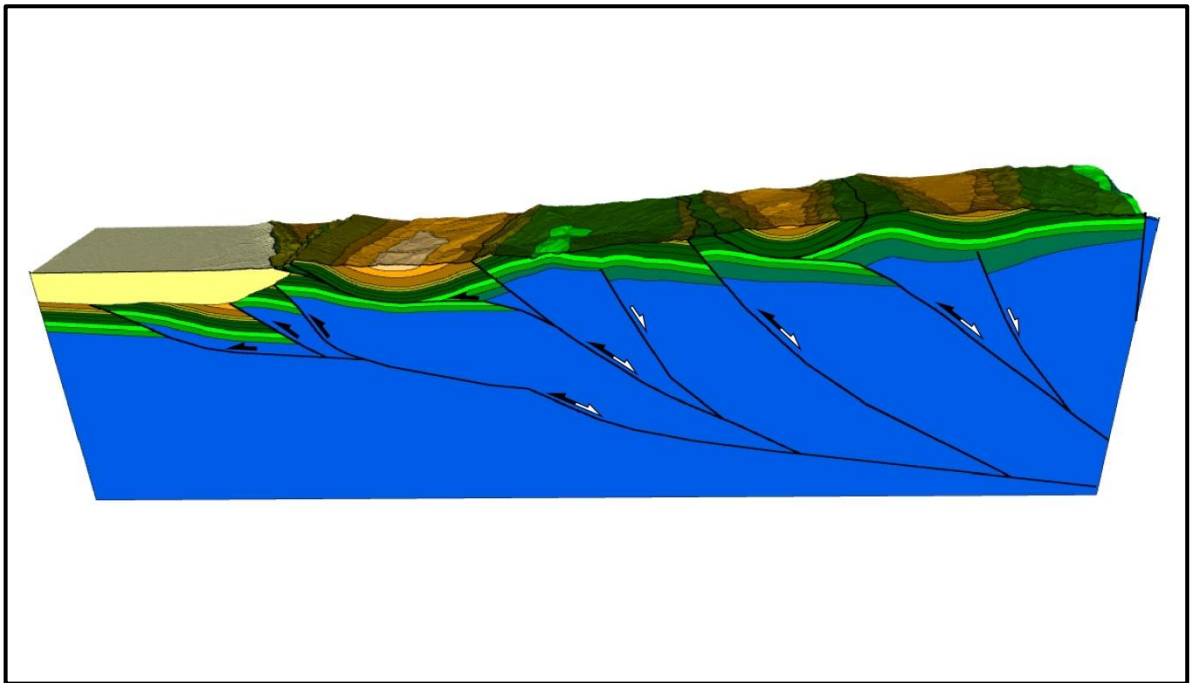


**SECCIÓN BALANCEADA DEL FLANCO OCCIDENTAL DE LA
CORDILLERA ORIENTAL EN LAS INMEDIACIONES DE LOS
MUNICIPIOS VILLARRICA Y CUNDAY EN LA SUB-CUENCA DE
GIRARDOT
VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA**



**Presentado Por:
DANIELA CARRERA ORTIZ**

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERÍA - GEOLOGÍA -
MEDELLÍN. 2015**

**SECCIÓN BALANCEADA DEL FLANCO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA
ORIENTAL EN LAS INMEDIACIONES DE LOS MUNICIPIOS VILLARRICA Y CUNDAY
EN LA SUB-CUENCA DE GIRARDOT
VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA**

Trabajo Dirigido de Grado presentado como requisito parcial para optar al título de
Geóloga

**Presentado Por:
DANIELA CARRERA ORTIZ**

**Director:
DANIEL BELLO PALACIOS
Geólogo Ph.D. Ecopetrol S.A.**

**Co-director:
FABIO COLMENARES
Geólogo Geosearch Ltda**

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERÍA – GEOLOGÍA
MEDELLÍN. 2015**

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar le agradezco a mi director Daniel Bello, de quien he aprendido mucho tanto en lo técnico como en lo personal. Por la posibilidad que me ofreció para realizar este proyecto, gracias por su paciencia, dedicación y esfuerzo.

