinito de ejes en un pliegue.
- Punto de inflexión: es el punto o línea en el flanco donde la curvatura de un lado pasa a la curvatura del otro lado.
- Ángulo Interflancos: es el ángulo de intersección de los flancos (o sus extensiones imaginarias) de un pliegue.
- Inclinación del eje axial: es el ángulo que se forma entre un plano vertical y el plano axial de un pliegue.

3.2 CLASIFICACIÓN DE LOS PLIEGUES

La clasificación morfológica desarrollada por Ramsay 1967 (en Mercier 2001), es muy útil para evaluar la deformación geométrica de las capas y se basa en la definición de dos tipos de espesores relativos medidos a lo largo de la capa plegada es decir en el cambio de espesor de las capas plegadas y del trazado de unas líneas denominadas isógonas (línea que une puntos de igual buzamiento, Figura 7).

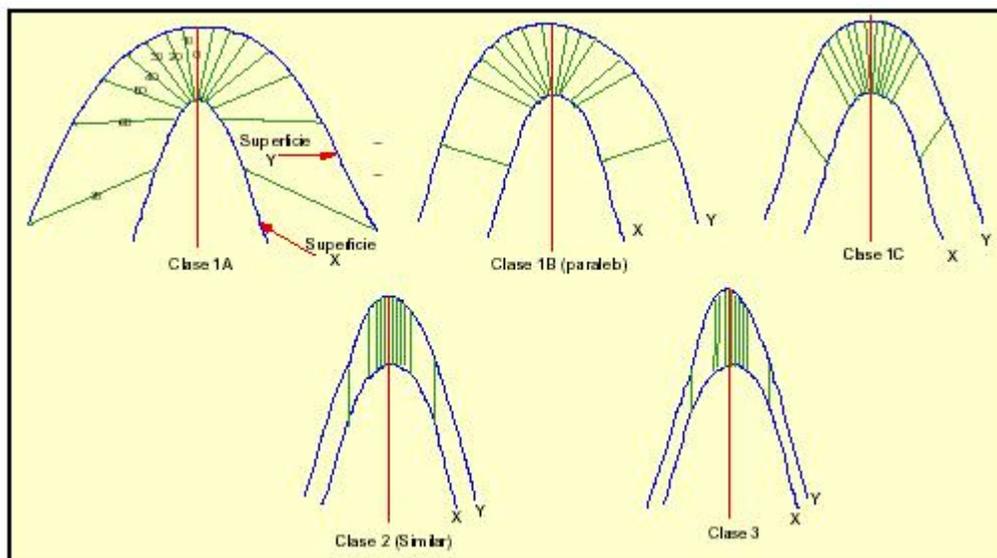


Figura 7. Clasificación de Pliegues, según Ramsay 1967, teniendo en cuenta el espesor de las capas. Tomado y modificado de Mercier (2001).

Para describir un pliegue se puede usar varios parámetros. Depende de la cantidad y necesidad de información, usualmente se hace por medio de su perfil y se toman en cuenta aspectos geométricos como:

- a) Ángulo interflanco.
- b) Orientación del plano axial.
- c) Simetría con respecto del plano axial.
- d) Orientación del eje axial.

Con base en estos aspectos se pueden generar otras clasificaciones por ejemplo; según el valor del ángulo interflanco (Mercier, 2001) se pueden clasificar en: Pliegues Isoclinales, Apretados, Cerrados, Abiertos y Suaves (Figura 8).

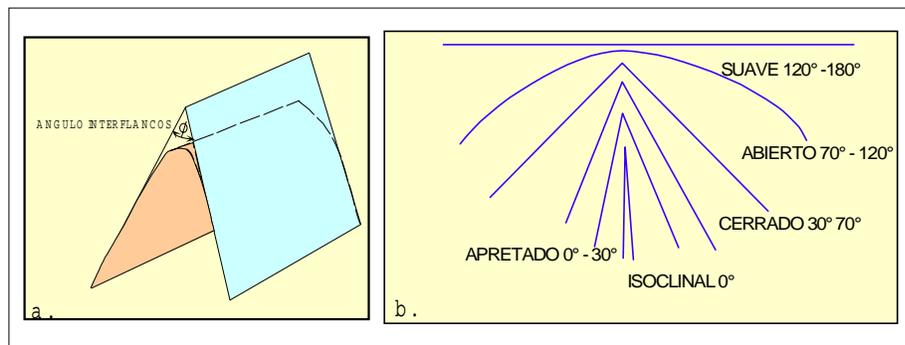


Figura 8. Clasificación de pliegues según el ángulo interflancos. Tomado y modificado de Mercier (2001).

Si se tiene en cuenta la orientación y simetría con respecto al plano axial se obtienen (León, 1999):

- Pliegue recto: el plano axial es vertical y los flancos son simétricos.
- Pliegue desigual: el plano axial es vertical y los flancos son asimétricos.
- Pliegue asimétrico: el plano axial es inclinado, los flancos son asimétricos pero no invertidos (Figura 9).

- Pliegue invertido (volcado): el plano axial es inclinado, los flancos son asimétricos y un flanco es invertido (Figura 9).
- Pliegue inclinado: el plano axial es inclinado, pero los flancos son simétricos (Figura 10).
- Pliegue involuto: el ángulo del plano axial ha pasado de 0° .

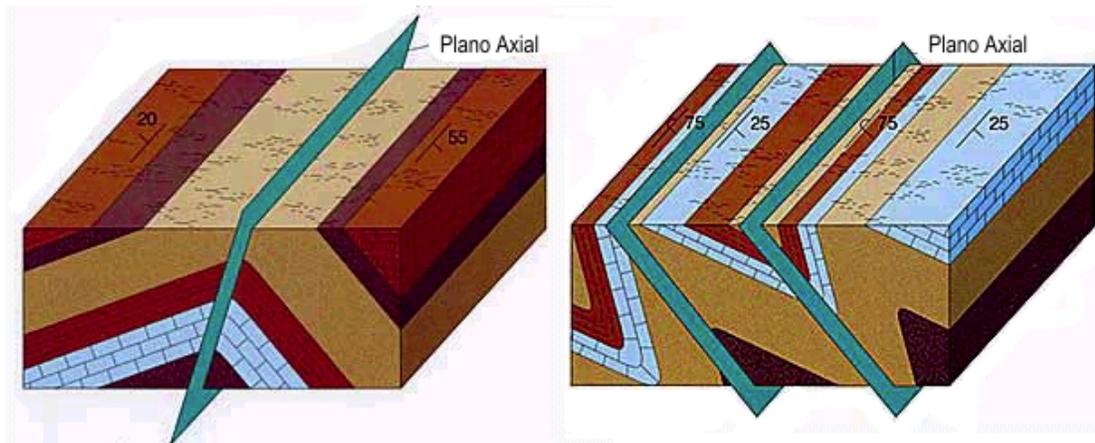


Figura 9. Pliegue asimétrico y Pliegue invertido (Tomado de Nelson 2003).

Por último, la orientación (dirección y pendiente) del eje axial sirve para describir el grado de homogeneidad o de evolución de los pliegues. De tal forma que el ángulo que forme el eje con un plano horizontal (Figura 10) indica si el eje del pliegue es horizontal, buzante o vertical y define el cabeceo (Fleuty 1964, en Mercier 2001).

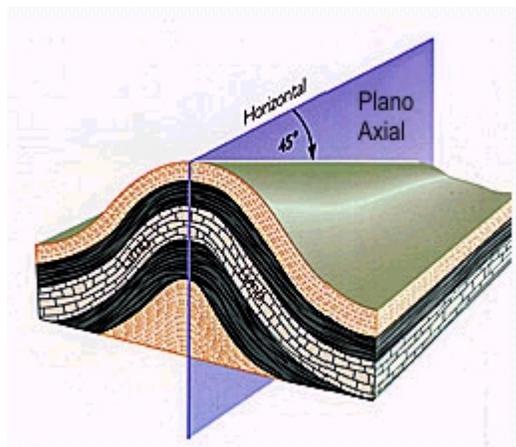


Figura 10. Pliegue con eje inclinado (Tomado de Nelson 2003).

3.3 CINTURONES DE CABALGAMIENTO

Las deformaciones dúctiles más espectaculares a escala regional están representadas por los sistemas plegados y grandes cabalgaduras dúctiles de las cadenas montañosas. La Cordillera Oriental y el Piedemonte Llanero asociado a ella se consideran como un cabalgamiento, de ahí la necesidad de definir los mecanismos y reglas de los cabalgamientos que a continuación se esbozan.

3.3.1 Mecánica de los cinturones de cabalgamiento

Los cinturones de cabalgamiento exhiben las siguientes propiedades en común (McClay, 1998):

- Una superficie de despegue basal por debajo de la cual se observa poca deformación y que se inclina hacia el interior del cinturón donde se observa que los cabalgamientos se unen. Todos los cabalgamientos se unen asintóticamente a uno basal que es subhorizontal y que acaba enraizándose en el basamento.
- Una alta compresión horizontal en el material localizado por encima del despegue basal. Los pliegues son frecuentes y suelen corresponder a uno de los tipos que se desarrollan asociados a cabalgamientos: “Fault Bend Fol.”, “Fault Propagation Fol.” y “Detachment Fold”.
- Una geometría de cuña que se adelgaza hacia el margen del cinturón de cabalgamiento.

Además podemos decir que la cantidad de desplazamiento de los cabalgamientos decrece progresivamente hacia la zona no deformada o “foreland” por dos razones:

- Parte del desplazamiento se transfiere a niveles más altos por cabalgamientos que se desprenden del cabalgamiento basal.
- El desplazamiento es acomodado por deformación interna.

3.3.2 Reglas de los Cabalgamientos

Los principales parámetros para el análisis de los cinturones de cabalgamiento son:

- Los cabalgamientos colocan rocas más antiguas sobre rocas más jóvenes, produciendo repetición en la estratigrafía.
- Levantan las capas por encima de la Elevación Regional. La cantidad de elevación depende de:
 - El buzamiento de la rampa.
 - Alto de la rampa.
 - Cantidad de desplazamiento.
- Ascenden en la sección estratigráfica en la dirección del transporte tectónico.
- Tienen una geometría de rampas y planos (*flats*).
- Generan estructuras en el bloque levantado (*hangingwall*) como resultado del movimiento.
- Normalmente se propagan en secuencia hacia el “foreland”.

3.3.3 Pliegues en cinturones de cabalgamiento

La Geometría y los principales elementos de los pliegues en cinturones de cabalgamiento se resumen a continuación (Figura 11):

- **Flat o Planos:** zonas largas y planas, paralelas a la estratificación sedimentaria, coincidiendo con las capas menos competentes o con los contactos entre capas.
- **Rampas:** zonas cortas y abruptas que cortan la estratificación, el ángulo de la rampa usualmente está entre 10° y 30°. Estas rampas pueden ser: frontales (perpendiculares a la dirección de transporte), oblicuas (oblicua a la dirección de transporte) o laterales (paralelas al desplazamiento).
- **Hangingwall:** bloque cabalgante de una falla de cabalgamiento.
- **Footwall:** bloque yacente de una falla de cabalgamiento.

- **Cutoff:** punto de intersección entre un contacto y una falla. Existen cutoffs tanto en el hanging wall, como en el footwall.
- **Detachment (despegue):** Falla subhorizontal o poco inclinada a lo largo de la cual una masa de roca se ha movido con respecto al substrato infrayacente.
- **Thrust Fault (falla de cabalgamiento):** Falla inversa cuyo ángulo de despegue es menor de 45° .
- **Backthrust (retrocabalgamiento):** son cabalgamientos con vergencia opuesta al cabalgamiento principal, que ascienden en la sección estratigráfica hacia el cinturón orogénico (hinterland) en contraste con los del forethrust o cabalgamiento frontal. Los backthrusts pueden tener geometría de escalera, generar dúplexes y tener considerable desplazamiento.
- **Splay:** falla secundaria (menor en tamaño y desplazamiento) que emerge de un cabalgamiento principal.
- **Piggy back sequence (secuencia concordante):** secuencia sucesiva en el sentido del desplazamiento de los cabalgamientos.
- **Overstep sequence (secuencia inversa):** secuencia sucesiva en sentido inverso del desplazamiento del cabalgamiento.

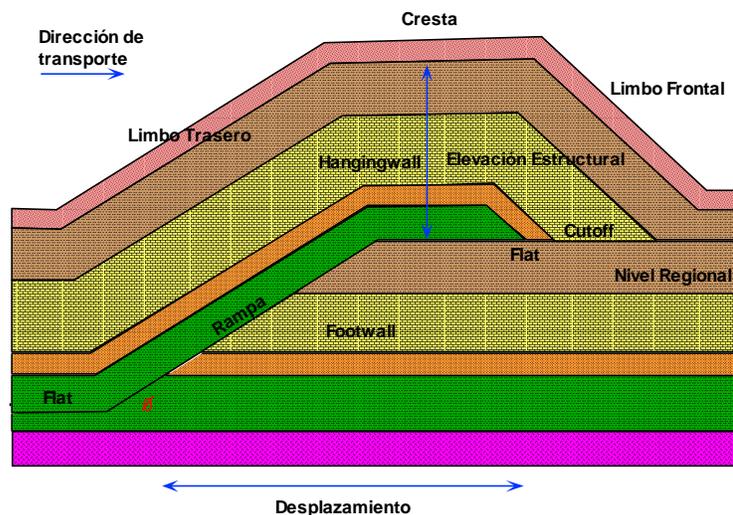


Figura 11. Geometría y elementos de los pliegue de cabalgamiento, \varnothing = Ángulo de rampa. Tomado y modificado de Medwedeff, D. 1997.

Rich (1934 en McClay 1998) introdujo los conceptos de geometría en forma de escalera compuesta por rampas y flats, de esta forma las fallas de cabalgamiento pueden estar compuestas por varias rampas al igual que flats.

3.3.4 Pliegues Relacionados a Fallas

De la interpretación de múltiples secciones en diferentes cuencas del mundo se determina que son recurrentes un número limitado de pliegues en la porción de baja temperatura de cinturones plegados (Linares 2000). Existen tres tipos de pliegues asociados al desarrollo de geometrías de rampas y planos en la falla, los cuales ocurren simultáneamente (Figura 12).

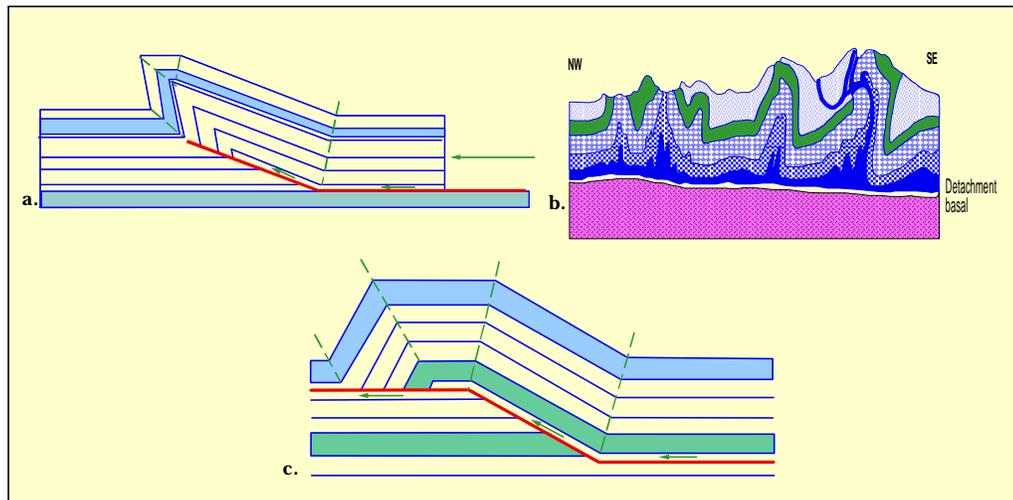


Figura 12. Pliegues en cinturones de cabalgamiento. a. Fault propagation fold, b. Detachment Fol. y c. Fault bend fold. (Tomado de Linares, 2000).

- **Fault-bend fold** (Suppe, 1983 en McClay 1998): Se desarrollan en el hangingwall, el cual se pliega para acomodar los cambios en la forma de la falla. Son estructuras con un hangingwall pasivo, moviéndose sobre una rampa del footwall (Figura 12).

- **Fault propagation fold** (Suppe y Medwedeff, 1984 en McClay 1998): Los pliegues son el resultado de una deformación flexural de las capas por encima del punto de desarrollo de la falla. El pliegue asume el acortamiento de la falla. Son pliegues con un “tip” activo (Figura 12).
- **Detachment fold** (Dahlstrom, 1970 en McClay 1998): Son pliegues que no están asociados directamente con rampas, se desarrollan en respuesta al acortamiento por encima de una zona de despegue (Figura 12).

3.3.5 Sistemas de Cabalgamiento

Es una zona en donde los cabalgamientos están geométrica, cinemática y mecánicamente relacionados (McClay 1998). Los sistemas de cabalgamiento incluyen duplex, imbricados y zonas triangulares (Figura 13).

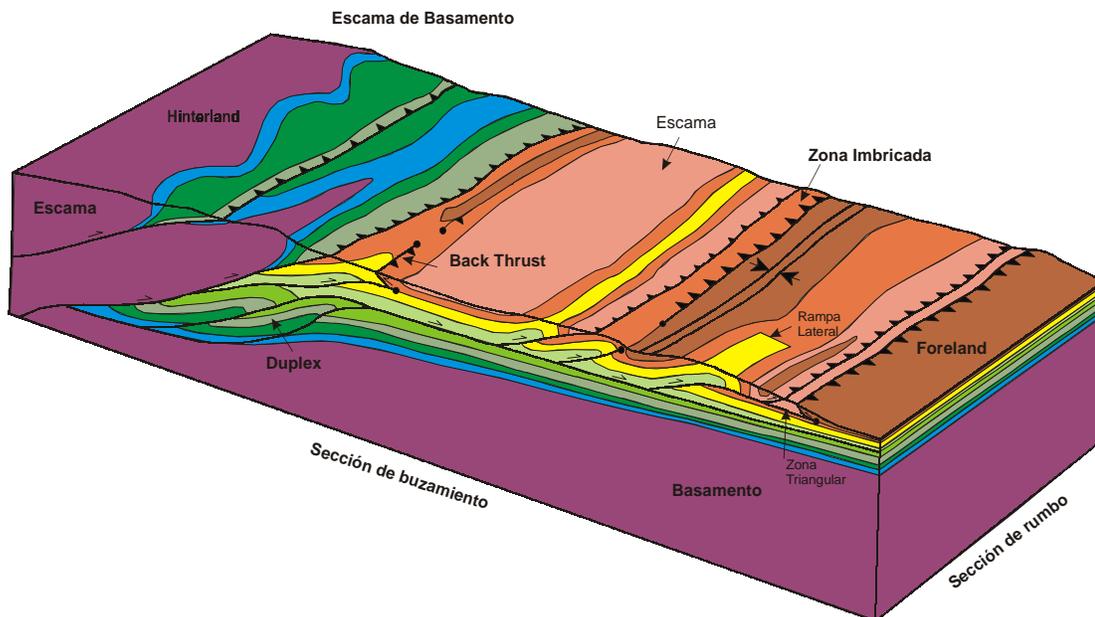


Figura 13. Ilustración de las principales características de los sistemas de cabalgamientos. Tomado y modificado de McClay, 1998.

- **Abanicos imbricados:** Son sistemas en los que un grupo de cabalgamientos se desprende de un despegue basal y terminan arriba en tip points. Tiene una geometría regular con mucha de su deformación debida al movimiento de los cabalgamientos más nuevos. Esto proporciona evidencia de la secuencia de propagación (Figura 13).
- **Dúplex:** Este término fue utilizado inicialmente por Dahlstrom (1970 en Mclay 1998) que lo definió como un grupo de cabalgamientos imbricados menores que se conectan en un despegue basal o cabalgamiento de piso (floor thrust) a un despegue superior (roof thrust). Los dúplexes son un método altamente eficiente de acortamiento y engrosamiento de la corteza (Figura 13).
- **Zona Triangular:** Este término se refiere a una combinación de dos cabalgamientos con vergencia opuesta. Tales zonas triangulares son básicamente cuñas intercutaneas. Una zona triangular involucra un thrust de techo y uno de piso, conectados por cabalgamientos imbricados, los cuales se forman en secuencia y diferencialmente elevan el thrust de techo. El thrust de techo es paralelo a la estratificación y tiene un sentido de desplazamiento tipo backthrust. Las zonas triangulares ofrecen una solución conveniente, pero no única al rápido cambio de elevación estructural de los frentes montañosos (Figura 13).

En los cinturones de cabalgamientos encontramos dos estilos de deformación de escama delgada y gruesa (Figura 13). Los cabalgamientos de escama gruesa involucran basamento, mientras que los cabalgamientos de escama delgada involucran rocas sedimentarias, del orden de pocos kilómetros (McClay, K. 1998).

3.4 SECCIONES ESTRUCTURALES

En el estudio de los sistemas de cabalgamiento es muy importante la construcción y análisis de cortes estructurales que plasmen la información de superficie y la del subsuelo, de tal forma que proporcione un modelo fundamentado en la geología del

área. Hay varios tipos de secciones dependiendo del grado confiabilidad de la información que presenten (Marshak and Woodward en Marshak and Mitra 1988):

- **Sección Deformada:** Representa la geometría de las estructuras como aparecen después de la deformación.
- **Sección Admisible:** Sección deformada que muestra las estructuras interpretadas como pueden ser observadas en el campo.**Sección Viable:** Es el estado restaurado de la sección donde la geometría pre-deformación de las fallas es admisible y la longitud y/o área de todas las capas se conserva.
- **Sección Balanceada:** Es una sección deformada que es admisible y viable
- **Sección Restaurada:** Sección que ha sido retrodeformada donde el desplazamiento de las fallas ha sido removido y los pliegues han sido aplanados.

3.5 BALANCEO DE SECCIONES

El balanceo de secciones más que una herramienta de la geología estructural, es un método que conduce al entendimiento de la evolución geológica, la tectónica, la estratigrafía y en particular del sistema petrolífero de una cuenca. La importancia del balanceo es comprobar la validez de las geometrías interpretadas en una sección, permite postular modelos estructurales admisibles y validar las geometrías interpretadas en una sección. A través de su construcción se puede reconstruir y entender la evolución tectónica de un área. Este procedimiento es de gran utilidad en el estudio de cinturones plegados ya que estos sectores presentan alta complejidad estructural y la calidad de la información sísmica es regular o mala (Linares 2000).

Algunas consideraciones fundamentales que se tienen en cuenta para el balanceo de secciones son:

- La materia no se crea ni se destruye solamente se transforma.

