

**MODELO GEOLÓGICO 3D EN LA CUENCA DE MEDINA (CORDILLERA
ORIENTAL, COLOMBIA) A PARTIR DE SECCIONES DEFORMADAS.**

**JAVIER ORLANDO CÁRDENAS VEGA
LAURA ROCÍO GARCÍA BONILLA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

**MODELO GEOLÓGICO 3D EN LA CUENCA DE MEDINA (CORDILLERA
ORIENTAL, COLOMBIA) A PARTIR DE SECCIONES DEFORMADAS.**

**LAURA ROCÍO GARCÍA BONILLA
JAVIER ORLANDO CÁRDENAS VEGA**

**Trabajo de Grado para optar al título de:
Geólogo**

Director

**JORGE EDUARDO PINTO VALDERRAMA
Geólogo MSc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014

DEDICATORIA

A mi padre por regalarme tantas sonrisas, tanto amor, apoyo y cariño.

A mi madre por la dedicación, la entrega y el amor incondicional.

A Gru, mi hermano favorito, por ser mi gemelo fantástico y un gran ser humano.

A Dani, mi gran amor, gracias por llegar a mi vida y quedarte.

En memoria de mi abuelo Isidoro y mi tío Antonio

A Tontín por acompañarme siempre.

Laura

DEDICATORIA

A mi madre Marleny y mi padre Carlos por brindarme el apoyo incondicional y regalarme las esperanzas de ser una mejor persona y profesional.

A mi hermano el negro por hacerme reír sin importar las contrariedades.

A Laura que sin importar las adversidades y dificultades que presentamos logramos con esfuerzo y sacrificio sacar adelante con esfuerzo este trabajo.

A Andrés Guarín porque su opinión siempre se escuchó y nos apoyó.

A Daniel y Camilo por sacarnos tiempo donde no lo tienen para asesorarnos en nuestro desarrollo del proyecto y nos guiaron como tutores.

Y finalmente agradezco a toda persona que contribuyo en mi vida personal y profesional durante este largo y fructífero periodo que fue mi vida universitaria.

Javier

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Industrial de Santander y a la Escuela de Geología por brindarnos una formación integral.

A nuestro director de proyecto Jorge Eduardo Pinto por darnos la oportunidad de realizar este proyecto de grado el cual nos aportó considerablemente en nuestro desarrollo profesional.

A Daniel Díaz y Camilo Díaz infinitas gracias por toda la ayuda brindada a lo largo del proyecto.

A Francisco Velandia nuestro evaluador, por contribuir a la entrega de un buen trabajo de grado.

A nuestros compañeros y amigos que nos acompañaron a lo largo de este proceso; especialmente a Andrés Guarín, Paola Landazábal, German Galvis por los momentos compartidos durante la carrera, el apoyo y la colaboración.

Javier Cárdenas y Laura García

CONTENIDO

INTRODUCCION	22
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	24
2. OBJETIVOS	27
2.1 Objetivo General	27
2.2 Objetivos específicos.....	27
3. METODOLOGIA.....	28
4. ANTECEDENTES	29
4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL	29
4.2 MARCO GEOLOGICO LOCAL	33
4.3 ESTRATIGRAFIA	37
4.3.1 Grupo Quetame.....	39
4.3.2 Grupo Farallones.	39
4.3.3 Formación Batá.	40
4.3.4 Formación Calizas del Guavio.....	41
4.3.5 Formación Lutitas de Macanal.....	41
4.3.6 Formación Areniscas de Las Juntas.....	42
4.3.7 Formación Fómeque.....	43
4.3.8 Formación Une.	43
4.3.9 Formación Chipaque.....	44
4.3.10 Grupo Guadalupe.....	45
4.3.11 Formación Barco.	46

4.3.12	Formación Los Cuervos.	47
4.3.13	Formación Mirador.	48
4.3.14	Formación Carbonera.	49
4.3.15	Formación León.	50
4.3.16	Formación Guayabo.	51
4.3.17	Formación Corneta.	52
5.	MARCO TEORICO.	53
5.1	TIPOS DE CORTES GEOLOGICOS	53
5.2	SECCIONES BALANCEADAS.	55
5.2.1	Construcción de secciones balanceadas	57
5.2.2	Restricciones	58
5.3	MODELAMIENTO 3D.	59
6.	PROCESAMIENTO Y DESARROLLO	63
6.1	Fase de Análisis.	63
6.1.1	Recopilación y análisis de la información.	63
6.1.2	Trabajo de campo.	66
6.1.3	Prueba de Software.	68
6.2	Fase de Diseño.	68
6.2.1	Interpretación sísmica.	68
6.2.2	Integración de datos.	72
6.3	Fase de Desarrollo	72
6.3.1	Construcción de Secciones	72
6.3.2	Construcción Modelo 3D.	79

7. RESULTADOS	82
7.1 Secciones Balanceadas	82
7.2 Modelo Geológico 3D	87
7.3 Reconstrucción Esquemática	88
7.4 Correlación de Resultados.....	89
CONCLUSIONES.....	92
BIBLIOGRAFÍA.	94
ANEXOS	105

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la cuenca de Medina en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental, entre las fallas de Guaicaramo al Este y la Falla de Tesalia al Oeste.....	25
Figura 2. Principales elementos tectónicos de la Región del Caribe. Actualmente el Bloque Panamá-Choco y el norte de los Andes acomodan los esfuerzos asociados con la tripe juntura entre la Placa del Caribe, la Placa de Nazca y la placa de Sur América.	31
Figura 3. Dirección del máximo esfuerzo en el sector norte de los Andes.	32
Figura 4. Mapa geológico de la cuenca de Medina mostrando estructuras como la falla de Guaicaramo (FG), el sistema de fallas de Tesalia (FT), Sinclinal de Medina (SM), Sinclinal del Río Amarillo (SA) y el Anticlinal del Guavio (AG) (Anexo1).	34
Figura 5. Columna estratigráfica generalizada del flanco oriental de la Cordillera Oriental.....	38
Figura 6. Ejemplos de corte geológico actual o deformado (a-s) y (b-s), corte geológico deformado admisible (a-p) y (b-p).	53
Figura 7. Ejemplo de cortes geológicos en el área de estudio. a. Corte geológico restaurado. b. Corte geológico balanceado.....	55
Figura 8. Mapa en 3D de los topes de Carbón y fallas normales en la cuenca Black Warrior, Alabama.....	60
Figura 9. Mapa de localización de las líneas sísmicas en el área de estudio.....	64
Figura 10. Mapa de localización de las líneas sísmicas seleccionadas.	65
Figura 11. Mapa con la ubicación de estaciones.....	66
Figura 12. Línea sísmica ME-1994-1810 en tiempo doble, sin interpretación. Ubicación.....	69
Figura 13. Línea sísmica ME-1994-1810 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.	70

Figura 14. Línea sísmica ME-1992-1440 en tiempo doble, sin interpretar. Ubicación línea sísmica Figura 10.....	70
Figura 15. Línea sísmica ME-92-1440 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.	71
Figura 16. Línea sísmica ME-1994-1230 en tiempo doble, sin interpretación. Ubicación línea sísmica Figura 10.....	71
Figura 17. Línea sísmica ME-1994-1230 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.	72
Figura 18. Contactos de las formaciones cargados en 2D Move.	73
Figura 19. Mapa de contactos y buzamientos cargados en 2D Move.	74
Figura 20. Resumen estadístico de datos estructurales mostrando la orientación sugerida de la sección.....	75
Figura 21. Ubicación de las tres secciones estructurales en el mapa geológico con los contactos de las formaciones cargados en 2D Move.	76
Figura 22. Intersecciones de los contactos de las formaciones con la sección 1.	77
Figura 23. Intersecciones de los contactos de las formaciones y buzamientos con la sección 1.	78
Figura 24. Imagen de sección 1 en construcción.	78
Figura 25. Secciones realizadas montadas en 3D Move.....	79
Figura 26. Herramienta de creación de superficies 3D Move.....	80
Figura 27. Primera superficie del Modelo 3D.....	81
Figura 28. Sección Balanceada 1	84
Figura 29. Sección Balanceada 2	85
Figura 30. Sección Balanceada 3.....	86
Figura 31. Modelo Geológico 3D en la Cuenca de Medina	87
Figura 32. Reconstrucción esquemática (sin escala) de la depositación de secuencias sedimentarias en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental.....	88

Figura 33. Geometría propuesta para el área del Macizo de Quetame y anticlinal de Medina..... 89

Figura 34. Sección regional Las Juntas-Llanos..... 90

Figura 35. Sección estructural basada en la línea HR-2010-A..... 91

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas límites de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización Figura 1.	24
Tabla 2. Datos estructurales en azimut de rumbo y magnitud de buzamiento.....	67

LISTA DE ANEXOS

Anexo A. Mapa geológico de la cuenca de Medina mostrando estructuras como la falla de Guaicaramo (FG), el sistema de fallas de Tesalia (FT), Sinclinal de Medina (SM), Sinclinal del Río Amarillo (SA) y el Anticlinal del Guavio (AG) (Ver Carpeta Adjunta).....	105
Anexo B. Tutorial para cargar líneas sísmicas.	106

RESUMEN

TITULO: MODELO GEOLÓGICO 3D EN LA CUENCA DE MEDINA (CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA) A PARTIR DE SECCIONES DEFORMADAS*

AUTORES: LAURA ROCIO GARCIA BONILLA
JAVIER ORLANDO CÁRDENAS**

PALABRAS CLAVE: Cuenca de Medina, Cordillera Oriental, inversión tectónica.

CONTENIDO

El área de estudio comprende la cuenca de Medina, correspondiente al extremo Oriente de la Cordillera Oriental con un área aproximada de 5500 Km². Se encuentra limitada al oeste por la falla de Tesalia y al este por la Falla de Guaicaramo, conformada por tres estructuras principales: sinclinal de Medina, Anticlinal del Guavio y sinclinal del Río Amarillo. Esta cuenca presenta gran información de interés geológico y comercial, En base a datos geofísicos y de campo referenciados en una base de datos, se realizaron tres secciones balanceadas paralelas a la dirección del esfuerzo principal construidas con base a criterios geométricos con el fin de generar un Modelo 3D.

A través del análisis de secciones balanceadas se reconoció que la falla de Guaicaramo presenta inversión tectónica condicionada por una falla antigua del basamento heredada de la tectónica extensional Mesozoica que reactiva de manera inversa durante el Cenozoico. El modelo 3D indica comportamiento heterogéneo de las estructuras a lo largo de la cuenca, El sinclinal Rio Amarillo y anticlinal Guavio son pliegues generados por flexión de falla con cierre en los flancos hacia el norte de la cuenca. El sinclinal de Medina presenta cabeceo al sur y su eje es adyacente a la falla de tesalia. Por último la cuenca Medina se define con un estilo estructural que implica deformación de piel gruesa, y mayor levantamiento en la sección norte que ocasiono la erosión de las formaciones del Neógeno, con esto se brindan nuevas herramientas para futuras prospecciones y estudios, en búsqueda de nuevos recursos en la cuenca de Medina.

*Trabajo de grado

**Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama, Geólogo M.Sc.

ABSTRACT

TITLE: GEOLOGICAL 3D MODEL OF MEDINA BASIN (EASTERN MOUNTAIN RANGE, COLOMBIA) FROM DEFORMED SECTIONS *

AUTHORS: LAURA ROCIO GARCIA BONILLA
JAVIER ORLANDO CÁRDENAS**

KEY WORDS: Medina basin, Mountain range, tectonic inversión.

CONTENT

The study area comprises the Medina basin, corresponding to the extreme east of the Cordillera Oriental with an area of approximately 5500 km². It's bounded on the west by Tesalia fault and east by Guaicaramo fault, consisting of three main structures: Medina synclinal, Guavio anticlinal and Río Amarillo synclinal. This basin has great geological information and commercial interests. Based on geophysical and field data referenced in a database, was built three balanced sections parallel to the direction of principal stress based on geometric criteria in order to generate a 3D model.

Through the analysis of balanced sections, it recognized that Guaicaramo fault presents tectonic inversion conditioned by an basement ancient fault inherited by Mesozoic extensional tectonics that reactive inversely during the Cenozoic. The 3D model shows heterogeneous behavior structures along the basin, Río Amarillo anticlinal and Guavio syncline are folds generated by bending fault with closes on the flanks to the north of the basin. The Medina has pitching syncline axis in south and is adjacent to Tesalia Fault. Finally the Medina basin is defined with a style that involves structural thick skinned deformation, and increased lift in the northern section that caused the erosion of Neogene formations, with this new tools for future prospecting and studies, in search of new resources in Medina Basin.

*Bachelor Thesis

** Physicochemical Faculty of Engineering, School of Geology, Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama, Geologist MSc.

INTRODUCCION

La Cuenca de Medina, correspondiente al extremo Oriente de la Cordillera Oriental; en los departamentos de Meta, Casanare, Cundinamarca y Boyacá. La zona de Medina como parte de la Cordillera Oriental ha sido objeto de investigación de varios proyectos; descripción cartográfica geológica, estratigrafía, estudios de estilos y controles estructurales, secciones sísmicas, registros de pozos, y modelos cinemáticos, debido a la presencia de yacimientos de hidrocarburos cercanos e indicadores de posible presencia de yacimientos en la cuenca de Medina; esta probablemente sea un área de valor para el hallazgo de hidrocarburos.

En búsqueda de información y localización de nuevos yacimientos , el complejo estructural de la zona la hace bastante compleja y llamativa en áreas investigativas, acorde a esto el modelamiento geológico es posiblemente la mejor forma de interpretar el área para permitir posteriores y nuevos análisis de prospección en la cuenca, el hecho de comprender el comportamiento geológico y estructural del Subsuelo abre nuevos campos de análisis para zonas inexploradas y su estudio como recurso en diversos campos de exploración.

Debido al interés científico en la exploración de la Cuenca de Medina, ésta ha sido fuente de constantes investigaciones que permitieron desarrollar varios modelos geológicos, como son los de: Sarmiento (2001), Mora (2007 - 2010) y Egbue & Kellogg (2012). Según el modelo de Mora (2010) la zona presenta esfuerzos tectónicos los cuales causan una compresión del sinclinal; incluyendo las fallas inversas de Tesalia, falla de Lengupá y la falla de Guaicaramo que delimita la zona; a pesar de ser inversa presenta una componente de rumbo (Cadena 2007). Lo anterior hace que existan tanto pérdidas o adiciones de volumen en la sección

generando una mayor complejidad en el área e incógnitas en la misma. Por lo tanto este proyecto parte de la necesidad de integrar varias técnicas con el fin de brindar nuevos resultados en temas de tectónica en el área de Medina; donde se emplearan herramientas de software para desarrollar un modelo 3D que permitirá visualizar y entender las estructuras geológicas profundas, este modelo busca aportar mayor información y conocimiento del área de estudio que servirá de base para futuras investigaciones.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Un modelo geológico 3D es una herramienta de interpretación, el hecho de comprender el comportamiento geológico y estructural del subsuelo abre nuevos campos de análisis para zonas inexploradas y su estudio como recurso en diversos campos de exploración.

El área de estudio se conoce como la Cuenca de Medina (Figura 1), correspondiente al extremo Oriente de la Cordillera Oriental; ubicada entre los Departamentos de Meta, Casanare, Cundinamarca y Boyacá. Abarca un área de 5500 Km² aproximadamente, entre las coordenadas X: 1'054.994 – 1'129.657, Y: 969.485– 1'044.114.

Tabla 1. Coordenadas límites de la zona de estudio, origen Bogotá (1.000.000 y 1.000.000). Localización Figura 1.

Puntos	Coordenada X (m)	Coordenada Y(m)
A	1.054.994	1.044.114
B	1.129.657	1.044.114
C	1.054.994	969.485
D	1.129.657	969.485

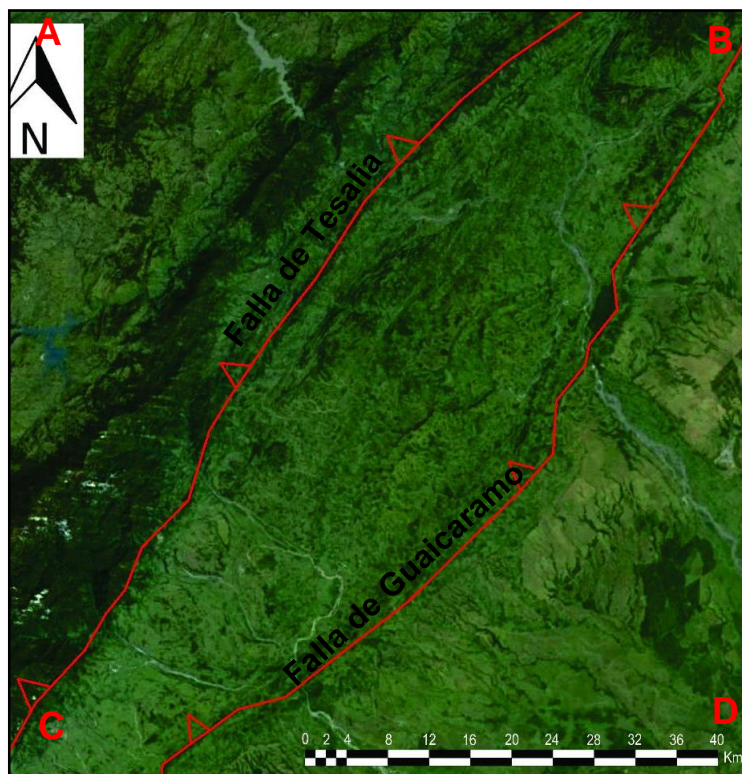
Fuente: Cárdenas y García (2014)

La zona de Medina como parte de la Cordillera Oriental ha sido objeto de investigación de varios proyectos; descripción cartográfica geológica, estudios de estilos y controles estructurales, secciones sísmicas, registros de pozos y modelos cinemáticos. La recopilación de datos se somete a un análisis sistemático

para desarrollar por medio de un software el modelo geológico del subsuelo del área.

De acuerdo con la información anteriormente citada, este proyecto investigativo buscara resolver: ¿Cómo funciona la tectónica compresiva e inversión tectónica en el modelo geológico del área de Medina?; Por lo tanto inferimos que dichas cuestiones parten a solucionarse por medio de un modelo geofísico.

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



Fuente: Tomado de Google Maps. Modificado por Cárdenas y García (2014).

Para solucionar dicha incógnita previamente mencionada se generaran secciones seriadas y balanceadas que permitan interpolar las geometrías asociadas a los horizontes estratigráficos y fallas, con el fin de generar un modelo geológico 3D que permita acoplar la información en un modelo actual que contribuya a la investigación de prospección de la zona en cuestión.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

Contribuir a la comprensión de las características geológicas y estructurales del subsuelo en la cuenca de Medina (Cordillera Oriental, Colombia) a partir de la integración de datos de superficie y de sísmica en la generación de tres secciones balanceadas paralelas al esfuerzo principal con el fin de construir un modelo geológico 3D.

2.2 Objetivos específicos

- Realizar tres secciones deformadas a lo largo de la cuenca de Medina paralelas a la dirección máxima de esfuerzos por medio de la integración de datos de superficie y de sísmica.
- Balancear la secciones deformadas con base a criterios geométricos.
- Elaborar un modelo geológico 3D del subsuelo empleando la información cartográfica y las secciones seriadas con la deformación actual.

3. METODOLOGIA

La metodología propuesta para cumplir con los objetivos planteados consto de varias fases, primero se recolecto la información bibliográfica de diferentes fuentes en el área de estudio sobre geología regional, geología estructural, estratigrafía y con temas relacionados con secciones balanceadas y modelamiento 3D.

Antes de iniciar la interpretación de las líneas sísmicas fue necesario hacer un control de calidad de las líneas. Concluidas las fases de análisis y de diseño, se procedió a la construcción de secciones y modelado en el Software Move, donde se integraron los datos obtenidos en campo y de bases de datos proporcionadas.

Una vez construidas y analizadas las secciones balanceadas y el Modelo geológico 3D de la Cuenca de Medina se procedió a la realización del informe final, qué busco justificar satisfactoriamente las interpretaciones obtenidas y cumplir con los objetivos anteriormente propuestos.

4. ANTECEDENTES

La mayoría de los trabajos realizados en Colombia hasta el momento han estado encaminados a determinar la historia de la evolución geológica de Colombia, generalmente a grandes rasgos, con una resolución lo suficientemente buena a la escala de las Cordilleras e incluso de cada una de las cuencas. Algunos de los trabajos más recientes se han enfocado a zonas más pequeñas (Gómez et al, (2003), Gómez et al, (2005); Mora, (2007); Parra, (2008), con el fin de mejorar dicha resolución en la cronología de los eventos deformativos asociados a un grupo de estructuras más específico. A continuación se presentan detalles de la geología regional y del área de estudio.

4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El sector norte de los Andes en Colombia es una región tectónicamente compleja con una triple unión entre la placa continental de Sur América y las placas oceánicas del Caribe y de Nazca (Ego et al. 1996; Pennington, 1981). Según Cortes *et al.*, (2006) los tres mayores cinturones orogénicos (Cordillera Occidental, Cordillera Central y la Cordillera Oriental) son el resultado de la interacción compleja de estas placas (Figura 2). Los regímenes de esfuerzos asociados a la interacción de estas tres placas se acomodan dentro y entre dos grandes bloques: el Bloque Panamá-Choco y el Bloque norte de los Andes (Kellogg y Vega, 1995; Pennington, 1981).

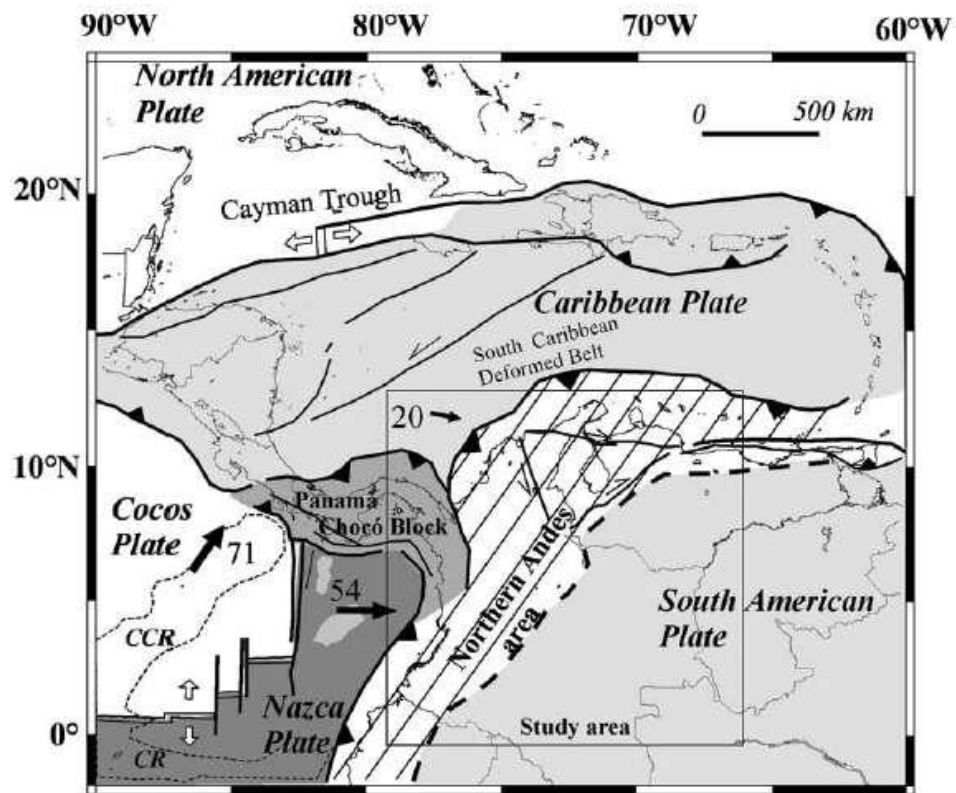
La cordillera Oriental está limitada al Este por una cuenca tipo Foreland del Neógeno, conocida como la Cuenca de los Llanos. El flanco oriental de la Cordillera Oriental es el resultado de un orógeno de cuencas invertidas (Tesón et al., 2013). Según Mora et al. (2007), durante el Cretácico inferior las cuencas

fueron controladas por fallas normales asociadas a un rift, depositándose sedimentos marinos y transicionales sobre un basamento paleozoico. Seguidamente durante el Cretácico superior, las cuencas fueron controladas por subsidencia post-rift, depositándose materiales continentales, transicionales y marinos someros. Finalmente, a partir del Paleoceno, las cuencas de rift se invirtieron dando lugar a una cuenca de antepaís con sedimentos transicionales y continentales. Desde el punto de vista estructural la Cuenca de Los Llanos presenta un dominio de deformación de piel delgada con niveles de despegue en el Terciario (Mora et al., 2010).