A Fabio Colmenares por ser un maestro y consejero durante este proceso, gracias por compartir conmigo los conocimientos que me aportan personal y profesionalmente para mejorar en esta etapa que apenas comienza. Gracias por el mapa geológico suministrado como aporte para este estudio.

Muchas gracias a la Vicepresidencia de Exploración de Ecopetrol S.A., especialmente Camilo Higuera por permitir el acceso a la información de los pozos y la sísmica 2D que hicieron posible realizar este proyecto.

Por último un agradecimiento muy especial a la Universidad EAFIT y al programa de becas por darme la oportunidad de estudiar Geología, por el acompañamiento y todo el apoyo integral que tuve durante todos estos años de carrera, y sobre todo por permitir que realizara mi sueño.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	VI
ABSTRACT	VII
1. GENERALIDADES.....	8
1.1. Justificación	8
1.2. Objetivos	9
2. INTRODUCCIÓN	10
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	11
2.2. TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	12
2.3. ESTRATIGRAFÍA.....	15
2.4. GEOLOGIA DEL PETRÓLEO.....	25
3. CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS	27
3.1. INTRODUCCIÓN	27
3.2. NOMENCLATURA DE ESTRUCTURAS DENTRO DE UN CPC	30
3.3. MECANISMOS DE PLEGAMIENTO.....	31
3.4. CONSTRUCCIÓN DE SECCIONES BALANCEADAS	35
4. METODOLOGÍA	40
4.1. Datos disponibles.....	41
4.2. Mapa Geológico de Superficie	43
4.3. Ajuste de Pozos e Interpretación Sísmica	45
4.4. Interpretación de las secciones geológicas en tiempo.....	46
4.5. Conversión a Profundidad.....	48
4.6. Construcción de la Sección Balanceada.....	52
5. RESULTADOS	55
5.1. SECCIÓN GEOLÓGICA BALANCEADA	55
5.2. Restitución Secuencial.....	57

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	63
7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	65
8. ANEXOS	68

LISTADO DE FIGURAS

Figura 2.1: Mapa de localización del Área de Estudio	11
Figura 2.2: Mapa Geológico generalizado del VSM.....	13
Figura 2.3: Panel Estratigráfico del Valle Superior del Magdalena	16
Figura 2.4: Columna Estratigráfica Subcuenca de Girardot.....	18
Figura 3.1: Cinturones de pliegues y cabalgamientos en un margen convergente.....	28
Figura 3.2: Comparación entre estilos estructurales de piel delgada vs piel gruesa	30
Figura 3.3: Pliegues por flexión de falla	32
Figura 3.4: Pliegues por propagación de falla	33
Figura 3.5: Pliegues de despegue.....	34
Figura 3.6: Ejemplo de una restitución	37
Figura 3.7: Acortamiento absoluto en una sección balanceada.....	39
Figura 4.1: Líneas Sísmicas 2D..	41
Figura 4.2: Localización de datos disponibles.....	42
Figura 4.3: Imagen tridimensional de la cartografía	43
Figura 4.4: Mapa Geológico del área de estudio.....	44
Figura 4.5: Ajuste del pozo Suárez-1	45
Figura 4.6: Interpretación sísmica en TWT	47
Figura 4.7: Modelo teórico de Velocidad de intervalo vs velocidad Promedio	49
Figura 4.8: Comparación entre las secciones en Tiempo vs Profundidad	51
Figura 4.9: Sección Balanceada y restituida	53

Figura 5.1: Visualización tridimensional de las estructuras del área de estudio	56
Figura 5.2: Restitución secuencial y validación del modelo estructural.	61