- El que los estratos estuvieran originalmente sin deformar representa una oportunidad para probar la interpretación estructural de una sección deformada.
- Una sección que no puede ser geoméricamente restaurada a su estado pre-deformado es imposible que exista.
- Una sección estructural que balancea no necesariamente es cierta, pero una sección que no balancea es absolutamente errónea.

3.5.1 Restauración

La restauración es el paso más importante del balanceo de secciones. Esta consiste en ubicar los estratos en las posiciones que se encontraban antes de la deformación (Marshak and Woodward en Marshak and Mitra 1988). Los principales métodos para restaurar una sección son:

- Por conservación de área: Si la deformación de una capa involucra únicamente plegamiento y fallamiento, el volumen y por lo tanto el área de la capa no debe cambiar durante la deformación. La conservación del área no siempre puede ser asumida, pues la deformación involucra grandes pérdidas de volumen por disolución (clivaje).
- Por conservación de longitud: Se refiere a que la longitud de una capa no debe variar durante la deformación. La longitud de las capas en la sección deformada debe ser la misma que en la sección restaurada.

3.5.2 Normas generales para la restauración

Estas son algunas consideraciones que deben tener en cuenta durante el balanceo de una sección (Linares 2000):

- **Deformación en el plano:** En general se debe utilizar el método de balanceo en regiones donde masas considerables de rocas no hayan sido movidas hacia fuera ó hacia dentro del plano de la sección.
- **Flats y rampas:** Para que los bloques de una falla coincidan sin vacíos ó traslapes durante la restauración se debe tener en cuenta que: (1) El número de rampas y flats debe ser igual tanto en el hangingwall como en el footwall; (2) La longitud de los flats debe ser aproximadamente igual, no así la longitud de las rampas; y (3) El ángulo de las rampas del hangingwall debe ser igual al ángulo de las del footwall.
- **El nivel estratigráfico** en el cual se encuentra una falla debe ser el mismo tanto para el hangingwall como para el footwall.

3.5.3 Elementos de referencia

En la construcción de la sección restaurada se tienen en cuenta líneas y datos de referencia (Linares 2000). Algunos de estos elementos son:

- **Buzamiento Regional:** Es el buzamiento de los estratos antes de la deformación.
- **Nivel Regional:** Línea de referencia que marca la elevación de las superficies de estratificación antes de la deformación.
- **Loose line:** Línea de referencia que se ubica a un ángulo de la estratificación en algunos sitios de la sección para mantener el control del desplazamiento (slip) entre dos puntos
- **Pin Line:** Línea de referencia desde la cual se inician las mediciones de longitud en la sección. Estas pueden ir desde superficie hasta basamento. Es el punto de inicio en el procedimiento de restauración de la sección, usualmente se localiza en un área donde no haya deformación, idealmente en el foreland.

4 MODELO DEL SUBSUELO

4.1 INFORMACIÓN SÍSMICA

El soporte para las secciones deformadas son líneas sísmicas principalmente, así como la información de topes y espesores de las Formaciones en los pozos y los datos estructurales de afloramientos obtenidos en campo y de los diferentes mapas geológicos del área.

En la zona de estudio se han corrido diferentes programas sísmicos a partir de los años ochentas, entre los cuales se utilizaron líneas sísmicas migradas de los siguientes programas:

- Programa Medina 1981, comprende 10 líneas sísmicas, ME-81-01, ME-81-02, ME-81-03, ME-81-05, ME-81-07, ME-81-09, ME-81-13, ME-81-15, ME-81-17, la mayoría de ellas son muy cortas y no muestran muy buena calidad, excepto las líneas de rumbo ME-81-02 y la ME-81-09, estas últimas tenidas en cuenta para las secciones deformadas y posterior construcción del modelo 3D (Figura 14, Anexo B).
- Programa Medina 1992. (Guerrero y Peláez 1993), consta de 11 líneas sísmicas, de las cuales 3 corren con dirección SW-NE y las 8 restantes se desplazan con una dirección NW-SE, en este trabajo se usaron 6 líneas de este programa que son: ME-92-1200, ME-92-1260, ME-92-1440, ME-92-1840, ME-92-2010, ME-92-2080 para la construcción del modelo 3D (Figura14, Anexo B).
- Programa Medina 1994 (SISMOCOL S.A.1995), consta de 12 líneas de las cuales 3 son de rumbo y las 9 restantes de buzamiento. En este trabajo se utilizaron las líneas ME-94-1400 y la ME-94-1600. Del programa Medina Coporo

- Programa Medina-Villavicencio 97 (A.R. Geophysical Consultant Ltda. 1997), de las 18 líneas sísmicas del programa se usaron en la construcción del modelo tridimensional, las líneas MVI-97-1655 y MVI-97-1870 (Figura14, Anexo B).
- Programa Tierra Negra 1995 (ECOPETROL 1996), consiste de 4 líneas sísmicas ubicadas al norte, de ahí que solo la línea de rumbo TN 95-1350 fue tomada en cuenta por su ubicación estratégica e información sísmica con respecto a la estructuración norte (Figura14).
- Programa Recetor 1990 (MAXUS 1991), incluye 8 líneas que son: RC-90-01, RC-90-02, RC-90-03, RC-90-04, RC-90-05, RC-90-06, RC-90-07, RC-90-09. Para este trabajo se usó la línea RC-90-07 junto con la ME-92-2080, las cuales constituyen el límite norte de la zona de estudio (Figura 14, Anexo B).
- Programa Llanos (bloque 7) 95 (ESSO 1996), consta de 8 líneas, por su calidad y ubicación se tuvieron en cuenta las líneas CO-95-06 (complemento oriental de la línea ME-94-1840), CO-95-01 (línea de rumbo), CO-95-04 y CO-95-08 (Figura 14, Anexo B).
- Programa Upia 81-82 (Western Geophysical Company of America, 1982). Este programa cubre la parte oriental de la zona de estudio, las líneas que se utilizaron para plantear las estructuras y seguir los topes de formaciones de los llanos son: P-82-01 (línea de rumbo), P-82-04, P-82-06, P-82-10, P-82-12 (Figura14).

Todas las líneas sísmicas de los programas antes mencionados, ubicadas dentro de la zona de estudio se interpretaron con el software Seisworks. Esta interpretación se basó en la información obtenida del mapa geológico y los pozos perforados. Las herramientas de despliegue y visualización del software permiten ubicar el trazo de la línea sísmica en el mapa geológico, así de forma inversa la información del mapa (contactos y fallas) se puede traspasar a la línea sísmica.

Sin embargo, para la construcción de las secciones deformadas se tuvieron en cuenta 10 cortes de la zona, con dirección NE-SW de tal forma que algunos de los cortes están conformados por 2 o hasta 3 líneas sísmicas (Figura 14).

La interpretación sísmica se hizo teniendo en cuenta la continuidad de las reflexiones sísmicas. Los topes de formación interpretados fueron los de las Formaciones León, Carbonera, Mirador, Guadalupe, Une y el Paleozoico. La interpretación de los topes de las formaciones Carbonera, Mirador y Guadalupe se pudieron seguir a través de toda la zona debido a que son buenos reflectores. En el caso de la Formación León la respuesta sísmica se diferencia de las anteriores debido a que genera una zona sorda (Figura 15).

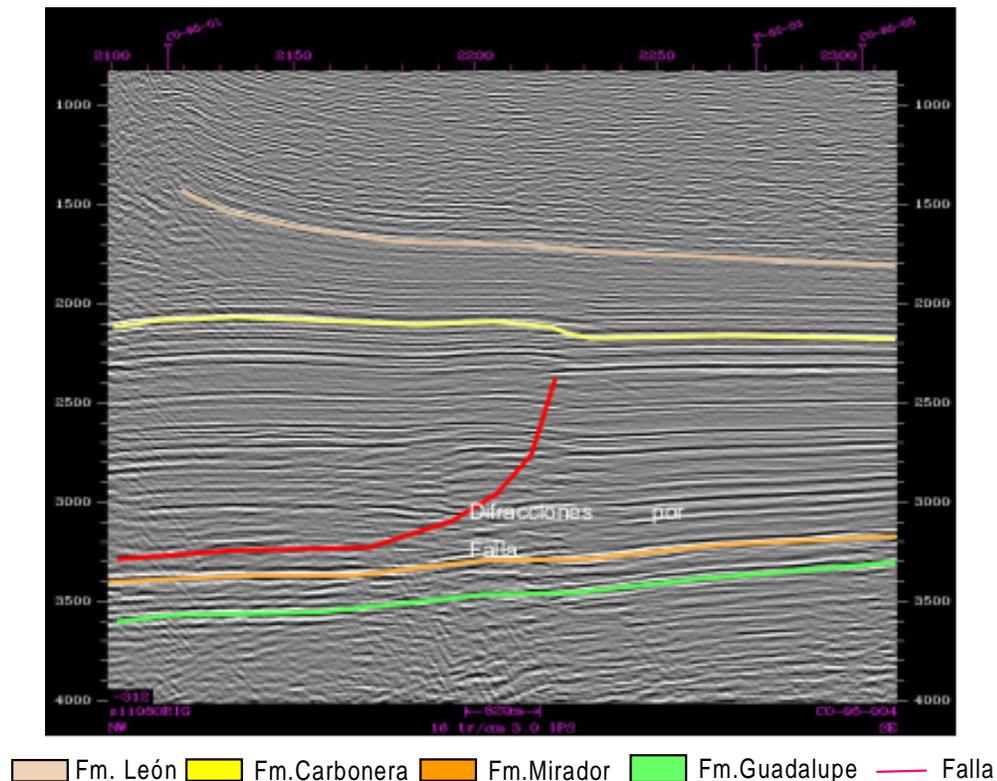


Figura 15. Acercamiento de la línea CO-95-04 de los llanos, zona sorda en la Formación León, intercalaciones de reflectores fuertes y zonas sordas en la Formación Carbonera y poco espesor entre los topes de la formaciones Mirador y Guadalupe. Difracciones producidas por falla.

El motivo de no interpretar algunos topes de formación como Los Cuervos y Barco, se debe a que son de poco espesor y difíciles de seguir. Las fallas se interpretaron como discontinuidades de las reflexiones sísmicas, sumado a la presencia de difracciones. Debido a que la franja occidental de la zona de estudio presenta mala calidad sísmica se amarró con geología de superficie (Figura 15).

4.2 DATOS DE POZO

La información de pozo es muy importante y confiable en el modelamiento estructural ya que nos permite detectar cambios de espesor y hacer correlaciones estratigráficas. A su vez se pueden determinar fallas que en ciertas oportunidades con geología de superficie no es posible y más si se tiene en cuenta, que ésta es una zona estructural y estratigráficamente compleja. El listado de pozos exploratorios disponibles en el área de estudio se resume en la Tabla 3 y la columna estratigráfica perforada por cada pozo se observa en la Figura 16. En este trabajo se usó la información de topes de formación y espesores consignados en los informes de post perforación de los pozos debido a la confiabilidad de los datos. Cuando estos no existían se usó datos de recopilaciones hechas en trabajos anteriores (ECOPETROL-AEX 1996b, ECOPETROL-ICP 2002, Tabla 4).

Pozo	Coordenada X	Coordenada Y	Profundidad Final (m)	Elevación KB (m)
Coporo-1	1'089,404.3	983,11	5485	643
Cumara-1X	1'088,393.9	981,071	5319	700
Las Palomas 1	1'080,057.8	981,550.61	4543	414
Chaparral-1	1'104,356.9	1'014,423.2	4873,7	391
Guavio-1	1'104,813.2	1'015,668.7	3228,4	888
Guavio-2	1'101,780	1'010,987	2799,9	605
Guavio-3	1'106,838	1'018,253	2161	595,8
Medina-1	1'000,831.6	1'263,790.5	4940	1146,6

Tabla 3. Listado de Pozos exploratorios disponibles en la zona de estudio.

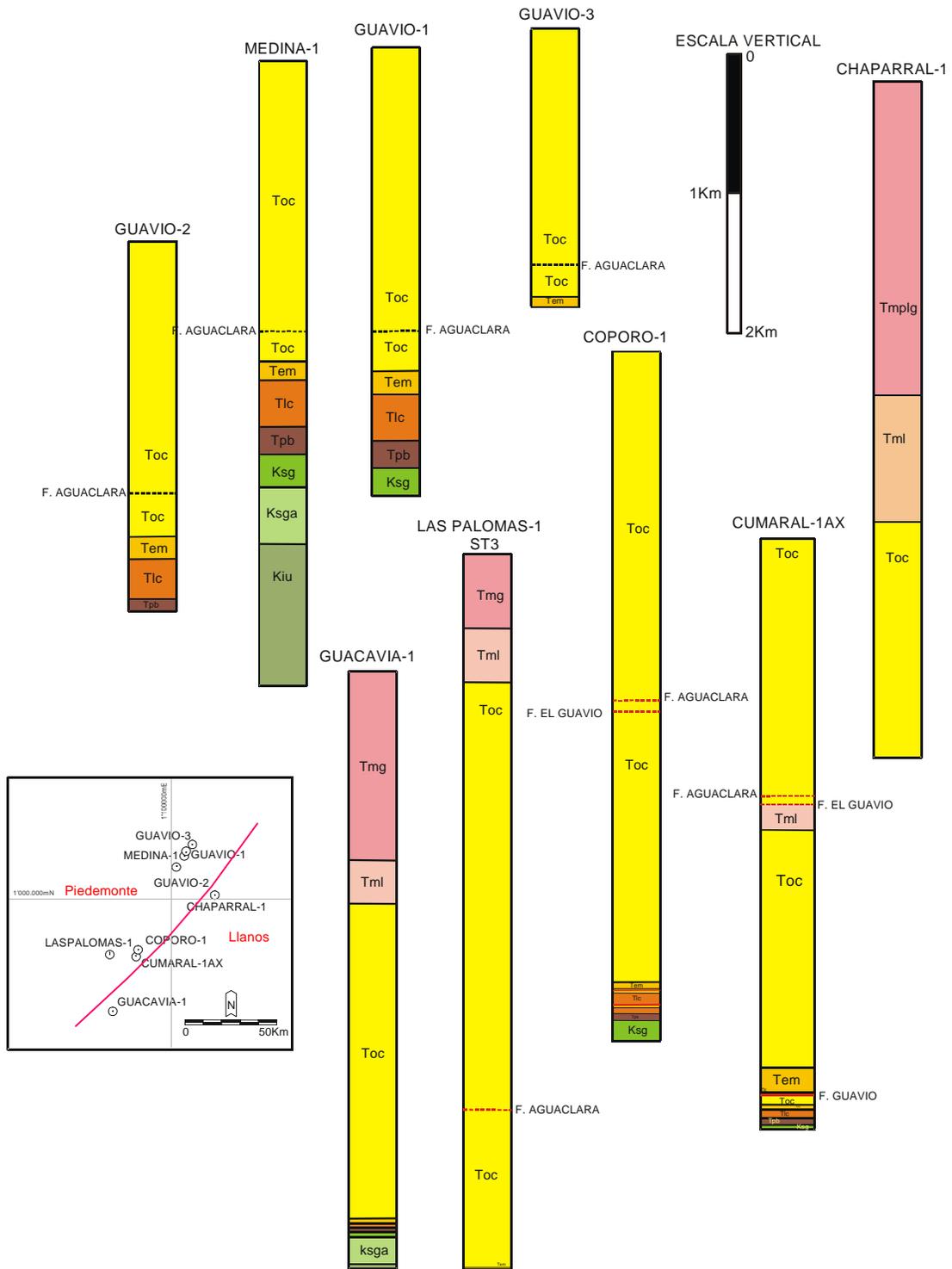


Figura 16. Ubicación de los pozos en el área de estudio con sus unidades estratigráficas respectivas y principales fallas, ---- Línea divisoria Llanos–Piedemonte.

TOPES FORMACIONALES										
Pozo / Formación	GUAVIO 1	GUAVIO 2	GUAVIO 3	MEDINA 1	CUMARAL 1A	COPORO 1	CHAPARRAL 1	GUACAVIA 1	LAS PALOMAS	
	REG COMP	REG COMP	REG COMP	PR. MEDINA-TN	RUBIO 1997	POST PERF	NELL 1995	REG COMP	POST PERF	
Guayabo										
León					2012,0		2270,8	1359,4	751,0	
Carbonera	C1				2198,5	109,7	3185,2	1671,5	1144,2	
	C2				2949,9	457,2	3712,5	2243,3	1990,3	
	C3				3141,6	691,9	3892,3	2429,3	2218,0	
	C4			457,2	3294,6		4078,2	2577,1	2435,4	
	C5	228,6	137,2	152,4	640,1		4200,1	2706,6	2514,6	
	C6	624,8	548,6	579,1	1143,0		4395,2	2932,2	3142,5	
	C7	1280,2	1094,2	1036,3	1456,9		4660,4	3197,4	3442,7	
	E	E3			2148,8	4610,1			3647,8	3980,7
		T1	2048,3	1953,8	1798,3	2322,6	4727,8	4786,6	3748,4	4753,4
		E4	2109,2	2023,9	1859,3	2389,6	4799,7		3805,7	4836,6
Mirador	2337,8	2263,1	2087,9	2609,1		5006,3		3938,0	5145,0	
Cuervos	2499,4	2426,2		2746,9	5208,1	5067,6		3970,0		
Barco	2840,7	2712,7		3093,7	5249,9	5092,6		3995,9		
Guadalupe	3035,8			3291,8	5296,8			4032,5		
Gacheta				3529,6				4060,5		
Une				3935,0				4261,1		

Tabla 4. Topes de Formación de los pozos del área de estudio. REG COMP: Registro Compuesto. PR MEDINA – TN: Proyecto Medina Tierra Negra. POST PEF: Postperforación.

Pozo / Formación	GUAVIO 1	GUAVIO 2	GUAVIO 3	MEDINA 1	CUMARAL 1A	COPORO 1	CHAPARRAL	GUACAVIA	LAS PALOMAS	
	REG COMP	REG COMP	REG COMP	PR. MEDINA-TN	RUBIO 1997	POST PERF	NELL 1995	REG COMP	POST PERF	
Guayabo							2271	1360	538	
León					187		915	312	393	
Carbonera	C1				753	457	527	571,8	846	
	C2				180	235	181	186	228	
	C3			213	163	364/220	123	147,8	217	
	C4	229		182	358/225	96/62	185	123,4	79	
	C5	396	411	427	503	597/381	668/81/597	295	231,6	628
	C6	655	546	457	115,8	303/223	327/196	163	265	300
	C7	485	674	762	691,9	753/465	362/490	213	450,5	538
	E	E3	283	186	173,7	140	147	235*	100,5	253
		T1	61	70	61	67	72	134*	57,3	78
		E4	229	239	229	219	211/79	175	344*	132
Mirador	162	163	73	137,7	180/37	46/17/16	110*	30,48	52	
Los Cuervos	341	287		346,8	15/58	8/8/42	67*	27,43	379	
Barco	195	87		198	50	52	* Datos Extrapolados	36,57	8	
Guadalupe	193			237,7	20	143		31,08		
Gacheta				405				197,5		
Une				1004				25,3		

Tabla 5 Espesores de las formaciones en metros de los pozos del área. 668/81/597 repetición por falla, * Datos extrapolados del pozo Medina -1.

La información de pozo permite comprobar la interpretación realizada y hacer un amarre con las secciones deformadas más cercanas, obteniendo secciones mas precisas con espesores formacionales reales.

Otro tipo de datos de pozo utilizado en el modelamiento estructural, fue el registro de velocidad. Este permite determinar con mayor exactitud la velocidad de intervalo de las formaciones. Los registros de velocidad utilizados en la conversión de las secciones de tiempo a profundidad se tomaron de la base de datos de ECOPETROL (Geoweb).

En aquellas formaciones en las que no se contó con valores de velocidades de intervalo porque el pozo no alcanzó a perforar unidades más profundas, se extrapolo del pozo más cercano. De esta forma los valores de velocidad de las formaciones ubicadas al Oeste de la Falla de Tesalia, se tomaron del pozo Anaconda-1, por estar ubicado en la misma franja y perforar las mismas formaciones del bloque cabalgante de las Fallas de Tesalia y Santa María.

Los datos de velocidad de intervalo promedio de las formaciones usados en este trabajo se resumen en la tabla 6.

Velocidades Intervalo de Formación (m/s)					
	<i>Cordillera</i>	<i>Piedemonte</i>		<i>Llanos</i>	
<i>Formación/Pozos</i>	<i>Anaconda 1</i>	<i>Medina 1</i>	<i>Coporo 1</i>	<i>Chaparral 1</i>	<i>Guacavia 1</i>
Guayabo				3157,6	
León				2816,6	2753,9
Carbonera		3586	3716	3992,2	3577,2
Mirador		4678	5410,6		4331,9
Los Cuervos		4750,3	5683,3		4999,8
Barco		4294,4	5683,3		4999,8
Guadalupe		4732,9	4651,5		
Gacheta		4575,4			
Une		6511			
Cretácico Inferior	4597.3				
Paleozoico	5054.6				

Tabla 6. Velocidades Intervalo de formación basado en los pozos del área

Una vez adquiridos los datos de velocidad de intervalo se procedió a realizar la conversión de tiempo a profundidad, último paso en el proceso de construcción de las secciones deformadas. En éste se tuvieron en cuenta los siguientes pasos:

- Identificación de sectores con diferentes velocidades.
- Creación una columna estratigráfica con los valores de velocidades para cada sector.
- Asignación de los topes dependiendo de los sectores.
- Crear un horizonte de aire, inverso a la topografía para conservarla aun después de la conversión, de lo contrario queda completamente plana.
- Amarre de la sección a la topografía, geología de superficie y a los pozos (espesores).
- Uso de normas de balanceo.