Se ha estimado que la primera fase de inversión tectónica de la Cordillera Oriental comenzó en el Mioceno debido a la colisión del bloque Baudó-Panamá con el margen occidental activo de América del Sur (Colleta et al., 1990; Cooper et al., 1995; Duque-Caro, 1990; Van der Hammen, 1958). Mediante el análisis de interpretación sísmica en el Piedemonte Llanero el periodo de máxima inversión de la cuenca reportada por Rochat *et al.*, (2003) es de 5-3 Ma, Martínez (2006) entre 7-5 Ma y para Cortes *et al.*, (2006) entre 14-5 Ma.

Durante esta fase de deformación, la Cordillera Oriental fue levantada y erodada, fallas extensionales antiguas fueron invertidas y se desarrollaron nuevas estructuras compresionales. Así mismo pliegues del Eoceno Medio fueron reactivados en el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en el Valle Medio del Magdalena (Según Buttler y Schammel, 1989 en Cooper *et al.*, 1995).

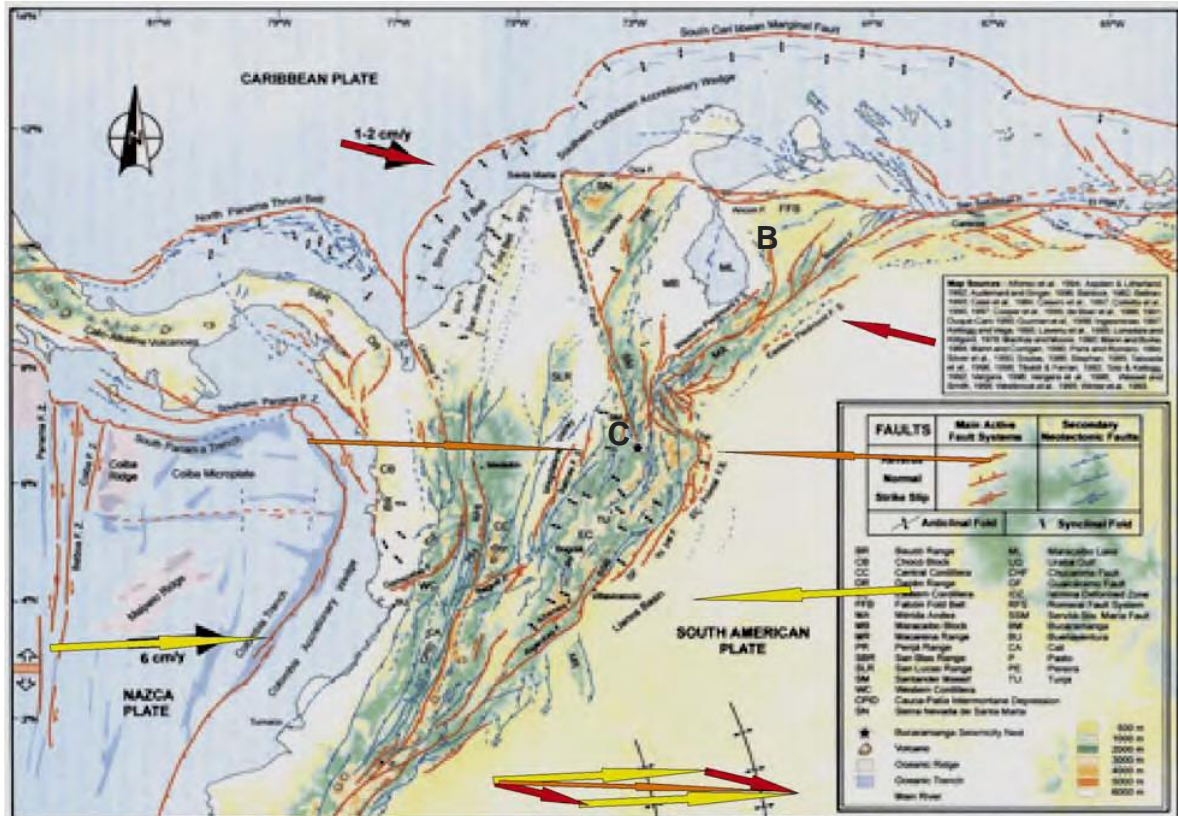
Figura 2. Principales elementos tectónicos de la Región del Caribe. Actualmente el Bloque Panamá-Choco y el norte de los Andes acomodan los esfuerzos asociados con la tripe junta entre la Placa del Caribe, la Placa de Nazca y la placa de Sur América.



Fuente: Frey-Mueller *et al.* (1993).

Los resultados de inversión de esfuerzos deben ser interpretados en términos de compresión y de extensión, en el contexto de las estructuras principales (Figura 3); de esta manera, la región B (Bocono) y C (Cordillera) las cuales corresponden al margen NE de la Cordillera Oriental de Colombia, muestran en la primera aproximación un patrón de esfuerzos relativamente homogéneo dominado por compresión WNW-ESE.

Figura 3. Dirección del máximo esfuerzo en el sector norte de los Andes.



Fuente: Taboada et al, (2000). Modificada por Cortes et al, (2006).

Varios estudios regionales se han llevado a cabo en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental, que han demostrado que actualmente se encuentra bajo un régimen tectónico compresivo que involucra principalmente la reactivación de fallas normales generadas en una etapa de *rift* durante el Triásico-Jurásico y Cretácico Temprano (Jaillard et al., 1990). Esta zona ha sido influenciada por una larga historia de deformación, desde el Mesozoico, en una etapa principalmente extensiva; y posteriormente en el Cenozoico con la inversión de la cuenca

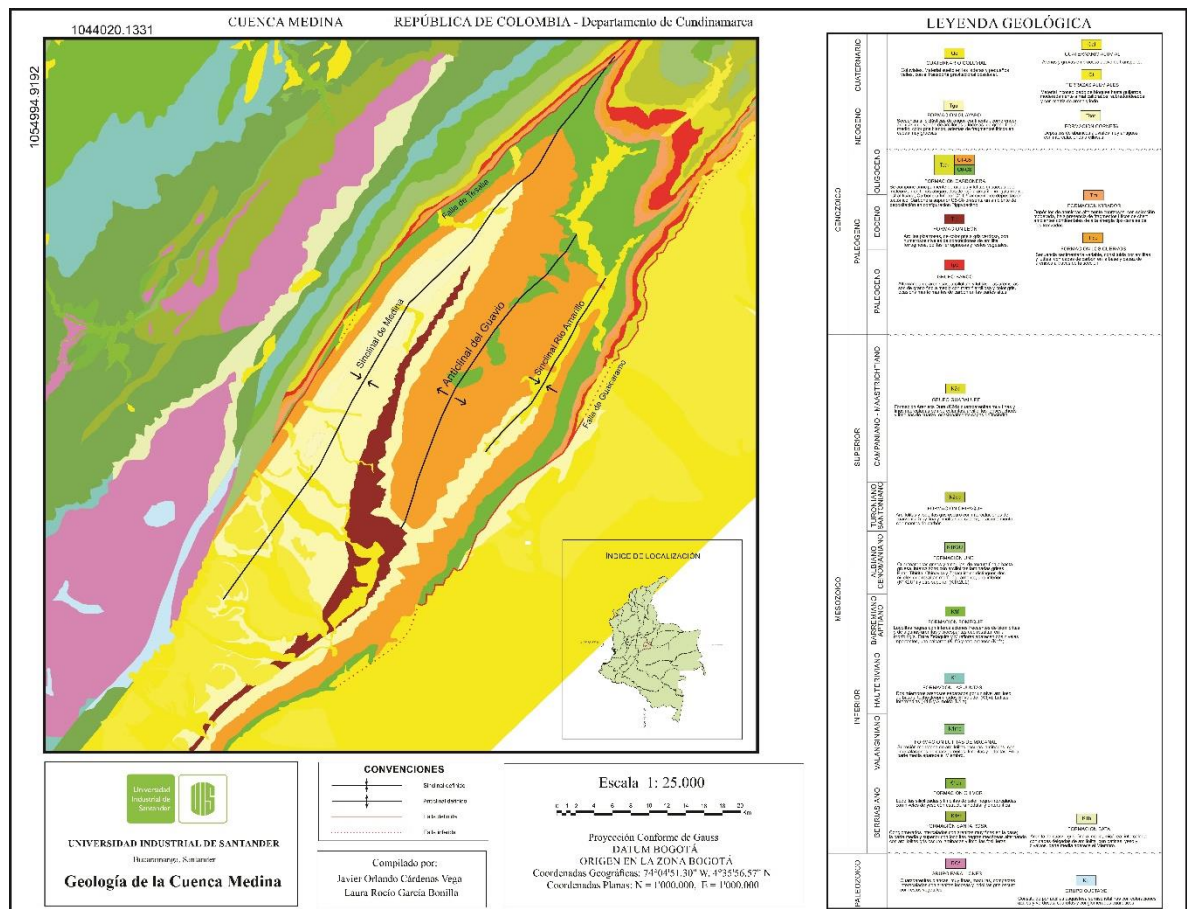
Mesozoica que dio origen a la Cordillera Oriental y a la configuración actual (Parra, (2008); Sarmiento, (2001); Taboada et al, (2000); y Cooper et al, (1995).

4.2 MARCO GEOLOGICO LOCAL

Los rasgos geológicos principales del área Medina-Guavio así como su evolución geológica han sido estudiados y descritos por diferentes autores a través del tiempo. Renzoni (1968) describió las más importantes unidades geológicas del Macizo de Quetame y la Geología del Cuadrángulo K12- Guateque fue realizada por Ulloa *et al.* (1975, 1979); trabajos más recientes de Geoestudios (2006), Mora y Parra (2008) han complementado y actualizado la cartografía geológica del área donde se enmarca este trabajo de investigación.

La cuenca de Medina (Figura 4) geológicamente se encuentra ubicada en el Piedemonte de la Cuenca de los Llanos Orientales, por lo tanto su historia geológica se asocia con la de esta cuenca, la cual en su desarrollo geológico ha sufrido una serie de eventos tectono-sedimentarios que han formado su estructura actual. Sarmiento (2001) contribuye a comprender la formación de la cuenca Paleógena en un ámbito tectónico, los mecanismos de inversión en términos de procesos geodinámicos que rigen la deformación de la litosfera; también explica como la historia de la placa tectónica del Paleógeno de Colombia parece proporcionar un entorno adecuado para la inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas.

Figura 4. Mapa geológico de la cuenca de Medina mostrando estructuras como la falla de Guaicaramo (FG), el sistema de fallas de Tesalia (FT), Sinclinal de Medina (SM), Sinclinal del Río Amarillo (SA) y el Anticlinal del Guavio (AG) (Anexo A).



Fuente: Cárdenas y García (2014).

Para Quintero, I. (2010), la cuenca de Medina corresponde actualmente a una cuenca de tipo Wedge-top, pero es el resultado de un proceso dinámico de una cuenca foreland que ha evolucionado desde una cuenca foredeep, debido a la propagación del frente orogénico que resulta de la actividad tectónica de

compresión capitalizada en la reactivación inversa de la antigua Falla normal de Servitá y el progresivo avance hacia el este mediante la Falla de Guaicaramo. Esta cuenca posee tres estructuras de occidente a oriente son: el sinclinal de Medina, el anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo. Estas estructuras según Rowan y Linares (2000) hacen parte de la grandes estructuras de la región. A continuación se hace una breve caracterización de las estructuras presentes.

El sinclinal de Medina o sinclinal de Nazareth, es una estructura asimétrica, en cuyo núcleo afloran unidades del terciario como las formaciones León y Guayabo. Según el modelo de Mora (2010) la zona presenta esfuerzos tectónicos los cuales causan una compresión del sinclinal; incluyendo las fallas inversas de Tesalia, falla de Lengupá y la falla de Guaicaramo. El sinclinal de Medina define lo que al sur es una nueva zona de relevo estructural, entre la Falla de Guaicaramo y el sistema de fallas de Tesalia-Servita.

El anticlinal del Guavio es una estructura simétrica de 45 km en longitud y 15 km de amplitud en dirección N30°E. Se trata de una estructura amplia entre sus flancos, lo que permite clasificarlo como un pliegue abierto a suave con una leve vergencia oriental, el cual involucra una secuencia de rocas que van desde el Cretáceo hasta el Pleistoceno. Según datos sísmicos tiene una cresta subhorizontal, presenta la formación carbonera expuesta en su superficie (Rowan y Linares, 2000).

El sinclinal de Río amarillo se ubica en la parte central de la cuenca. El flanco oriental del Anticlinal del Guavio es también el flanco occidental del sinclinal de Río Amarillo que cabecea hacia el sur.

En el área de estudio se observa que el frente de deformación se concentra a la largo de dos sistemas de fallas, los cuales son: sistema de fallas Tesalia-Servita al occidente y falla Guaicaramo al oriente. Estas dos fallas corresponden a los límites estructurales de la Cuenca de Medina y presentan historias deformacionales muy ligadas entre sí pero tienen una génesis diferente.

La falla de Guaicaramo traspasa la zona de sur a norte con un rumbo aproximado N30°E ; a pesar de ser inversa presenta una componente de rumbo (Cadena 2007). Cooper *et al.*, (1995) definió la falla de Guaicaramo como una falla extensional invertida fuera de secuencia que originalmente controlaba la cuenca del Cocuy. Al oeste del Piedemonte Llanero esta falla se encuentra cortando las estructuras dúplex; además reportó que la inversión de los sistemas de fallas Guaicaramo y la Salina-Bituima ocurrió durante la deformación andina en el Mioceno Superior (10.5 Ma), controlando los estilos, la distribución de la estructuras compresionales, el levantamiento y la erosión de la Cordillera Oriental. El levantamiento de la Cordillera Oriental produjo un acortamiento de 68 km, desde el Valle Medio del Magdalena hasta la cuenca de los Llanos Orientales.

La Falla de Tesalia-Servitá es el producto del alto grado de reactivación de una falla normal principal del graben de Guatiquía que generó la estructura del Anticlinal de Farallones en el bloque techo, el cual es simétrico hacia el norte debido a la sobreposición a un graben, mientras que hacia el sur su geometría es asimétrica condicionada por un antiguo hemigraben del cretácico inferior (Mora et al 2006, Mora et al., 2009).

Estructuralmente el área de estudio está marcada por deformaciones de piel delgada que se horizontalizan a profundidad y fallamiento inverso que está limitando los bordes occidental y oriental de la Cordillera Oriental, estas

estructuras son formadas durante el proceso de inversión de la cuenca (Delgado y Gelvez 2007).

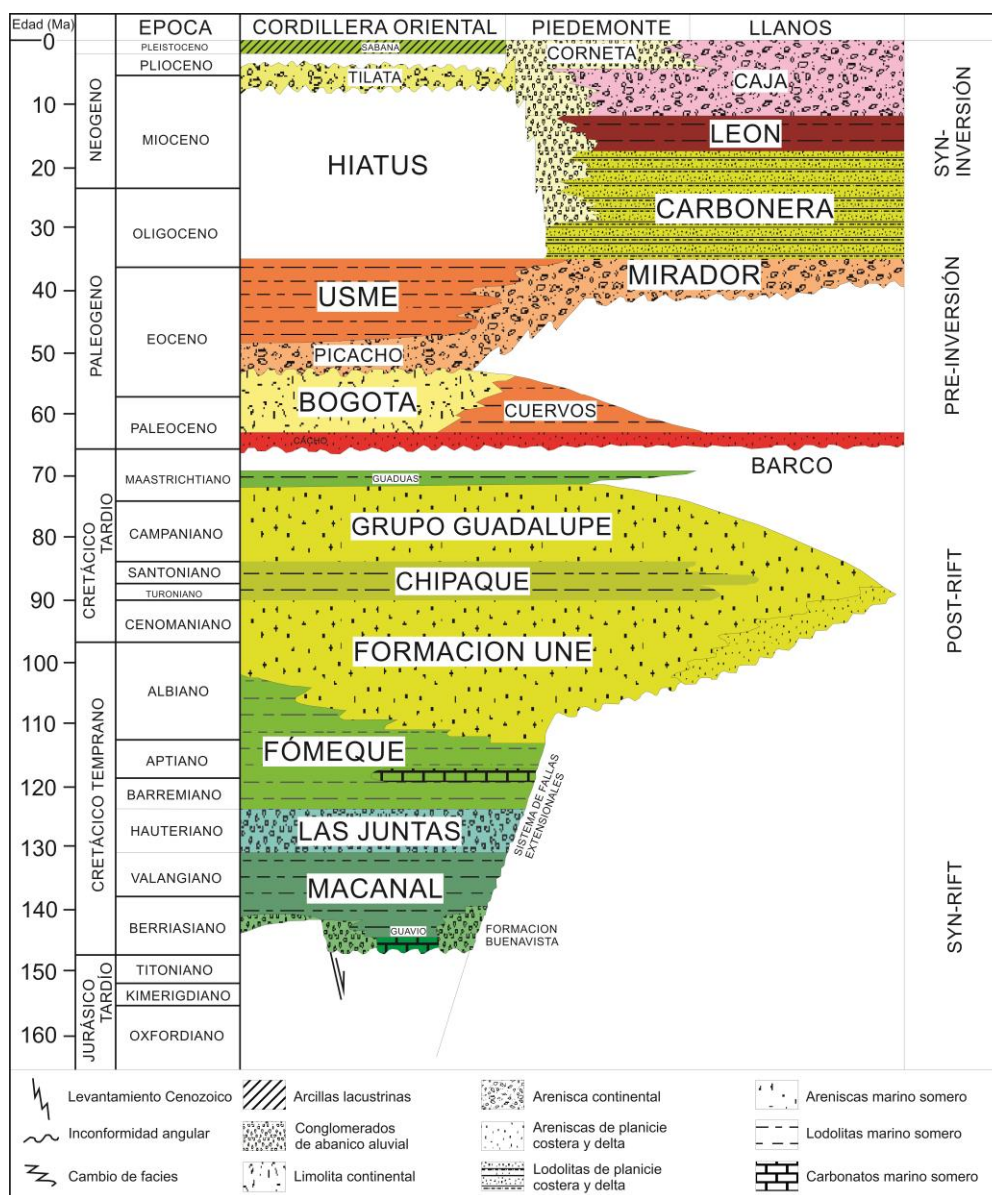
Por primera vez Mora, A. (2006) muestra pruebas detalladas sobre el carácter de inversión de la cuenca en esta provincia Andina entre las cuales se presentan geometrías de cabalgamientos que muestran un patrón sistemático de Anticlinales y Sinclinales a lo largo del frente de deformación, dichas estructuras se relacionan o son generadas a partir de la inversión de una cuenca de rift proponiendo para el piedemonte un ambiente tectónico compresivo; pero determinó como problema fundamental el establecimiento de los factores que ejercen el control principal sobre la deformación intracontinental y la inversión de la cuenca.

4.3 ESTRATIGRAFIA

Las rocas sedimentarias presentes en la Cuenca de Medina se pueden agrupar dentro de tres secuencias, de acuerdo al ambiente tectónico que predominaba cuando se depositaron (Figura 5), estas secuencias son: Pre-rift, Sin-rift, y Cuenca foreland (Mora et al., 2006).

En el área de este proyecto se encuentran unidades de rocas acumuladas desde el Pre-Cretácico hasta el reciente. La cartografía de estas rocas incluye depósitos pre-Cretácicos indiferenciados (que agrupa unidades Precámbricas – Paleozoicas e incluso hasta la Formación Batá) y unidades Mesozoicas y Cenozoicas que corresponden a las Formaciones, Lutitas de Macanal, Arenisca de las Juntas, Fómeque, Une, Chipaque, Grupo Guadalupe, Guaduas, Barco, Los Cuervos, Mirador, Carbonera, León, Guayabo, La Corneta y depósitos recientes (Figura 4).

Figura 5. Columna estratigráfica generalizada del flanco oriental de la Cordillera Oriental.



Fuente: Modificado de Mora et al., 2006.

4.3.1 Grupo Quetame.

Compuesto por las rocas sedimentarias del Paleozoico, es de edad Cambro-Ordovícica (Campbell & Burgl, 1965). Renzoni (1968) encontró que el basamento del Macizo de Quetame está conformado por rocas débilmente metamorfoseadas (esquistos cloríticos, filitas, pizarras) afectadas probablemente por la Orogénesis Caledoniana sucesivamente intruidas por granito (Segovia A., 1965), y por rocas Devo-Carbonianas de origen marino o subcontinental, afectadas por pliegues pre-Cretáceos.

4.3.2 Grupo Farallones.

Reposando con una discordancia angular sobre el Grupo Quetame se encuentran los sedimentos metamorfizados del Grupo Farallones (3600 m-2200 m de espesor). Claramente, un evento orogénico importante ocurrió a finales del Ordovícico o en el Silúrico (Orogenia Caledoniana), que levanto y erosionó al Grupo Quetame (Galvis y De la Espriella, 1987; Suárez, 1990) y fue seguido en el Devónico-Carbonífero por la depositación del Grupo Farallones.

El Grupo Farallones se depositó en un ambiente marino de agua poco profunda, de circulación restringida a abierta. Su contacto con la Formación Batá es disconforme (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Dentro del grupo se distinguen cuatro paquetes bien diferenciados, el paquete inferior está conformado por cuarzoarenitas de grano fino a conglomeráticas con guijos de cuarzo hasta de 1cm. El segundo paquete lo componen cuarzoarenitas y arcillolitas grises oscuras. El siguiente paquete lo integran cuarzoarenitas y arcillolitas grises, verdes y violetas. El segmento superior lo constituye arcillolitas,

cuarzoarenitas y conglomerados con intercalaciones de calizas (Pérez et al., 1984).

4.3.3 Formación Batá.

En el borde Oriental del Macizo de Quetame, la Formación Batá forma una cuña aislada de capas rojas continentales, que había sido considerada como de edad Triásica a Jurásica (Burgl, 1960), debido a que en toda la Cordillera Oriental, esas capas rojas se acumulan en los bloques colgantes de las fallas normales durante la fase temprana de Rifting (Colleta et al., 1990), datado en esas edades. Sin embargo, últimos estudios (Etayo-Serna et al., 2003) han demostrado la presencia de Palinomorfos (*Interulobites triangularis*, *Cyclusphaera psilata*, *Classopolis* y *Balmeiopsis limbatus*) de edad Valanginiano Tardío-Hauteriviano. La Formación Batá es considerada por algunos autores como de ambiente marino somero (Ulloa y Rodríguez, 1979). El contacto con el Grupo Farallones es disconforme. El espesor promedio en el sector es de 300 m.