RESUMEN

El Valle Superior del Magdalena, tiene una amplia historia con exploración y explotación de hidrocarburos, aun así en la subcuenca de Girardot la exploración y explotación de hidrocarburos está restringida al costado occidental del valle. La demanda constante de encontrar nuevos yacimientos, promueve la búsqueda acelerada de técnicas y herramientas que permitan visualizar con mayor claridad las características del subsuelo. Este trabajo propone un modelo geológico estructural del flanco occidental de la Cordillera Oriental en las inmediaciones de los municipios Villarrica y Cunday. A partir de datos de cartografía geológica existente, modelos de elevación de terreno, imágenes satelitales, líneas sísmicas 2D y datos de pozo se generó un mapa geológico y una sección estructural a escala 1:100.000. El mapa es producto de la compilación de los mapas existentes complementado con un trabajo de cartografía tridimensional. La sección geológica estructural ha sido construida aplicando las técnicas básicas para la construcción de secciones balanceadas y ha sido restituida secuencialmente hasta el tope de la Fm. Monserrate (65.5 Ma.). El estilo estructural resultante de este modelo está relacionado a una tectónica de piel gruesa (*thick skin*) donde predominan fallas de inversión que fueron reactivadas durante un régimen compresivo. La vergencia de las fallas es predominantemente NE, al ser restituida la sección se propone un acortamiento regional de 22 km aproximadamente, representando un 22% del acortamiento total, igualmente se propone una velocidad de deformación la cual corresponde a 350 metros por km/Ma desde el nivel restaurado correspondiente a la Fm. Monserrate.

ABSTRACT

1. GENERALIDADES

1.1. Justificación

El Valle Superior del Magdalena ha sido a lo largo de la historia un área con mucha exploración y explotación de hidrocarburos, especialmente en la subcuenca de Neiva. En la subcuenca de Girardot la exploración y explotación de hidrocarburos se encuentra restringida en su mayoría al costado occidental del valle, uno de los campos productores más importantes del área se encuentra localizado en el costado oriental del valle en el sistema de sinclinales y anticlinales que vienen de la vertiente occidental de la Cordillera Oriental y que dejan en evidencia espesores importantes de roca generador a lo largo de dichas estructuras.

Teniendo en cuenta que en los últimos años ha surgido un gran interés por los yacimientos de hidrocarburos no convencionales en la mayoría de compañías exploradoras del mundo, es precisamente esta área la que hoy en día tiene un gran potencial para la búsqueda de los yacimientos no convencionales. Para tener una idea del potencial de reservas del área es necesario hacer la evaluación de una serie de parámetros dentro de los cuales se destaca el conocer la historia geológica, el comportamiento de la deformación de las unidades litológicas y su cinemática en el área. Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente se ha considerado que la mejor manera de tener un modelo bastante aproximado del subsuelo es aplicando las técnicas de construcción de secciones geológicas.

1.2. Objetivos

A partir de lo expresado anteriormente, se plantea como objetivo general la construcción de un modelo geológico 2D que sirva como parámetro de entrada en la evaluación de yacimientos convencionales y no convencionales en el área de estudio. Para poder realizarlo se plantea una metodología para la compresión de las estructuras del subsuelo relacionadas con el levantamiento de un orógeno, la cual se basa en los siguientes objetivos específicos:

- Realizar un mapa geológico usando mapas geológicos existentes apoyados en imágenes satelitales e imágenes digitales de terreno.
- Hacer una interpretación sísmica y conversión a profundidad a partir del ajuste de pozos por medio de los datos de velocidad.
- Definir el estilo estructural que domina el área que domina la vertiente occidental de la Cordillera Oriental en el área de estudio.
- Hacer una restitución viable y admisible del borde occidental de la Cordillera Oriental basada en métodos geométricos para secciones balanceadas.
- Establecer el acortamiento regional horizontal y la velocidad media de deformación para las estructuras involucradas en el modelo geológico.

2. INTRODUCCIÓN

La cuenca superior del Magdalena es una estrecha depresión orientada en sentido SSW – NNE, localizada a lo largo del Valle Superior del Río Magdalena entre el flanco occidental de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental al este, tiene un área aproximada de 21.600 km² y ocupa áreas de los departamentos de Cundinamarca, Tolima, Huila, Cauca y Putumayo (Figura 2.1).