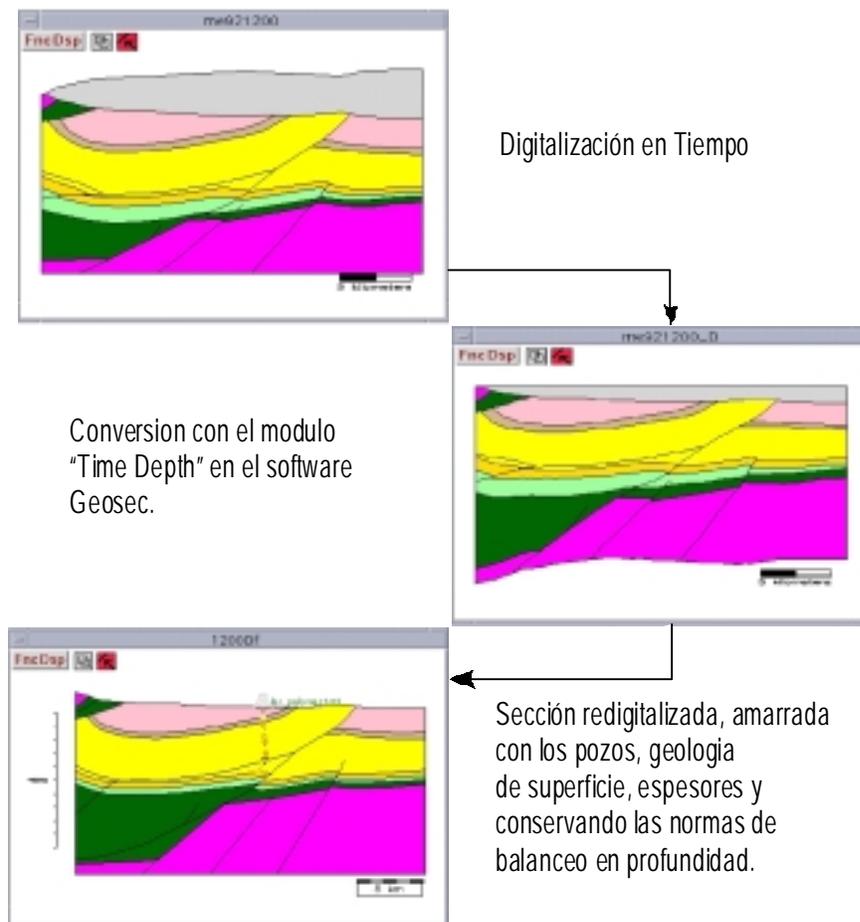


Figura 17. Proceso de conversión de tiempo a profundidad de las secciones.

4.3 DATOS DE CAMPO

Los datos de campo son de suma importancia en especial en aquellas zonas en las que no se cuenta con datos de pozo. Permiten tener un control en toda la zona de estudio. Los datos estructurales tomados en campo se registraron en el mapa Geológico (Anexo A). Los datos de espesores de formación reportados por algunas empresas que han realizado cartografía y análisis estratigráficos en la zona de estudio, han sido compilados en trabajos anteriores (ECOPETROL 1996, Anexo C).

4.4 PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES

En el Piedemonte Llanero existen dos estilos estructurales sobreimpuestos (Dengo 1993). Una deformación Mioceno Tardío - Plioceno (que no involucra basamento) con fallas inversas de bajo ángulo, y una deformación Plioceno-Holoceno (involucrando basamento), con fallas inversas de mayor ángulo (BEICIP-FRANLAB, 1995).

Uno de los estilos estructurales es el de escama delgada (thin skin), caracterizado por fallas inversas de bajo ángulo que solo involucran la sección sedimentaria (Falla de Aguaclara). Se presentan pliegues por propagación de falla, algunos abanicos imbricados, zonas triangulares y duplexes.

El otro estilo es el de escama gruesa (thick skin), es semejante al anterior pero involucra basamento. Esta deformación genera pliegues por flexión de falla (Fault Bend Fold) como el cabalgamiento del Guavio que genera el Anticlinal de Medina y pliegues por propagación de falla (Fault propagation fold) tales como el sistema de cabalgamiento de Tesalia – Santa María. A menudo en esta tectónica se presentan fallas fuera de secuencia como la Falla del Guavio (Geoestudios Ltda., 1995).

Además, se debe tener en cuenta la inversión tectónica que resulta de la reactivación de antiguas fallas normales (Falla de Cumaral). Estas fallas que involucran basamento presentan cambios de espesor en la secuencia del Cretácico

Inferior, mayor espesor occidente que al oriente. Las fallas que involucran basamento son consideradas fallas normales Triásico-Jurásico o del Cretáceo Temprano invertidas. (Fallas de Santa María, Lengupá y Tesalia, BEICIP FRANLAB, 1995)

Los principales planos de despegue observados en sismica se localizan en las lutitas de la Formación Carbonera, hacia el tope del miembro C8 (cabalgamiento de Aguaclara y Falla de Yopal) y se consideran el despegue Terciario principal del frente de deformación. Otras zonas de despegue son las secciones lutíticas de las Formaciones Gachetá (flat superior de la Falla del Guavio, bajo el Anticlinal de Medina) y la Formación Lutitas de Macanal (flat inferior en la Falla del Guavio, bajo los cabalgamientos de Tesalia y Santa María. Adicionalmente, las lutitas de la Formación León constituyen un buen nivel de despegue (figura 18).

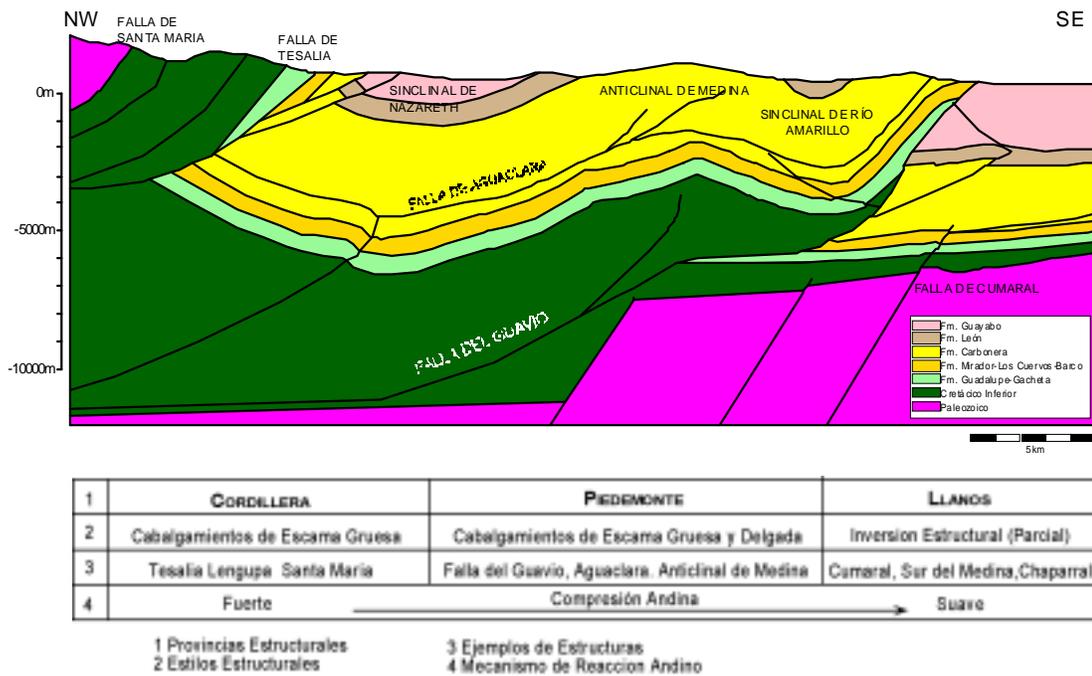


Figura 18. Esquema general de los elementos estructurales en el Piedemonte y llanos Orientales. Tomado y modificado de Beicip-Franlab 1995.

El cabalgamiento frontal en el Piedemonte presenta variaciones a lo largo de la zona de estudio, los cuales son:

- Cabalgamiento emergente (cabalgamientos de Aguaclara y del Guavio, y sistemas de Tesalia – Santa María)
- Cabalgamiento Ciego (Falla Yopal, parte del cabalgamiento del Guavio)
- Zona Triangular (entre las formaciones Carbonera y León en el foreland)

Existen dos tipos de secuencia de cabalgamiento, fallas en secuencia “forward breaking” ó migración de fallamiento hacia adelante o hacia el Foreland, tal como el cabalgamiento de Aguaclara deformado por la Falla del Guavio; y fallas con secuencia de rompimiento hacia atrás (overstep breaking), como los cabalgamientos de Tesalia - Santa María.

La herencia estructural juega un papel muy importante en la configuración de la zona ya que la orientación de las rampas laterales/oblicuas influye claramente en la deformación y produce cambios significativos en el estilo estructural (enfrentamiento de los sinclinales de Río Amarillo, Nazareth y el anticlinal de Medina con los anticlinales de Silbadero, Tierra Negra y el sinclinal de Botijera, Geoestudios Ltda., 1995).

4.5 DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES DEFORMADAS

El área de estudio está localizada dentro del cinturón de deformación compresiva del sistema de cabalgamientos y plegamientos del Piedemonte Llanero, cuya estructura frontal es el cabalgamiento de Guaicaramo. Esencialmente, este sistema se caracteriza por planos de cabalgamiento con vergencia SE, empinados cerca a superficie y desarrollo de anticlinales amplios y sinclinales estrechos. La dirección general de las estructuras es NE-SW. La polaridad de las estructuras indica un transporte tectónico regional al SE.

Considerando una línea paralela a la dirección de transporte tectónico, de SE a NW se pueden reconocer tres franjas de diferente intensidad de deformación y comportamiento tectónico: los Llanos Orientales caracterizados por pendientes suaves donde afloran rocas de la Formación Guayabo, el sector medio ó Piedemonte con pendientes moderadas y afloran principalmente las formaciones Carbonera, León y Guayabo, y por último, el sector de la Cordillera Oriental caracterizado por pendientes más fuertes y presenta rocas Cretácicas y Paleozoicas lo que implica rocas cada vez más antiguas hacia el oeste (Figuras 19-22).

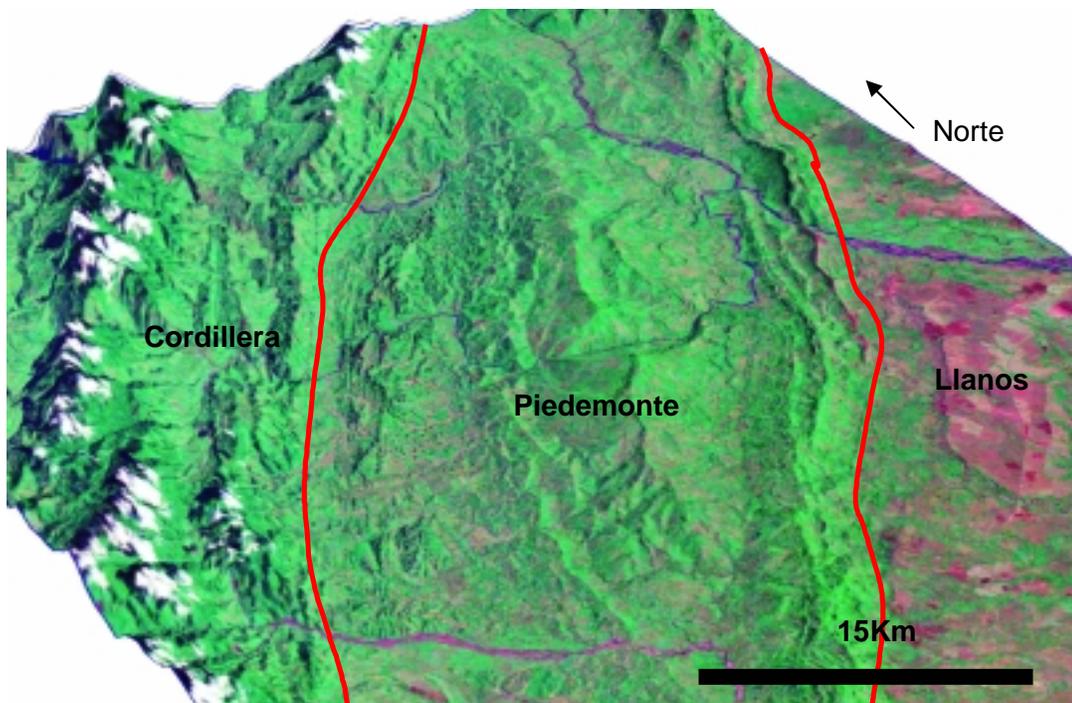


Figura 19. Modelo Tridimensional del terreno, se identifican las tres provincias estructurales: Llanos, Piedemonte y Cordillera. --- Limite de provincia. Vista de la superficie topográfica con un fragmento de la imagen de satélite N 18° 00' georeferenciada, de la zona de Medina.



Figura 20. Zona de la cordillera, hacia el fondo escarpes fuertes e invertidos del Terciario.

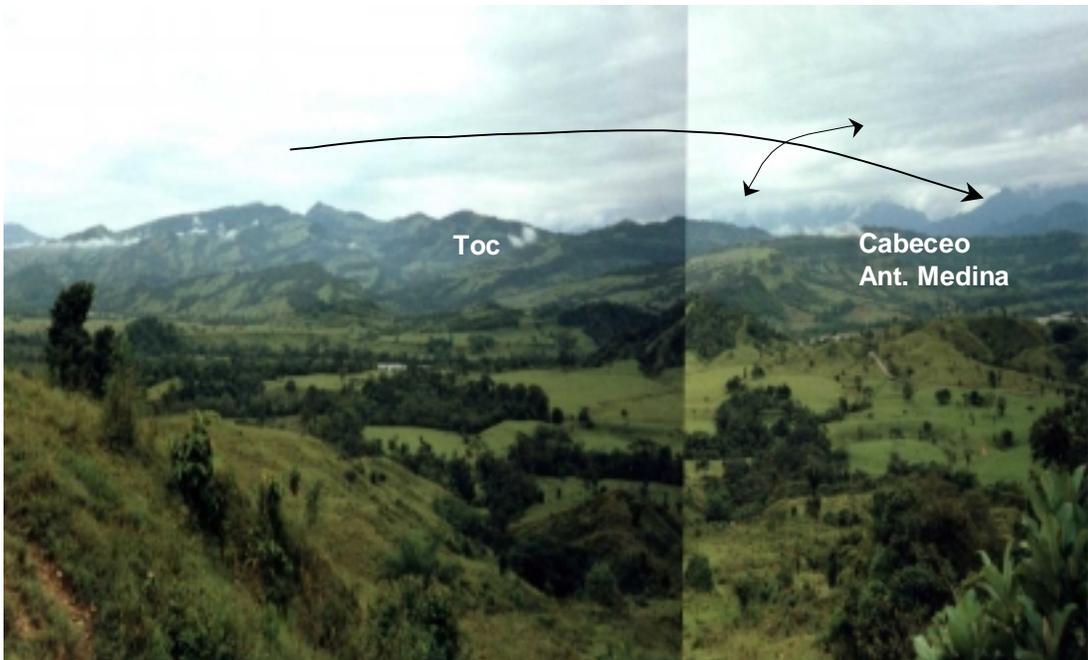


Figura 21. Zona del Piedemonte, escarpes moderados hacia el fondo de la foto, correspondiente a la Formación Carbonera en el anticlinal de Medina.



Figura 22. Zona de los Llanos con el frente del Piedemonte hacia el fondo de la fotografía

La parte frontal de la provincia de los Llanos es relativamente tranquila (foreland). En inmediaciones de la falla del Guavio que constituye el límite Este de esta provincia hay mayor deformación, la cual se caracteriza por fallas inversas de poco desplazamiento (Falla de Yopal), y la presencia de pliegues asociados a fallas conectadas a los cabalgamientos de Aguaclara y Guavio (Cuña Fms. León y Carbonera).

La segunda provincia estructural es el Piedemonte, se considera un sinclinorio. Esta provincia es la más extensa de todas con cabalgamientos mas separados entre sí. Está limitada por los cabalgamientos de Tesalia y del Guavio. En ella encontramos pliegues de amplia longitud de onda como el anticlinal de Medina (10 Km de ancho), con cabeceo de las estructuras hacia el SW (anticlinal de Medina y los sinclinales de Nazareth y Río Amarillo). Estas estructuras en superficie afectan formaciones del Terciario y al norte parte de la secuencia Cretácica.

Esta provincia está constituida por un par sinclinal-anticlinal y un sinclinal: el primero de ellos es el sinclinal asimétrico de Nazareth, con buzamientos entre 10° y 40° en el flanco oriental y buzamientos entre 50° - 85° , en el flanco y con pendientes estructurales hacia el NW. El anticlinal de Medina ligeramente asimétrico, en el flanco oriental buza entre 20° y 35° y su flanco occidental compartido con el Sinclinal de Nazareth oscila entre los 10° y 40° . Tanto el sinclinal como el anticlinal presentan un cabeceo al SW. Seguido a estos dos se presenta el Sinclinal de Río Amarillo, asimétrico, con buzamientos de 35° a 64° en el flanco oriental, delimitado por la falla de Guavio y de menor longitud de onda que el par anterior.

Por último la provincia de la Cordillera Oriental, se considera un anticlinorio y está ubicada al NW del Cabalgamiento de Tesalia. Formada por escamas de cabalgamientos imbricados (Tesalia-Santa María) que exhiben afloramientos de rocas del Cretácico inferior y Paleozoico, incluyendo el basamento cristalino del Macizo de Quetame, en la región de Santa María, cuya magnitud de desplazamiento se atenúa hacia el NE por mecanismo continuo de transferencia a deformación por plegamiento. La magnitud de transporte tectónico hacia el SE es tal, que la escama comprendida entre los cabalgamientos de Lengupá y Tesalia está totalmente invertida.

El Cabalgamiento de Tesalia constituye el límite entre zonas con diferente respuesta a los esfuerzos (Frágil – Dúctil). El bloque colgante (Hangingwall) es deformado por fracturamiento a lo largo de los planos de los cabalgamientos incluyendo los de Lengupá y Santamaría. Estas estructuras conforman con el cabalgamiento de Tesalia tres compartimientos estructurales apilados, los cuales involucran rocas del Cretácico Superior y/o más antiguas. Este conjunto de elementos estructurales se interpreta en la reconstrucción como un abanico imbricado, cuyos cabalgamientos emergen del plano del Cabalgamiento de Tesalia y divergen hacia arriba, comprometiendo el basamento económico. La inclinación de los planos de cabalgamiento es alta cerca a superficie y se atenúa en profundidad (15° a 20° profundidad y 70° - 80° superficie).

La estructuración del Anticlinal de Medina y demás estructuras asociadas en la Provincia del Piedemonte presentan mayor deformación de sur a norte, en el área de estudio, por tal motivo la descripción tendrá este sentido.

Las secciones I y II (ME-92-1200 y ME-92-1260 respectivamente, Figura 14 y Anexo A) están amarradas con los pozos Las Palomas-1 (sección I), Cumaral 1 y Coporo 1 (sección II), permitiendo un mejor control de los cabalgamientos de Aguaclara y Guavio (Figuras 23 y 24), así como los espesores de las formaciones desde Carbonera en el hangingwall de dichos cabalgamientos, hasta el tope de la Formación Guadalupe, en el bloque yacente, perteneciente a la provincia de los Llanos.

Hacia el foreland se encuentra la Falla de Cumaral que produce un leve plegamiento que afecta rocas desde el Paleozoico hasta la parte basal de la Formación Carbonera. Esta falla se cree que es una falla normal de basamento que ha sido invertida por tectónica Andina; asociada a un par de fallas de su estilo que aún conservan su carácter normal.

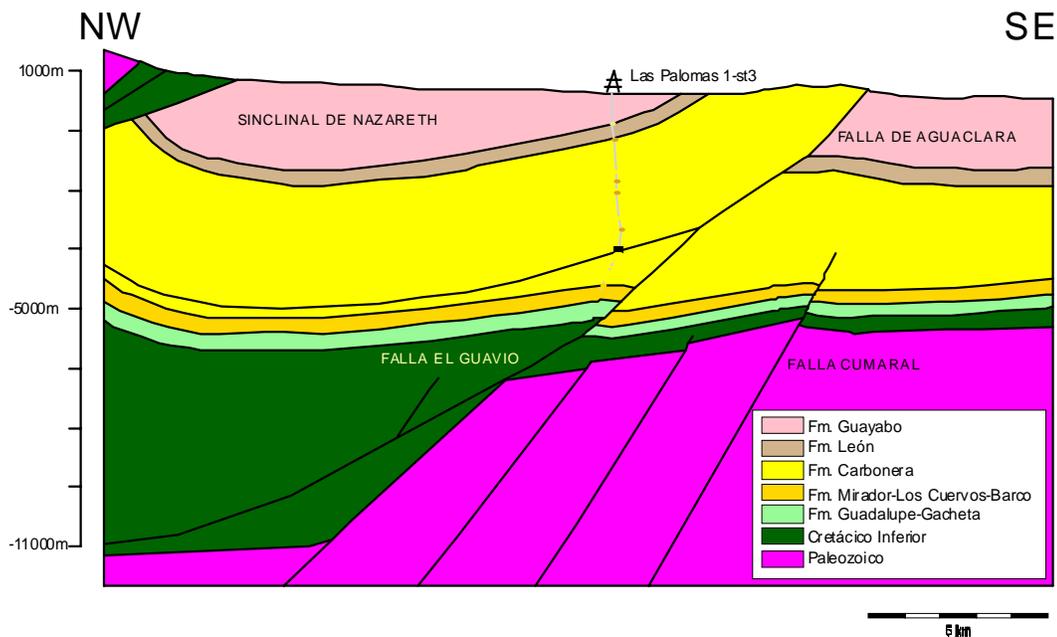


Figura 23. Sección deformada I (ME-92-1200).

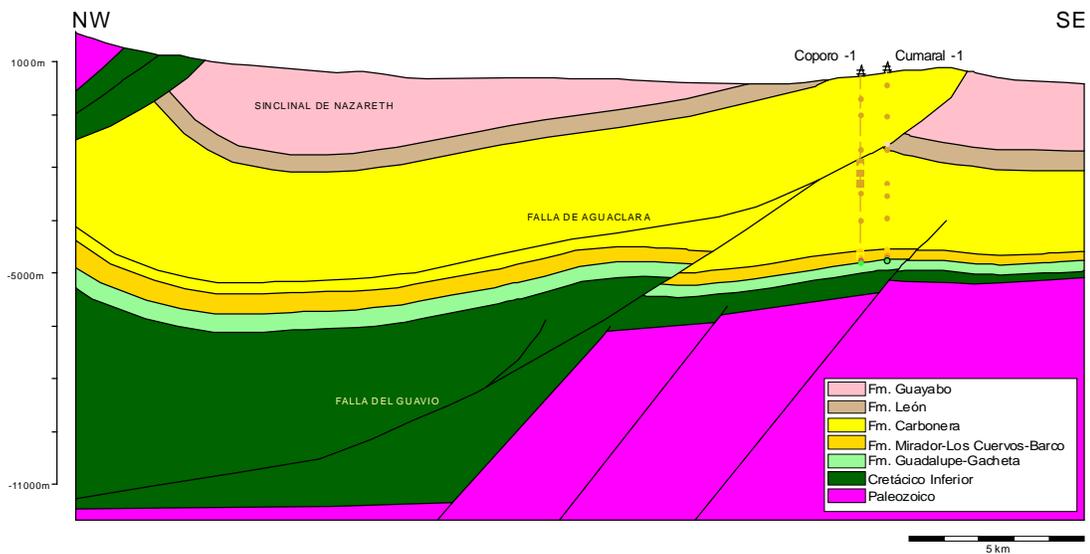


Figura 24. Sección deformada II (ME-92-1260)

La Falla de Aguaclara se comporta como un despegue en la parte basal de la Formación Carbonera (hacia el tope de C8), con un buzamiento bajo (16°). Hacia el sur, en el área de Vanguardia este cabalgamiento es ciego, pero al nivel de la zona de estudio está aflorando en superficie. Sin embargo, a diferencia del cabalgamiento de Aguaclara, la falla del Guavio aún se comporta como un cabalgamiento ciego en las primeras secciones del área.