La sección tipo de esta formación está constituida por un conjunto A de 70 m de conglomerados con cantos de arcillolitas, cuarcitas y cuarzos en una matriz limolítica; un conjunto B compuesto por limolitas silíceas, micáceas; arcillolitas, areniscas cuarzosas de grano fino a medio, cuarcitas y conglomerados; encima de este un conjunto C de 265 m compuesto por una alternancia de areniscas cuarzosas de grano fino a medio. Un conjunto D de 200 m compuesto por areniscas cuarzosas grises a oscuras de grano fino a medio con intercalaciones de lutitas negras compactas con marcas de oleaje y niveles fosilíferos (Pérez et al., 1984).

4.3.4 Formación Calizas del Guavio.

La Formación Calizas del Guavio se depositó durante el período comprendido entre el Titoniano al Berriasiano (Ulloa y Rodríguez, 1979; Branquet et al., 1999) dentro de un ambiente marino poco profundo. Descansa en conformidad con la Formación Batá (alrededor de Santa María) o inconformemente sobre el basamento Carbonífero (en el bloque colgante de la Falla de San Bernardo en el área de Chivor) (Branquet, 2002). El espesor de la formación alcanza los 250 m.

De la base a el tope, está compuesta de (1) Shales negros y limolitas; (2) una capa evaporítica brechificada, que contiene shales negros triturados y lentes de yeso, que en algunos lugares han sido alterados hidrotermalmente y pueden contener esmeraldas; (3) una secuencia donde calizas micríticas laminadas alternan con capas de yeso o anhidrita; y (4) calizas fosilíferas que varían lateralmente dentro de shales negros, que contienen guijarros calcáreos y olistostromas. Aunque la Formación Calizas del Guavio tiende a ser heterogénea y discontinua, la capa evaporítica brechificada es de extensión regional en el área Guateque-Medina (Cheillett et al., 1997; Branquet et al., 1999).

4.3.5 Formación Lutitas de Macanal.

Nombre propuesto por Ulloa & Rodríguez (1979), para designar un conjunto de lutitas negras (lodolitas y arcillolitas fósiles) con esporádicas intercalaciones de calizas, de pocos metros de espesor, que afloran en el cañón del Río Batá, donde se encuentra la localidad tipo, que constituye la parte media del Grupo Cáqueza.

En el área del Anticlinal del Guavio, la Formación Lutitas de Macanal aflora en una secuencia invertida, sobre el bloque colgante de la Falla del Río Garagoa. La

unidad presenta una morfología suavemente ondulada, que contrasta con la topografía abrupta de la unidad suprayacente Formación Areniscas de Las Juntas.

4.3.6 Formación Areniscas de Las Juntas.

El nombre de esta unidad fue propuesto por Ulloa & Rodríguez (1979), para representar dos conjuntos arenosos separados por una secuencia lutítica y corresponde a la parte superior del Grupo Cáqueza (Hubach, 1957a). Esta formación se depositó entre el Hauteriviano y el Barremiano (Bürgl, 1960) dentro de un ambiente litoral de poca profundidad con influencia deltaica (Pérez et al., 1984). Su contacto con las Lutitas de Macanal es transicional. El espesor promedio es 480 m (Ulloa y Rodríguez, 1979).

La unidad en el área presenta morfología de escarpes, que contrasta con la suprayacente Formación Fómeque y la infrayacente Formación Lutitas de Macanal de morfología de colinas suaves. Al igual que la Formación Lutitas de Macanal, estas rocas afloran en posición invertida, sobre el bloque colgante de la Falla del Río Garagoa (Ramírez 2010).

La Formación Areniscas de las Juntas la componen paquetes de cuarzoarenita intercalada con shale gris oscuro, areniscas carbonosas y una interestratificación entre paquetes delgados de lodolitas, cuarzoarenitas y shales. Las Areniscas conforman capas gruesas tabulares y presentan laminación planoparalela. Su tamaño de grano es de medio a fino, subredondeado a subangular, en general bien seleccionado, con coloraciones blancas; se componen casi exclusivamente de cuarzo (98%) con algunas trazas de muscovita y materia organixa (0-3%). Una característica que identifica esta formación es su alta compactación, su baja

porosidad y su alta cementación; también es importante anotar que estas areniscas carecen de bioturbación (GEOESTUDIOS, 1994).

4.3.7 Formación Fómeque.

Se depositó en el Barremiano medio – Albiano inferior en un ambiente marino somero de energía moderada (Hubach, 1957). El contacto con las areniscas de las Juntas es transicional (ECOPETROL, 2000). El espesor de la Formación es de 800m (Ulloa y Rodríguez, 1979). La Formación Fómeque presenta morfología de suaves colinas y valles que contrasta con la topografía escarpada de las unidades infra y suprayacentes (Ramírez 2011).

Litológicamente la formación está compuesta por shales o lodolitas gris oscuro a negro, muy ricas en materia orgánica carbonosa y en menor proporción shales calcáreos y silíceos, calizas fosilíferas oscuras y gruesos segmentos interpuestos de arenitas laminadas de grano fino, y calizas lumaquéticas que ocurren hacia el tope de la formación (ECOPETROL, 2000). La formación está constituida por arenitas que contienen cuarzo 90%, moscovita 0-5% y matriz arcillosa 5-10. En cuanto a la geometría de las capas en los shale predomina la forma tabular sobre la secuencia, aunque subordinadamente se observa laminación ondulada continua y discontinua (ECOPETROL, 1996).

4.3.8 Formación Une.

Esta formación se depositó durante el Albiano y el Cenomaniano tardío (Hubach, 1957), en un ambiente marino poco profundo de alta energía con una tasa de sedimentación lenta. El contacto con la Formación Fómeque es transicional. El espesor medido en varias transectas levantadas en el área, varía entre 900 y 1430 metros (Geoestudios, 1995).

Une es una formación que en el sector está conformada por areniscas muy cuarzosas de grano grueso, con una presencia leve de materiales ortoquímicos cementantes y proporciones variadas de fragmentos aloquímicos. El color para las areniscas es de gris claro. La geometría de los estratos es tabular y subtabular; las formas predominantes en las partes superiores son canaliformes y lenticulares (GEOESTUDIOS, 1994). Los contactos entre estratos generalmente son ondulosos. Hacia la base de los estratos se pueden encontrar estructuras como la laminación inclinada planar y en artesa. Hacia la parte media la laminación es plano paralela continua y en artesa; mientras que en la parte superior la estructura dominante es la laminación tangencia a la base. Tanto textural como composicional las areniscas de Une varían de submaduras a maduras. Se evidencia un alto grado de compactación. La porosidad de Une presenta valores que fluctúan entre 7.5 y 15% (Ríos, 1996).

4.3.9 Formación Chipaque.

Se ha asignado una edad entre el Turoniano-Coniaciano para esta formación, basándose en la existencia de amonites y bivalvos (Etayo-Serna, 1985), su ambiente de depositación ha sido interpretado como marino somero en límites de acción de las olas con circulación restringida y condiciones anóxicas (Geotec,1990).

La formación Suprayace transicionalmente a la Formación Une y tiene un espesor de 350 m aproximadamente (Ulloa y Rodríguez, 1979).

Litológicamente se compone de gruesas secuencias de shales gris oscuro y negro, muy ricos en materia orgánica y en menor proporción shales calcáreos, intercaladas con arenitas laminadas en capas medias y gruesas, de granos muy finos y con abundantes icnofósiles en los contactos shales-arenitas

(ECOPETROL,2000). En cuanto a la distribución composicional de las arenitas contiene cuarzo en 85-100%, materia orgánica de 0-10% y matriz arcillosa de 0-10%. La geometría externa de los estratos en los bancos de lodolitas esta predominada por formas tabulares sobre lenticulares en los bancos de lodolitas, con contactos planos a ondulados. La principal estructura sedimentaria en la secuencia es la laminación planoparalela continua y discontinua, aunque algunos niveles tienen laminación ondulada continua aunque algunos niveles tienen laminación ondulada continua, discontinua y lenticular. La geometría de las intercalaciones de arenitas es tabular a subtabular, con laminación ondulosa continua y discontinua acompañada de laminación lenticular (ECOPETROL, 1996).

4.3.10 Grupo Guadalupe.

El grupo Guadalupe se depositó entre el Campaniano y el Maastrichtiano dentro de un ambiente marino somero de alta energía. Su contacto con la Formación Chipaque es transicional. El espesor alcanza los 530 m en el sector (Ulloa y Rodríguez, 1979).

El Grupo Guadalupe está definido y dividido para la región de la Cordillera Oriental en las Formaciones Arenisca Dura, Plaeners, Arenisca de Labor y Arenisca Tierna (Pérez y Salazar, 1978), su uso se extiende comúnmente al Piedemonte Llanero aunque la subdivisión de las unidades antes mencionadas se hace más compleja. Estudios recientes (Guerrero y Sarmiento, 1996) proponen el uso de las siguientes formaciones, a) Arenitas de San Antonio, b) Lodolitas de Aguacaliente, c) Arenitas de San Luis de Gaceno y d) Formación Guaduas.

Formación Arenitas de San Antonio. Tiene un espesor de 190 m y está compuesta por areniscas de grano fino con un alto grado de madurez textural y composicional.

Formación Lodolitas de Aguacaliente. Tiene un espesor de 40 m y litológicamente es una intercalación de rocas silíceas principalmente chert con intercalaciones de lodolitas.

Formación Lodolitas de San Luis de Gaceno. Tiene un espesor de 168 m y está conformada por areniscas cuarzosas y sublitoarenitas.

Formación Guaduas. Su espesor es de 130 m, litológicamente Está constituida esencialmente por shales, arcillolitas, lodolitas plásticas, gris claro, gris oscuro y negro, localmente carbonáceos y con intercalaciones de capas delgadas a muy delgadas de carbón.

4.3.11 Formación Barco.

Dentro de varios trabajos esta formación es incluida como la formación superior del Grupo Guadalupe (Ulloa y Rodríguez, 1979). Esta formación se depositó durante el Paleoceno en ambientes transicionales de alta energía, caracterizado por corrientes de tipo trenzado, con una fuente de sedimentos ubicada tanto al oriente como al occidente (Ríos, 1996). El contacto infrayacente con el grupo Guadalupe es de tipo inconforme (López et al., 1999). El espesor de esta formación es aproximadamente 300 m. (Geostratos para Lukoil, 2006)

La Formación Barco está constituida esencialmente de cuarzoarenitas las cuales son típicamente limpias, friables y blancas, de tamaño de grano variable desde

muy grueso a grueso, medio y fino, selección buena a moderada, granos subredondeados, con algo de matriz caolinítica y cementos silíceos y arcilloso. Los granos de cuarzo son característicamente hialinos. Las arenitas ocurren en capas muy gruesas y gruesas, subtabulares con laminación plana paralela o laminación cruzada planar de bajo ángulo bajo. Se observa comúnmente juegos de láminas de grano grueso, muy grueso granulares alternando con juegos de láminas de grano medio y fino. Delgadas capas de 2- 3 cm. de arcillolita y lodolita gris clara ocurren separando las capas gruesas de arenita (Ramírez 2011). En cuanto a la porosidad, se encuentra disminuida por la excesiva compactación producida por efecto de la carga litostática, además de la cementación silícea y caolinítica (Ríos, 1996).

4.3.12 Formación Los Cuervos.

Se depositó desde el Paleoceno medio hasta el Eoceno temprano en ambientes de estuario. El contacto con Barco es transicional. El espesor de la formación alcanza los 150 m. (Ulloa y Rodríguez, 1979).

La Formación Los Cuervos está constituida por gruesos paquetes de lodolitas masivas y plásticas, exhiben colores pardos, púrpuras y grises verdosos de hasta 50 m de espesor. En la base erosiva de las areniscas es común hallar intraclastos, igualmente se hallan restos de hojas, material carbonoso, concreciones calcáreas esporádicas y concreciones de pirita dentro de las lodolitas. Las areniscas se componen esencialmente de Cuarzo (83-98%) existiendo pequeñas cantidades de Chert negro (2-15%). Esta monótona litología se halla interpuesta por paquetes menores y esporádicos de litoarenitas de grano fino, grises, así como también por capas de limolitas arenosas, limolitas calcáreas y bancos de carbón de hasta 3 m de espesor. Los bancos de arenitas varían en espesor desde 0.2 m hasta 11 m,

presentan estratificación cruzada planar, concreciones de pirita y algunas calcáreas y localmente intraclastos lodosos. En la parte superior de la unidad, la proporción de arenita se incrementa considerablemente, teniéndose bancos de 2.5 m, 5.5 m y 13.5 m de litoarenitas gris claro, friables, de buena porosidad y selección, con estratificación cruzada planar, concreciones de pirita, lentes de carbón e intraclastos de lodolita esporádicos. Estos bancos de litoarenitas están separados entre sí por capas de lodolita gris de hasta 0.5 m de espesor. Por encima de estas arenas se tienen de nuevo lodolitas limosas y limolitas lodosas varicoloreadas, en contacto neto y concordante con las primeras areniscas conglomeráticas de la Formación Mirador. (GEOESTUDIOS, 1994; López et al., 1999; Ramírez 2011).

4.3.13 Formación Mirador.

De manera general en todo el Piedemonte Llanero se considera a la Formación Mirador como la mejor unidad reservorio de hidrocarburos de la cuenca, dadas las excelentes características de porosidad y permeabilidad de sus areniscas. Esta formación se depositó durante el Eoceno Superior en ambientes continentales de alta energía tipo canales de ríos trenzados (GEOESTUDIOS, 1995). El contacto con la Formación Cuervos es erosivo neto (Ríos, 1996). Su espesor es de 200 m aproximadamente.

La Formación Mirador en el área de estudio consiste predominantemente de cuarzoarenitas blancas y amarillo claro algo arcillosas, muy friables, en capas medias, gruesas y muy gruesas y tabulares con laminación plana paralela a inclinada y en artesa. Las arenitas son de grano variable desde muy grueso a grueso, medio y fina con matriz y cemento caoliníticos, selección moderada y buena porosidad. Al tope se encuentran areniscas levemente lodosas,

bioturbadas. En términos generales se observó que las areniscas de la parte inferior mostraban granulometrías más gruesas que las del tope. En menor proporción ocurren también conglomerados cuarzosos, clastosoportados aparentemente masivos, de guijos pequeños y muy pequeños, selección moderada a buena y guijos bien redondeados que pasan abruptamente a arenitas de grano muy grueso y grueso (Ramírez 2011). Texturalmente estas areniscas se consideran submaduras, aunque composicionalmente son maduras (Ríos, 1996).

El cambio abrupto de cuarzoarenitas a lodolitas grises masivas, marca el contacto entre las Formaciones Mirador y Carbonera.

4.3.14 Formación Carbonera.

Redefinida para Colombia por Notestein, et al. 1944 (en De Porta, J., 1974), en la Quebrada La Carbonera. “Consta de arcillolitas grises a gris verdoso y pardas con areniscas y con algunos lechos de lignito en su parte inferior y superior. Las areniscas se presentan en capas cuyo espesor varía desde menos de 1 hasta 30 metros, el tamaño del grano es variable. Estas areniscas se presentan más arcillosas que las de la Formación Mirador”.

El depósito de la Formación Carbonera tuvo lugar durante el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno, el espesor aproximado de la Formación Carbonera es de 1000 m (Ulloa y Rodríguez, 1979). Su contacto con la Formación Mirador es neto (GEOESTUDIOS, 1995). Los colores predominantes para todos los niveles son el verde y el gris.

La Formación Carbonera está compuesta por ocho miembros (los miembros de C1-C8) dominado por intercalaciones de areniscas y mudstone (Cooper et al., 1995).

Los niveles impares (C1, C3, C5 y C7) corresponden a unidades cartografiables predominantemente arenosas, aunque son comunes intercalaciones de lodolitas, en todo caso presentan un relieve algo escarpado que contrasta con el relieve de valles y morfología suave que generan los niveles pares (C2, C4, C6 y C8), los cuales son mayormente compuestos por lodolitas gris verdoso a gris oscuro (Ramírez 2011).

La rápida acumulación de sedimentos dentro de una cuña sedimentaria con adelgazamiento hacia el este y facies con cambios pronunciados en la parte superior del Eoceno-Oligoceno inferior de la Formación Carbonera se pueden inferir de la parte occidental de la Cuenca Medina, esto se ha relacionado con la elevación inicial de la zona axial de la Cordillera Oriental (Parra et al, 2008)

4.3.15 Formación León.

Esta formación se depositó durante el Oligoceno Medio-Superior a Mioceno medio (GEOESTUDIOS, 1995; Ulloa Rodríguez, 1979) en un ambiente de depósitos aluviales en sistemas de alta energía para el segmento inferior, ríos de baja energía para segmento medio y sistemas aluviales de afinidad continental para el segmento superior. Esta formación está cubierta por una sucesión continua de arenisca continental y conglomerados de la formación Guayabo (Parra, 2008).

La Formación León está compuesta por arenitas arcillosas de grano fino verdes y blanco amarillentas con moteado rojizo y violáceo, masivas bioturbadas, con abundante materia orgánica, algunas capas gruesas intercaladas de conglomerados clastosoportados de guijos y guijarros bien redondeados y selección pobre a moderada. Algunos niveles arenosos presentan abundantes icnofósiles (ECOPETROL, 2000).

Regionalmente se puede apreciar como los afloramientos de la unidad están restringidos al Sinclinal de Nazareth y son parcial a totalmente erosionados por los depósitos de la Formación Guayabo.

La Formación León suprayace en contacto concordante a la Formación Carbonera e Infrayace discordante a la Formación Guayabo. El espesor estimado es de 400 metros, aunque por discordancia pueden encontrarse espesores mucho menores, o incluso la unidad puede estar totalmente erosionada.

4.3.16 Formación Guayabo.

La formación Guayabo se depositó durante el Mioceno Superior-Plioceno en un ambiente de ríos trezados (GEOESTUDIOS, 1995; Parra 2008). Es conocida dentro de la nomenclatura del INGEOMINAS como la Formación Caja (Valencia, 1938; Van der Hammen, 1960). La formación Guayabo Superior es lateralmente equivalente con la formación Corneta la cual se compone de conglomerados de gravas gruesa (Parra, 2008). Infrayace de forma aparentemente concordante a la Formación León (Pérez et al., 1984).

Esta formación está compuesta por secuencias siliciclásticas de origen continental. Tales secuencias comprenden arenitas que varían de arcillosas a lodosas, de grano fino a medio, color gris a blanco con moteamiento amarillo a rojo; además de fragmentos líticos en capas muy gruesas, gruesas y medias. Conglomerados polomícticos, clastosoportados, con algunos niveles de clasto a matriz soportados, estratificados masivos, guijos y guijarros redondeados de hasta 30 cm de diámetro, matriz arenosa fina hasta media, en capas muy gruesas y gruesas. Limolitas y lodolitas de color amarillo rojizo y gris verdoso a rojizo (GEOESTUDIOS, 1995).

En el área de estudio, se aprecian afloramientos de la Formación Guayabo en el Sinclinal de Nazareth y fosilizando el trazo de la falla de Guaicáramo. Su espesor en la zona alcanza los 800 m (Ramírez 2011).

4.3.17 Formación Corneta.

Afloramientos de esta unidad se observan fosilizando el trazo de la falla de Guaicáramo en todo el borde oriental del área de trabajo.

La Formación Corneta se encuentra siempre en contacto discordante, reposando sobre rocas de la Formación Guayabo evidenciando un leve basculamiento hacia el Este. La unidad se compone principalmente de conglomerados polimícticos clastosoportados de guijarros y cantos, en una matriz de arena y grava. El espesor de la unidad es variable, observándose disectada por depósitos recientes (Ramírez 2011).

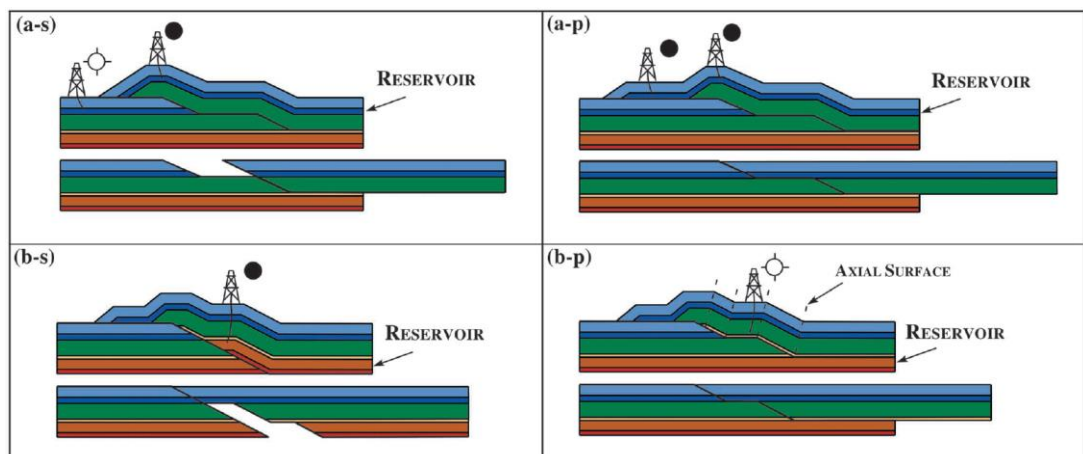
5. MARCO TEORICO.

5.1 TIPOS DE CORTES GEOLOGICOS

Se define corte geológico a la representación significativa del subsuelo en una dirección determinada en base a la información recopilada de un terreno determinado; dependiendo del grado de desarrollo, restauración, deformación y viabilidad se caracteriza el corte. Estos pueden ser:

- Corte geológico actual o deformado: Sección que representa la geometría de sus estructuras internas tal como son hoy en día posterior a la deformación de estas (Figura 6).

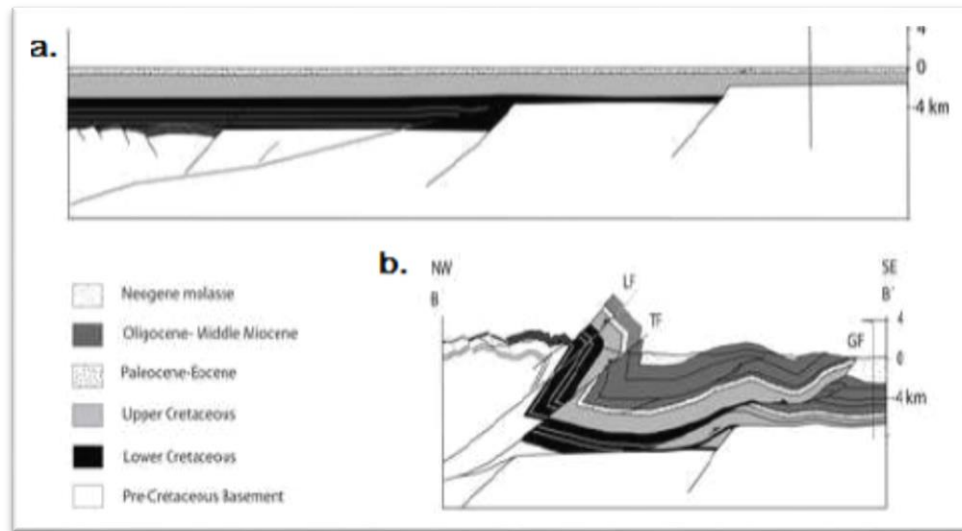
Figura 6. Ejemplos de corte geológico actual o deformado (a-s) y (b-s), corte geológico deformado admisible (a-p) y (b-p).



Fuente: Wilkerson & Dicken (2001).