La cuenca del VSM ha sufrido diferentes eventos deformativos durante su historia y por ende una gran variedad de estilos estructurales. En la medida que la cuenca ha evolucionado, las estructuras generadas en etapas iniciales han sido modificadas por deformaciones posteriores. De aquí que no se pueda encasillar al VSM dentro de un solo estilo estructural y hace necesario el entendimiento de sus estructuras con el objetivo de minimizar el riesgo en la exploración de hidrocarburos.

Actualmente en sus costados oriental y occidental se encuentra limitada por fallas de inversión tectónica y de tipo compresivo-transpresivo respectivamente. Estas fallas colocan el basamento pre-cretácico y la cobertera sedimentaria, sobre la sucesión sedimentaria cenozoica.

El área de estudio se encuentra localizada en la parte NE de la cuenca del Valle Superior del Magdalena y en la parte SW de la cuenca Cordillera Oriental, ubicada en los municipios de Villarrica y Cunday principalmente.

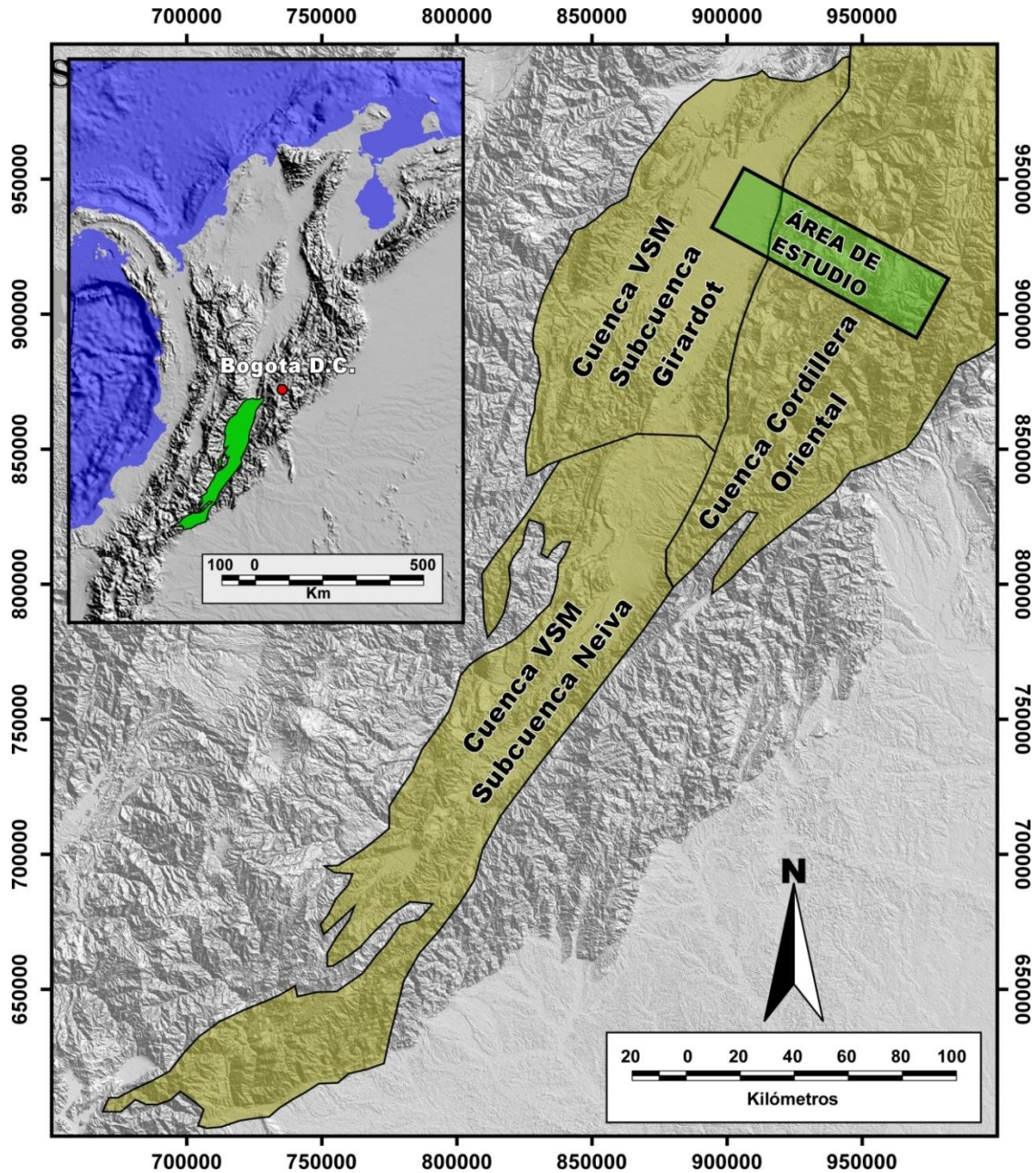


Figura 2.1: Mapa de localización del Área de Estudio

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca del Valle Superior del Magdalena estuvo controlada por el desarrollo de un *rift* durante el Mesozoico y el posterior levantamiento de las cordilleras, desde finales del Mesozoico. Representa una depresión estructural

limitada tanto al E como al W por sistemas de fallas compresivas incluyendo estructuras de inversión, que transportan el basamento y la cobertera sobre sedimentitas cenozoicas; la sucesión estratigráfica aflorante incluye sedimentitas marinas y continentales del Paleozoico y el Triásico, depósitos vulcanoclásticos del Jurásico, sedimentitas principalmente de origen marino del Cretácico, sedimentitas fluviales y transicionales del Paleógeno y rocas sedimentarias de origen continental y vulcanoclásticas del Neógeno.