El plegamiento producido por el cabalgamiento del Guavio da lugar a una estructura anticlinal (denominada anticlinal de Las Palomas), asimétrica con el flanco frontal corto, con buzamiento de 10° y el flanco dorsal muy extenso y con buzamiento más suave (7°). Este anticlinal involucra la parte basal de la Formación Carbonera (debajo de la Falla de Aguaclara), y las formaciones Mirador, Los Cuervos, Barco, Guadalupe y niveles inferiores. El desplazamiento en este sector no es considerable ya que tan solo la Formación Mirador está enfrentando la suprayacente Formación Carbonera (Figura 23).

Por encima de la Falla de Aguaclara se observa un gran homoclinal buzando hacia el W con un buzamiento suave (9°) que forma el flanco Este del Sinclinal de

Nazareth. Sin embargo, cerca de la superficie la pendiente aumenta (31°), ésto en parte debido a que el cabalgamiento del Guavio está empezando a emerger. Afectando el flanco Occidental (más corto y pendiente 42°) del sinclinal de Nazareth, afloran el sistema de fallas en secuencia inversa, limitado al Este por el cabalgamiento de Tesalia que pone en contacto la Formación Guayabo con las rocas Cretácicas de las formaciones Lutitas de Macanal y Une (Anexo A), lo que implica un desplazamiento de unos 6 a 8 kilómetros aproximadamente. Al Oeste de la falla de Tesalia afloran rocas paleozoicas debido al efecto del cabalgamiento más joven, el de Santa María.

Regionalmente la estructura de la provincia de la Cordillera es un pliegue asimétrico de gran escala con vergencia oriental desarrollado en el hangingwall del sistema de fallas Tesalia-Santa Maria. Este anticlinorio tiene buzamientos en el flanco frontal muy verticales a invertidos y el flanco dorsal es muy extenso con buzamientos suaves hacia el oeste.

La falla del Guavio en este sector de la zona de estudio, presenta solo una gran rampa oblicua, pero a medida que aumenta el gradiente de desplazamiento hacia el norte cambia su geometría.

La sección III está compuesta por dos líneas sísmicas (ME-94-1400 y ME-94-1400e Figura 14, AnexoA). En el sector de los Llanos se conserva la estructuración con respecto a las secciones anteriores, sin embargo se observa una falla inversa (Falla de Maya) que empieza a surgir hacia la base de la Formación Carbonera y que solo afecta esta Formación (Figura 25).

En el Piedemonte, el cabalgamiento del Guavio ha producido mayor desplazamiento del anticlinal de Las Palomas con respecto al Footwall (1.3 Km aprox.). Es decir, parte de la secuencia Cretácica está en contacto con la base de la Formación Carbonera.

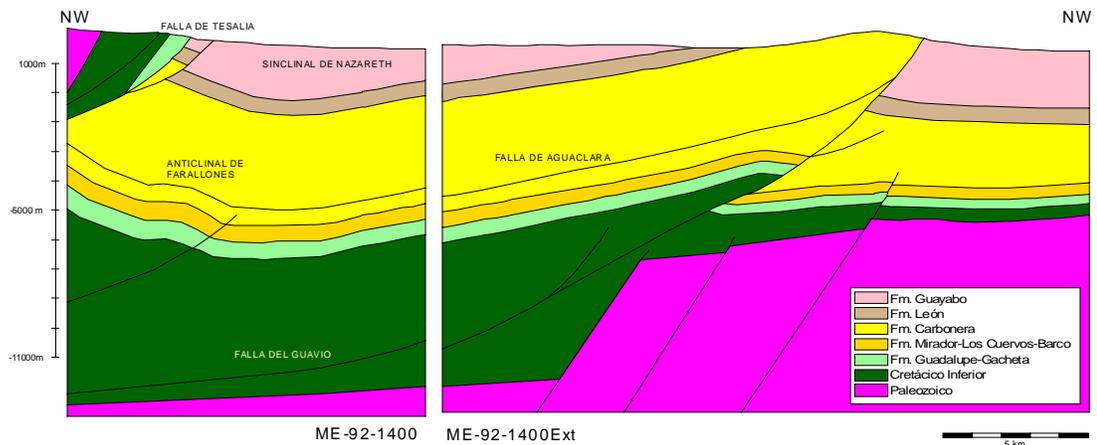


Figura 25. Sección deformada III (ME-94-1400 y ME-94-1400e).

Al Oeste bajo el sinclinal de Nazareth, afectando la Falla de Aguaclara se presenta un pequeño anticlinal, denominado Anticlinal de Farallones, ubicado en el núcleo del sinclinal, que involucra las mismas formaciones del Anticlinal de las Palomas (Figura 25). Este anticlinal es producto de un splay del cabalgamiento del Guavio, que genera un pliegue por propagación de falla con una rampa de 40° , con despegue en la Formación Lutitas de Macanal y culmina en la Falla de Aguaclara. Esta falla se denomina Falla de Farallones. El desplazamiento de esta falla no supera los 200 m en este sector, pues las formaciones aún se enfrentan consigo mismas y solo el tope está en contacto con la base formación suprayacente. Por ejemplo el tope de la Formación Mirador está en contacto con la base de la Formación Carbonera y así sucesivamente para las formaciones involucradas.

En el sector de la Cordillera Oriental se presentan las Fallas de Calambre y Varvé que actúan como splays del Cabalgamiento de Tesalia y desplazan parte de la secuencia del Footwall, poniendo en contacto la Formación Carbonera con la Formación Guayabo y la Formación Mirador con la Formación Carbonera respectivamente. En esta zona aflora parte de la secuencia del Cretácico Superior, es decir, las Formaciones Guadalupe y Gachetá, las cuales se encuentran invertidas. Hacia el Oeste se encuentran rocas cada vez más antiguas, hasta rocas del Paleozoico.

En la sección IV (ME-92-1440, Figura 14 y AnexoA), sector Llanos, la Falla de Maya conserva prácticamente su efecto sobre la Formación Carbonera. Hacia el límite Este de la sección se presenta una nueva falla, denominada Falla de Yopal. Esta falla afecta principalmente la Formación Carbonera y presenta un despegue en la parte basal de la misma (ángulo de rampa 30°). Sin embargo no es muy claro si esta falla logra afectar la secuencia Cretácica o si involucra parte del basamento (Figura 26).

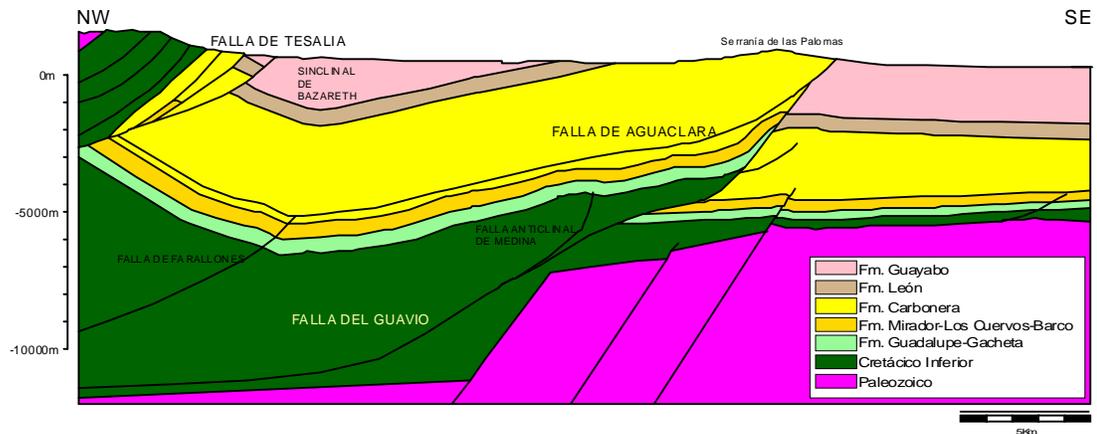


Figura 26. Sección deformada IV (ME-94-1440).

En el Piedemonte, el anticlinal de Las Palomas ha sido desplazado significativamente (2.5 Km. aprox. de desplazamiento). La Formación Mirador, del Piedemonte se enfrenta con la Formación León de los Llanos y forma un pliegue de tipo “Snake Head” (Cabeza de serpiente). Esto se induce por el flat superior de la Falla del Guavio que se forma en la Formación Gachetá. Este mismo flat permite que el Anticlinal de Medina se empiece a levantar a causa de la flexión de la falla y el menor gradiente de desplazamiento en esta sección no permita un gran desarrollo del mismo. Solo un pequeño anticlinal se ha formado, un segundo splay de la falla del Guavio denominado Falla de Medina, afecta el flanco oeste del anticlinal, el cual no produce gran desplazamiento, sino por el contrario deformación en las formaciones que se encuentran por encima de la falla del Guavio (Formaciones Mirador-Gacheta, Figura 26).

En esta sección la Falla del Guavio presenta geometría escalonada, ya que tiene dos flats y dos rampas. El flat inferior en la Formación Lutitas de Macanal es bastante extenso (aprox. 9.3 Km), comparado con el flat superior (aprox. 3 Km) en la Formación Gachetá. Con respecto a la rampa inferior, ésta es más larga y presenta menor inclinación que la superior, 29° y 50° respectivamente (Figura 26).

La sección deformada V, incluye las líneas ME-94-1600E y ME-94-1600 (Figura 14 y Anexo A). En la provincia de los Llanos, la falla de Maya parece terminar en flat en la Formación León (intraLeón) y a su vez se produce un back (denominado back de Maya) que parte de la formación León y asciende en la secuencia estratigráfica hacia el hinterland; ambas fallas forman una pequeña cuña que afecta las formaciones Carbonera, León y la parte basal de Guayabo (Figura 27).

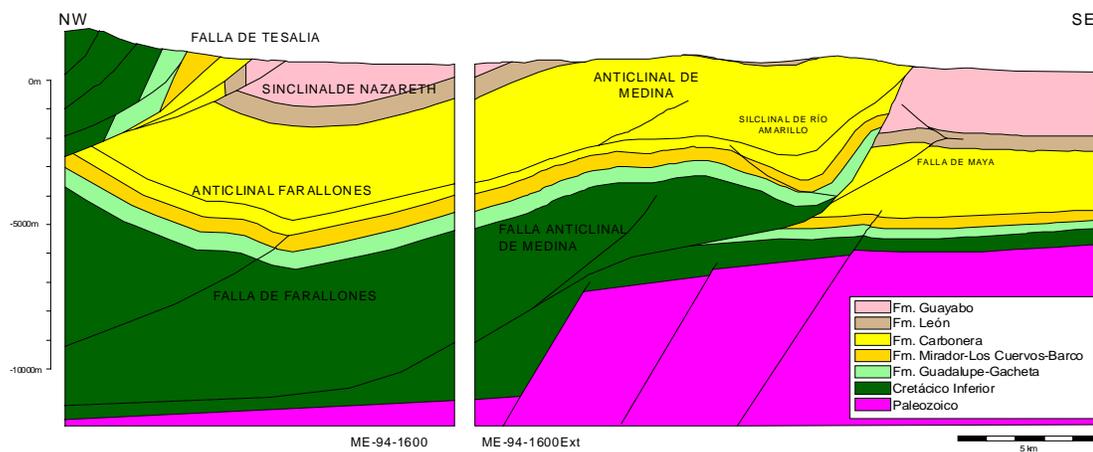


Figura 27. Sección deformada V (ME-94-1600 y ME-94-1600E).

En la provincia Piedemonte, el flanco dorsal del anticlinal de Medina está afectado por la Falla del mismo nombre, cuyo ángulo se hace más fuerte hacia el tope de la falla (70°). Esta falla atraviesa rocas del Cretáceo Inferior y solo han sido deformados los niveles superiores. Por encima del cabalgamiento de Aguaclara se encuentran dos fallas inversas que despegan del cabalgamiento mencionado y no afectan la secuencia por debajo del mismo, es decir, solo afectan la Formación Carbonera (25° y 40°). En el flanco frontal del anticlinal de Medina y afectando el

núcleo del Sinclinal de Río Amarillo se encuentra el Back Thrust de Medina, el cual no produce gran desplazamiento e involucra las formaciones Gachetá hasta la base de la Formación Carbonera sin desplazar el cabalgamiento de Aguaclara, este back thrust es producto del cambio en el ángulo de la Falla del Guavio pues pasa de un flat a una rampa de 55° aproximadamente (Figura 27).

En la provincia Cordillera, a la altura de esta sección la secuencia Cretácica se hace cada vez más espesa, alcanzando 4.5 Km, duplicando la secuencia presente en la sección I (2.6 Km), y haciéndose cada vez más extensa hacia el norte.

La sección deformada VI (MVI-97-1655, Figura 14 y Anexo A) muestra claramente que los principales cambios se presentan en la provincia del Piedemonte, donde la evolución del cabalgamiento del Guavio es definitiva ya que el Anticlinal de Medina alcanza una elevación importante con respecto al nivel regional (en la cresta del Anticlinal de Medina está a 3724 m con respecto a la Formación Mirador), y presenta cambios en su geometría a lo largo del rumbo. Esta estructura involucra la Formación Carbonera principalmente y cabecea hacia el sureste (Anexo A).

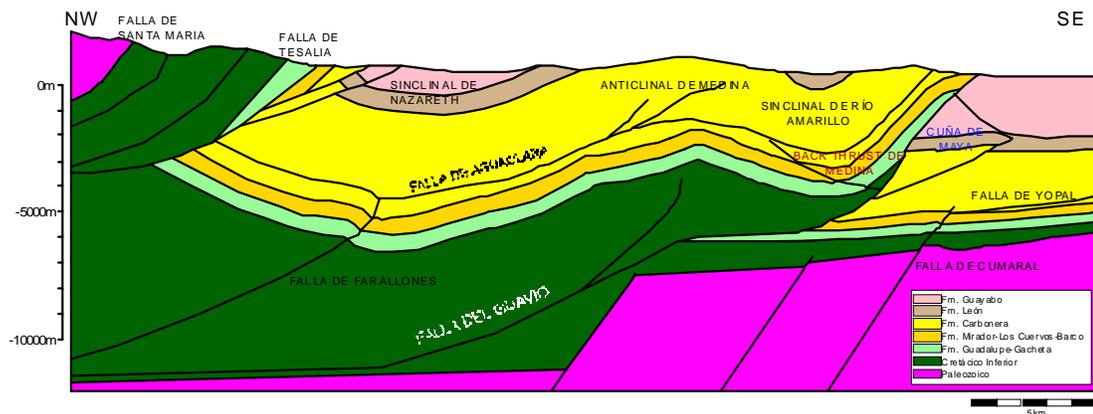


Figura 28. Sección deformada VI (MVI-97-1655)

El desplazamiento sobre la rampa superior, la cual alcanza un ángulo de 60° permite que la formación Mirador aflore en esta zona (5900 m desplazamiento del nivel regional con respecto a la Formación Mirador). El Anticlinal de Farallones en este sector presenta su máxima altura, al igual que la falla de Medina y es a partir

de allí hacia el norte donde esta falla empieza a disminuir gradualmente su efecto (figuras 29 y 30).

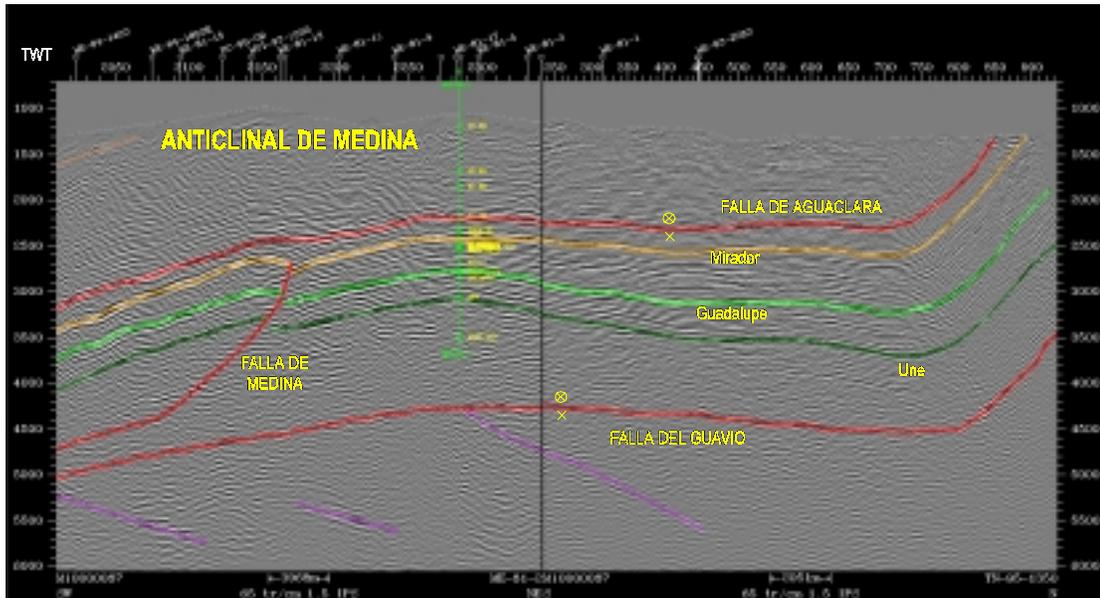


Figura 29. Panel de las líneas sísmicas de rumbo ME-81-02 y TN-95-1350, que cortan la cresta del anticlinal de Medina (Pozo Medina 1).

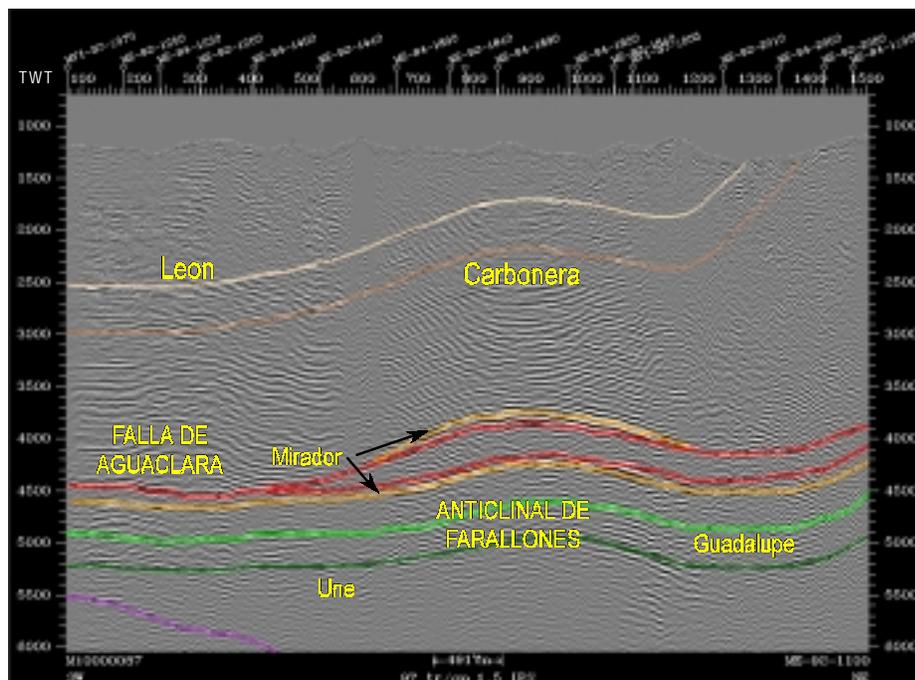


Figura 30. Línea sísmica de rumbo ME-92-1100. Estructura del anticlinal de Farallones.

La sección deformada VII (ME-81-09, ME-92-1840 y CO-95-06, Figura 14), está amarrada con los pozos Guavio 2 y Chaparral 1, el primero controla la provincia del Piedemonte hasta el tope de la Formación Barco y el segundo la provincia de los Llanos hasta el C7 de la Formación Carbonera (Figura 31).

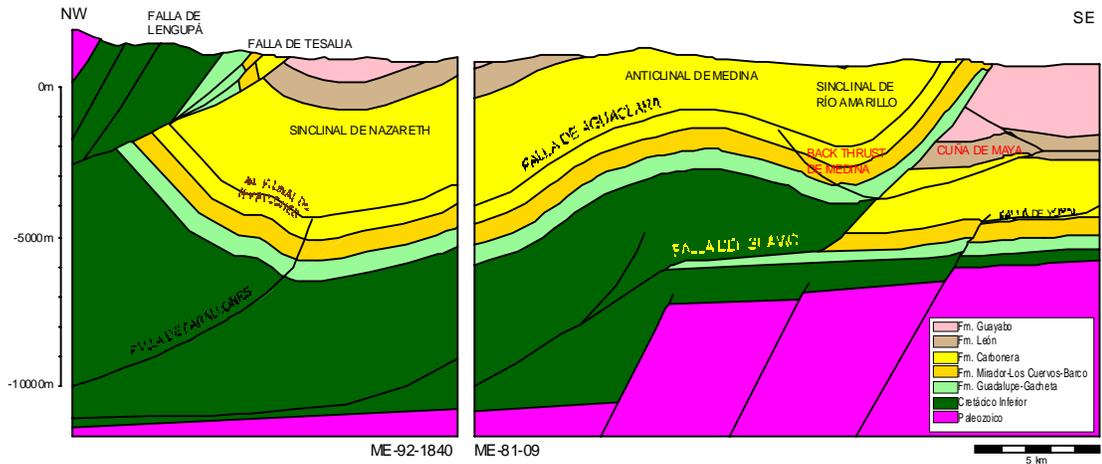


Figura 31. Sección deformada VII (ME-92-1840; ME-81-09).

El flat superior del cabalgamiento del Guavio presenta su mayor longitud, 6.7 Km, lo cual propicia que el Anticlinical de Medina alcance su máxima altura con respecto al nivel regional de las formaciones del foreland. Además, a parte de la Formación Mirador también aflora la Formación Los Cuervos en superficie (Figura 31).

En la provincia de los Llanos, la cuña producida por la Falla de Maya (15°) y el Back Thrust de Maya (27°) presenta su mayor deformación en esta sección. La falla de Yopal produce un pliegue por propagación de falla que afecta principalmente la Formación Carbonera y parte de la deformación se transfiere a la Formación León. Esta falla despega en la parte basal de la Formación Carbonera y su ángulo es de 45° aproximadamente (Figura 32).

En trabajos anteriores ya se había señalado la presencia de esta cuña por la relación que tiene con la anomalía de velocidad (pull up) que se genera en las formaciones Mirador y Carbonera y que en algún momento se creía como un posible prospecto (Occidental, 1997).