- Corte geológico deformado admisible: Comprende un corte con geometrías realistas de pliegues y fallas. La posibilidad de la admisibilidad de estas estructuras no depende solo del grado de certidumbre de que su estructura sea físicamente posible, si no el hecho de que sea probable con su respectivo contexto geológico (Figura 6).
- Corte geológico restaurado; este es una sección que ha limitado la deformación, donde la colocación de las rocas debe representar las posiciones donde estas estaban antes de la deformación.
- Corte geológico restaurado admisible; incluyendo el tópico anterior estas aparte de respetar la colocación antes de la deformación deberán representar las geometrías de las fallas y capas admisibles (Figura 7a).
- Corte retrodeformable; también denominado corte geológico viable, se caracteriza por ser una sección que puede restaurarse a su estado no-deformado y al estado admisible.
- Corte geológico compensado o balanceado: Es una sección deformada que deberá ser admisible y viable (Figura 7b).

Figura 7. Ejemplo de cortes geológicos en el área de estudio. a. Corte geológico restaurado. b. Corte geológico balanceado.



Fuente: Mora et al., 2010.

5.2 SECCIONES BALANCEADAS

El balanceo de secciones estructurales es una técnica en geología estructural que conduce al entendimiento de la evolución geológica, tectónica, estratigráfica y en particular del sistema petrolífero de una cuenca; el balanceo está fundamentado en el hecho de que “La materia no se crea ni se destruye solamente se transforma”. Como se ha mencionado, las secciones balanceadas presentan su deformación, admisibilidad y viabilidad en una zona determinada. La construcción de perfiles geoméricamente correctos a partir de observaciones limitadas de superficie o en trabajos del subsuelo es uno de los problemas mayores de la Geología Estructural. La precisión en la extrapolación de contactos litológicos y de datos de orientación a niveles profundos juega un rol importante tanto en la interpretación tectónica de un área como en aspectos prácticos de prospección

minera y petrolera. Las técnicas de construcción de perfiles surgieron como resultado de estudios petroleros en las montañas Rocallosas en el este de Canadá cuya premisa básica es la idea de compatibilidad (Dahlstrom, 1969). Este concepto implica que un cuerpo de roca deformado debe ser coherente con el estado inicial, en el sentido de que una masa de roca original debe ocupar el mismo espacio físico después de la deformación sin que se produzcan vacíos ni superposiciones. Su construcción depende de las limitaciones geométricas dependen de la cantidad y claridad de información que la componen; donde el primer estado se desconoce y el segundo es necesario reconstruirlo con las limitaciones mencionadas, agregando a esto los datos estratigráficos indican secuencias sedimentarias que cumplen con los principios básicos de Steno. A la vez, el área de las rocas contenidas en la sección en esos dos estados debe ser la misma de acuerdo con el principio de conservación de masa.

Es así como el balanceo de secciones busca la construcción de perfiles estructurales geoméricamente viables que son la compilación de geología de superficie, sísmica y datos de pozos. Para probar la viabilidad de una sección hecha se parte del hecho que los estratos estuvieron originalmente sin deformar, ya que una sección que no puede ser geoméricamente restaurada a su esta pre-deformado es imposible que exista (Figura 7) . Una sección que balancea no necesariamente es cierta, pero una que no lo hace es absolutamente errónea.

Las secciones balanceadas han permitido comprender estructuras y sus relaciones complejas en cinturones de pliegues y cabalgaduras; una herramienta útil en la industria del petróleo ya que los cinturones orogénicos contienen estructuras ideales para la producción y acumulación de hidrocarburos el uso de estas herramientas para sus estudios son de gran valor en el área de los hidrocarburos (Suppe,1983; Wilkerson y Dicken, 2001).

5.2.1 Construcción de secciones balanceadas

Para la realización de una sección en primera instancia se debe escoger la línea por la cual se va a realizar la sección. Para esto la línea de sección escogida debe ser paralela a la dirección del transporte, es decir, es paralela a los esfuerzos principales que actúan en la zona de interés. El indicador más común del transporte tectónico es el promedio de la tendencia de las estructuras a escala regional; es así como la línea de sección es seleccionada perpendicular a los mayores fallamientos, ejes de los plegamientos mayores.

Después de determinar la dirección del transporte tectónico es necesario seleccionar una ubicación específica para la primera sección que se vaya a realizar. No importa cuál es el propósito o la extensión areal de la zona de estudio; la primera sección debe ser regional y se debe extender hasta la zona no deformada, es decir, el foreland. Esta sección debe ser construida cerca a áreas con gran desplazamiento, generalmente cercano a la parte central de las estructuras.

Un perfil balanceado es una sección geológica que cumple con el requisito de ser retrodeformable, es decir que las estructuras sean susceptibles de desarmarse o volverse atrás hasta reconstruir el prisma sedimentario original, sin que aparezcan anomalías inaceptables y que, además, las estructuras dibujadas respeten el estilo de las observadas en el área analizada. Una sección que cumpla con estos requisitos será geométricamente posible, pero no necesariamente verdadera. Si las unidades no pueden ser llevadas a su posición original, el corte es geométricamente imposible y en consecuencia, la interpretación incorrecta (Cadena 2007).

5.2.2 Restricciones

- A. El volumen de rocas deformadas debe ser igual al de las rocas en su estado antes de la deformación. No se pierde ni se gana volumen. El balance de volumen es siempre posible pero difícil de operar en tres dimensiones, por ello se simplificó en balance de áreas. Si los pliegues son isópacos o paralelos, la conservación de las áreas se reduce a la conservación de la longitud de los estratos. Cuando en el plegamiento el clivaje es importante, surgen problemas de irrestituibilidad por pérdida de volumen. En estos casos la restitución deberá tener en cuenta niveles guías no afectados por clivaje para evaluar la pérdida de volumen de otros horizontes.
- B. Las deformaciones estructurales deben ser restauradas a su estado no deformado. Este principio consiste en que las estructuras puedan “desarmarse” o “volverse atrás” hasta el estado indeformado, original sin que aparezcan anomalías.
- C. La sección debe ser restaurada entre dos extremos o líneas fijas, las cuales al restaurar la sección deben mantenerse sin alteraciones importantes en su disposición respecto a los estratos. Estas líneas se ubican en áreas no deformadas o poco deformadas de la sección.
- D. En la sección deformada todos los tramos que cortan la estratificación (rampas) o que se desplazan paralelamente a ella (planos) en la pared yacente deben tener sus equivalentes en la pared colgante para cada par de bloques separados y desplazados por falla.
- E. Al restaurar la sección las trazas de las fallas deben tener trayectorias razonables, es decir, no abruptas o que se rebatan en la posición contraria al

transporte. Este criterio se basa en el postulado de que las fallas se forman cuando las capas se encuentran indeformadas, en su actitud original, y que cortan la estratificación hacia adelante y hacia arriba con respecto a la dirección de transporte del bloque superior.

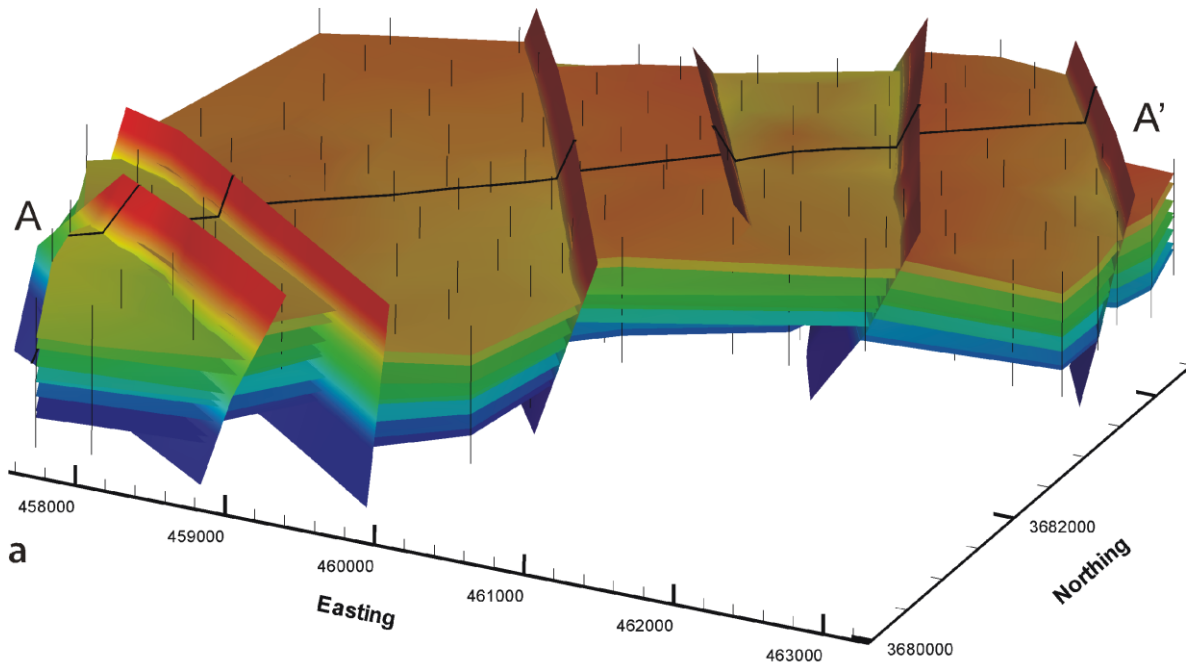
- F. Las interpretaciones posibles en un corte geológico están limitadas por los tipos de estructuras presentes en el área y por las características mecánicas de la columna estratigráfica involucrada en la deformación.
- G. La deformación debe resolverse por encima del basamento estructural (Seggiaro, 2000).

5.3 MODELAMIENTO 3D

Un mapa geológico es una de las herramientas más efectivas para mostrar las relaciones geométricas entre los cuerpos rocosos; aunque solo genera una vista bi-dimensional y no visualiza e interpreta la relación entre estructuras complejas u otras características geológicas importantes. Sin embargo, este tipo de geometrías puede ser mejor apreciada en tres dimensiones.

El desarrollo del modelamiento de un bloque geológico en 3D es la representación final de cómo se interpreta en un estilo específico las características de una zona objetivo, este modelo permite la obtención más precisa del subsuelo y como este representa todos sus datos estructurales en los 3 planos dimensionales y como estos esfuerzos se prolongan en el espacio.

Figura 8. Mapa en 3D de los topes de Carbón y fallas normales en la cuenca Black Warrior, Alabama.



Fuente: Groshong Jr (2006).

El uso de la información sísmica, de pozos o de superficie se emplean en diferentes software que representan el terreno en diferentes secciones, para la generación de un modelo geológico se debe cubrir un área específica (a modelar) para datarla y depurarla. Las secciones datadas representan en dos planos sus datos geológicos, cuando la información esta introducida en una base de datos de un software de modelamiento se procede al acoplamiento de las transversas obtenidas para generar un modelo en tres dimensiones y como estas representan los cambios de espesores, y estructuras geológicas presentes.

El modelado consiste en inferir una representación de la realidad aun cuando existen pocos datos disponibles. Esta representación de la realidad puede ser el objetivo final del modelado (Calcagno, et al., 2008). El mapeo de campo permite describir características geométricas de objetos geológicos resultantes de procesos deformativos naturales. Una visualización 3D hace posible entender la extensión en profundidad de objetos geológicos y evitar interpretaciones erróneas e irreales. La integración de los datos de campo en un modelo 3D reduce la brecha existente entre la geología de campo y las interpretaciones a profundidad.

Además, un modelo 3D brinda la oportunidad de construir y visualizar modelos geométricos preliminares a partir de datos geológicos de superficie, una vez que se ha definido el ambiente estructural general del área mediante mapeo de campo y análisis estratigráfico/estructural del sitio estudiado (Zanchi, et al., 2009).

La construcción de un modelo 3D es un proceso interactivo, pues a partir de la prueba de la consistencia geométrica entre los datos de campo y el modelo interpretativo, es posible realizar correcciones progresivas a eventuales imprecisiones y errores de mapeo (Zanchi, et al., 2009).

Como se mencionó anteriormente, un modelo geológico 3D basado en datos de campo permite predecir condiciones geológicas en profundidad, pero está fuertemente afectado por diversas fuentes de incertidumbre. Estas fuentes incluyen la complejidad estratigráfica y estructural del área, la profundidad requerida para la predicción, la topografía, la actitud regional de las estructuras geológicas y la continuidad de los afloramientos rocosos (Bistacchia, et al., 2008).

El desarrollo de software especiales para reconstrucción 3D (Lynx, 3D GeoModeller, gOcad, Earth Vision, 3D-Move, etc.) ha abierto una nueva frontera

en las ciencias de la tierra, permitiendo el análisis de la extensión espacial en n-dimensiones de cualquier tipo de estructura geológica dentro en un modelo 3D virtual (Zanchi, et al., 2009).

La calidad de un modelo 3D depende directamente de la cantidad y la calidad de los datos con que se cuente (Susini y De Donatis, 2009).

6. PROCESAMIENTO Y DESARROLLO

La metodología utilizada para la realización de este proyecto de investigación se dividió en tres fases: fase de análisis, fase de diseño y fase de desarrollo.

6.1 Fase de Análisis

6.1.1 Recopilación y análisis de la información.

Recopilación y clasificación de la literatura científica correspondiente a: Artículos, libros, publicaciones especiales, tesis de pregrado y posgrado enfatizándonos en estudios de la zona del proyecto. Durante esta primera fase se seleccionó e íntegro la información de estudios anteriores elaborados por diferentes autores que permitieron obtener un conocimiento general del área de estudio tanto en el ámbito regional, tectónico y estratigráfico.

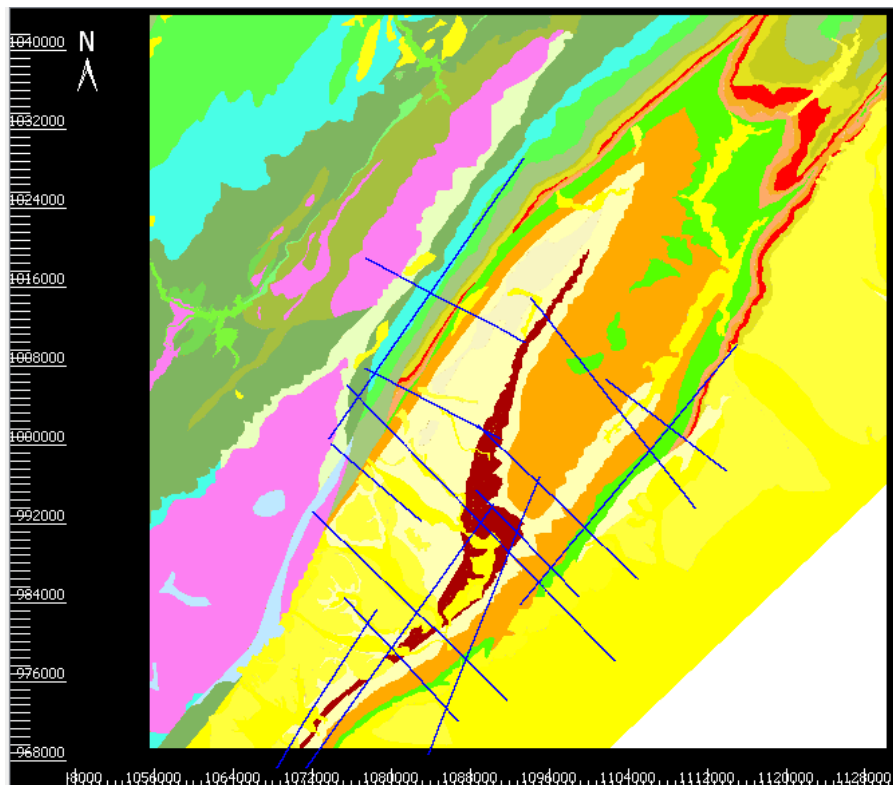
A partir de los mapas de Colombia que muestran la ubicación geográfica de las líneas sísmicas y de los pozos se seleccionaron en el área de interés 15 líneas sísmicas (Figura 6).

Estas 15 líneas son:

- MVI-1997-1815_1997_WESTERN_MIG_I-I_67538
- MVI-1997-1160_1997_WESTERN_MIG_I-I_5250
- MVI-1997-1080_1997_WESTERN_MIG_I-I_5249
- MVI-1997-920_1997_WESTERN_MIG_I-I_67532
- ME-1994-1600ESTE_1997_WESTERN_MIG_I-I_32897
- ME-1994-1600_1996_WESTERN_MIG_I-I_32833

- ME-1994-1460_1997_WESTERN_MIG_I-I_32895
- ME-1994-1400_1997_WESTERN_MIG_I-I_32893
- ME-1994-1350_1995_WESTERN_MIG_I-I_32790
- ME-1994-1230_1995_EXGEO_MIG_I-I_32801
- ME-1992-1800_1997_WESTERN_MIG_I-I_12118
- ME-1992-1440_1997_WESTERN_MIG_I-I_12122
- ME-1992-1390_1997_WESTERN_MIG_I-I_12120
- ME-1992-1300_1994_WESTERN_MIG_I-I_12063
- ME-1994-1810_1995_DIGICON_MIG_I-I_32788

Figura 9. Mapa de localización de las líneas sísmicas en el área de estudio.

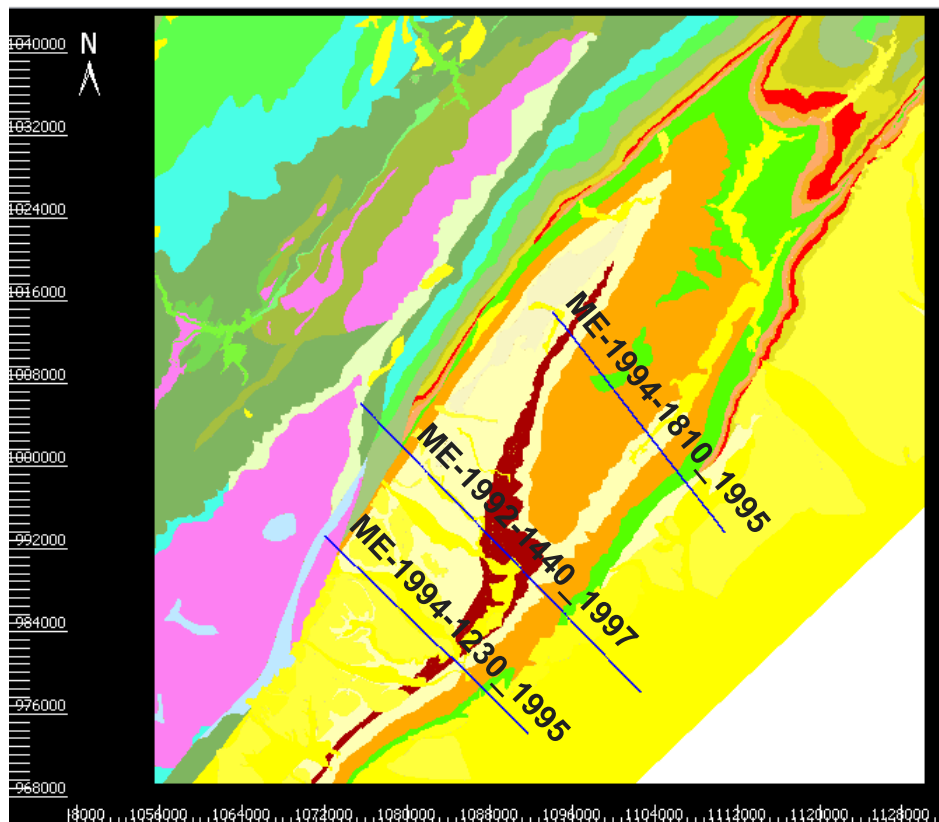


Fuente: Cárdenas y García (2014).

Después de hacer un control de calidad teniendo en cuenta que las líneas se encontrarán dentro del área de interés, paralelas al esfuerzo máximo y que fuera en ellas fuera posible diferenciar los reflectores para su posterior interpretación. Se seleccionaron de norte a sur (Figura 10) las líneas sísmicas:

- ME-1994-1810_1995_DIGICON_MIG_I-I_32788
- ME-1992-1440_1997_WESTERN_MIG_I-I_12122
- ME-1994-1230_1995_EXGEO_MIG_I-I_32801

Figura 10. Mapa de localización de las líneas sísmicas seleccionadas.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

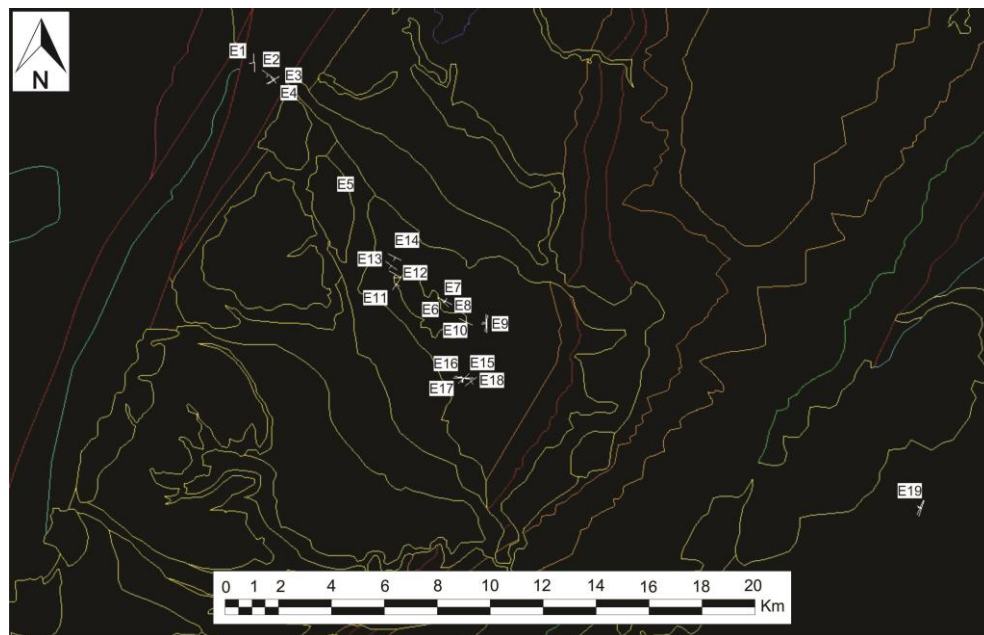
Las 3 líneas sísmicas están en formato digital *.SGY propiedad de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).

Adicionalmente se obtuvieron dos bases de datos llamadas Shp_Cartografía Medina y GeographycalDataBase y el archivo de elevación digital del terreno (DEM-Digital Elevation Model). La utilización de estos elementos en conjunto permitió la efectiva realización de las secciones deformadas y a partir de ahí los demás objetivos.

6.1.2 Trabajo de campo.

Se realizaron recorridos por caminos, carreteras y quebradas que brindaran la exposición de buenos afloramientos para la medición de datos estructurales.

Figura 11. Mapa con la ubicación de estaciones.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

Este trabajo de campo produjo información de 19 estaciones (Figura 11), de las cuales fue posible obtener 19 datos estructurales en los dos flancos del Sinclinal de Medina (Tabla 1), en cada estación se tomaban fotografías del afloramiento, datos estructurales si era posible, para la toma de coordenadas en sistema DMS se utilizó la aplicación OruxMaps, posteriormente se transformaron a coordenadas planas utilizando el Sistema de Información Geográfica (SIG) Spring.

Tabla 2. Datos estructurales en azimut de rumbo y magnitud de buzamiento.

Punto	X	Y	Z	Azimuth	Dip
1	1076253	999158	884	265	34
2	1076764	998721	837	216	31
3	1076925	998518	827	332	21
4	1076962	998529	810	146	20
5	1083201	990463	586	25	62
6	1083145	990441	594	45	52
7	1084707	989673	529	281	71
8	1084707	989674	524	265	69
9	1083964	989729	600	205	30
10	1081420	991098	671	124	83
11	1081382	991451	622	210	15
12	1081244	991768	597	215	26
13	1081373	992082	572	208	19
14	1083849	987682	495	191	87
15	1083859	987686	492	180	66
16	1083878	987662	489	318	86

17	1084141	987562	453	142	26
18	1100540	982940	254	286	11
19	1100493	982965	255	295	6

Fuente: Cárdenas y García (2014).