En la literatura geológica, el VSM se ha subdividido en dos subcuencas separadas por un alto de basamento constituido por rocas del Jurásico, denominado Arco de Natagaima o Alto de Patá ubicado entre las poblaciones de Coyaima y Aipe. Las subcuencas son: Girardot y Neiva. La primera ubicada al norte, haciendo parte del departamento del Tolima y la segunda es la parte central y sur de la cuenca, abarcando los departamentos del Huila y parte del Cauca. La subcuenca de Neiva posee la mayoría de campos petrolíferos y los más importantes de la cuenca (Figura 2.1)

2.2. TECTÓNICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El Valle Superior del Magdalena, es una cuenca intramontana desarrollada mediante sucesivos episodios tectonoestratigráficos de evolución, los cuales han sido los responsables de su actual configuración. Diferentes autores y compañías que han estudiado la cuenca, la dividen en dos subcuencas denominadas subcuenca de Girardot y subcuenca de Neiva, las cuales se encuentran separadas por un alto de basamento al que se le ha asignado el nombre de Arco de Natagaima o Alto de Patá (Figura 2.2)

La subcuenca de Girardot se presenta como una provincia influenciada por diversidad de episodios tectónicos sucedidos y reconocidos al menos desde el Jurásico y hasta el reciente.

El extremo occidental, sobre el área de Ortega-Payandé, está conformado por un cinturón de plegamiento con orientación N-NE y vergencia oriental, el cual involucra rocas cretácicas y neógenas principalmente. Este sector queda limitado al

oeste por el Thrust de Calarma, el cual sirve de plano de cabalgamiento a lo largo del margen oriental de la Cordillera Central.