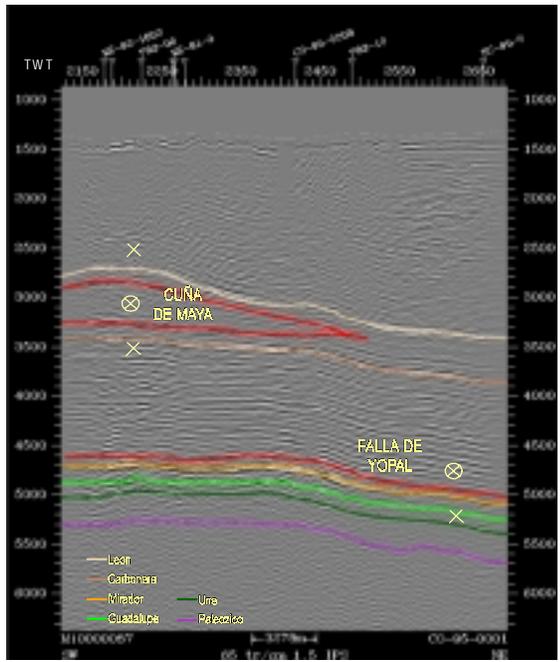


Figura 32. Línea sísmica de rumbo CO-95-01. Estructura de la cuña entre las falla de Maya y Back Thrust de Maya.

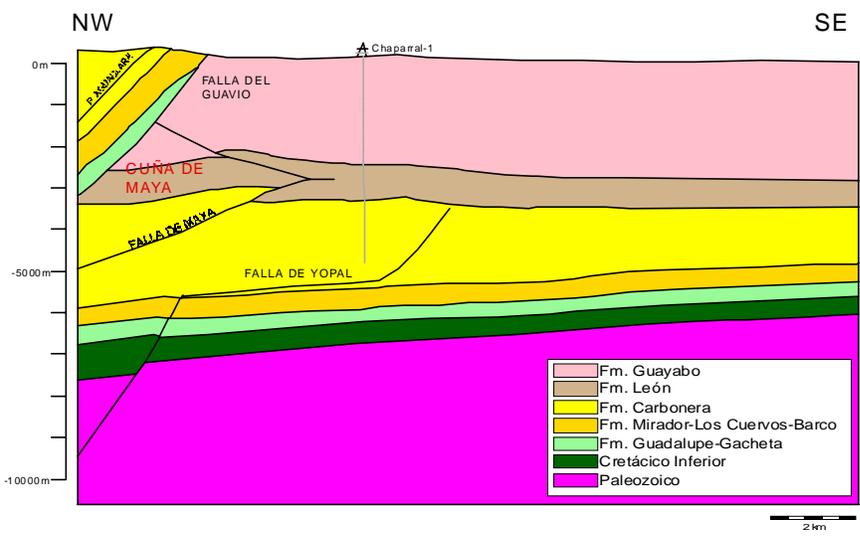


Figura 33. Línea sísmica CO-95-06. Estructuración de la falla de Yopal.

Sección deformada VIII (MVI-97-1870). Esta sección está amarrada con los pozos Chaparral 1 y Medina 1. El pozo Medina 1 proporciona datos desde la Formación Carbonera hasta la parte basal de la Formación Uña en el Piedemonte. En la

provincia de los Llanos los espesores están controlados por el pozo Chaparral 1. Toda la secuencia desde la Formación León hasta el Cretácico del foreland presentan una disminución gradual del espesor hacia el oriente. La estructura producida por la falla de Yopal presenta mayor evolución, como es de esperar hacia el norte (Figuras 34 y 35).

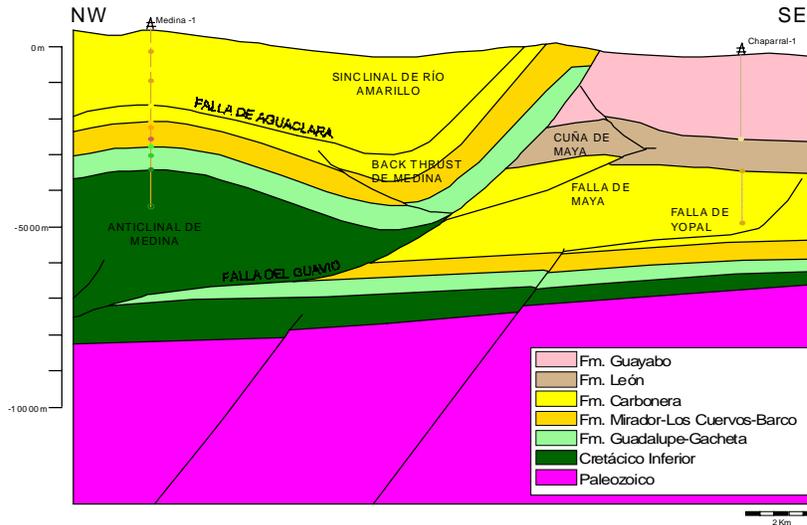


Figura 34. Sección deformada VIII (MVI-97-1870)

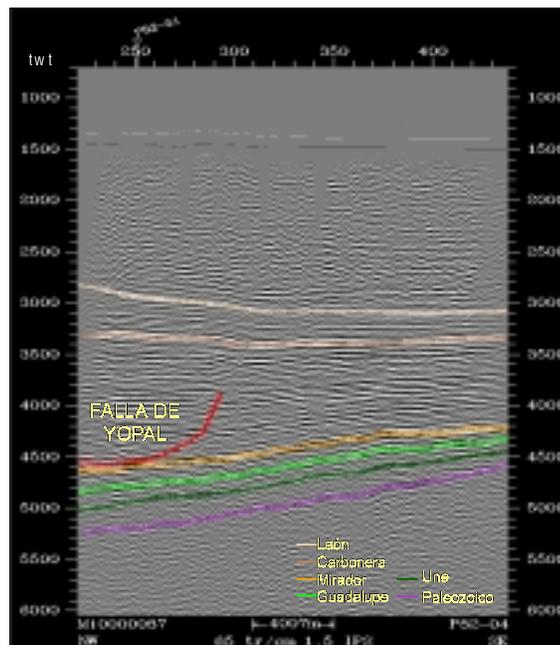


Figura 35. Línea sísmica P-82-04. Incipiente efecto de la falla de Yopal, adelgazamiento de las formaciones hacia el foreland.

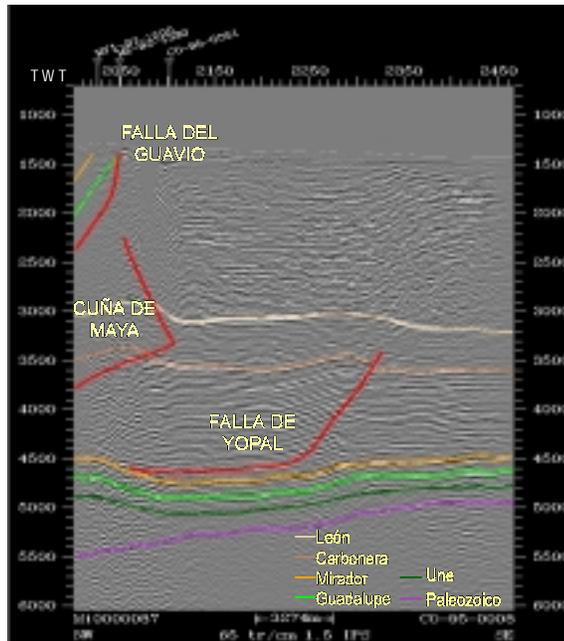


Figura 36. Línea sísmica CO-95-08. Máxima estructuración producida por la Falla de Yopal en la zona de estudio.

Sección deformada IX (ME-81-03 y ME-92-2010, Figura 14), la sección ME-81-03 está amarrada con el pozo Guavio 3, el anticlinal de Medina conserva su geometría y sus flancos presentan buzamientos suaves, el flanco dorsal es levemente más suave (18°) que el frontal (Figura 37).

En la provincia de la Cordillera Oriental, la Falla de Tesalia permite que afloren rocas cada vez más jóvenes, la secuencia Paleocena, Formaciones Mirador, Los Cuervos y Barco. Hacia el sur, la falla involucra las formaciones Guadalupe - Gachetá y más antiguas en el hangingwall. A esta altura la Falla de Varvé culmina contra la Falla de Tesalia y solo sigue la Falla de Calambre.

En la provincia de los Llanos las capas muestran una progresiva profundización hacia el norte, principalmente en la Formación León hasta las secuencias Cretácica y Paleozoica (Figura 38).

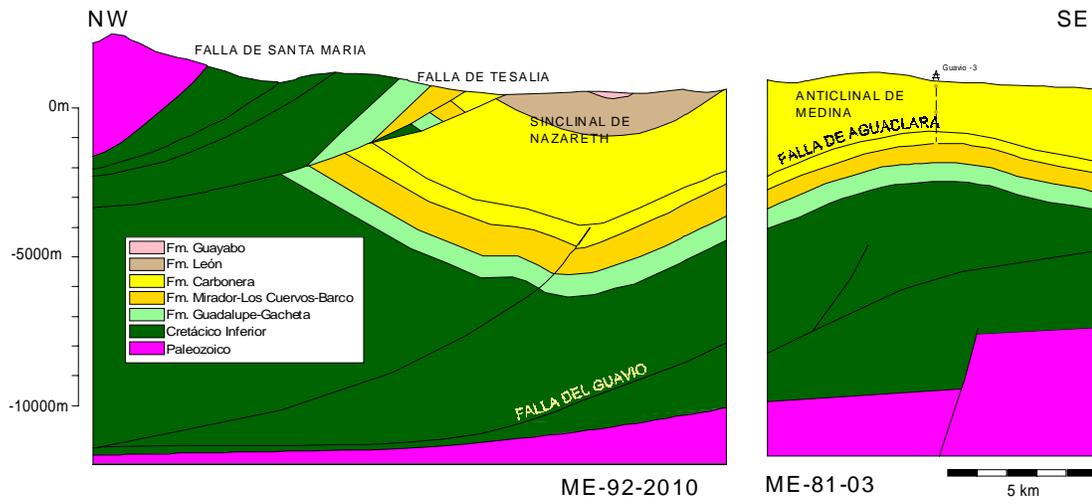


Figura 37. Sección deformada IX (ME-92-2010, ME-81-03).

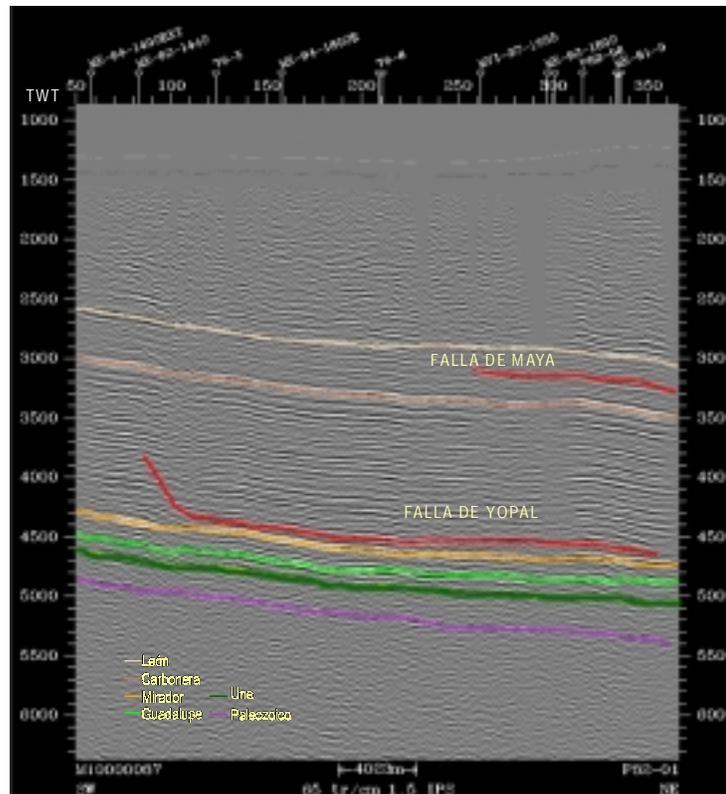


Figura 38. Línea sísmica de rumbo P-82-01 en la provincia de los llanos. Leve inclinación de las capas hacia el norte.

En el sector de la sección deformada X (RC-90-07 y ME-92-2080, Figura 14) el cabalgamiento del Guavio presenta una rampa lateral que produce un gran cambio en la provincia del Piedemonte. Una evidencia es el desplazamiento producido por el Back Thrust de Medina (81° de inclinación y 2.6 Km aprox. de desplazamiento vertical con respecto a la Formación Mirador, Figura 39).

Este rasgo estructural puede ser generado por la presencia de anomalías regionales en el basamento que controla de alguna manera la estructuración en superficie. Además se presenta un nuevo anticlinal (Anticlinal de Porvenir), asimétrico cuyo flanco frontal es más corto e inclinado (37°) que el flanco dorsal (8°). Posteriormente este anticlinal aflora en superficie en el norte.

En la provincia de la Cordillera Oriental los afloramientos de la secuencia Cretácica son cada vez más extensos, producto de un menor gradiente de desplazamiento hacia el norte, en los cabalgamientos de Tesalia-Santa María (8.4 Km. triplicando la sección I ubicada al sur). Además las secciones de rumbo TN-95-1350 y ME-81-02, muestran un leve aumento en el espesor hacia el norte de las formaciones Mirador a Gachetá principalmente y el cambio en buzamiento de las mismas al aflorar en los anticlinales de Tierra Negra y Silbadero (49° aproximadamente, Figuras 39 y 40).

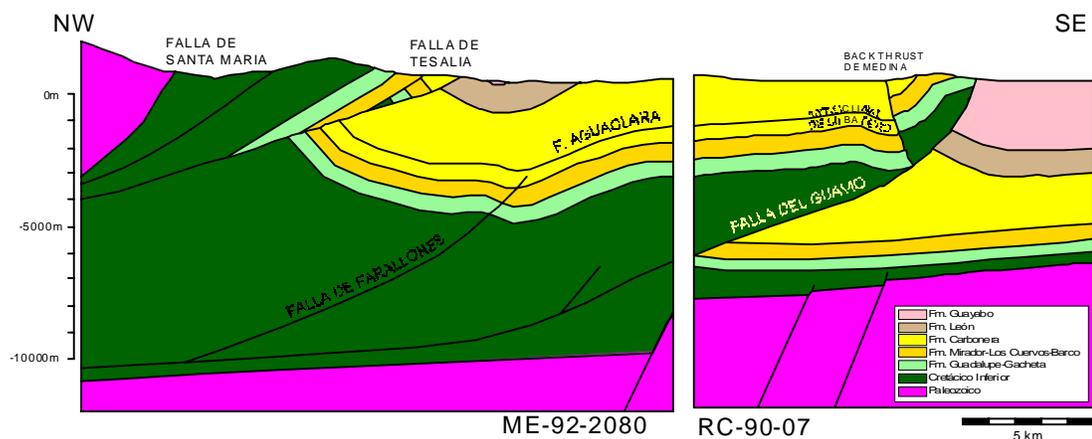


Figura 39. Sección deformada X (RC-90-07; ME-92-2080)

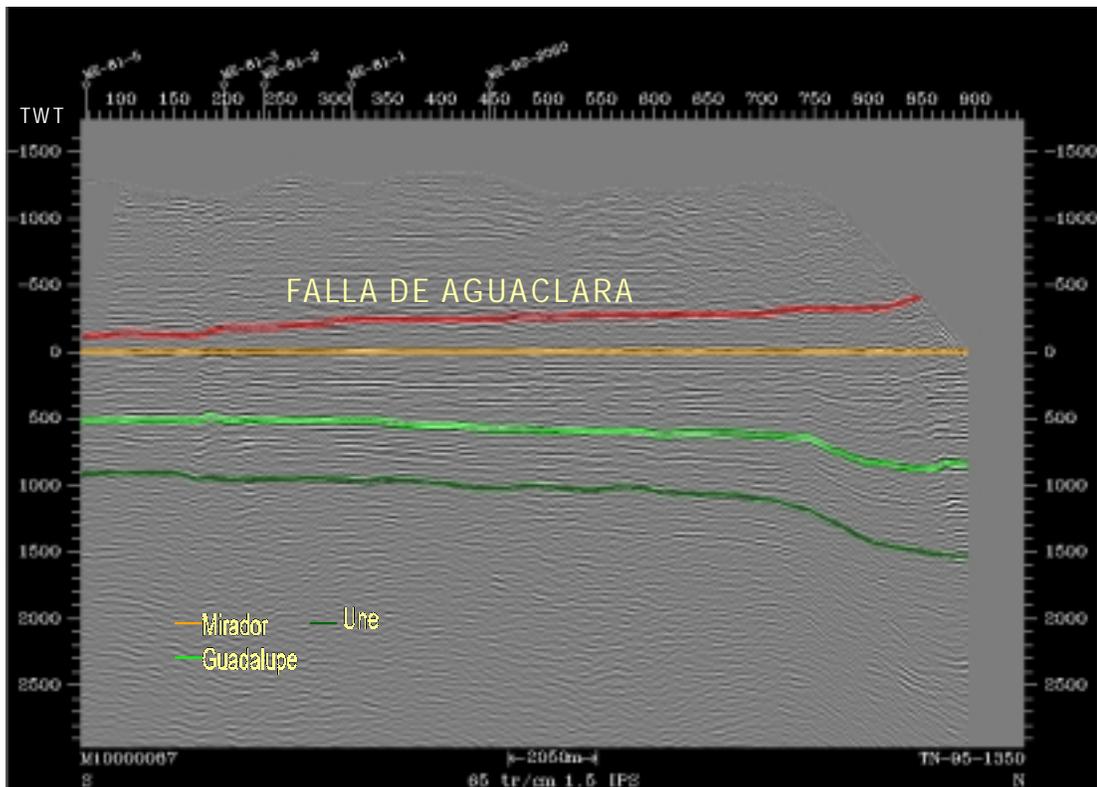


Figura 40. Línea sísmica TN-95-1350. Flat en la Formación Mirador y cambio de espesor hacia el norte, a partir del shotpoint 750 se observa mayor cambio.

5 BALANCEO

Se construyó una sección estructural a partir de una línea sísmica la cual fue balanceada y restaurada con el fin de representar el estilo estructural del área, calcular la cantidad de acortamiento y poder establecer una secuencia de deformación en el área de Medina. Se escogió como base para la construcción de la sección el trazado de la línea sísmica MVI-97-1655, la cual posee una longitud de 40.260 metros y un rumbo N63W, cortando parte del área de estudio, casi perpendicular al rumbo de las estructuras (Anexo A).

Hay otras interpretaciones y secciones elaboradas en área, las hechas por Peel and Hossack (1987), Casero and Salel (1995), Linares (1996), ECOPETROL GER (1999), Rowan and Linares (2000, Figura 41), y Branquet et al (2002).

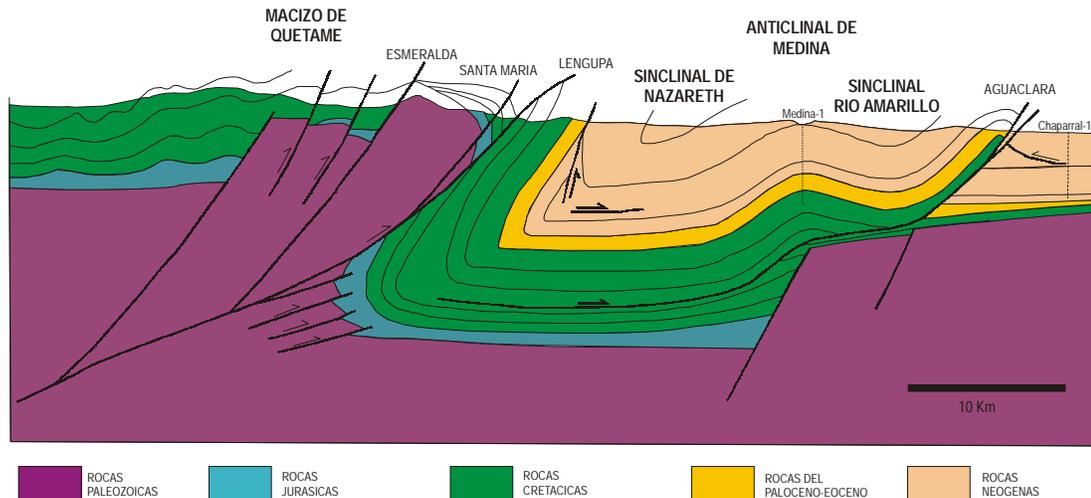


Figura 41. Modelo propuesto por Rowan and Linares. Tomada y modificada de Rowan and Linares (2000).

5.1 CONSTRUCCIÓN

Para la construcción de la sección balanceada se siguieron los siguientes pasos:

5.1.1 Compilación de datos

Se utilizaron los datos estructurales más cercanos al trazo de la sección, ubicándolos en un corte de la topografía escala 1 a 100000.

5.1.2 Interpretación Sísmica

A partir de datos de superficie y de pozo se hizo una interpretación de topes de formaciones y de las principales fallas (Figura 42). En la interpretación se tuvo en cuenta el estilo estructural y con el fin de establecer los principales tipos de pliegues, los niveles de despeguet y los desplazamientos de las fallas.