6.1.3 Prueba de Software.

El objetivo principal es conocer cómo se utilizan las herramientas de cada software, que tipos de datos se emplean, como se cargan y como se integran todos esos datos: modelo digital de terreno, Mapa geológico, Datos de Buzamiento, y Sísmica. La adquisición del software *2DMove* permitió a través de bases de datos del proveedor tomar pruebas hipotéticas con información disponible para la prueba de estos programas que mostraron la eficiencia de estos software en el desarrollo de los objetivos.

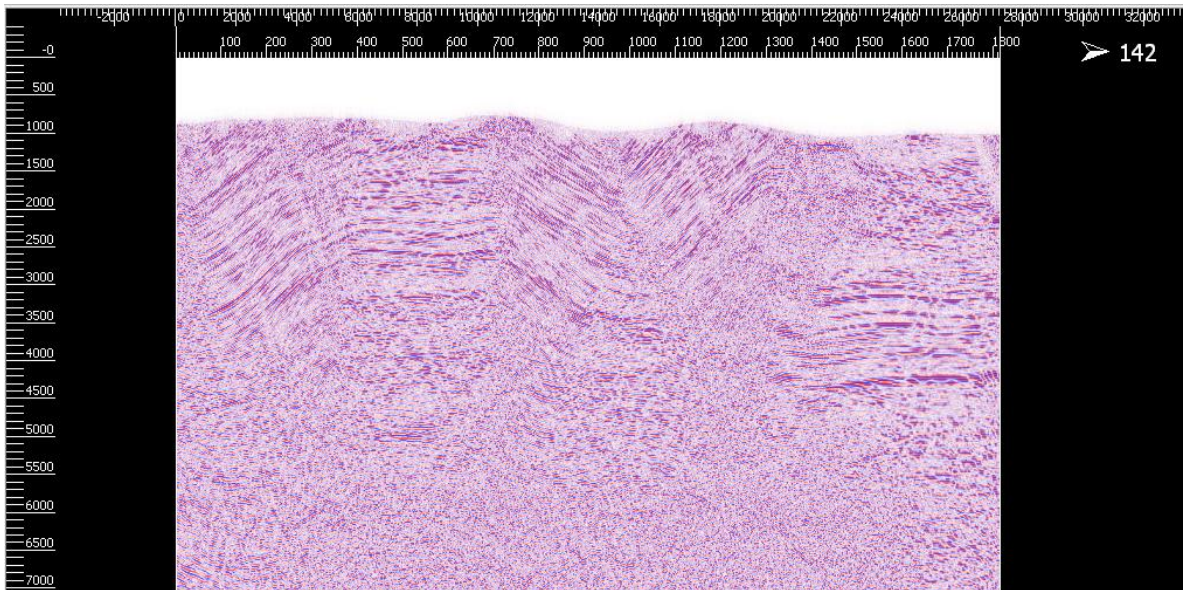
6.2 Fase de Diseño.

6.2.1 Interpretación sísmica.

La fase de interpretación sísmica comienza con el control de calidad en los datos SEG Y para la elaboración de las secciones estructurales y del modelo 3D. En el caso de que los datos estén bien, no tendrán ningún problema para cargar las líneas sísmicas a ningún programa inclusive de la manera estándar o con los parámetros por defecto. Es normal encontrar archivos que no cuentan con la calidad deseable, sin Coordenadas, mal georeferenciados, el escalar alterado, y las coordenadas erradas o en otros Bytes. Esto se da por que el SEG Y ha sido manipulado o simplemente no es el final o fue exportado desde un programa sin ningún control de haber puesto los datos en su orden. En el panel de visualización de datos en la opción Trace Header se puede revisar que estén correctos los

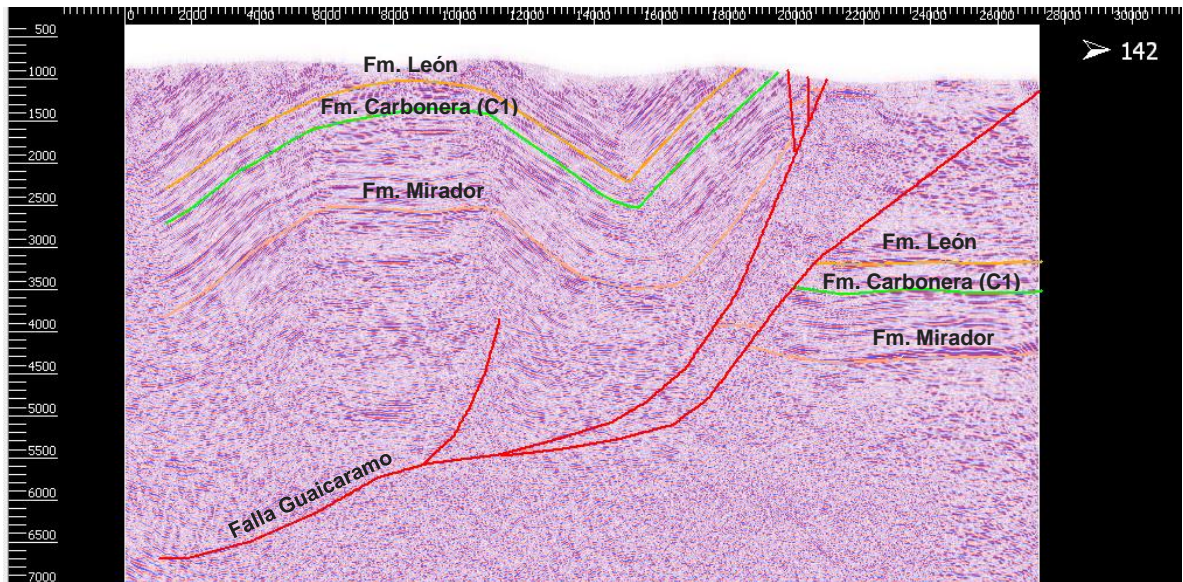
valores de coordenadas, escalar de las coordenadas, CDP y SP dándole un check a la casilla del byte que almacena el dato (Anexo B).

Figura 12. Línea sísmica ME-1994-1810 en tiempo doble, sin interpretación. Ubicación



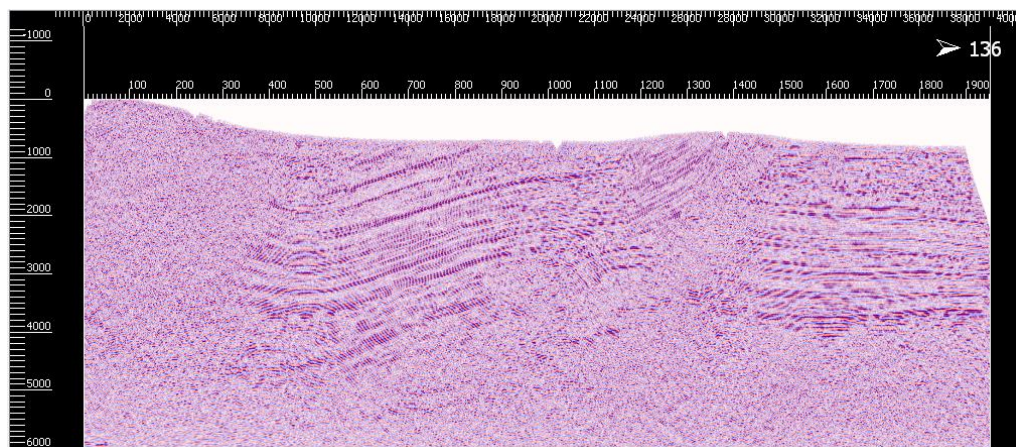
Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 13. Línea sísmica ME-1994-1810 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.



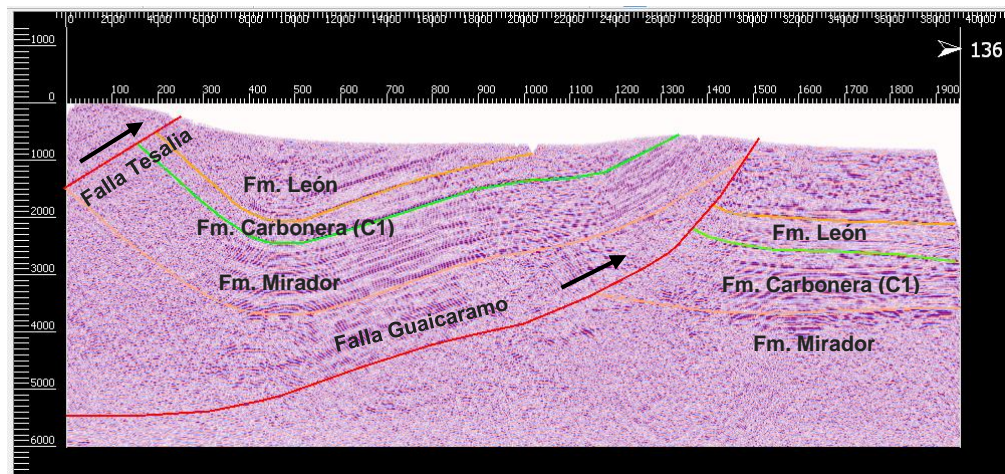
Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 14. Línea sísmica ME-1992-1440 en tiempo doble, sin interpretar. Ubicación línea sísmica Figura 10.



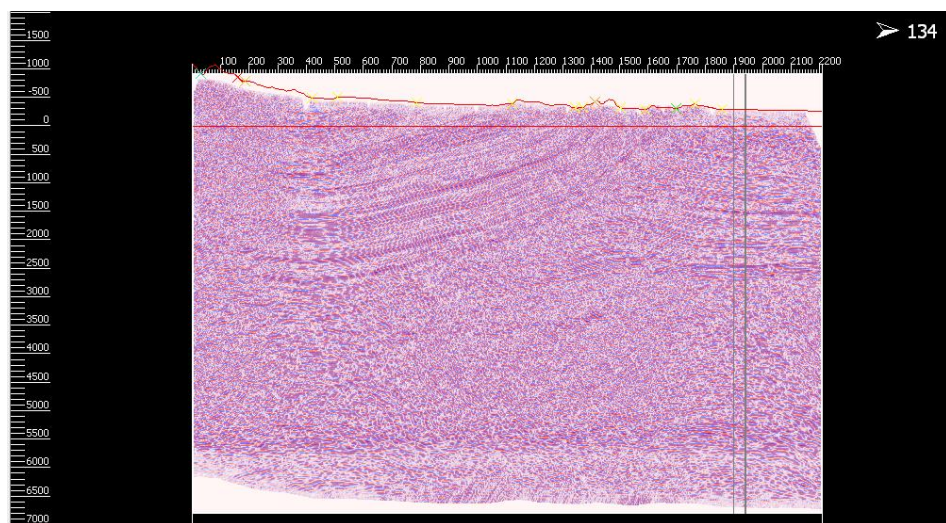
Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 15. Línea sísmica ME-92-1440 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.



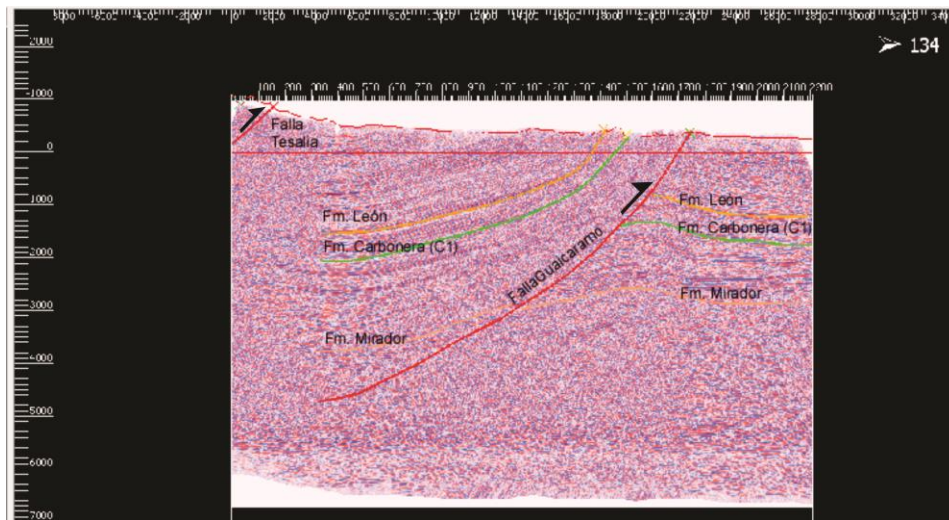
Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 16. Línea sísmica ME-1994-1230 en tiempo doble, sin interpretación. Ubicación línea sísmica Figura 10.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 17. Línea sísmica ME-1994-1230 en tiempo doble, interpretada. Ubicación línea sísmica Figura 10.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

6.2.2 Integración de datos

Para la integración de datos se procede a la carga de información como el mapa geológico en archivo .shp en el software *2D Move*, modelos digitales de elevación (DEM), 19 datos de buzamiento tomados en campo, datos de buzamiento tomados en otros proyectos y líneas sísmicas interpretadas.

6.3 Fase de Desarrollo

6.3.1 Construcción de Secciones

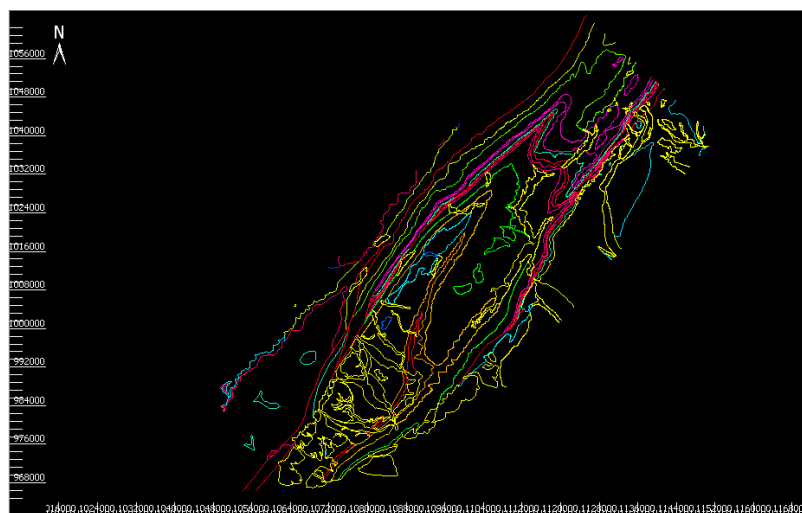
Al inicio del proyecto se verificó que los datos estuvieran en formatos compatibles con el software *2D Move*, sin embargo algunos datos fueron proporcionados en formatos no soportados por el software, estos datos debieron ser adecuados y

transformados a formatos soportados por 2D Move para la realización del proyecto. Una vez se tuvo toda la información adecuada, se realizó la carga de los datos en un proyecto georeferenciado en el software 2D Move para su posterior procesamiento.

Este proceso de construcción de secciones se realizó teniendo en cuenta los siguientes pasos:

- a. Cargar los contactos. Desde 4D Move, se inserta el archivo en formato Shape (.shp) correspondiente a los contactos de las formaciones y luego se transfiere a 2D Move (Figura 18).
- b. Cargar los buzamientos. Desde 2D Move, insertar el archivo de buzamientos en formato .ascii y *Dip Data* (Figura 19). El archivo debe tener las características de coordenadas, dip azimuth, dip; también puede presentar los atributos de polaridad y formación.

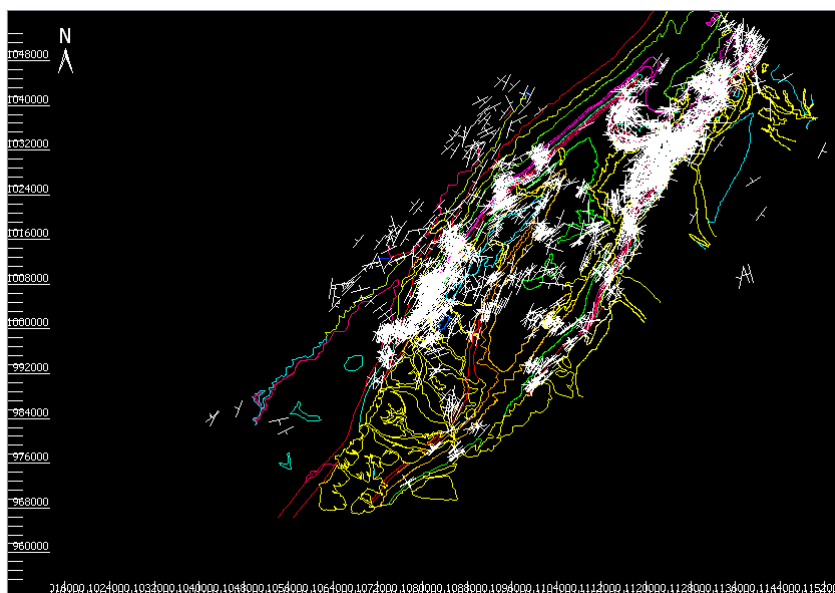
Figura 18. Contactos de las formaciones cargados en 2D Move.



Fuente: Cárdenas y García.

- c. Orientación y generación de la transecta. Con los datos de buzamientos y contactos de formaciones ya cargados en el proyecto se le da un nombre al proyecto, se seleccionan todos los buzamientos del área de estudio y se hace un análisis de orientación en (*Analysis* → *Orientation Analysis*). En el *Stereo Plot* ver el resumen estadístico donde se muestra la orientación sugerida de la sección de acuerdo a la orientación de las estructuras en el área de trabajo (Figura 20).

Figura 19. Mapa de contactos y buzamientos cargados en 2D Move.

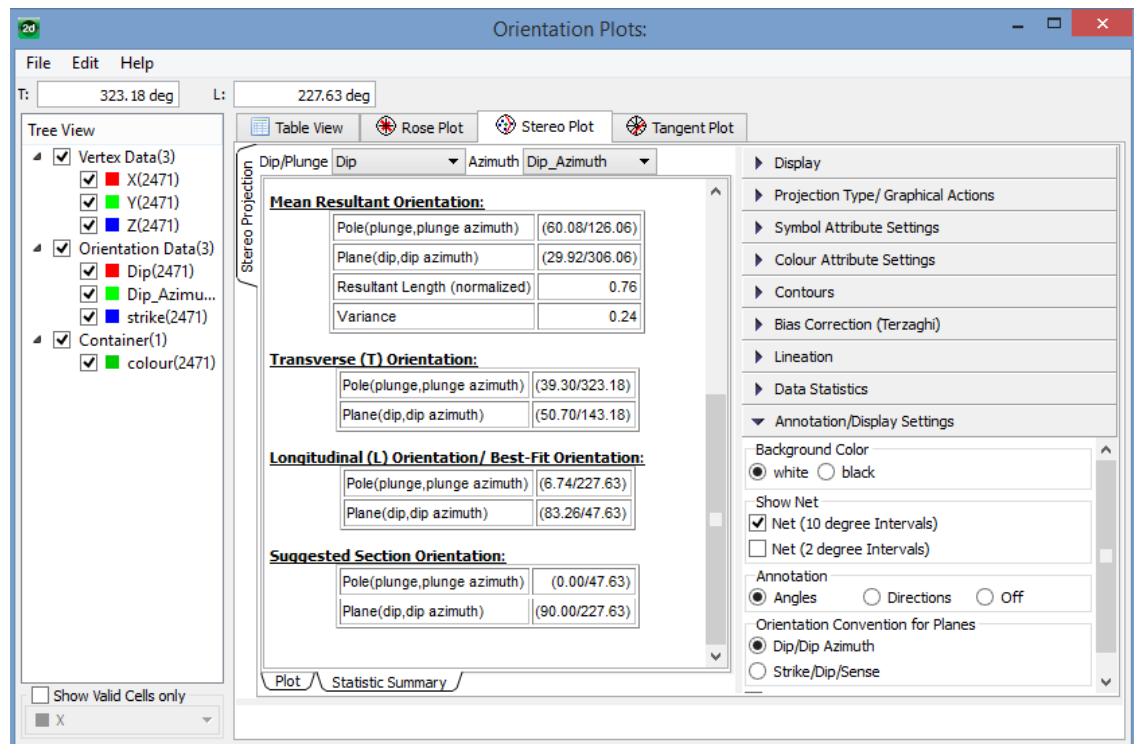


Fuente: Cárdenas y García.

- d. Con la orientación de las secciones definida anteriormente; en el software Arcgis se crean seis (3) líneas con la misma orientación distribuidas en el área de estudio, estas líneas se exportan como archivo shape (shp) para ser cargadas en el software 2D Move y ser utilizadas como las transectas de las secciones.

- e. Desde 4DMove, se inserta el archivo shape (.shp) correspondiente a las transectas de las secciones y luego se transfiere a 2DMove. Desde la ventana de 2DMove donde quedaron las transectas, copiar la transecta elegida y pegarla en el proyecto que se va a trabajar, como son 3 transectas se crean 3 proyectos diferentes nombrados transecta 1, 2, 3... así respectivamente uno para cada transecta siendo transecta 1 el proyecto con la transecta ubicada más al norte del área de trabajo y transecta 3 el ubicado más al sur en el área de trabajo. En cada proyecto se selecciona la transecta se le da click derecho y se le da convertir a *Section Trace* (Figura 21).

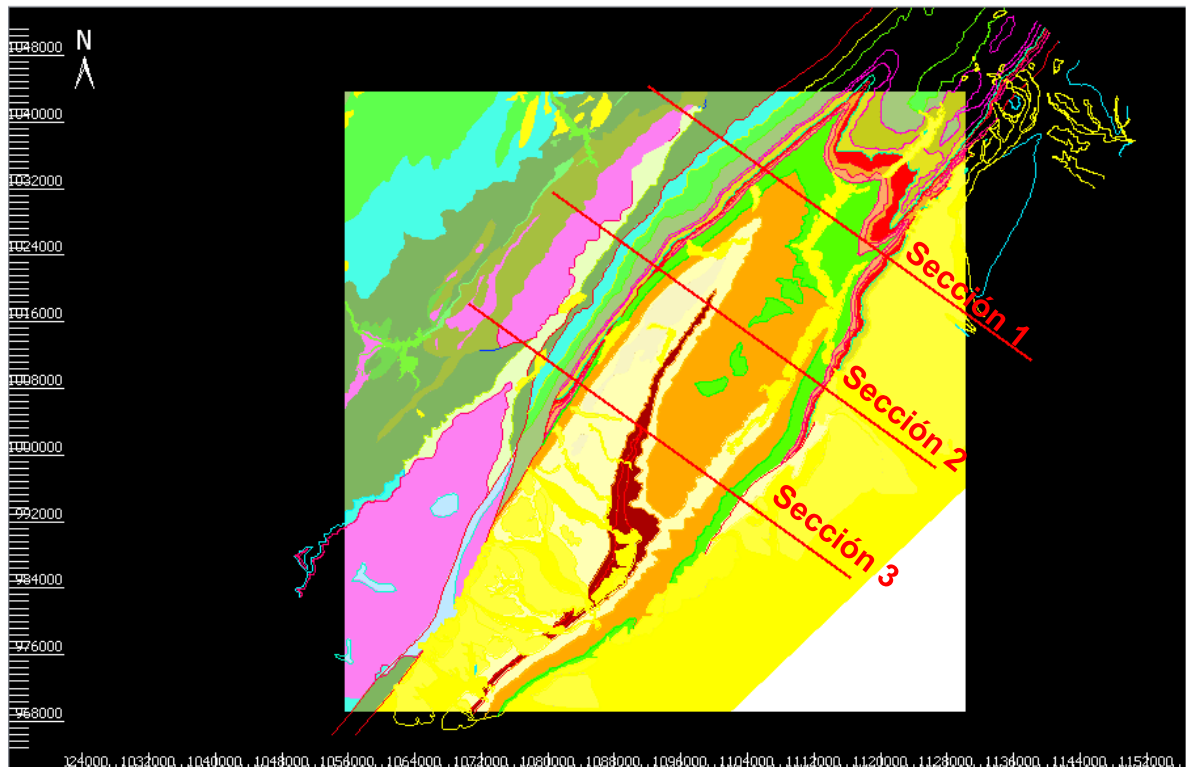
Figura 20. Resumen estadístico de datos estructurales mostrando la orientación sugerida de la sección.