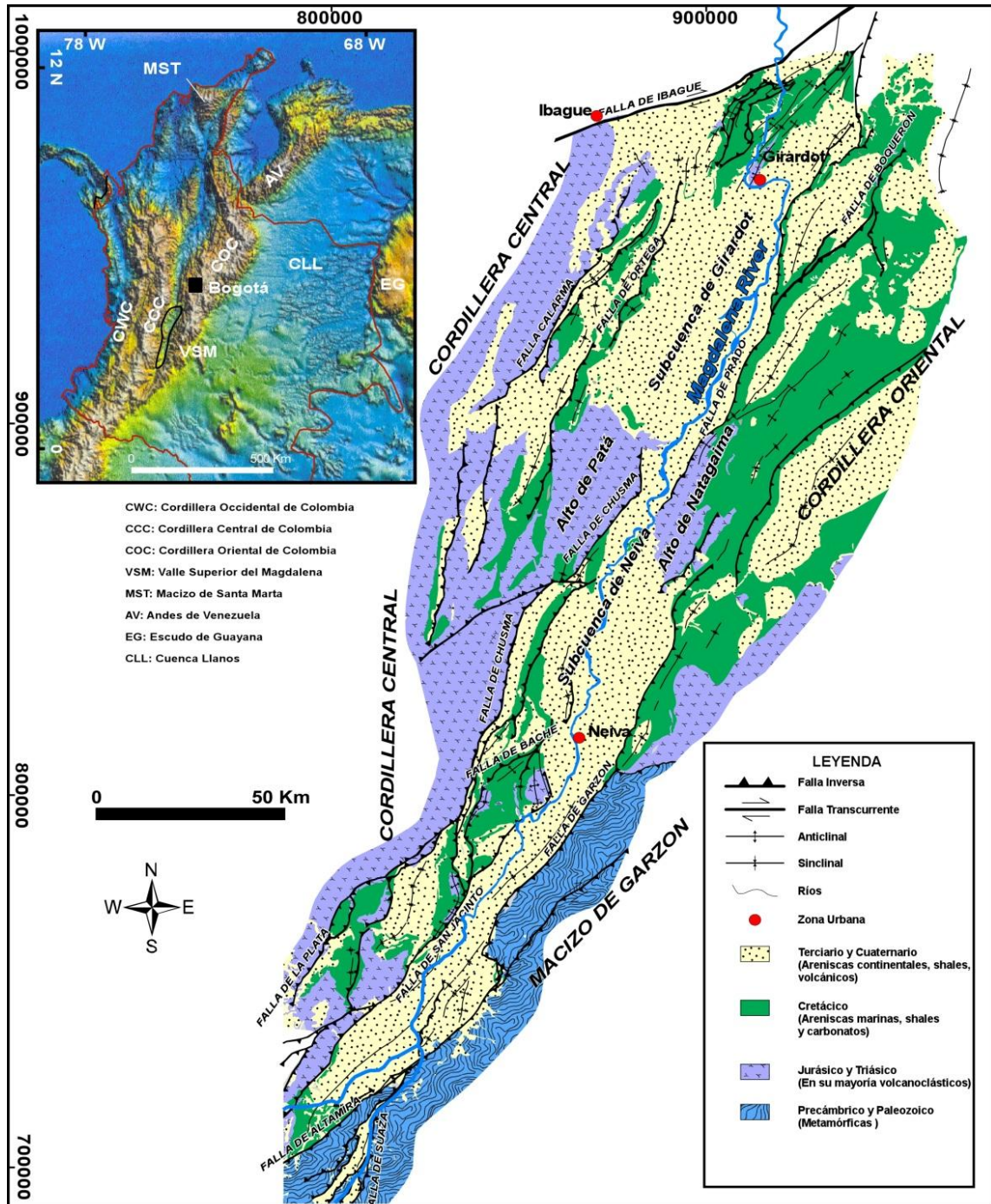


Figura 2.2: Mapa Geológico generalizado del VSM (tomado Ramón & Rosero, 2006)

Sobre la porción norte, queda ubicada la denominada barrera de Girardot – Guataquí, la cual actúa como límite entre las cuencas del Valle Medio y Superior del Magdalena. Esta barrera corresponde a un cinturón de plegamiento que se extiende desde la Cordillera Oriental en dirección S–SW, hacia el margen oriental de la Cordillera Central y consta de estrechos sinclinales y anticlinales asimétricos, en echelon con vergencia occidental (Corrigan, 1967).