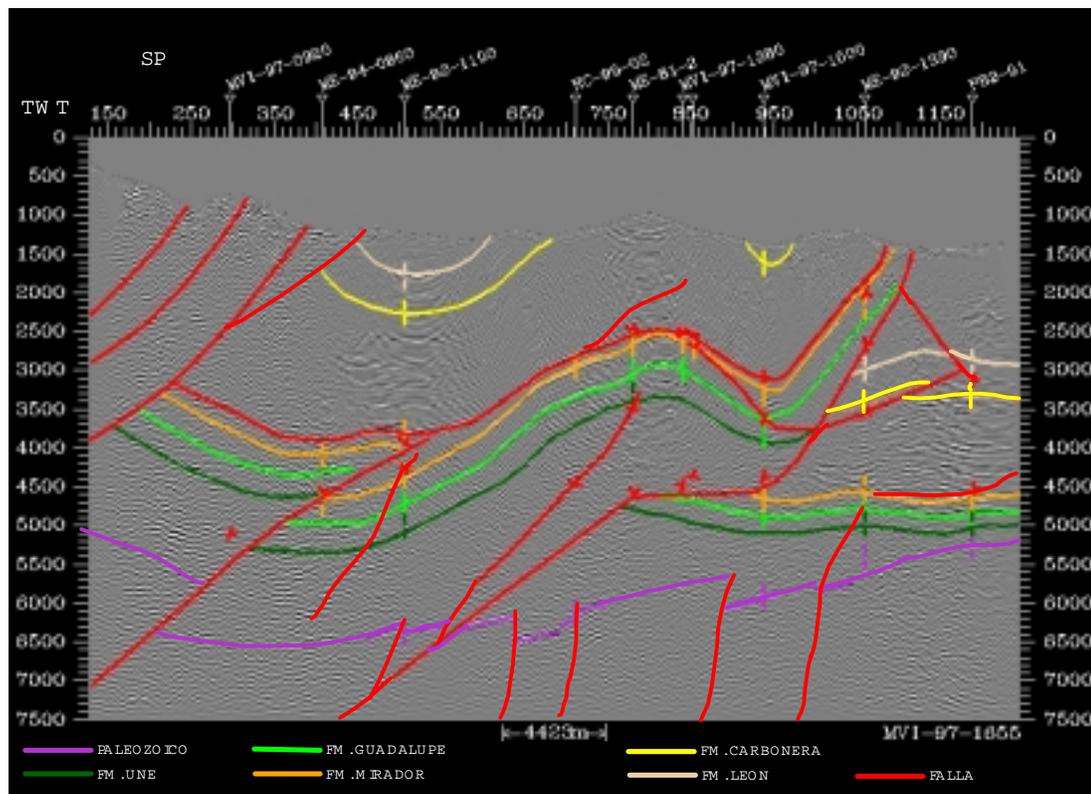


Figura 42. Sección sísmica MVI-97-1655 interpretada (Figura 14).

Para esta interpretación se utilizaron todas las líneas de buzamiento y de rumbo cercanas de buena calidad (Anexo A). Los horizontes de referencia para el amarre entre las líneas sísmicas utilizados fueron los Topes de la Formaciones Mirador, Carbonera y León.

5.1.3 Conversión Tiempo a Profundidad

Con base en información de registros de velocidad en pozos de la zona se hace una conversión de la de la sección en tiempo obtenida de la interpretación sísmica. Para esto se utilizó él modulo de conversión a profundidad del programa Geosec.

5.1.4 Amarre de la sección con la topografía

Debido a que la interpretación traída de la sísmica posee un datum sísmico, al convertirla a profundidad la sección no queda en la verdadera posición vertical, para corregir esto se debe desplazar la sección a la posición real. Esto es posible utilizando las herramientas de edición del software Geosec.

5.1.5 Refinamiento

La sección debe ser redibujada; los horizontes y fallas que alcanzan a salir a superficie se ubican y se inclinan de acuerdo a los contactos y buzamiento extraídos del mapa geológico. La forma y aparición en profundidad de los horizontes y las fallas obtenidos del proceso de conversión es respetada; solo se dibujan en las partes donde la imagen sísmica es muy pobre.

Los pliegues y las fallas ajustados y dibujados, así como toda la sección, en general, siguen los modelos geométricos para pliegues de Suppe (1983 en McClay 1998). También se utilizaron las herramientas de trazo, medida y proyección de horizontes del software Geosec 2D.

5.1.6 Restauración

Para la restauración se tuvo en cuenta las observaciones obtenidas a partir de trabajos anteriores, las desarrolladas a partir de la interpretación sísmica y los datos de campo.

Se utilizaron los métodos de conservación de área y el de longitud y (Marshak and Woodward en Marshak and Mitra 1988). Los algoritmos de la herramienta Transfer Flexural Slip del software Geosec 2D son compatibles con este último método. Para proporcionar claridad y teniendo en cuenta la tectónica de la zona se asumió que:

- El tope de la Formación Une (marino somera del Cenomaniano al Turoniano) se depositó horizontalmente (Branquet et al., 2002).
- Las principales deformaciones ocurrieron dentro de plano de la sección.
- Las áreas, longitudes y espesores de las formaciones se preservaron.
- Algunas fallas extensionales que involucran basamento se invierten (Falla de Cumaral).
- No se tiene en cuenta la formación de pliegues por efecto de fallas extensionales.
- Los pliegues de pequeña escala no se tienen en cuenta.
- No se tiene en cuenta la deformación que hayan sufrido los bloques del basamento en el bloque caído de la Falla del Guavio.

5.1.7 Modificaciones

Las geometrías obtenidas de la restauración fueron una guía para modificar la interpretación. Esto hizo que se repitiera el ciclo de afinamiento y restauración hasta que se obtuvo la sección balanceada (Figura 43 y Anexo A).

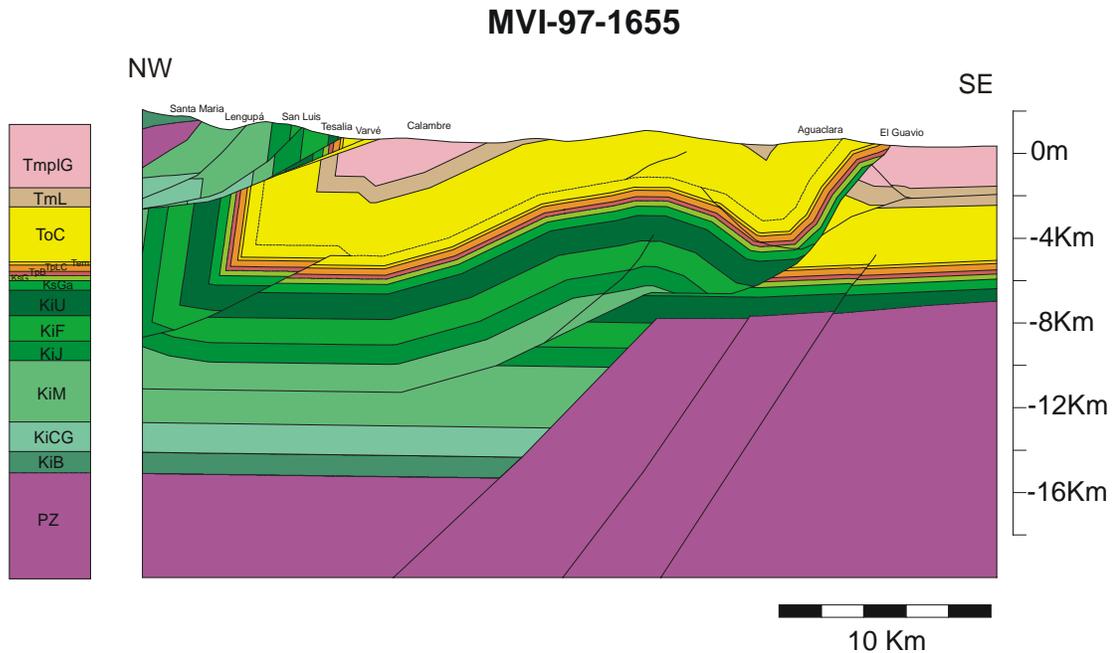


Figura 43. Sección balanceada de la línea MVI-97-1655.

5.2 INTERPRETACIÓN

El área de estudio está localizada dentro del cinturón de cabalgamiento y plegamiento del Piedemonte Llanero, cuya estructura frontal es el cabalgamiento de Guaicaramo (Falla del Guavio).

Considerando que el trazo de la sección balanceada es una línea paralela a la dirección del transporte tectónico, de NW a SE se pueden reconocer tres franjas de intensidad de deformación y comportamiento tectónico diferentes: Una franja Dorsal (Cordillera), una intermedia (Piedemonte) y una frontal. (Llanos).

La franja Dorsal (Cordillera), ubicada al W de la falla de Tesalia, consta de cuatro cabalgamientos con vergencia al oriente, Tesalia, San Luis, Lengupá y Santa María (Anexo D). Estas estructuras conforman cuatro compartimentos estructurales apilados, los cuales involucran formaciones del Cretácico Inferior y más antiguas. Este conjunto de elementos estructurales se interpreta como un abanico imbricado,

cuyos cabalgamientos emergen del plano del cabalgamiento de Tesalia y divergen hacia arriba, comprometiendo al basamento económico y formando una secuencia de rompimiento hacia atrás (back sequence). La Falla de Tesalia puede corresponder a un shortcut de basamento al igual que la Falla de Santa María que se formaron por la inversión de una falla normal antigua.

La inclinación de los planos es alta cerca de superficie y se atenúa en profundidad. Los despegues son profundos y se sitúan hacia el Oeste, donde las fallas son más recientes o han sufrido eventos de reactivación e involucran los sedimentos de la Formación Lulitas de Macanal o más profundos.

Regionalmente, estos cabalgamientos forman parte de un anticlinorio brechado según los modelos de cinemáticas de Fault-Propagation fold de Suppe and Medwedeff 1990 (Corredor, 2004). Es un Fault-Propagation fold de gran escala con vergencia oriental desarrollado en el hangingwall del sistema de Fallas de Tesalia-Pajarito.

Este pliegue tiene el flanco frontal con buzamientos muy verticales a invertidos y el flanco trasero (fuera del área de estudio) es un monoclinal muy extenso con un buzamiento suave hacia el oeste.

La franja intermedia es la más extensa, está limitada por el cabalgamiento de Tesalia al W y al E por el Cabalgamiento del Guavio (Guaicaramo). Es un sinclinorio representado por una cobertera Terciaria con flancos en los que aflora parte de la secuencia del Cretáceo Superior. Esta caracterizada por pliegues de amplia longitud de onda.

Afloran dos sinclinales, Nazareth y Río Amarillo, separados por el Anticlinal de Medina que se interpreta como un Fault-Bend fold, asociado con la Falla del Guavio.

La falla del Guavio se forma a partir de una falla normal preexistente (rampa inferior), presenta una geometría escalonada con un despegue inicial en la

Formación Lutitas de Macanal de aproximadamente 18 Km de largo y seguida por una rampa intermedia de inclinación moderada (30° aprox.) sobre las unidades del Cretácico Inferior (Formaciones Fomeque, Areniscas de las Juntas y Une) ascendiendo unos 3.5 kilómetros, según la metodología de Suppe 1983 (en Linares 2000). Esta flexión estaría produciendo el Sinclinal de Nazareth. La falla continúa en flat esta vez sobre una unidad del Cretácico Superior (Formación Gachetá), con una longitud 3.5 kilómetros provocando otra flexión generando el Anticlinal de Medina.

El Sinclinal de Río Amarillo se forma como resultado del abrupto cambio de la Falla. Esta asciende por una larga e inclinada (60° aprox) rampa que corta unidades del Cretácico Superior hasta el Neógeno (Formaciones Guadalupe, Barco, Los Cuervos, Mirador, Carbonera, León y Guayabo). Sobre esta rampa se transportan las unidades de forma paralela y solo hacia la superficie se alcanza a notar un Snake head formado por las unidades de Cretácico Superior y Paleógeno. La expresión morfológica de este pliegue corresponde al filo del Cerro de Guaicaramo.

El escalonamiento de la Falla es controlado por dos causas: los contrastes en las propiedades mecánicas de las diferentes unidades estratigráficas por variación en las proporciones arena/arcilla, en donde las secuencias más arcillosas (Formaciones Lutitas de Macanal y Gachetá) actúan como despegues mientras las secuencias más arenosas tienden a formar rampas. La disposición de rocas más antiguas por efecto de fallas preexistentes, generan barreras y controlan la geometría y configuración final de las capas.

En el hanging wall de la Falla del Guavio se presentan tres grandes estructuras: el sinclinal de Nazareth, el Anticlinal de Medina y el Sinclinal del Río Amarillo, las cuales por efecto de la falla permiten que las formaciones Carbonera, León y Guayabo afloren. De igual forma la Falla de Aguaclara también es afectada. Esta falla presenta 35 kilómetros de flat en la sección restaurada, y se mantiene prácticamente en el mismo nivel hacia la base de la Formación Carbonera. No se puede cuantificar el desplazamiento por que los cutoff de las formaciones en el hanging wall de esta se encuentran ya erosionados.

La geometría, como la génesis de la Falla de Aguaclara no es muy clara ya que existen varias hipótesis. Una de ellas es que la raíz de esta estructura se encuentra al occidente en el sistema de fallas del frente montañoso Tesalia – Guavio y corresponde a alguna falla Cretácica reactivada posteriormente. Otra, es que la falla ha sido cortada por el sistema de Fallas de Tesalia y su despegue continúa al occidente más allá del trazo de la Falla de Tesalia. Ambas opciones no cambian con respecto al extenso flat, el cual puede ser explicado como la activación de una superficie de discordancia.

Debajo del Sinclinal de Nazareth en el flanco oeste, se desarrolla un cabalgamiento (Anticlinal de Farallones) relacionado con una falla con una gran rampa sobre rocas del Cretácico Inferior. Este cabalgamiento también deforma la Falla de Aguaclara. Si se tiene en cuenta las hipótesis de formación de la Falla de Aguaclara, la Falla de Farallones sería la continuación de la Falla de Aguaclara ó simplemente la Falla de Farallones terminaría en la Falla de Aguaclara.

En el flanco oeste del Anticlinal de Medina se desarrolla un cabalgamiento que involucra rocas del Cretácico Inferior. Se presenta un splay de la Falla del Guavio (Falla de Medina) con poco desplazamiento (Anexo D).

En el flanco Oriental despega un cabalgamiento de vergencia contraria (Back Thrust de Medina) en la Formación Gachetá e involucra rocas del Cretácico Superior al Paleógeno, el cual muere en la Falla de Aguaclara (Figura 43).

Relacionado con al Falla del Aguaclara hay un splay sobre la cresta del Anticlinal de Medina en rocas de la Formación Carbonera, esta falla presenta poco desplazamiento.

Hacia el Este de la Falla del Guavio se encuentra la franja Frontal (Zona Llanos), que comprende la zona con menor deformación ubicada al oriente del cinturón plegado y fallado del Piedemonte Llanero.

La Cuenca Llanos tiene poca estructuración y que se profundiza progresivamente hacia el oeste. Existe una disminución gradual del espesor de las unidades hacia el oriente.

Las estructuras identificadas corresponden a: falla inversa de poco desplazamiento vertical que geoméricamente tiene un ángulo alto (Cumaral) y a una estructura de despegue (Falla Yopal). La Falla de Cumaral se ha reactivado con movimiento inverso al patrón de fallamiento normal original. Ésta afecta a rocas del basamento y rocas del Cretácico y del Paleógeno, muere en la Formación Carbonera (Figura 43).

La Falla de Yopal nace en la Falla de Cumaral y muestra un despegue de unos 6Km de largo. Esta falla tiene una estructura anticlinal asociada (Anticlinal de la Florida). Tiene una inclinación muy suave y se encuentra al oriente de la sección (Anexo D).

Hay una cuña compuesta por dos fallas, el despegue de base se origina por una falla relacionada a la Falla del Guavio y el despegue de techo se origina en la Formación León, formando un cabalgamiento con vergencia al occidente plegando la Formación Guayabo. Esta cuña involucra la parte superior de la Formación Carbonera, la Formación León y la Parte inferior de la Formación Guayabo (Figura 43).

El Porcentaje de acortamiento calculado de la comparación entre la Sección Deformada y la Sección Restaurada (Anexo D) fue de 35.86%, el cual es consistente al calculado por Colletta y otros (1990), tomado de la sección balanceada de la Cordillera Oriental.

6 MODELO TRIDIMENSIONAL

A partir de las secciones deformadas 2D, las descripciones y comparaciones derivadas de estas, se puede construir un modelo estructural tridimensional del área estudio, el cual integra toda la información en un producto gráfico: un conjunto de superficies (horizontes y fallas) que representan la disposición de las rocas en profundidad.

Se utilizó el método de extrapolación para construir superficies, a partir de de las secciones deformadas. Los horizontes interpretados en las secciones se convirtieron en la base para construir las superficies con el modulo de triangulación del Software Geosec 3D.

El modelo tridimensional permitió caracterizar el comportamiento y expresión de las fallas en la zona y demás superficies generadas en el modelo 3D en profundidad, cambios de curvatura, el proceso de desarrollo de las estructuras en el subsuelo, variación de la geometría, estilo estructural y dirección de las mismas.

En la zona de estudio se observa una clara variación de estilos estructurales a través de la dirección del transporte tectónico. Se produce entonces una diferenciación de bloques delimitados por los principales cabalgamientos (Tesalia y Guavio). Para simplificar la construcción y análisis se construyó el modelo entre las franjas del Piedemonte y Llanos, debido a que no hay suficiente cubrimiento de las secciones deformadas y líneas sísmicas en la franja de la Cordillera.

La geometría de las fallas en el área de estudio depende en cierto grado de la configuración de la cuenca rift presente hasta el Cretáceo Medio y Tardío cuando empieza la acción de las placas Caribe y Nazca. Dicha configuración es determinante en la continuidad y disposición de las estructuras.

En la Figura 44 se puede observar la geometría final en forma de escalera de la falla del Guavio, con variaciones en la geometría de rampas y flats. Al sur, la falla se comporta como una sola rampa (oblicua). Hacia el norte gana paulatinamente desplazamiento y su geometría varia mostrando un flat inferior más largo que el flat superior y la rampa inferior más larga y con menor pendiente que la superior.

Al norte de la zona de estudio en el sector de Tierra Negra la falla nuevamente cambia su geometría, esta vez exhibe una rampa lateral (Figura 45).

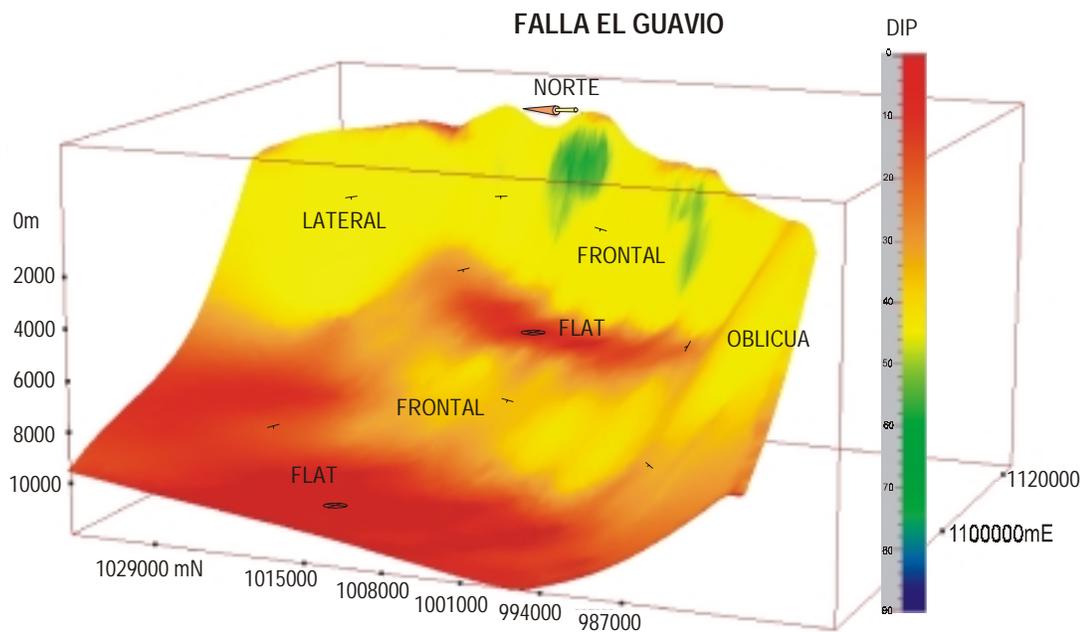


Figura 44. Variaciones en la geometría (flats y rampas frontales, laterales y oblicuas) de la falla de Guavio y cambios en la inclinación de la pendiente, vista en sentido NE, adquirida del modelo tridimensional en el software Geosec 3D.

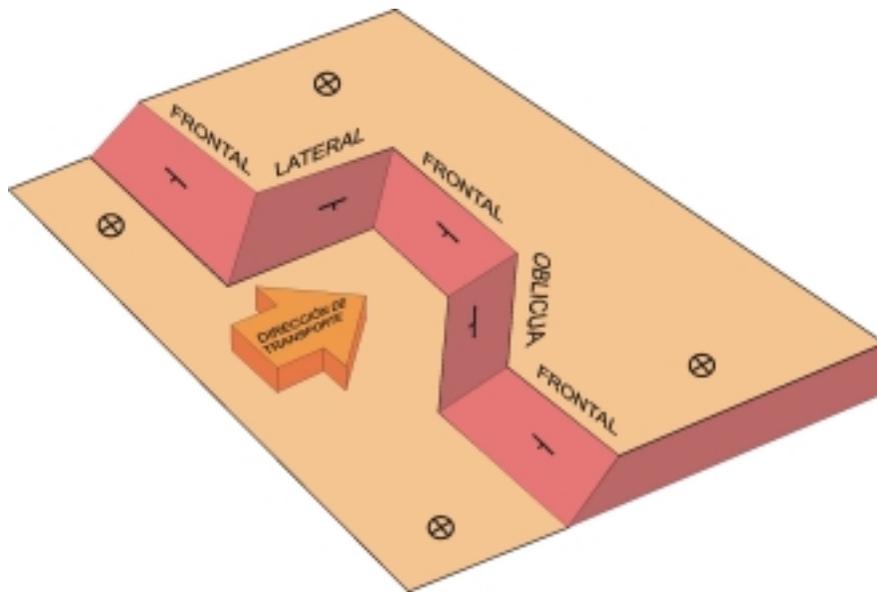


Figura 45. Bloque diagrama esquemático para la zona de estudio, con rampas frontales, laterales y oblicuas y dirección de transporte. Configuración y variaciones que posteriormente ejercen un control en la geometría de las fallas. Tomado y modificado de Wilkerson et al., (2002).

En el piedemonte las estructuras están relacionadas directamente con el desarrollo de la falla del Guavio y el desplazamiento diferencial a lo largo de ésta. De sur a norte, se aprecia que afloran rocas cada vez más antiguas (Neógeno a Cretácicas).

En la Figura 46 se observa el desplazamiento diferencial sobre una falla escalonada como lo es la falla del Guavio. Por lo tanto la estructura evoluciona en este sentido, así lo demuestran el modelo en la parte norte donde el Anticlinal de Medina presenta mayor amplitud y elevación estructural; hacia la zona de menor desplazamiento se presenta el cabeceo de la estructura.

El bloque diagrama del área de Medina – Tierra Negra, propuesto por Peel y Hossack (1987) muestra las diferencias generadas en el hanging wall de la falla del Guavio, en donde gradualmente hacia el norte afloran rocas más antiguas, por el desplazamiento diferencial y por la rampa lateral (Figura 47).