Fuente: Cárdenas y García.

- f. Topografía de la sección. Desde 4D Move, se inserta el DTM (.img) y el archivo shape (.shp) correspondiente a las transectas de las secciones, luego se transfiere todo a 3D Move. Desde 3D Move se utiliza (*Tools*→*Model Building*) para proyectar las líneas sobre el DTM, luego se transfieren esas líneas nuevas a 2D Move. Desde 2D Move, se copia cada línea nueva creada y se pega en el proyecto final correspondiente a cada transecta. En ese proyecto se proyecta dicha línea sobre la sección elegida. Para visualizar la topografía en la sección se escoge la sección clic derecho y *View Section*.

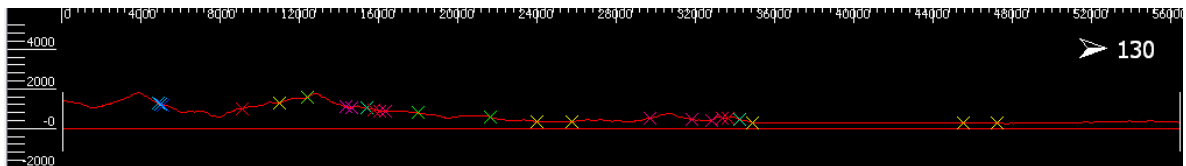
Figura 21. Ubicación de las tres secciones estructurales en el mapa geológico con los contactos de las formaciones cargados en 2D Move.



Fuente: Cárdenas y García

- g. Intersecciones de los contactos. Desde el proyecto de cada transecta en 2D Move, seleccionar la sección clic derecho y Collect Intersections (Figura 22).
- h. Proyección de datos sobre la sección. Desde el proyecto de cada transecta seleccionar los buzamientos de ambos flancos de cada estructura plegada y realizar un Orientation Analysis. En Stereo Plot ver el Statistic Summary y anotar el parámetro del polo en el Longitudinal (L) Orientation. Seleccionar los datos de buzamientos que se quieran proyectar. En *Projection* definir el *Azimuth* y el *Plunge* activando el *User Defined*. Añadir los datos seleccionados y la sección (Figura 22).

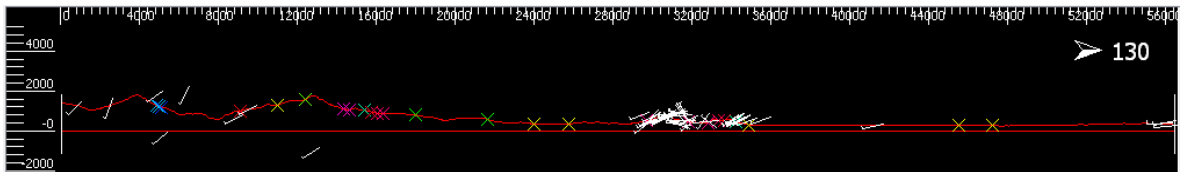
Figura 22. Intersecciones de los contactos de las formaciones con la sección 1.



Fuente: Cárdenas y García

- i. Dibujar las capas y fallas. Desde la sección, empezar generando horizontes mediante buzamientos. En *Construct Horizons* (en *Operations*), seleccionar el buzamiento donde se quiere empezar el horizonte y se añaden desde el Start Line Using, a continuación, seleccionar esos buzamientos con los cuales se quiere trazar el horizonte (incluyendo el inicial) mediante los dominios desde el Dip (s).

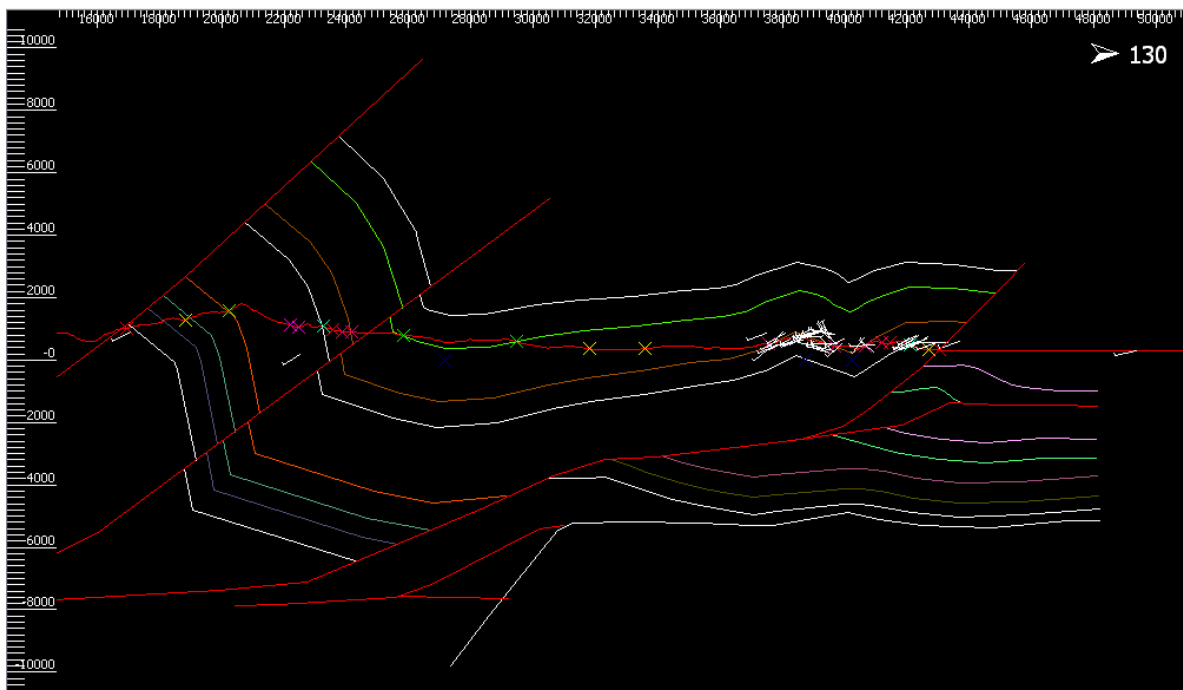
Figura 23. Intersecciones de los contactos de las formaciones y buzamientos con la sección 1.



Fuente: Cárdenas y García

- j. Construir horizontes paralelos desde el *Construct Beds* (en *Operations*) (Figura 24).

Figura 24. Imagen de sección 1 en construcción.



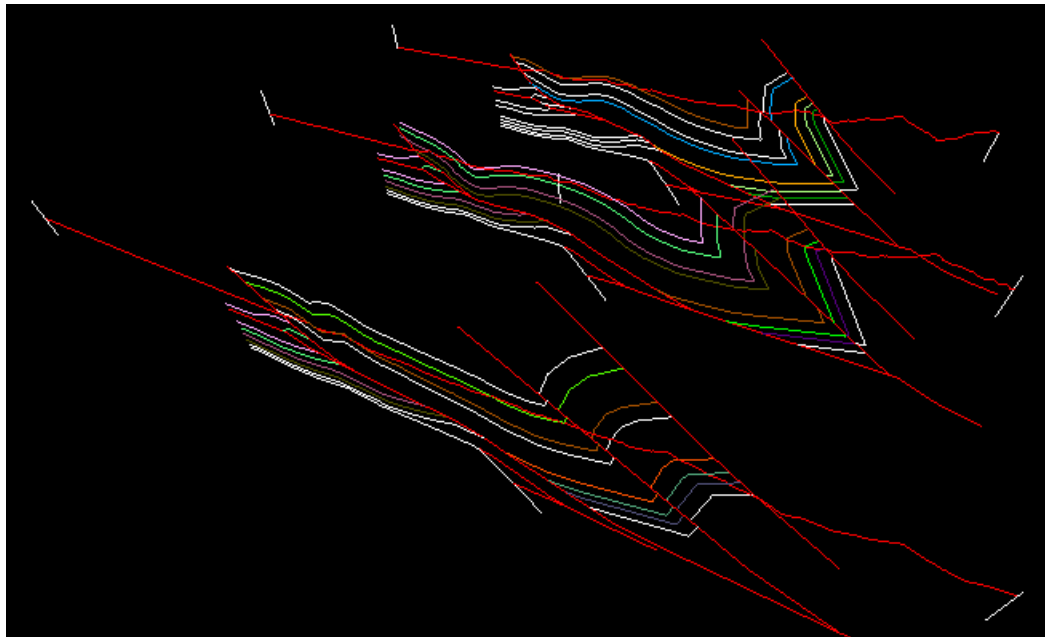
Fuente: Cárdenas y García

6.3.2 Construcción Modelo 3D

Para realizar el modelo 3D del proyecto, se llevaron a cabo una serie de pasos documentados a continuación:

- a. Montaje de las secciones en el ambiente 3D del Software Move core Application.
- b. Desde 3D Move, se inserta los archivos en formato move (mve) correspondientes a cada una de las secciones realizadas (ver figura 24).

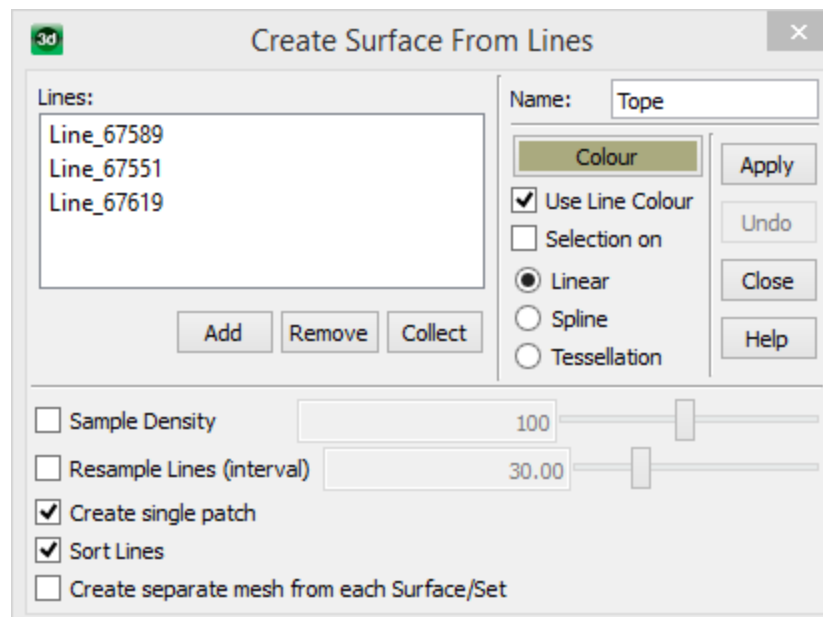
Figura 25. Secciones realizadas montadas en 3D Move.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

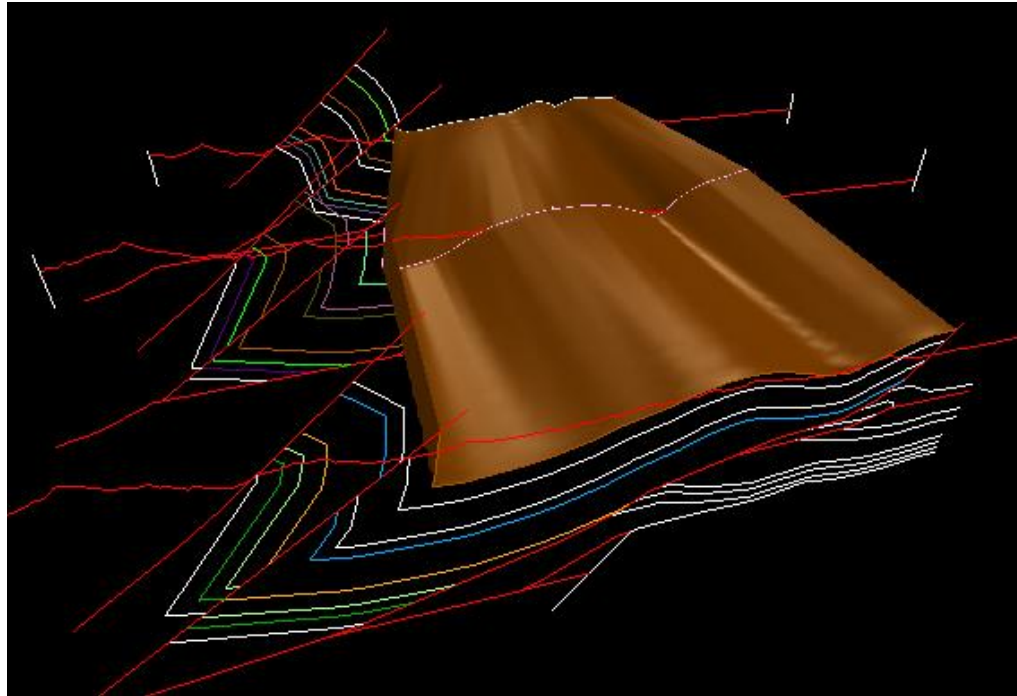
- c. Creación de superficies de formaciones: Una vez tenemos las respectivas secciones en el ambiente 3D de Move, procedemos a realizar el trazado de las superficies, para lo cual debemos la herramienta que nos proporciona el software en (Create → Create Surface From → Lines). Luego procedemos a agregar las líneas correspondientes a cada superficie de formaciones, se coloca en nombre y el color correspondiente para esa superficie como se ilustra en la Figura 25.
- d. Clic en (Apply) y se genera la superficie respectiva. (Figura 26.)

Figura 26. Herramienta de creación de superficies 3D Move.



Fuente: Cárdenas y García (2014).

Figura 27. Primera superficie del Modelo 3D



Fuente: Cárdenas y García (2014).

7. RESULTADOS

Estas secciones han sido construidas teniendo en cuenta las reglas básicas de restitución de secciones estructurales (Wilkerson & Dicken, 2001), por lo tanto la geometría presente es aceptable.

7.1 Secciones Balanceadas

Se generaron secciones seriadas y balanceadas que permitirán interpolar las geometrías asociadas a los horizontes estratigráficos y fallas para posteriormente generar el modelo 3D. Las secciones estructurales fueron construidas a partir del mapa geológico, datos estructurales, espesores según Ulloa y Rodríguez (1979), Geoestratos para Lukoil (2006), Mora (2007), Parra (2008) y Ramírez (2011) y tres líneas sísmicas interpretadas. El resultado obtenido de las actividades realizadas ha sido la construcción de tres secciones balanceadas con una longitud que varía entre los 40 y 45 Km.

De manera general a través del análisis de las tres secciones balanceadas se describieron cada una de las estructuras.

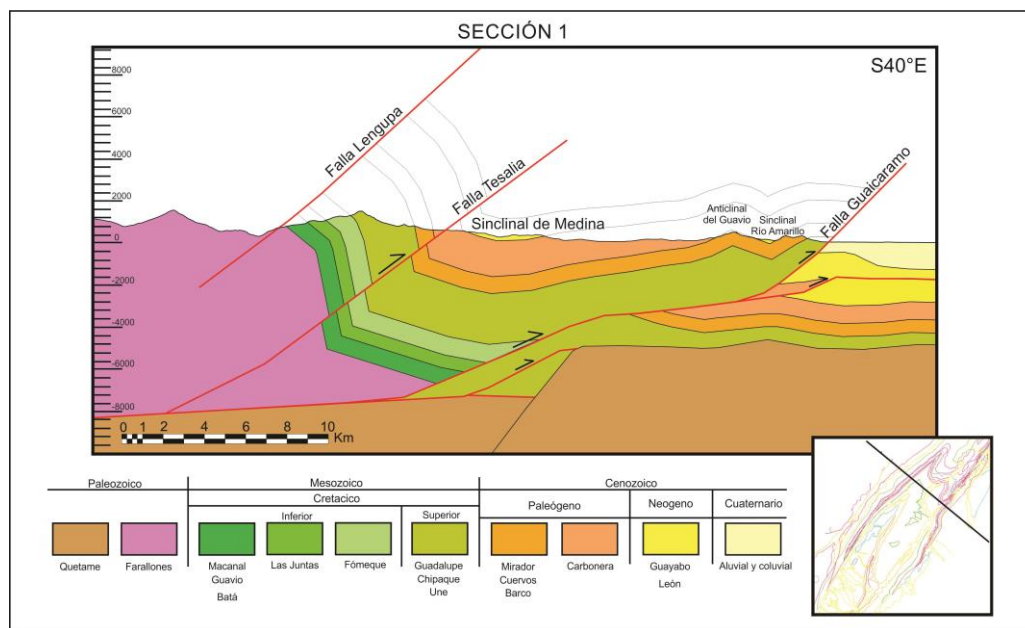
- Aunque no es posible la identificación del punto nulo en las secciones balanceadas la Cuenca de Medina presenta inversión tectónica positiva reconocida por las fallas inversas de alto ángulo.
- Hacia el norte (Sección 1) el desplazamiento de la falla de Guaicaramo aumenta y el desplazamiento de la Falla de Tesalia disminuye. Hacia el sur (Sección 3) es cuando la falla de Tesalia alcanza un desplazamiento máximo en la Cuenca de Medina.

- La falla de Guaicaramo presenta inversión condicionada por una falla antigua del basamento heredada de la tectónica extensional Mesozoica que se reactiva de manera inversa durante el Cenozoico.
- Los diferentes estilos de deformación y plegamiento en el bloque colgante de la falla Guaicaramo, comprenden un segmento al sur con pliegues abiertos y flancos suaves, pero al norte el estilo cambia a pliegues apretados con flancos parados o erguidos.
- La falla de Guaicaramo a pesar de ser una falla inversa presenta una componente de rumbo, aunque por medio de las secciones balanceadas no es posible calcular su magnitud esto se evidencia en el cambio de espesores entre el bloque colgante y bloque yacente.
- Se relacionó el plegamiento del anticlinal del Guavio y del sinclinal de Río Amarillo con la falla Guaicaramo caracterizando a estas estructuras como pliegues por flexión de falla con un estilo estructural que implica deformación de piel gruesa.
- El anticlinal el Guavio es simétrico, suave, su plano axial es vertical, por el espesor de sus capas se considera isópaco o concéntrico, de charnela roma y presenta inmersión o cabeceo hacia el sur.
- Sinclinal de Río Amarillo, es simétrico, abierto, su plano axial es vertical, por el espesor de sus capas se considera isópaco o concéntrico, de charnela roma y presenta un grado de inmersión hacia el sur.

- El sinclinal de Medina es el depocentro de la cuenca, por su simetría se considera asimétrico, el flanco occidental se encuentra invertido, es apretado, su plano axial es inclinado, de charnela aguda, y su eje está adyacente a la falla de Tesalia presentando cabeceo hacia el sur lo que genera erosión de las formaciones del Neógeno (Formación Guayabo y Formación León) en la parte norte de la cuenca.

En la sección 1 (Figura 28) es claro como las unidades estratigráficas del Neógeno están prácticamente erosionadas en su totalidad. Las estructuras sinclinal de Rio Amarillo y anticlinal del Guavio presentan flancos más cerrados con respecto a las otras secciones. Muestra un mayor desplazamiento la falla Guaicaramo hacia el norte de la Cuenca de Medina. Esta sección tiene una longitud de 40 km.

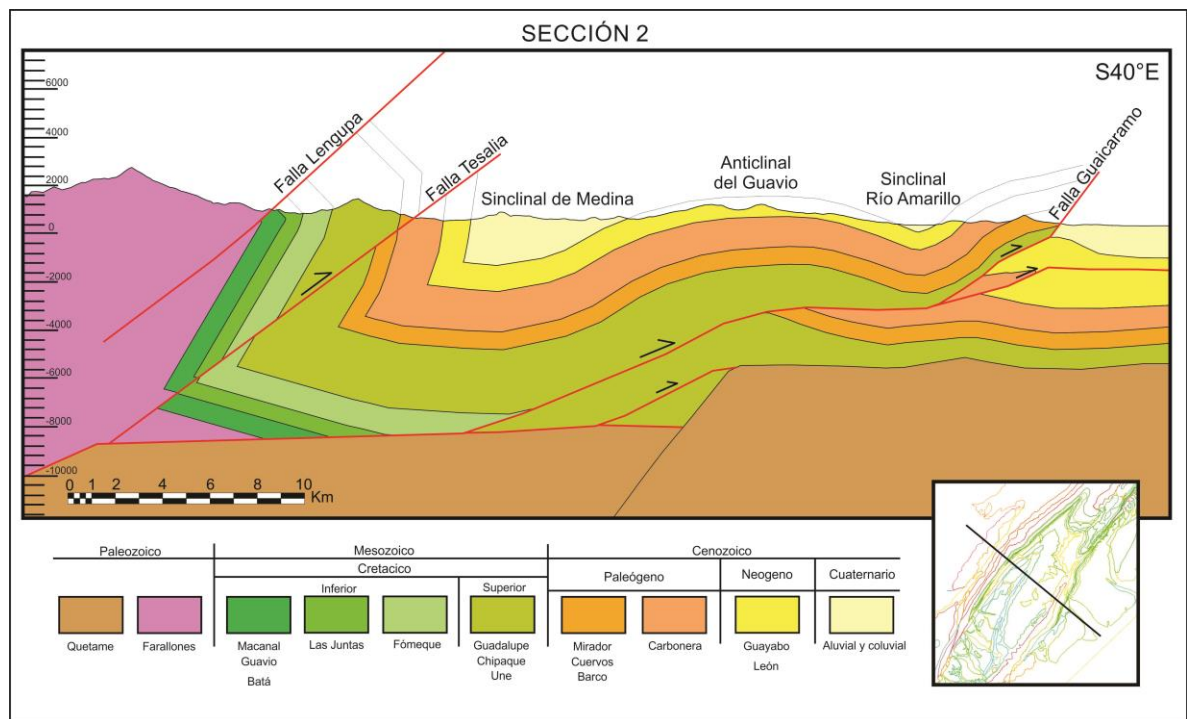
Figura 28. Sección Balanceada 1



Fuente: Cárdenas y García (2014).

La sección 2 (Figura 29) está ubicada en la parte central de la cuenca, y tiene una longitud de 45 km. El Sinclinal de Medina se observa más apretado y el flanco invertido se observa con mayor buzamiento con respecto a la sección 1. También se observan la falla de Lengupá y La Falla de Tesalia más unidas indicando que convergen hacia el sur.