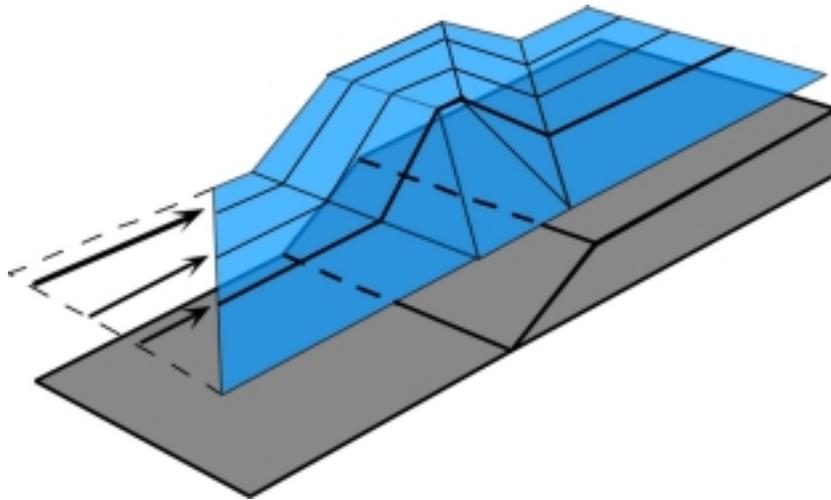


Figura 46. Desplazamiento diferencial aumentando gradualmente en el bloque yacente, el cabeceo de la estructura se presenta en el sector de menor gradiente de desplazamiento. Tomado y modificado de Wilkerson et al., (2002).

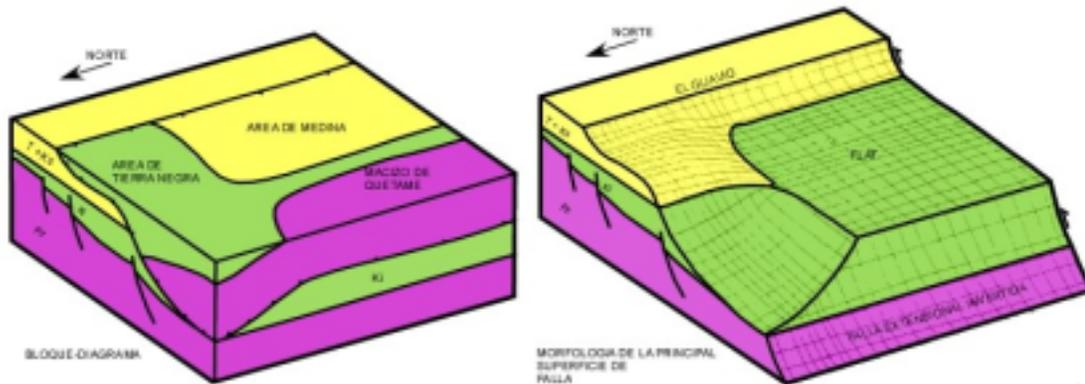


Figura 47. Bloque diagrama de área de Medina y Tierra Negra. Tomado y modificado de Peel y Hossack, (1987).

En el área de Medina las estructuras son amplias, mientras que en el sector de Tierra Negra son más estrechas, pero la longitud de onda es menor (Figura 48). En esta grafica se observa que al sur en donde la falla del Guavio presenta un rampa oblicua se produce un gran monoclinas. A continuación la falla presenta un flat en las rocas del Cretácico (Gachetá) y con la aparición de este flat crece el Anticlinas de

Medina, a medida que las rocas se desplazan sobre el flat la estructura aumenta su amplitud y elevación.

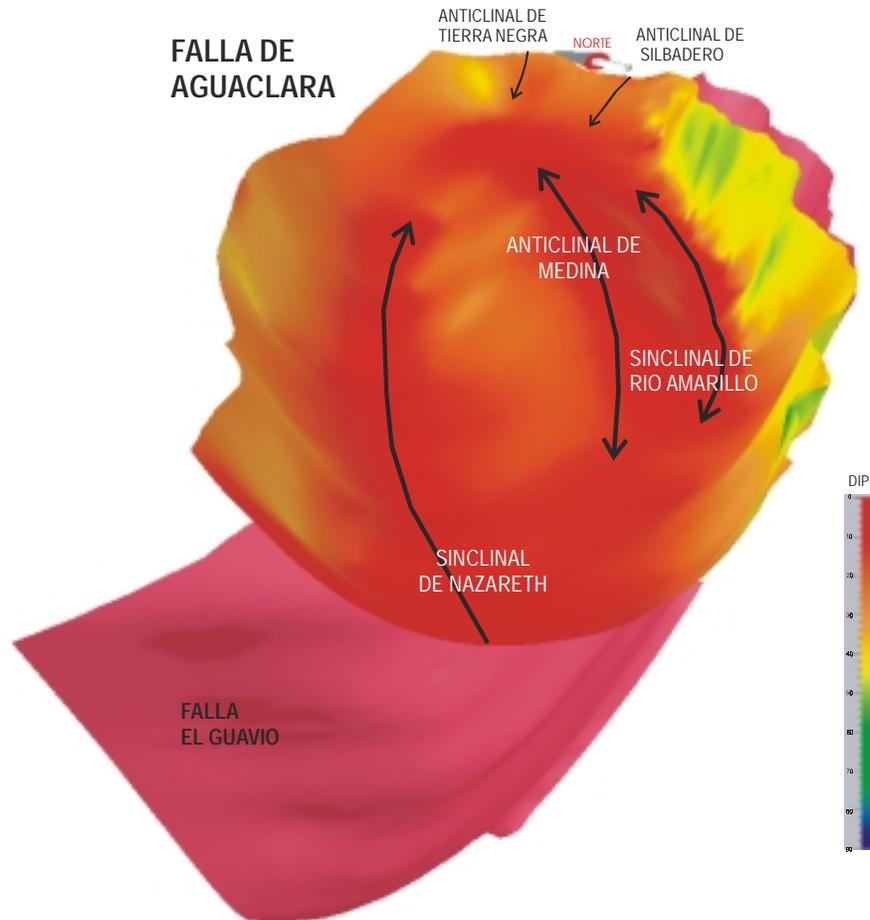


Figura 48. Fallas del Guavio y de Aguaclara y principales estructuras en el área de Medina y Tierra Negra. Cabeceo del anticlinal de Medina y demás estructuras asociadas hacia el suroeste. Adquirida del modelo tridimensional en el software Geosec 3D.

En la parte intermedia, en inmediaciones a San Luis de Gaceno (Figura 49) el flat en la Formación Gacheta continua, aquí es donde se presenta la máxima amplitud del Anticlinall de Medina y empieza a actuar el Back Thrust de Medina el cual rompe el Sinclinal de Río Amarillo en el subsuelo (este back thrust aumenta su desplazamiento hacia el norte).

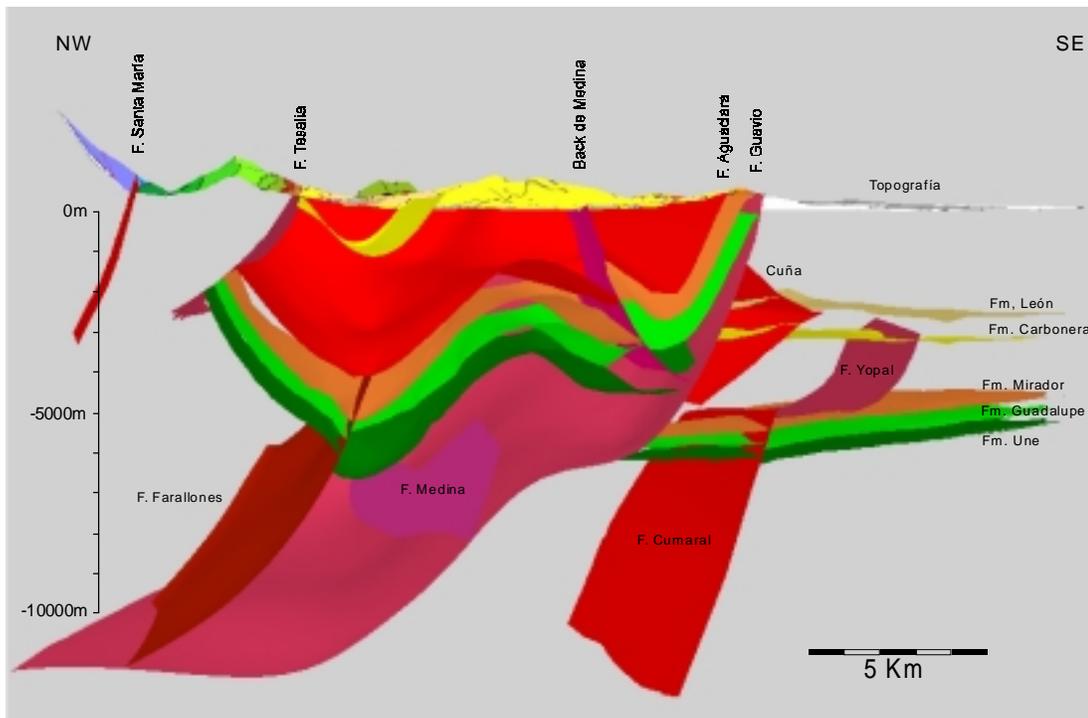


Figura 49. Vista de sur a norte del Modelo 3D. Se observa la presencia de una zona triangular o cuña en el sector NE, que involucra a las Formaciones Carbonera y León; de igual manera, la presencia de otras estructuras importantes, como el anticlinal de Florida asociado a la falla de Yopal, adelgazamiento de las formaciones hacia el Este y el desplazamiento del back de Medina.

En el sector del Río Upia, el Anticinal de Medina cabecea, y es aquí donde la secuencia empieza a ascender y se forman las estructuras del área de Tierra Negra (Anticinal de Tierra Negra y de Sildadero), y donde el Back Thrust de Medina presenta mayor desplazamiento, todo esto como resultado del cambio en la Falla del Guavio.

En el sector del Río Upia, y de la Quebrada Caño Blanco, se genera una rampa lateral (Rampa del Secreto) con componente de rumbo, la cual a su vez interviene en la modificación de las estructuras, enfrentadolas y produciendo cabeceo de sus ejes en direcciones a la rampa. Tal sería el caso del Anticinal de Silbadero y el Sinclinal de Río Amarillo. La rampa Lateral actúa como una falla tendiendo a la

vertical, con inclinación preferencia al SW. la rampa del Secreto se plantea para explicar los lineamientos y cambios en el Río Upia (Figura 50), si embargo no hay suficientes evidencias para planterarla, pues depósitos recientes cubren toda la zona.

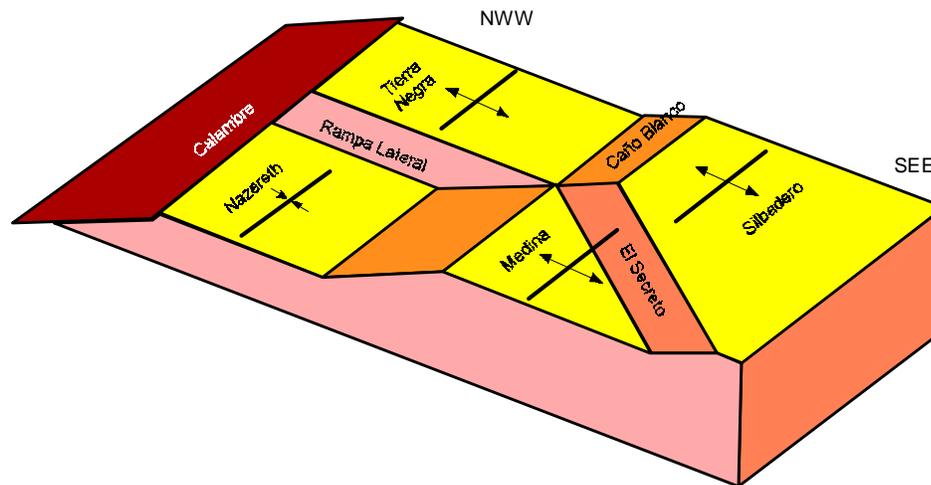


Figura 50. Modelo idealizado para la rampa del Secreto. Tomado y modificado de Geoestudios 1995.

La falla de Aguaclara es una superficie de despegue (detachment), al tope del conjunto C8 de la Formación Carbonera. Al sur, en la zona de Villavicencio (fuera del área de estudio) la falla muestra una rampa de inclinación moderada, con una estructura anticlinal asociada. En la zona de Santa Teresita (limite sur de la zona de estudio) la estructura ha sido erodada pero aún se conserva parte de la rampa (Figura 51 b).

Se propone que la Falla del Guavio se une o converge con la rampa de la Falla de Aguaclara en el sur (Figura 51 b). Esto se puede observar en la línea sísmica ME-92-1260, e implicaría que el desarrollo de la rampa superior de la Falla del Guavio o parte de ésta fue una antigua rampa de la Falla de Aguaclara.

La falla serpentina por la deformación producida por la Falla de Guavio (Figura 51 c-e). Desde el sistema montañoso (donde la falla es cortada por la Falla de Tesalia)

hasta el Cabalgamiento del Guavio (donde emerge como una rampa de bajo ángulo) se mantiene intraCarbonera con un extenso flat.

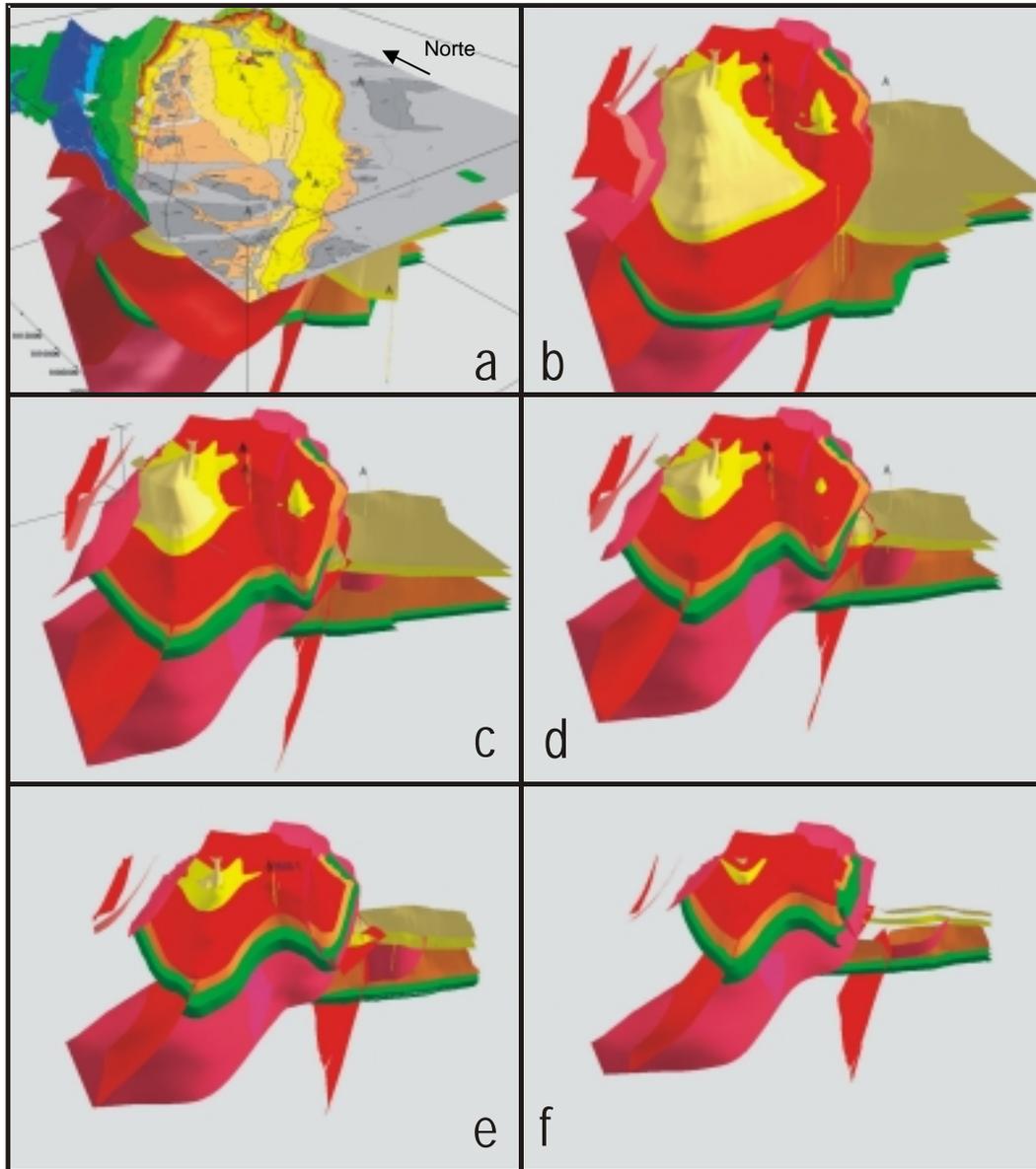


Figura 51. Mosaico del modelo tridimensional de sur a norte.

En el norte la Falla de Aguaclara aún en flat, emerge con toda la secuencia de Paleógeno en el cabeceo de los anticlinales de Tierra Negra y de Silbadero, donde

la Falla del Guavio presenta la rampa lateral. En esta zona la Falla de Aguaclara converge hacia el W (Anexo A), pero estaría fosilizada por los depósitos cuaternarios. La única evidencia es la línea sísmica TN-95-1350 (Figura 29), que muestra el cabeceo del Anticlinal de Tierra Negra.

Al oriente del Cabalgamiento del Guavio, se denomina zona de los Llanos o "foreland". El estilo estructural cambia junto con la estratigrafía pues la secuencia del Cretácico inferior se acuña contra el basamento hacia el Este, presentando un ligero engrosamiento de las capas hacia el NW. La deformación es menor y las principales estructuras se relacionan a fallas inversas que involucran basamento. El origen de estas fallas es posiblemente resultado de inversión tectónica de antiguas fallas normales, como es el caso de la falla de Cumaral, la cual involucra las rocas del Cretácico hasta la base de la Formación Carbonera.

La Falla de Cumaral tiene poco desplazamiento y produce un anticlinal de poca amplitud y muere en la Formación Carbonera. La Falla se encuentra paralela al trazo del cabalgamiento del Guavio (Figura 51).

Al norte aparece un cabalgamiento con despegue en la base de la Formación Carbonera muy similar al de la Falla de Aguaclara en la zona de Villavicencio, la estructura asociada corresponde al Anticlinal de Florida (Figura 51c-e). Esta falla puede corresponder al desarrollo incipiente de la Falla de Yopal que al norte juega un papel fundamental en la formación de las estructuras y pasa a convertirse en el límite y frente del cinturón plegado del piedemonte montañoso. Las dos fallas antes mencionadas parecen estar relacionadas, pues el despegue de la falla de Yopal parece tener raíz en la Falla de Cumaral.

Las Falla de Maya y su back thrust forman una cuña que afecta las Formaciones Carbonera, León y la parte basal de Guayabo. Esta estructura afecta rocas más jóvenes que los demás cabalgamientos en las franjas de Piedemonte y Cordillera, no está relacionada a los cabalgamientos de Yopal y Cumaral y parece que es el resultado de un evento local con mayor afinidad a la Falla del Guavio.

6.1 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Las fallas de Tesalia y El Guavio corresponden a estructuras extensivas del Jurásico y el Cretáceo temprano, que controlaron una sedimentación tipo “syn rift”. Este rift permitió la depositación de espesas secuencias marinas en aguas someras rellenando geometrías de grábenes y semigrábenes, cuyo limite oriental está dado por el hombro de Medina.

Posteriormente en el Cretácico Superior se dió un proceso de subsidencia térmica regional, lo que permitió la invasión de los mares epicontinentales hacia la actual Cuenca de los Llanos. A finales del Cretácico y comienzos del Terciario, ocurrió el primer evento de levantamiento de la cuenca, registrado por la discordancia que separa las rocas del Cretácico Superior del Paleoceno.

La secuencia Paleocena de origen continental (Barco - Los Cuervos) registra el desarrollo de una cuenca preandina de foreland, producto del levantamiento de la cordillera Central (ECOPETROL, 2000).

Durante el Eoceno Temprano y Medio se desarrolló un evento de deformación compresivo, que produjo levantamiento de la cuenca de los Llanos Orientales dando origen a la discordancia que separa el Paleoceno del Eoceno Tardío. Durante el Eoceno Tardío a Oligoceno se produjo un periodo de subsidencia en la cuenca, como resultado de la flexión de la litosfera debido al levantamiento de las Cordilleras Occidental y Central.

Seguido a este evento ocurre deformación y se producen las primeras estructuras en el área de Medina, simultaneas con la subsidencia flexural de la cuenca, correspondiente a fallamiento y plegamiento de tipo Fault -Propagation Fold. Este primer pulso origina que la erosión se concentre hacia la parte más alta de las estructuras que se están formando, originando una discordancia angular. Luego del evento erosivo continuó la depositación de la Formación Carbonera (C7 a C1).

En el Mioceno Medio (Fase Andina Temprana I) en el Piedemonte de los Llanos ocurrió una fase tectónica compresional moderada pero evidente, finalizando la previa sedimentación monótona de la Formación Carbonera, seguido por la depositación de la Formación León.

Durante el Mioceno Superior (Fase Andina Temprana II) probablemente comenzó el levantamiento inicial de la Cordillera Oriental hacia el oeste. En el Mioceno superior-Plioceno contemporáneamente con el progresivo levantamiento de la Cordillera en el oeste, una espesa serie de grano grueso continental (Formación Guayabo) fue depositada en el área del Piedemonte y Llanos (Casero et al., 1997).

La fase Orogénica Andina es una compleja secuencia de eventos tectónicos compuesta por varios pulsos de deformación y erosión. En el área de Medina se observa el resultado de estos pulsos, los cuales involucran la activación y generación de diferentes sistemas de cabalgamiento.

La superficie de discordancia del Oligoceno Temprano fue activada como una zona de despegue (tope del C-8), dando origen a la Falla de Aguaclara, que al emerger al este del área de Medina plegó las Formaciones Carbonera (C7 a C1), León y Guayabo, haciéndolas aflorar como la incipiente Serranía de Las Palomas.

La deformación con cabalgamientos imbricados, en secuencia de rompimiento hacia atrás, hacia el oeste, reactivan estructuras pre-Cretácicas (Tesalia y Santa María) generando el levantamiento del Macizo de Quetame.

La Falla del Guavio se desarrolló como inversión de una antigua estructura extensiva, dando origen al Anticlinal del Medina y los Sinclinales de Río Amarillo y de Nazareth y plegando la Falla de Aguaclara. De sur a norte su desplazamiento fue incrementándose, haciendo aflorar las unidades del Cretácico, formando lo que hoy se conoce como la Serranía de Las Palomas. La Falla del Guavio hacia el sur de la zona de estudio, se unió con la rampa emergente de la Falla de Aguaclara.

Los últimos eventos registrados en la zona de estudio están relacionados directamente con la Falla del Guavio, como el Back Thrust de Medina y la cuña.