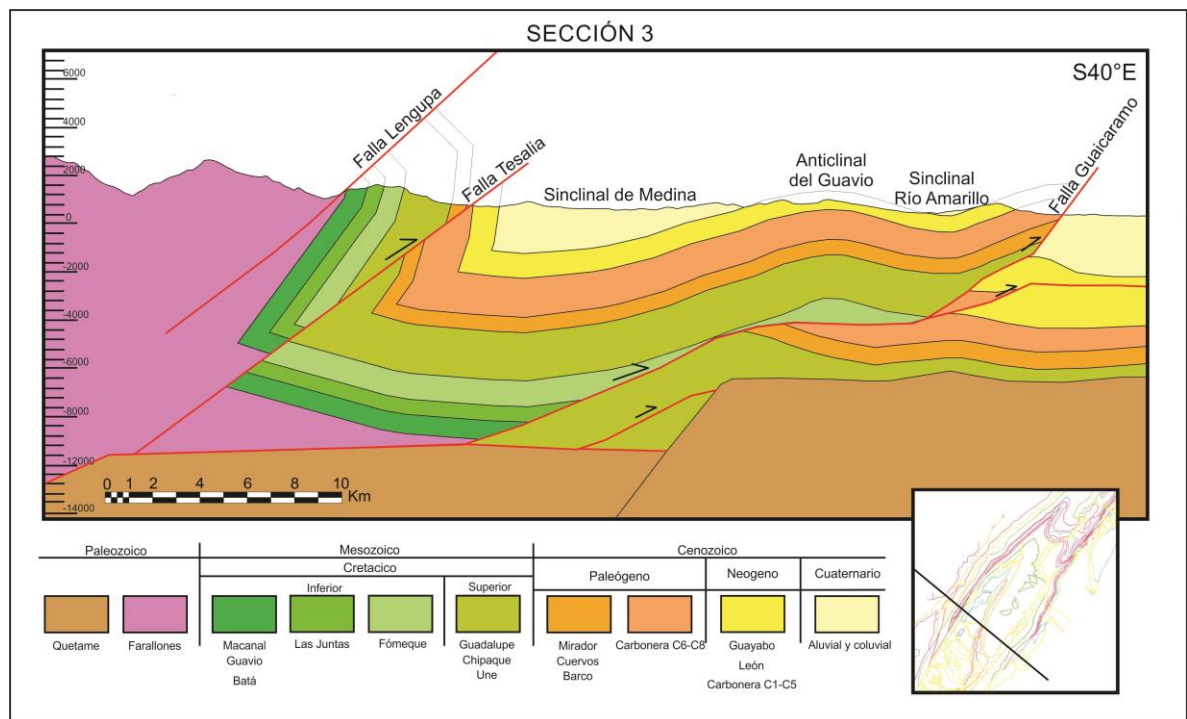
Figura 29. Sección Balanceada 2



Fuente: Cárdenas y García (2014).

De los tres cortes geológicos, en la sección 3 (Figura 30) es donde se encuentran más depósitos cuaternario (aluvial y coluvial). Se observa mayor desplazamiento en las unidades del Bloque Colgante de la Falla de Tesalia con respecto a las otras secciones, indicando que hacia el norte el desplazamiento de la Falla Tesalia disminuye y hacia el sur aumenta. Esta sección tiene una longitud de 45 km.

Figura 30. Sección Balanceada 3

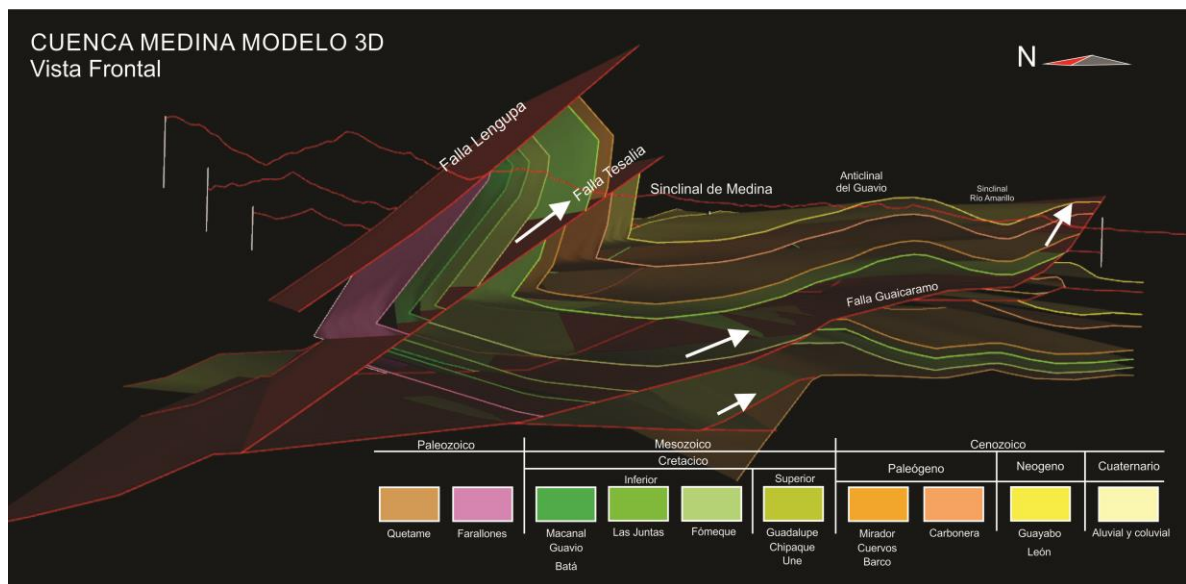


Fuente: Cárdenas y García (2014).

7.2 Modelo Geológico 3D

El modelo geológico 3D (Figura 31) integra la información que se obtiene de las secciones balanceadas, además facilita la observación de estructuras (pliegues y fallas) con la ayuda de las tres dimensiones. Este modelo permitió reconocer la inmersión o cabeceo de los pliegues hacia el sur y el cambio de deformación a lo largo de la cuenca; haciéndose los pliegues más cerrados y apretados hacia el norte de la cuenca. Por último se define para la cueca de Medina un estilo estructural que implica deformación de piel gruesa.

Figura 31. Modelo Geológico 3D en la Cuenca de Medina

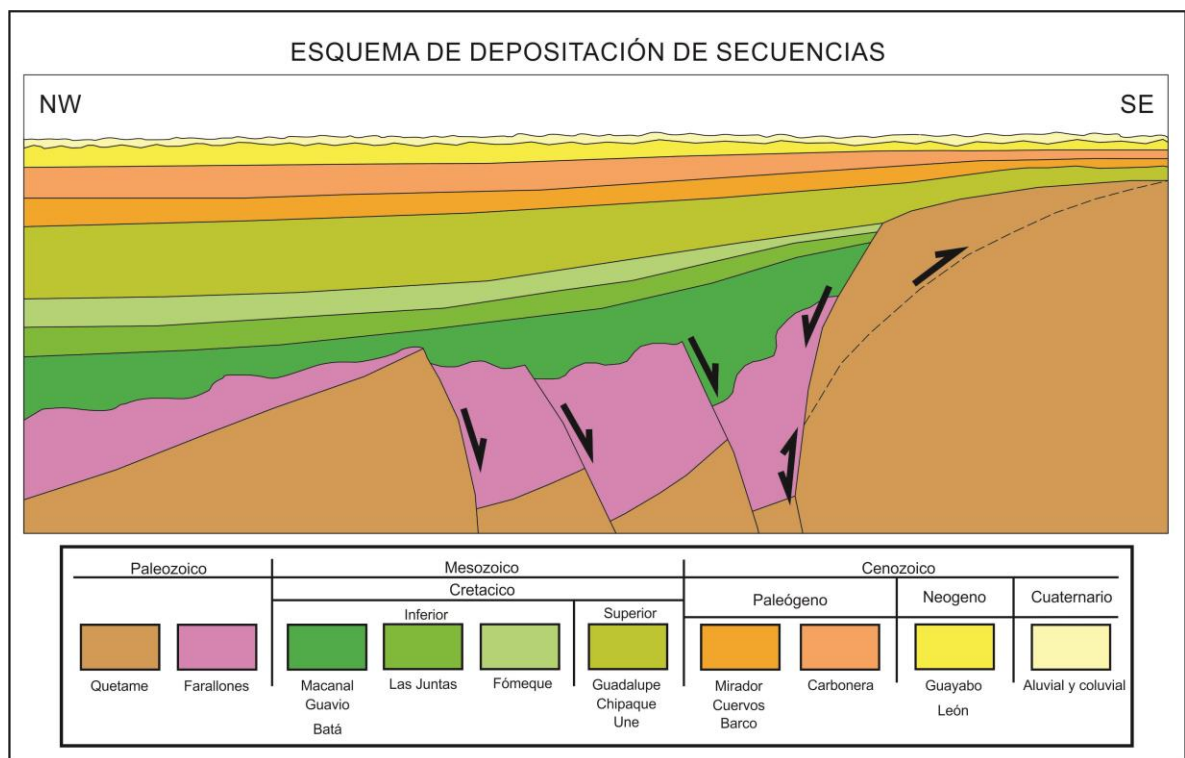


Fuente: Cárdenas y García (2014).

7.3 Reconstrucción Esquemática

La representación gráfica de la depositación de secuencias del flanco Oriental de la Cordillera Oriental (Figura 32) nos permite entender y explicar el comportamiento tectónico y estratigráfico de la Cuenca de Medina que no fue posible con las secciones balanceadas. Entre las rasgos que se logran visualizar en el esquema están: la ausencia de depositación de unidades anteriores al Cretacico Superior hacia el SE se encontraba restringida por el rift (basamento) y se observa la falla antigua del basamento heredada de la tectónica extensional.

Figura 32. Reconstrucción esquemática (sin escala) de la depositación de secuencias sedimentarias en el flanco Oriental de la Cordillera Oriental.

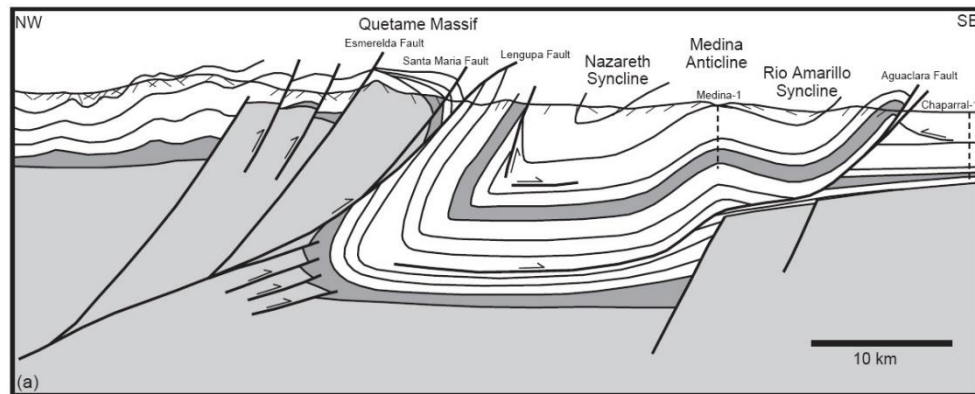


Fuente: Cárdenas y Garcia (2014).

7.4 Correlación de Resultados

Teniendo en cuenta las secciones estructurales ya desarrolladas en el área de estudio: Rowan y Linares (2000), Branquet, et al., (2002) y Bueno y Vargas (2010); podemos considerar la posibilidad de nuestras secciones y esto se confirma con la reconstrucción esquemática; encontramos algunas diferencias respecto a las secciones estructurales de los otros autores que se mencionan a continuación.

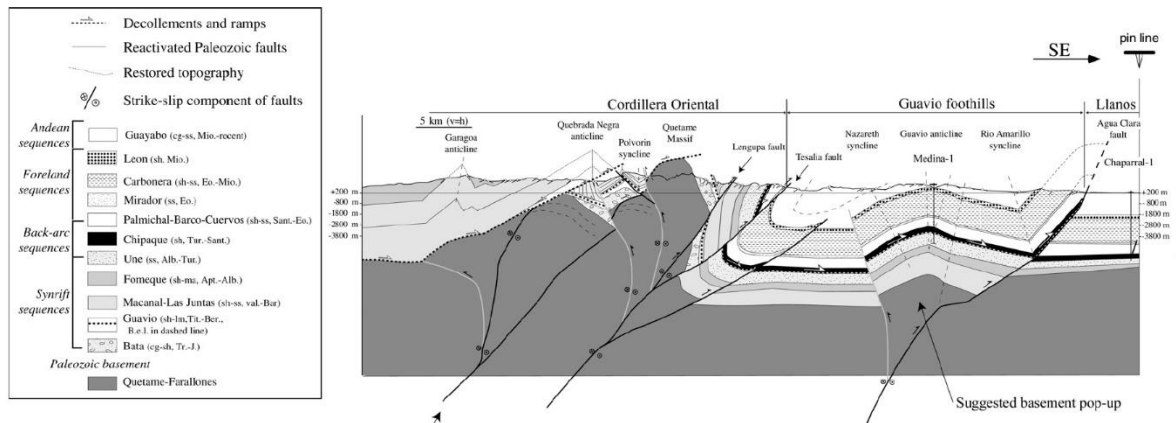
Figura 33. Geometría propuesta para el área del Macizo de Quetame y anticlinal de Medina.



Fuente: Rowan y Linares (2000).

Al comparar nuestras secciones balanceadas con la de Rowan y Linares (2000), vemos que la geometría de los pliegues es similar aunque hay una diferencia con la comportamiento de las fallas; en la sección (Figura 33) se ven varias fallas en el basamento y que la falla de Aguacalara no involucra el basamento.

Figura 34. Sección regional Las Juntas-Llanos.

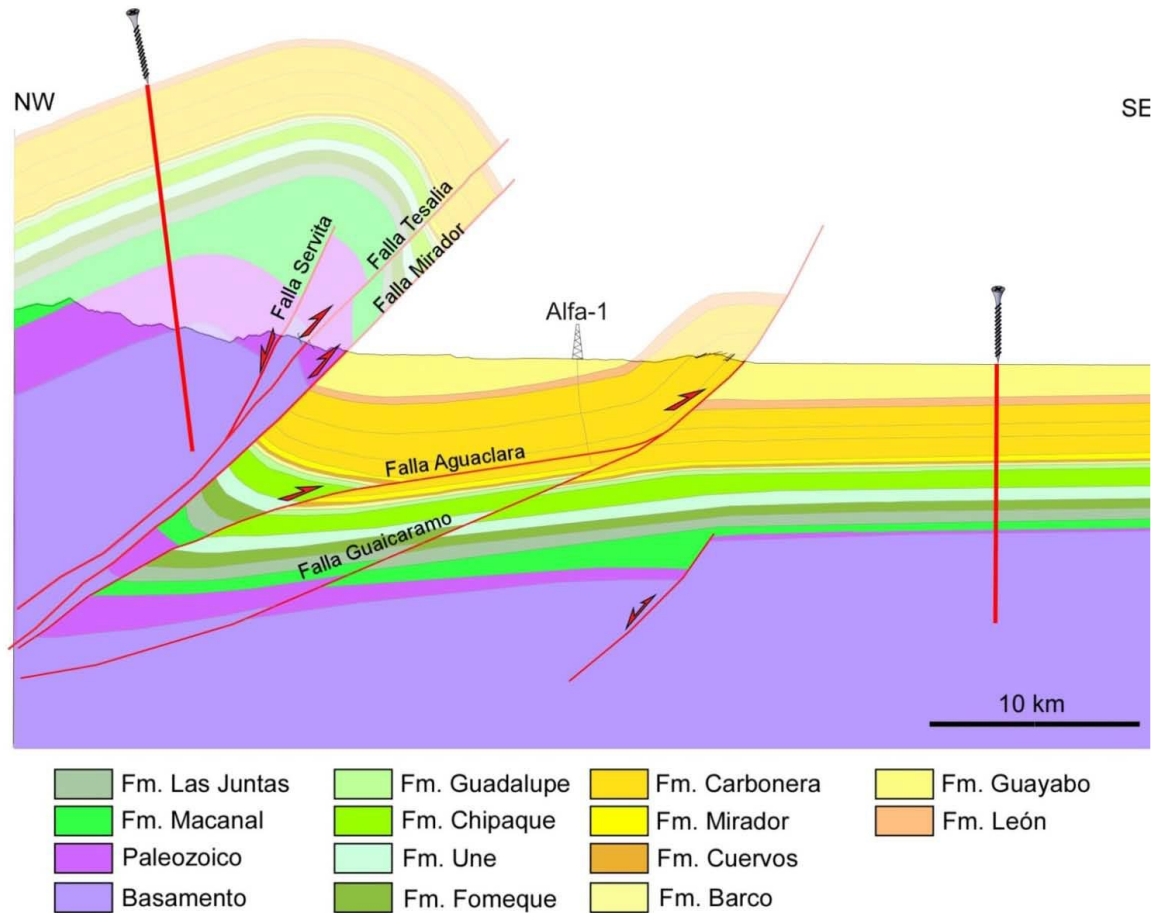


Fuente: Branquet, et al., (2002).

Branquet, et al., (2002) comparten nuestra interpretación teniendo en cuenta una componente de rumbo en las fallas inversas aunque ellos lo muestran a nivel de regional; tanto en la Cordillera Oriental como en el Piedemonte, y sugieren un estilo estructural de deformación de piel gruesa en la cuenca de Medina.

La discusión con la sección estructural de Bueno y Vargas (2010), comparada con las nuestras está en la presencia o ausencia de depositación de las formaciones: Calizas del Guavio, Lutitas de Macanal, Areniscas de las Juntas y Formación en el extremo oriental de la Cuenca. Nuestra interpretación se basa en que la Cordillera Oriental era un rift y según la columna estratigráfica de Mora et al., (2006), muestra que no hubo depositación de las unidades del Cretácico Inferior compartiendo esta interpretación con Rowan y Linares (2000), y Branquet, et al., (2002) aunque Bueno y Vargas (2010) consideran que si hubo depositación de estas formaciones allí.

Figura 35. Sección estructural basada en la línea HR-2010-A



Fuente: Bueno y Vargas (2010).

CONCLUSIONES

- La construcción de las tres secciones balanceadas en el software Move permite interpretar los rasgos geológicos de las estructuras presentes en la cuenca de Medina y posteriormente la construcción del modelo geológico 3D.
- El sinclinal de Medina es el depocentro de la cuenca, presentando inmersión hacia el sur, su eje está adyacente a la falla de Tesalia lo que causa el levantamiento y erosión de las formaciones del Neógeno en la parte norte de la cuenca.
- Se relacionó el plegamiento del anticlinal del Guavio y del sinclinal de Río Amarillo con la falla Guaicaramo caracterizando a estas estructuras como pliegues por flexión de falla con un estilo estructural que implica deformación de piel gruesa.
- Se reconoce en las secciones estructurales que la falla Guaicaramo presenta inversión tectónica, condicionada por una falla antigua de basamento heredada de la tectónica extensional Mesozoica que se reactiva de manera inversa durante el Cenozoico, indicado por el aumento lateral de espesor en las unidades estratigráficas del Cretácico superior en el bloque colgante de la falla Guaicaramo.
- La Falla de Guaicaramo y La Falla de Tesalia presentan una relación inversa en cuanto a su desplazamiento. La primera presenta máximo desplazamiento hacia el norte y la segunda hacia el sur.

- El modelo geológico 3D generado no representa necesariamente la realidad, sino que es un modelo que al satisfacer limitaciones razonables parece ser correcto, explicando de manera satisfactoria la naturaleza de la deformación.
- Se reconoce en el modelo geológico 3D que el comportamiento de los esfuerzos y la deformación no es homogéneo a lo largo de la cuenca, tanto el anticlinal del Guavio como el sinclinal de Rio Amarillo son más apretados hacia el Norte de la cuenca mientras que el sinclinal de Medina se hace más abierto.

BIBLIOGRAFÍA.

BISTACCHIA, A., MASSIRONI, M., DAL PIAZ, G.V., DAL PIAZ, G., MONOPOLI, B., SCHIAVO, A., & TOFFOLON, G., (2008). 3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study. *Computers & Geosciences*, 34. Pp. 351 – 372. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.cageo.2007.04.002

BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P.R., BABY, P., LAUMONIER, B., & GIULIANI, G., (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.15. Pp. 391 – 407.

BUENO, H., VARGAS R., 2010. Análisis estructural del contacto Basamento/Cobertera entre el Anticlinal de Farallones y el Sinclinal de Medina (Bloque exploratorio Cóndor). Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander. 76p.

BÜRGL, H., 1960, El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá: Boletín Geológico Instituto Geológico Nacional, v. 6, no. (1-3), p. 169-211

BUTLER, K., AND SCHAMEL, S., 1989. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, upper Magdalena Valley, Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, no. 1, p. 109-120.

CADENA, A., 2007. Validación de un modelo estructural alternativo por medio de la técnica de balanceo de secciones estructurales para los campos de la Licencia Piedemonte de BP Exploration Colombia en el Piedemonte Llanero. Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander. 153p.

CALCAGNOA, P., CHILÈS, J.P., COURRIOUX, G., & GUILLEN, A., (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Elsevier B.V. doi:10.1016/j.pepi.2008.06.013.

CAMPBELL, J. C. and BÜRGL, H., 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 567-590.

COLLETA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P., AND RUDKIWEICZ, J. L., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*: Paris, Editions Technip, p. 81-100.

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J. and TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, *A.A.P.G. Bull.*, 79 (10): 1421-1443.

CORTÉS, M., BAYONA, G., ARISTIZABAL, J., OJEDA, G., REYES-HARKER, A. & GAMBAN, N., 2006. Structure and kinematics of the eastern foothills of the eastern cordillera of Colombia from balanced cross-sections and forward modelling. *Asociación colombiana de geólogos y geofísicos del petróleo. Memorias del IX Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas*, 14, in CD.

DAHLSTROM, C. 1969. Balanced cross section. *Canadian Journal of Earth Sciences. Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 6, p. 743-757.

DELGADO, A., GELVEZ, C., 2007. Significado de la Discordancia Intraformacional de la Formación Guayabo en el Foreland y el Piedemonte de los Llanos Orientales en el Área del Casanare y su Relación con la Orogenia de la Cordillera Oriental /Colombia. Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander. 158p.

DUQUE-CARO, H., (1990). Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway: *palaeogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.* [S. l.], v. 77, pp. 203-234.

ECOPETROL. Bloque Tierra Negra. Informe técnico anual 1999 Bogotá D.C. 2000. 13 p.

ECOPETROL. Programa sísmico Tierra Negra 95, cartografía geológica y análisis estructural líneas TN 95-1620, TN 92-02, TN 95 1200, TN 95- 1350. Bogotá D.C. 1996. 35 p.

EGBUE, O., J. KELLOGG, 2012. Three-dimensional structural evolution and kinematics of the Piedemonte Llanero, Central Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jsames.2012.04.012

EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, A., YEPES, H., EGUES, A. 1996: Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraint in bend model of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101- 116.

ETAYO-SERNA, F., SOLÉ-DE PORTA, N. S., DE PORTA, J., and GAONA, T., 2003, The Batá Formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, no. 3, p. 113-117.

FABRE, A., 1983A. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Primera parte: Estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina*, Bogotá, 8: 49-61.

FABRE, A., 1983B. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Segunda parte: Esquema de evolución tectónica. *Geología Norandina*, Bogotá, 8: 21-27.

FREY-MUELLER, F.T., KELLOGG, J.N., VEGA, V., 1993. Plate motions in the north Andean region. *J. Geophys. Res.* 98 (B12), 21853– 21863.

GALVIS, J., De La ESPRIELLA, R. 1987: La gran falla del Borde Llanero. *Geología Colombiana* 16, 105– 110.

GEOESTUDIOS. Proyecto Medina Geología. ECOPETROL. Bogotá D.C. 1995. 48 p.

GEOESTUDIOS. Sección estratigráfico-estructural Mambita-San Pedro de Jagua (Cundinamarca). ECOPETROL. Bogotá D.C. 1994. 16 p.

GEOSTRATOS. 2006: Revisión Geológica de la parte Central y Norte del Bloque Cóndor y del TEA Guaicáramo. Cuenca del Piedemonte Llanero. Memoria Técnica. Lukoil Overseas Ltd. Bogota.

GEOTEC. Surface Geology of the Recetor Block Colombia. Bogotá D.C. 1990.17 p.