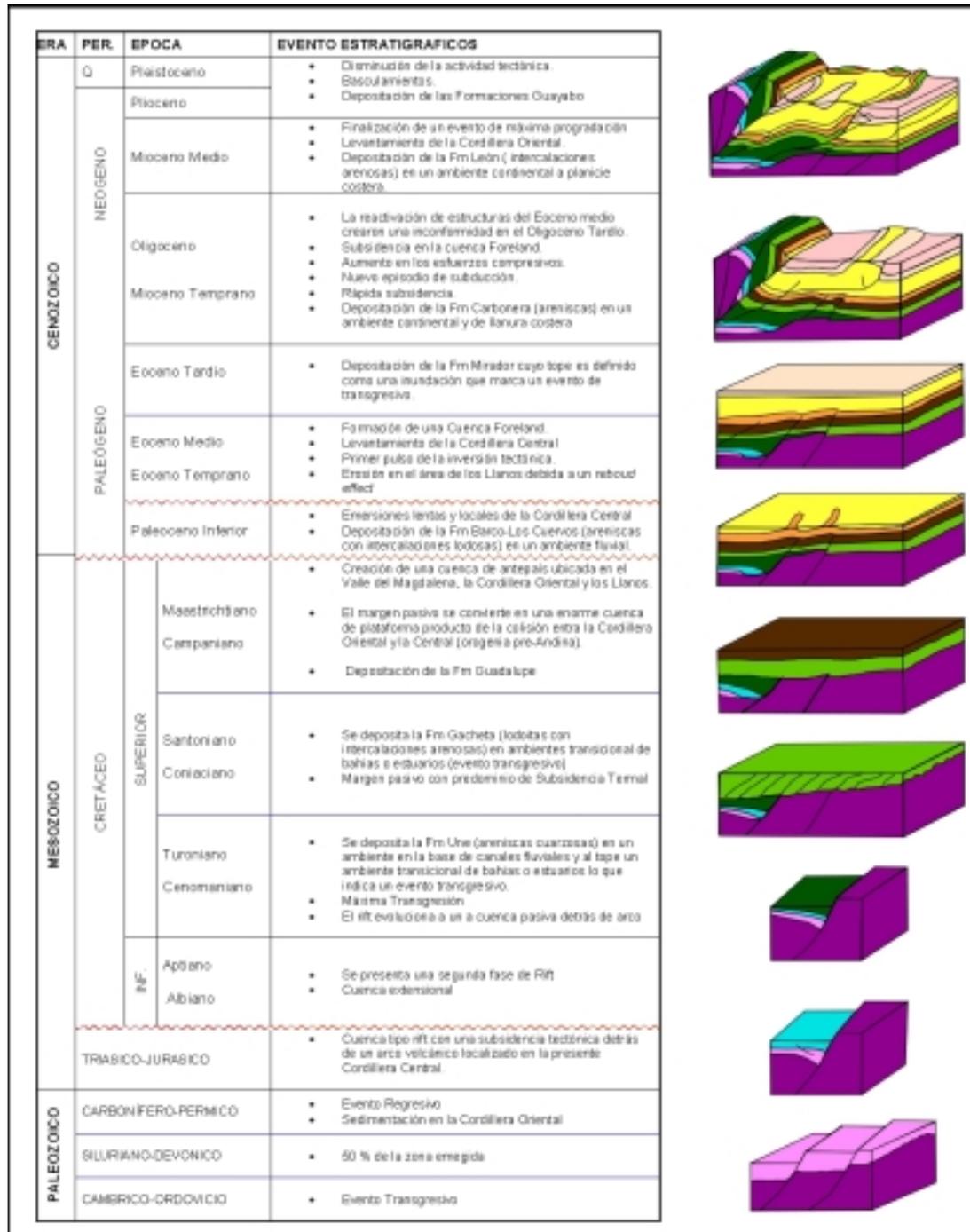


Figura 52. Esquema general de evolución tectónica. Tomado y modificado de ECOPETROL ICP 1998.

7 CONCLUSIONES

- El Anticlinal de Medina se interpreta como un Fault Bend Fold, relacionado a la Falla del Guavio, su desarrollo está condicionado a la geometría de falla y desplazamiento sobre ésta, con una dirección de transporte SE, desarrollo de sur a norte con mayor amplitud y elevación.
- La Falla del Guavio es la controladora de las estructuras del sector del Piedemonte (Anticlinal Medina, Sinclinales de Río Amarillo y Nazareth). Presenta una geometría escalonada a causa de dos factores: la anisotropía de las secuencias estratigráficas y a la disposición de los bloques del basamento.
- El modelamiento 3D del área muestra el predominio de dos estilos de deformación los cuales son, escama gruesa que involucra basamento como la Fallas de Tesalia - Santa María, y escama delgada asociados a fallas con despegues en la Formación Carbonera como las Fallas de Aguaclara y Yopal.
- La configuración de la cuenca rift del pre-Cretácico controla la geometría de la Falla del Guavio y en general las estructuras del Piedemonte, debido a que la mayoría de fallas están relacionadas a fallas normales preexistentes.
- La Falla de Aguaclara corresponde a una superficie de despegue al tope de la unidad C8 de la Formación Carbonera, y existen evidencias de que la falla fue inicialmente una discordancia que corta una estructuración de comienzos del oligoceno, tal como la angularidad entre las unidades supra e infrayacentes a la falla y el retrabajamiento de palinomorfos en las capas inmediatamente por encima de la falla.

- La sección restaurada de la línea MVI-97-1655 permitió medir un acortamiento de 25.6 km que representaría un 36% de la longitud total, este acortamiento es compatible con trabajos anteriores como el de Dengo et al., (1993) de 33% calculado en una sección de la Cordillera Oriental. Estos datos no son exactos pues no se tiene en cuenta los esfuerzos fuera del plano, que han sido documentados por Branquet et al., (2002).

8 BIBLIOGRAFÍA

- Alfonso H, 2001. Seismic Imaging and analysis over Colombian Foothills. ECOPETROL. ACIPET.
- Alvarez J, 1995. Three dimensional geometry and interference of fault bend folds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain. Journal of Structural Geology. Vol 17.
- A.R. Geophysical Consultant Ltda., 1997. Programa Sísmico Medina Villavicencio 97. Informe Final.
- ARIANA Ltda.- ECOPETROL, 2000. Evaluación del Piedemonte Llanero.
- BEICIP-FRANLAB – ECOPETROL, 1995. Cuenca de los Llanos Orientales. Estudio Geológico Regional.
- Branquet A.; Cheilletz A.; Cobbold P., Baby P., Laumonier B; and Giuliani G., 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area) Colombia. Journal of South American Earth Sciences. Vol 15.
- Casero P. and Salel J., 1995. Contrato de Evaluación Técnica del Piedemonte Sur. TOTAL-ECOPETROL.
- Casero P, Salel J and Rossato A., 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foothill of the Cordillera Oriental (Colombia). VI Simposio Bolivariano. Colombia, Cartagena.

- Cazier E., Hayward A., Espinosa G., Velandia J., Mugniot J, and Leel W., 1995. Petroleum Geology of the Cusiana Field, Llanos Basin Foothills, Colombia. AAPG Bulletin V 79, No 10.
- Colleta B., Hebrard F., Letouzey J., Werner P., and Rudkiewicz J., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section: in Letouzey J., ed., Petroleum and tectonics in mobile belts. Paris Edition Technip.
- Cooper M., Eddison F., Alvarez R., Hayward A., Howe S., Pulham A., Taborda A., Coral M., Graham R., Martinez J., Naar J. and Peñas R., 1995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Colombia. AAPG Bulletin V. 79, No10.
- Corredor F., 2004. Interpretación estructural sísmica de sistemas compresionales. Curso corto.
- Dengo C and Covey M., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. AAPG Bulletin V 77 No8.
- ECOPETROL, 1996. Programa Sísmico TN-95 Cartografía Geológico y Análisis Estructural.
- ECOPETROL-AEX, 1996(a). López C., Portilla O. Prospecto Lengupa-1.
- ECOPETROL-AEX, 1996(b). Ríos P., Bueno R, Higuera O. Proyectos Integrados Tierra Negra – Medina – Coporo - Villavicencio y Apiay. Bogota.
- ECOPETROL-AEX, 1998 (a). Prospecto Camarita-1.
- ECOPETROL-AEX, 1998(b). Prospecto Farallones-1.

- ECOPETROL-AEX, 1999. López C., Garavito F., Vélez V. Proyecto Medina Occidental prospecto Carmentea.
- ECOPETROL-AEX, 2000. Bloque Tierra Negra, Informe Técnico Anual de 1999.
- ECOPETROL-AEX, 2001(a). Bloque Medina Occidental, Informe Técnico Anual 2000.
- ECOPETROL-AEX, 2001(b). Contrato de riesgo compartido Medina Oriental, Informe técnico anual 2000.
- ECOPETROL-AEX, 2001(c). Rojas L. Evaluación Geológica Post perforación pozo Las Palomas 1. Bogotá.
- ECOPETROL-ICP, 1998. Evaluación regional Meta.
- ECOPETROL - ICP-GER, 1999. Modelamiento Estructural de la Cordillera Oriental.
- ECOPETROL-ICP, 2000. Linares R. Interpretación sísmica y análisis estructural en cinturones de cabalgamiento.
- ECOPETROL-ICP, 2002. Linares R., Posada C., Rueda E. y Vélez M. Modelamiento en Zonas Complejas del Piedemonte Llanero. Piedecuesta.
- Epard J., Groshong R., 1993. Excess area and Depth to Detachment. AAPG Bulletin V 77 No8.
- E.S.R.I., ECOPETROL, 1994. Geology and hydrocarbon potential of the Cordillera Oriental, Colombia.

- ESSO COLOMBIANA LIMITED, 1996. Contrato de Asociación Llanos-7, Informe Técnico Anual 1995.
- Etayo Serna F and Solé de Porta N., 2003. The Bata Formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic. *Journal of South America Earth Science* V16.
- GEOAMERICA Ltda., 1996. Geología de superficie área Coporo-Camarita.
- Geoconsult - Pangea Ltda., 2004. Consultoria para el desarrollo de proyectos que contribuyan a reducir el riesgo exploratorio en el Piedemonte Llanero.
- GEOSTUDIOS Ltda., 1995. Proyecto Medina.
- Gómez I., 2002. Distribución areal de la Formación Une en la áreas de Medina y Apiay (Cuenca de los Llanos Orientales) y sus posibles implicaciones en la exploración petrolera. Bogota.
- Griem W., 1999. Apuntes de Geología Estructural.
- Guerrero A y Peláez R., 1993. Proyecto Medina 92, Informe Final.
- Jones P., 1995. Geodynamic Evolution of the Eastern Andes, Colombia-An Alternative Hypothesis. *Petroleum Basin of South America, AAPG Memoir 62*.
- León L., 1999. Geología Estructural. Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas, Escuela de Geología.
- Linares R., 1996. Structural styles and kinematics of Medina Area, Eastern Cordillera, Colombia. MS Thesis. University of Colorado, Boulder, Colorado.
- Linares, R., 2000. Geología estructural en cinturones de cabalgamiento. Curso.

- Marshak S. y Mitra G., 1988. Basic methods of structural geology.
- MAXUS ENERGY COLOMBIA B.V., 1991. Informe técnico anual 1990, Contrato de Asociación "Recetor", Cuenca Llanos.
- MAXUS-GEOTEC, 1994. Análisis estratigráfico de la Formación Carbonera Cuenca de los Llanos Orientales Colombia, Bogota.
- MAXUS-GEOTEC, 1990. Surface geology of Recetor Block Colombia.
- Martínez J., 2002. Geología Estructural y Dinámica Global.
- McClay K., 1998. Structural Geology for Petroleum Exploration.
- Medwedeff D and Suppe J., 1997. Multibend Fault bend folding. Journal of Structural Geology. Vol 19.
- Mercier J. y Vergely P., 2001. Tectónica. McGraw Hill.
- Nelson S., 2003. Physical Geology.
- OCCIDENTAL DE COLOMBIA Inc., 1997. Estudio área de evaluación técnica Llanos Sur, Informe final.
- Peel F. and Hossack J., 1987. A structural study of the T.E.A. and adjacent areas in the Eastern Cordillera, Colombia. B.P.
- Renzoni G., 1967. Geología del Cuadrángulo L 12 Medina. Mapa Geológico. Escala 1:200.000.

- Roeder D and Chamberlain R., 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution. Petroleum Basin of South America, AAPG Memoir 62.
- Rowan M.; Linares R., 2000. Fold Evolution Matrices and axial surface analysis of Fold bend fault: Application of the Medina Anticline, Eastern Cordillera Colombia. AAPG Bulletin V84 No6.
- Salazar A., Laverdem F. y Duque H., 1996. Levantamiento de columnas estratigráficas área Coporo-Camarita, Informe Final. Bogota.
- Sismografía Colombiana S.A. y SISMOCOL S.A., 1995. Proyecto Medina 94, Informe Final.
- Ulloa C. y Rodríguez E., 1979. Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque. Boletín de Geología del Ingeominas. No22 (1).
- Ulloa C., Pérez V., Suárez M., 1984. XXII Reconocimiento Geológico. Área Guateque – Aguaclara. Campo Apiay. ACGG.
- Western Geophysical Company of America, 1981. Report of the Seismic Survey for Penzoil de Colombia.
- Wilkerson M., Apotria T. and Farid T., 2002. Interpreting the geologic map expression of contractional fault related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradients. Journal of Structural Geology. Vol 24.

9 ANEXOS

ANEXO A. Mapa geológico. Escala 1.100.000.

ANEXO B. Descripción de las principales líneas sísmicas de rumbo usadas en las secciones deformadas.

Línea	Coordenadas		Longitud / Azimut	Descripción / Observaciones
	Noroeste	Sureste		
Programa Sísmico Medina 92				
ME-92-1200	X: 1070105.90 Y: 991742.28	X: 1088696.32 Y: 972776.72	26.55 Km. 135°34'02"	Se localiza a 2 y 4 kilómetros al sur del río Humea y Gazamumo respectivamente desde el Piedemonte Llanero hacia las estribaciones de la Cordillera Oriental. Amarre con el pozo Las Palomas.
ME-92-1260	X: 1071732.07 Y: 996727.54	X: 1093828.82 Y: 978514.25	28.63 Km. (Recortada) * 129°34'21"	Localizada entre 2 y 1 kilómetros aproximado al Norte del río Humea y Gazamumo partiendo del Piedemonte Llanero en la Serranía de las Palomas hasta las estribaciones de la Cordillera Oriental. Amarre con los pozos Coporo y Cumaral.
ME-92-1440	X: 1075511.73 Y: 1006052.21	X: 1102613.72 Y: 978104.45	38.93 Km. (Recortada) * 135°57'21.40"	Se localiza partiendo del Piedemonte Llanero en la Serranía de Palomas, al Norte 1 y 3 kilómetros aproximados del río Gazaunta hasta las estribaciones de la Cordillera Oriental.
ME-92-1840	X: 1084089.75 Y: 1023832.05	X: 1096596.29 Y: 1014643.93	15.51 Km. (Recortada) * 126°18'33"	Se localiza 11 kilómetros al Sur de la población de San Luis de Gaceno, partiendo del caserío de Nazareth dista 500 metros aproximadamente de la margen del río Guavio.
ME-92-2010	X: 1084356.50 Y: 1030485.30	X: 1103192.60 Y: 1020515.40	21.31 Km. 117°50'37.60"	Se localiza 3 kilómetros al Sur de la población de San Luis de Gaceno, orientada con el Pozo Guavio 3, es continuidad de la línea ME-81-03, hasta la cuchilla de Cerro Negro en las estribaciones de la Cordillera Oriental.
ME-92-2080	X: 1091472.80 Y: 1037070.16	X: 1109496.50 Y: 1023796.50	22.34 Km. (Recortada) * 125°44'46.90"	Se localiza 4 kilómetros aproximadamente al Norte de San Luis de Gaceno, partiendo de la Mesa del Guavio, es continuidad de la línea RC-90-07, orientada hasta la Cuchilla de Guanega, estribaciones de la Cordillera Oriental.
Programa Sísmico Medina 94				
ME-94-1400	X:1073794.50 Y: 1000218.60	X: 1083059.70 Y: 992282.80	12.2 Km. 130°34'51"	
ME-94-1400E	X: 1081436.78 Y: 993672.88	X: 1098134.75 Y: 979401.73	21.96 Km. 130°31'12"	
ME-94-1600	X: 1077173.60 Y: 1007911.00	X: 1089128.38 Y: 1001663.60	13.5 Km. 117°35'24"	Debido a la mala respuesta del terreno en los sectores de rocas cretácicas al oeste de la falla de tesalia se cambiaron los parámetros de profundidad y de carga de los explosivos
ME-94-1600E	X: 1089128.38 Y: 1001663.60	X: 1104832.94 Y: 986581.71	21.78 Km. 133°50'24"	

Programa Sísmico Medina – Villavicencio 97				
MVI-97-1870	X: 1103056.00 Y: 1016116.44		20.64 Km. 142°38'40"	Amarre con los pozos Chaparral y Medina.
MVI-97-1655	X: 1075641.43 Y: 1014260.71	X: 1111305.73 Y: 995587.70	40.26 Km. 117°38'24"	Esta línea corta toda la secuencia de rocas desde el Paleozoico a Terciarias. Los tramos comprendidos entre las estacas 130 a 460 por tratarse de rocas cristalinas y sedimentarias afectadas por las Fallas de Santa Maria, Lengupá, San Luis y Tesalia, y entre las 780 a 845, 970 a 1070 por las condiciones topográficas y tratarse de materiales poco consolidados, tienen una calidad regular a mala.
Programa Sísmico Recetor 90				
RC-90-07	X: 1109496.50 Y: 1023796.50	X: 1121997.90 Y: 1015222.40	15.16 Km. 124°26'24"	
Programa Sísmico Cordillera 95				
CO-95-006	X: 1109223.80 Y: 1005446.80	X: 1123145.20 Y: 994409.60	17.77 Km. 128°24'36"	
Programa Sísmico Medina 81				
ME-81-03	X: 1101854.60 Y: 1020940.80	X: 1111242.00 Y: 1015086.00	11.063 Km. 121°57'	Amarre con el pozo Guavio 3
ME-81-09	X: 1094816.60 Y: 1015794.40	X: 1114877.60 Y: 1000462.40	25.25 Km. 127°23'24"	Amarre con el pozo Guavio 2

*Por las características topográficas agrestes e irregulares y el difícil acceso del terreno así como la presencia de gran cantidad de escarpes ocasionados por procesos de erosión y en los cruces de ríos y quebradas, las líneas fueron recortadas.

Los principales problemas de adquisición sísmica se presentan en los Farallones de Medina es decir en la parte Occidental, por alcanzar elevaciones que superan los 1600 m.s.n.m., por lo tanto, en esta zona se presentan los más bajos promedios de producción sísmica.

ANEXO C. Compilación de espesores de formación, (Tomado de ECOPETROL 1996b).

ESPEORES AFLORAMIENTOS (Metros)														
Columna	Autor	Año	Espeor Total	Tml	Toc	Tem	Tpc	Tpb	Ksg	Ksga	Kiu	Kif	Klij	Klim
Quebrada Piñalerita	Suárez, M.C.	1982	187			187								
San Luis de Gaceno-Aguadara	Rincón, G.	1982	540					540						
Quebrada Piñalerita	Barrientos, et al.	1994	140			140								
Sección Loma del Silbadero	Barrientos, et al.	1994	380			120	160	100						
Aguadara - El Secreto	Barrientos, et al.	1994	340			40	180	120						
Sección Guaicaramo	Barrientos, et al.	1994	150			150								
Sección Río Upia (sur de Aguadara)	Suárez, M.C.	1982	130			130								
Sección Aguadara - El Secreto	Suárez, M.C.	1982	162			162								
Quebrada Piñalerita	Vásquez, C.	1983	295				295							
Sección Vereda Aguas Claras	Sismool	1991	701						125	340	236			
Sección 8 Arenera Fm. Mirador	Geostratos	1995	133			133								
Sección 7 San Pedro de Jagua Fm. Quervos	Geostratos	1995	114				114							
Sección 6 Charolargo Fm Barco	Geostratos	1995	132					132						
Sección 5 Qda. Sucia Fm Guadalupe	Geostratos	1995	305						304,8					
Sección 4 Qda. Sucia Fm Gacheta	Geostratos	1995	105							105				
Sección 3 Oño. Negro Fm Uhe	Geostratos	1995	1252								1252			
Sección 2 Qda. Legia Fm Fórmeque	Geostratos	1995	1092									1092		
Sección 1 Cañón Fm Ar. Las Juntas	Geostratos	1995	655										655	
Sección Las Juntas-Guateque	Shell-Condor	1955	1500									1500		
Columna Generalizada Ríos Guacavía-Ariari	Total	1995	4785		1100	120	250	530	235	850	1700			
Sección Ríos Upia-Lengupá	Shell	1948	4950	950	1200	175	150	225	250	325	600	1075		
Aguadara	BP-Colmenares	1993	1850		860	110	450	40	390					
Aguadara-El Secreto	Geoconsulta	1993	770				347	173	250					
Guateque-Aguadara	Robertson Research	1982	8347	400	980	162	180		550	520	490	1220	915	2930
Mámbrita	Geostudios-Total	1995	3060								1400	>80	1100	480
Río Upia	Shell-Condor	1955	1980		1260	180	170	120	250					
Sta. Maria-Río Lengupá	Intercol	1981	2720						550	460	1630	>80		
Villacarda	ICP-Rojas, N.	1993	835		210	100	140	65	320					
Carretera Sta. Isabel-Sta Teresa Loma El Tiro	Chevron	1992	315		>81	234								
Columna 3 A	Geostudios	1995	1353			150	330	180	540					
Sección 1	Geostudios	1995	3060				125	135	500	250	1300	>750		
Sección 2	Geostudios	1995	7190	850	>600	>220	250	60	500	330	1280	1500	1200	>400
Sección 4	Geostudios	1995	1550		>370	260	240	180	500					
Sección 5	Geostudios	1995	5660	950	>350	100	>100	190	330	400	1200	1150	650	>240
Sección 6	Geostudios	1995	6529	804		>200	399		193	457	1426	1096	554	1400
Sección 7	Geostudios	1995	3345	340		125	410		300	240	900	250	300	480
Sección 8,9,10	Geostudios	1995	3900	800	370	295			200	245	1300		650	
Sección 11,12	Geostudios	1995	2845	>190					180	275	1200		>800	>200
Ingeominas K 12	Ingeominas	1976	8313	400	1000	160	180		478	350	1100	800	910	2935
Proyecto Medina	Geostudios	1995	6794	900	900-1000	150	334	200	300	245	1165	1000	1100	1400

ANEXO D. Sección restaurada y balanceada MVI 971655.