GEOTEC, 1992. Facies distribution and tectonic setting through the Phanerozoic of Colombia. A regional synthesis combining outcrop and subsurface data presented in 17 consecutive rock-time slices. Bogotá, 100p.

GÓMEZ, E., T.E., J., ALLMENDIGER, R. W., HEGARTY, K., KELLEY, S., and HEIZLER, M., 2003, Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: Geological Society of America Bulletin, v. 115, p. 131-147.

GÓMEZ, E., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., and CARDOZO, N., 2005, Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of the diachronous exhumation of the northern Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 117, no. 9-10, p. 1272-1292.

GROSHONG, R. H., JR. 2006. 3-D Structural Geology. A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation, 2nd ed. Berlin, Heidelberg, New York.

GUERRERO, J., and SARMIENTO, G., 1996, Estratigrafía física, palinológica, sedimentológica y secuencial del Cretácico Superior y Paleoceno del Piedemonte Llanero. Implicaciones en exploración petrolera: Geología Colombiana, no. 20, p. 3-66.

HUBACH, E., 1957. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, Bogotá, 5(2): 93-112.

JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G., and MOURIER T., 1990, Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model, J. Geol. Soc. London 147: 1009-1022.

KELLOGG, J., VEGA, V., 1995: Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America, Special paper, vol. 295. Geol. Soc. of Am., pp. 75–90.

LINARES, R., 1996. STRUCTURAL STYLES AND KINEMATICS OF THE MEDINA AREA, EASTERN CORDILLERA, COLOMBIA, M.SC. THESIS, UNIV. OF COLORADO, 104 P.

LOPEZ, C., GARAVITO, F., HERNANDEZ, V. Cuenca Llano Orientales proyecto Medina Occidental Prospecto Carmentea. ECOPEPETROL. Bogotá D.C. 1999.

MARTÍNEZ, J. A., 2006. Structural Evolution of the Llanos Foothills, Eastern Cordillera, Colombia, Journal of South American Earth Science, Bull., 21(2006): 510-520.

MOJICA, J., KAMMER, A., UJUETA, G., 1996. El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1–4/95), Regiones de Payandé y Prado. Departamento del Tolima, Colombia. Geol. Colombiana, Bogotá, 21p.

MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M.R., KAMMER, A., DIMATÉ, C., & RODRÍGUEZ, F., (2006) Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, Vol. 25, Pp. 1 - 19.

MORA, A., (2007). Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis doctoral. Universidad de Potsdam. p133.

MORA, A., GAONA, T., KLEY, J., MONTOYA, D., PARRA, M., QUIROZ, L.I., REYES, G., STRECKER, M.R., 2009. The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research* 21, 111 - 137.

MORA, A., (2010). The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *GSA Bulletin*; November/December 2010; v. 122; no. 11/12; p. 1846–1864

NOTESTEIN, F.H., HUBMAN, C.W. & BOWLER J.W. 1944: Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 55, pp.1165-1215, 12 fig., 6 pl., New York.

PARRA, M., 2008. Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis doctoral, Universitat Potsdam, Alemania, 146p.

PENNINGTON, W.D. 1981: Subduction of the East Panama Basin and Seismotectonics of the northwestern South America. *J. Geophys. Res* 86 (B11), 10753– 10770.

PEREZ, V. E., ULLOA, C. E., SUAREZ, M. C. XXII Reconocimiento geológico área Guateque – Aguacalara Campo Apiay. Asociación colombiana de geólogos y geofísicos del petróleo. 1984. 78 p.

PRADA, D., QUINTERO I., 2004. Estudio estructural de fracturas y análisis de inclusiones fluidas en materiales de relleno de venas, en las rocas aflorantes de la transecta Santa María-San Luis de Gaceno (Departamento de Boyacá, borde Oriental de la Cordillera Oriental): Implicaciones Paleohidrogeológicas. Tesis de Pregrado, Universidad Industrial de Santander. 147p.

QUINTERO, I., 2010. Cinemática de las estructuras de deformación de la Cuenca de Medina (Colombia), durante la depositación del Grupo Guayabo. Tesis de Maestría, Universidad Industrial de Santander. 57 p.

RAMIREZ, L.H., 2011. Determinación de los patrones de fracturamiento de la formación mirador en el anticlinal del Guavio, mediante el análisis de imágenes de pozo. implicaciones en la permeabilidad y productividad del reservorio. Tesis de Maestría, Universidad Nacional De Colombia. 207 p.

RENZONI, GIANCARLO. 1968. Geología Del Macizo De Quetame. Separata De La Revista Geología Colombiana-No. 5, P. 75-127. Bogotá, Colombia.

RIOS, P. A. Proyecto Medina Occidental – Tierra Negra. Informe final fase I. ECOPETROL. 1996. 30 p.

ROCHAT, P., ROSERO, A., GONZALES, R., FLOREZ, I., LOZADA, M., and PETTON, R., 2003. Thrust Kinematic of the Tangara/ Mundonuevo Area: New Insight from Apatite Fission Track Analysis, en VIII Simposio Bolivariano- Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, p. 147-154.

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

SARMIENTO, L.F., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, p. 72-180.

SARMIENTO-ROJAS, L.F., VAN WESS, J.D., CLOETINGH, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences 21, 383 – 411.

SEGGIARO, R. E., 2000. Catedra de geología estructural principios básicos de secciones geológicas balanceadas. SEGEMAR - IGRM. 12 p.

SEGOVIA, A., 1965. Mapa Geológico de la Plancha L-12 (Medina) de la república de Colombia. Servicio Geológico Nacional.

SUAREZ, A. F., 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allochthonous terrane in northwestern South America: Journal of South American Earth Sciences. v. 3, p. 141–151.

SUPPE, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, p. 684–721.

SUSINI, S. & De DONATIS, M. (2009). 3D model of a sector of the South Scotia Ridge (Antarctica). Computers & Geosciences, 35. Pp. 83 – 91. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.011

TABOADA, A., RIVERA, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. y RIVERA, C. 2000. Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and intracontinental deformation. Tectonics, 19(5): 787-813.

TESÓN, E., MORA, A., SILVA, A., NAMSON, J., TEIXELL, A., CASTELLANOS, J., CASALLAS, W., JULIVERT, M., TAYLOR, M., IBÁÑEZ-MEJÍA, M., Y VALENCIA, V.A., 2013. Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes.

ULLOA, C., CAMACHO, R., ESCOBAR, R. Mapa geológico del cuadrángulo K-12, Guateque, escala 1:1'000.000. INGEOMINAS. Bogotá D.C. 1975.

ULLOA, C., Y RODRÍGUEZ, E., 1979. Geología del Cuadrángulo K12, Guateque: Boletín Geológico Ingeominas, v. 22, no. 1, p. 3-55.

VAN DER HAMMEN, T., 1960. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenesis de los Andes colombianos. Boletín Geológico, (1958), VI(1-3):67-128.

VERGARA, L.E. Y RODRIGUEZ, G. The upper Cretaceous and lower Paleocene of the Eastern Bogotá plateau and llanos thrust belt, Colombia: alternative appraisal to the nomenclature and sequence stratigraphy. *Geología Colombia*. N° 22. 1997. Pag. 51- 79.

WILKERSON, M., & DICKEN, C, (2001). Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in contractional settings. *AAPG Bulletin*, Vol. 85, N°10, pp. 1759-1770.

ZANCHI, A., FRANCESCA, S., STEFANO, Z., SIMONE, S., & GRAZIANO, G., (2009). 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computers & Geosciences*, 35. Pp. 49 – 69. Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.cageo.2007.09.003

Anexo B. Tutorial para cargar líneas sísmicas.

- A. Abrir el programa Global Mapper. En el menú File, Open Data File(s), abrir el archivo .shp que se exporto de Spring y configurar la proyección de la siguiente manera (Figura 1).

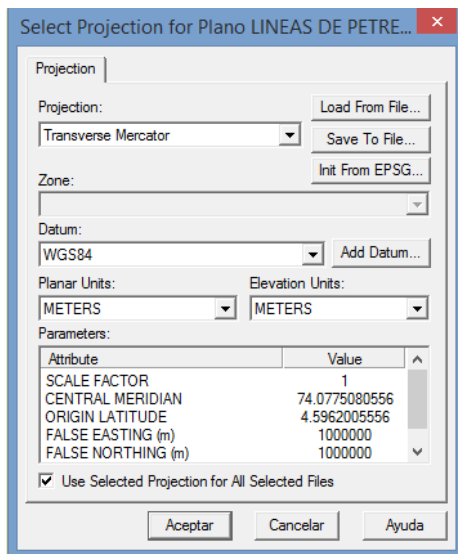



Figura 1. Configuración de proyección.

- B. Comparar el número de cdp entre Global Mapper y Seisee. No deben ser iguales el total de cdp pero si deben estar cerca.
- C. En Global Mapper seleccionamos la herramienta  “search by attribute/Name/Descripcion”. Al seleccionar esta herramienta se abre una nueva ventana llamada search vector data (Figura 2), en esta ventana se busca la línea a arreglar.

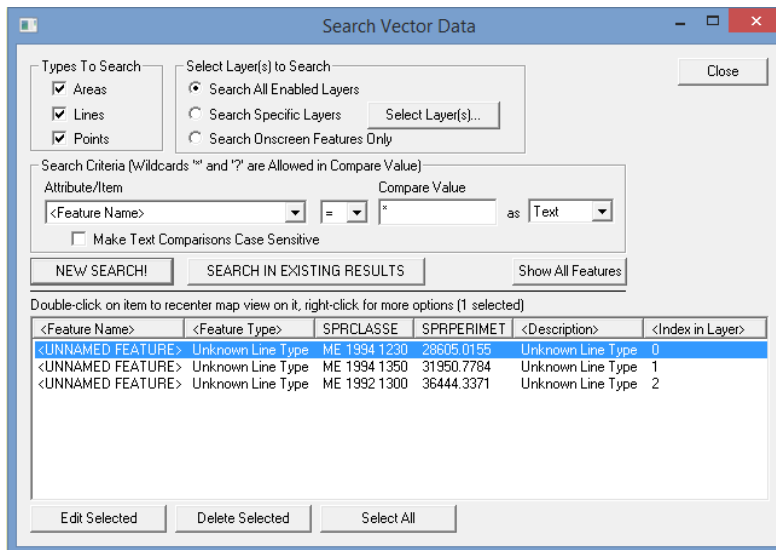




Figura 2. Search vector data.

D. Elegir la herramienta  “Pan (Grab-and-Drag) Tool”, dar un click sobre la línea sísmica a trabajar y con la herramienta  “Digitizer Tool” seleccionada aparecerá el cursor con la palabra edit dar click en cualquier punto sobre la línea sísmica. Luego utilizar los comandos ctrl+c y ctrl+v para pegar, al realizar estos pasos se abrirá una nueva ventana llamada “select paste layer” (Figura 3). En el menú deslizable de esta ventana escoger la opción “Paste to New Layer (Append [COPY] to Original Name)” y luego ok.

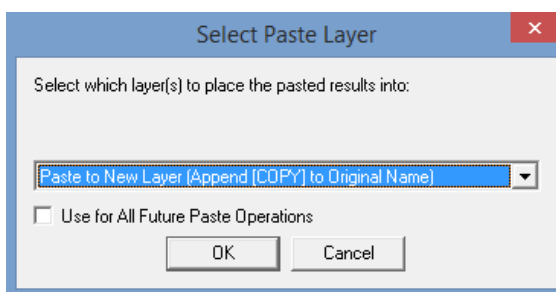



Figura 3. Select paste layer.

- E. Al hacer click en la herramienta  “Open Control Center” se abrirá una nueva ventana “Overlay Control Center” (Figura 4), donde se muestran las dos capas. En la primera se encuentra el archivo .shp con todas las líneas sísmicas y en la segunda la línea sísmica a arreglar.

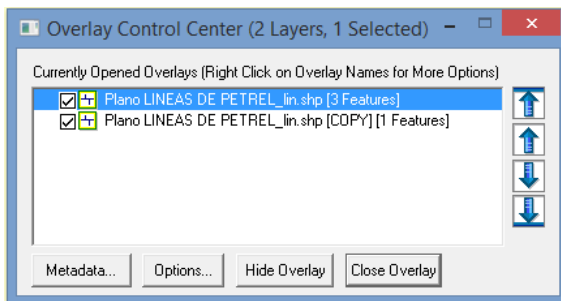



Figura 4. Overlay control center.

- F. Volver a seleccionar la herramienta  “search by attribute/Name/Descripcion”. Seleccionar la línea copiada y pegada en la nueva capa, dar click en edit selected (Figura 5).

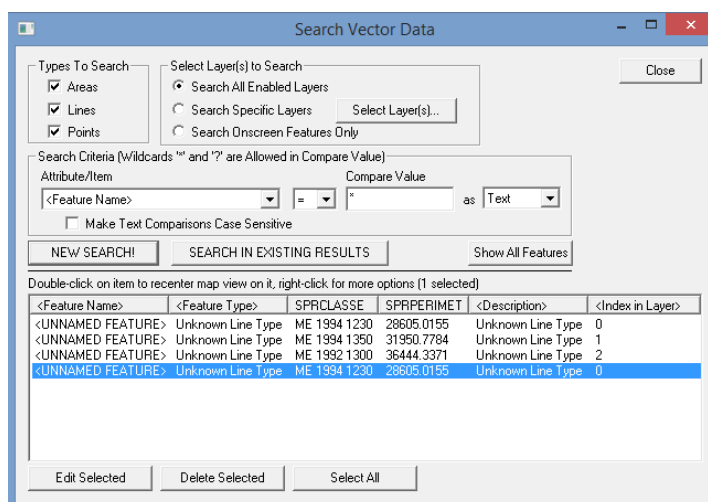
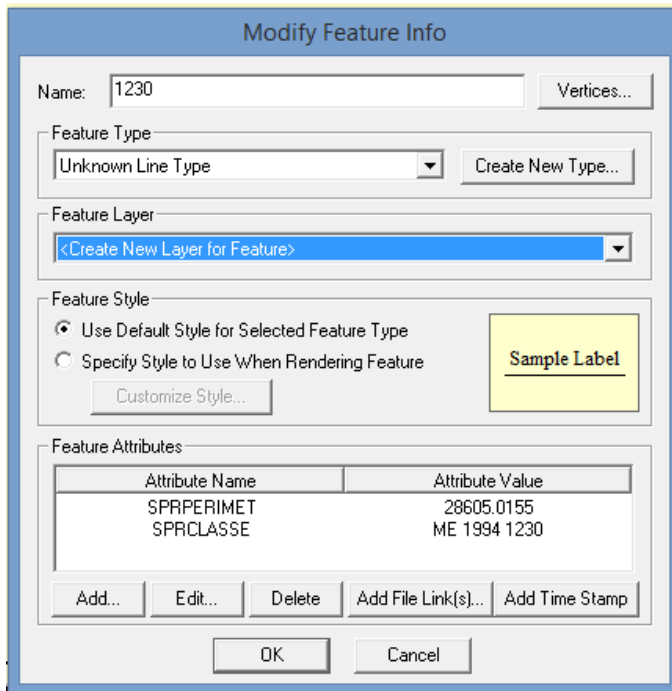


Figura 5. Search vector data.

- G. En la ventana modify feature dar el nombre que se desee a la línea, en este caso 1230 y configurar las casillas de feature type, feature layer y feature style como se ve a continuación (Figura 6). Hacer click en ok. Aparecera una nueva ventana llamada enter layer name. Dar el nombre a la nueva capa, puede ser el mismo de la línea sísmica.



Modify Feature Info

Name: 1230 Vertices...

Feature Type
Unknown Line Type Create New Type...

Feature Layer
<Create New Layer for Feature>

Feature Style
 Use Default Style for Selected Feature Type
 Specify Style to Use When Rendering Feature
 Customize Style... Sample Label


Feature Attributes

Attribute Name	Attribute Value
SPRPERIMET	28605.0155
SPRCLASSE	ME 1994 1230

Add... Edit... Delete Add File Link(s)... Add Time Stamp

OK Cancel

Figura 6. Modify feature info.

- H. Hacer click en la herramienta  "Open Control Center", en la ventana "Overlay Control Center" (Figura 7), donde se muestran 3 capas solo seleccionamos la última creada. En mi caso la 1230.

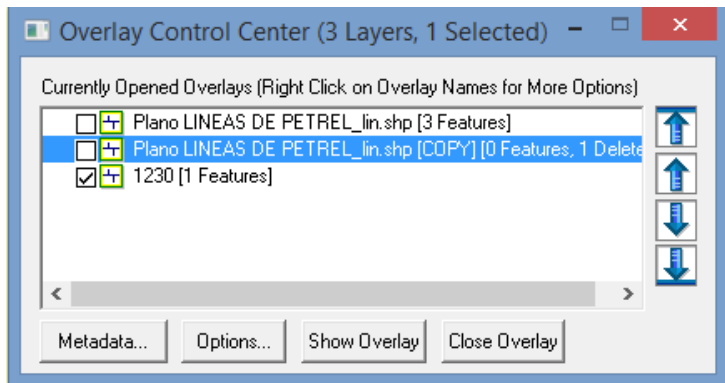



Figura 7. Overlay control center

- I. Con la herramienta  “Digitizer Tool” seleccionada hacer click derecho en cualquier punto sobre la línea sísmica, escoger la opción advanced feature creation options y luego create point features spaced along selected feature(s).

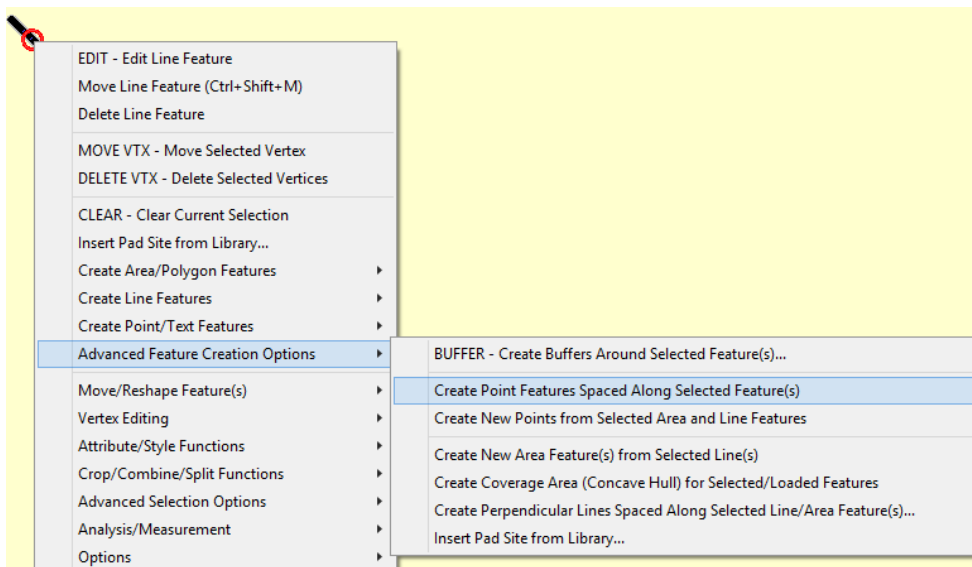


Figura 8.

- J. En la ventana simple spacing setup configurar las casillas como se ve a continuación salvo la casilla Sample count, este número corresponde al número de trazas que se ve en Seisee y es diferente en cada línea sísmica.

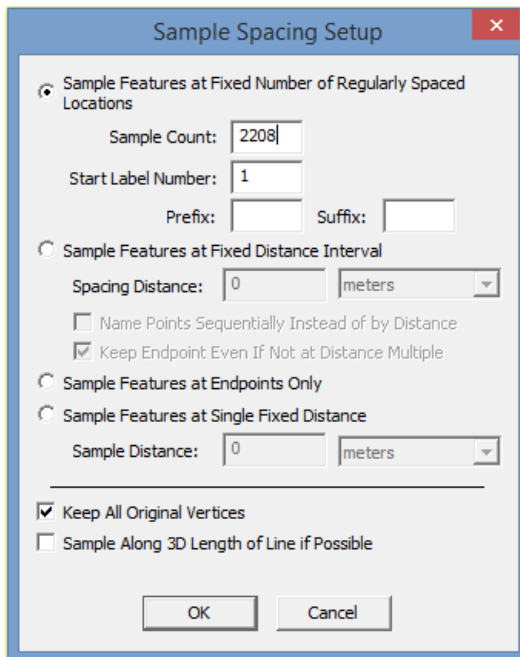


Figura 9. Sample spacing setup.

- K. Abrir la ventana del centro de control y seleccionar las dos últimas capas creadas. La 1230 es la que se encuentra únicamente la línea sísmica que se busca arreglar, y la “user created features” posee el número de puntos en que fue dividida la línea equivalente al número de trazas.

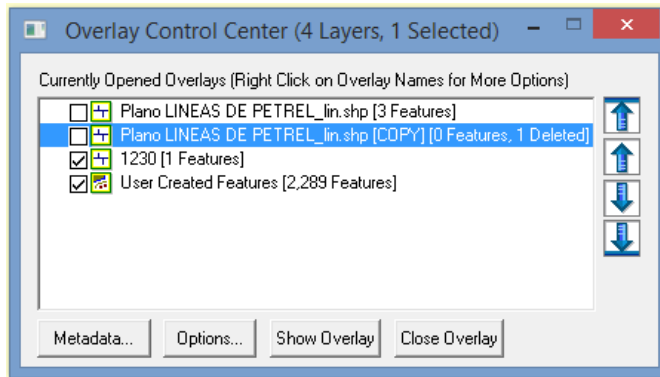


Figura 10. Overlay control center.

- L. Exportamos el archivo. File – export - export vector format. En formato CSV y se establece de la siguiente manera. Guardar el archivo.

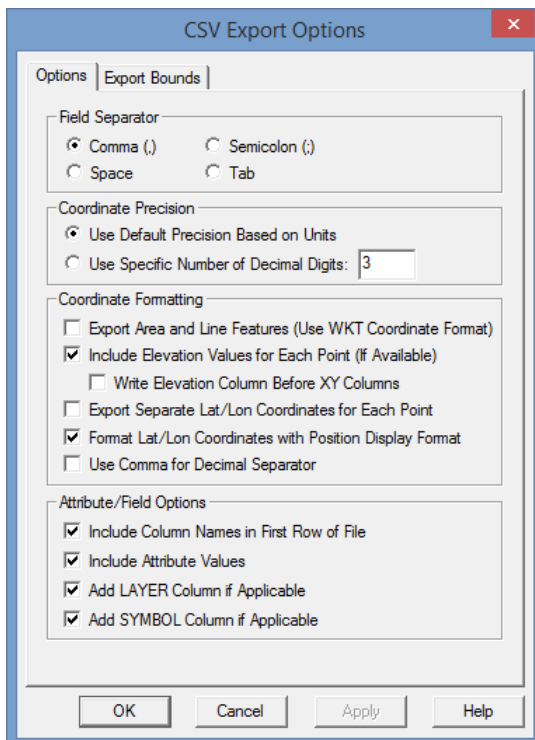


Figura 11. CSV Export options.

- M. Abrir la línea sísmica en el programa Seisee, hacer click en Trace Headers y seleccionar las casillas 73 y 77. Ir al menú File seleccionar exportar trace headers to ASCII file. Salvar y guardar.
- N. Sobre el archivo que se exporto de Seisee reemplazar las coordenadas con las coordenadas del archivo CSV que se exporto del Global Mapper respetando los espacios, para esto se utiliza un editor de texto como Note Pad++. Guardar el archivo en formato .txt.
- O. En Seisee importamos el archivo .txt .Despues de importar el archivo en la ventana import trace heades from ASCII file aparecerá Done, lo cual indica que se solucionó el problema de coordenadas de la línea sísmica.
- P. Si es necesario arreglar más de una línea sísmica hay que repetir el mismo proceso para cada una.