El margen oriental de la subcuenca está representado por un extenso escarpe y una depresión topográfica por donde transita el río Magdalena; estos rasgos marcan la presencia de un sistema de Thrusting correspondiente al sistema de fallas del Magdalena, el cual ha sido interpretado como un sistema originado por inversión tectónica desde comienzos del Mioceno con el inicio del ascenso de la Cordillera Oriental.

La subcuenca de Neiva constituye una depresión morfo-estructural al sur del VSM, que se presenta desde el Arco de Natagaima hacia el sur, hasta el área de influencia de la población de Esnanga, al norte de Mocoa. La conformación estructural de la subcuenca ha estado condicionada a diversos episodios tectónicos ocurridos principalmente, durante el Eoceno Medio a Tardío y comienzos del Mioceno hasta el reciente; aunque desde el lapso Maastrichtiano - Paleoceno pudieron iniciarse algunos eventos de tectónica compresiva, especialmente, hacia el sur de la cuenca.

Sobre la margen occidental de la subcuenca de Neiva se localiza el sistema de fallas de Chusma, uno de los más importantes rasgos estructurales presentes, el cual constituye un plano de cabalgamiento de vergencia oriental a lo largo del cual cabalga la Cordillera Central sobre el valle, colocando rocas del basamento cristalino precretácico sobre la cobertera sedimentaria del Mesozoico y Cenozoico de la cuenca. Hacia el área de La Plata - Nátaga - La Hocha, el basamento precretácico aflora en una vasta región sobre el cual existe una cobertera sedimentaria cretácica, no muy espesa (más o menos hasta el sur del Sinclinal de Tesalia y al oeste del Thrust de San Jacinto), constituyendo todo el frente de cabalgamiento de la Cordillera Central en este sector de la cuenca. Sobre la margen oriental del VSM, contra el borde del Macizo de Garzón, se presenta un sistema de

fallamiento con vergencia occidental, el cual hacia el sureste a la altura de Garzón – Gigante, tiene una importante componente de rumbo con movimiento dextral (Falla de Altamira). Al norte del Macizo de Garzón, sobre el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, se tiene una serie de estructuras de plegamiento asociadas al frente de cabalgamiento y deformación, dentro de las cuales se encuentran algunas estructuras importantes como el Sinclinal de San Antonio, el Anticlinal de Bodega y el Sinclinal de Colombia.

2.3. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica que aflora en el VSM varía de acuerdo con la subdivisión geográfica, especialmente en las rocas del Mesozoico y Cenozoico (Ver Figura 2.3). La sucesión incluye rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico, metamorfitas de muy bajo grado del Paleozoico temprano, sedimentitas marinas y continentales del Paleozoico tardío y del Triásico temprano, carbonatos del Triásico tardío, depósitos vulcanoclásticos y sedimentarios del Triásico tardío - Jurásico, plutonitas del Jurásico, sedimentitas continentales en la porción inferior pero principalmente de origen marino del Cretácico, rocas sedimentarias de origen continental del Paleógeno y rocas sedimentarias y vulcanoclásticas del Neógeno. La Figura 2.4 resume las descripciones litológicas y los ambientes de depósito de las unidades, del Valle Superior del Magdalena en la sub-cuenca de Girardot.

2.3.1. Proterozoico

Está representado por rocas metamórficas de muy alto grado, que forman macizos como el de Garzón, Las Minas y La Plata los cuales afloran en el piedemonte de las cordilleras Oriental y Central, expuestas en superficie por efectos tectónicos. El Macizo de Garzón fue definido por Gansser, 1954 y posteriormente Radelli (1967) lo estudia entre Altamira y Florencia, encontrando migmatitas y granitos de anatexia. Los macizos de La Plata y Las Minas son reportados posteriormente en la cartografía de la plancha 366-Garzón por Ingeominas (1995), constituidos por neises cuarzo-feldespáticos, anfibólicos y biotíticos; anfibolitas y mármoles. En ellos predomina la textura migmatítica y están afectados por cuerpos ígneos en forma de apófisis y diques.

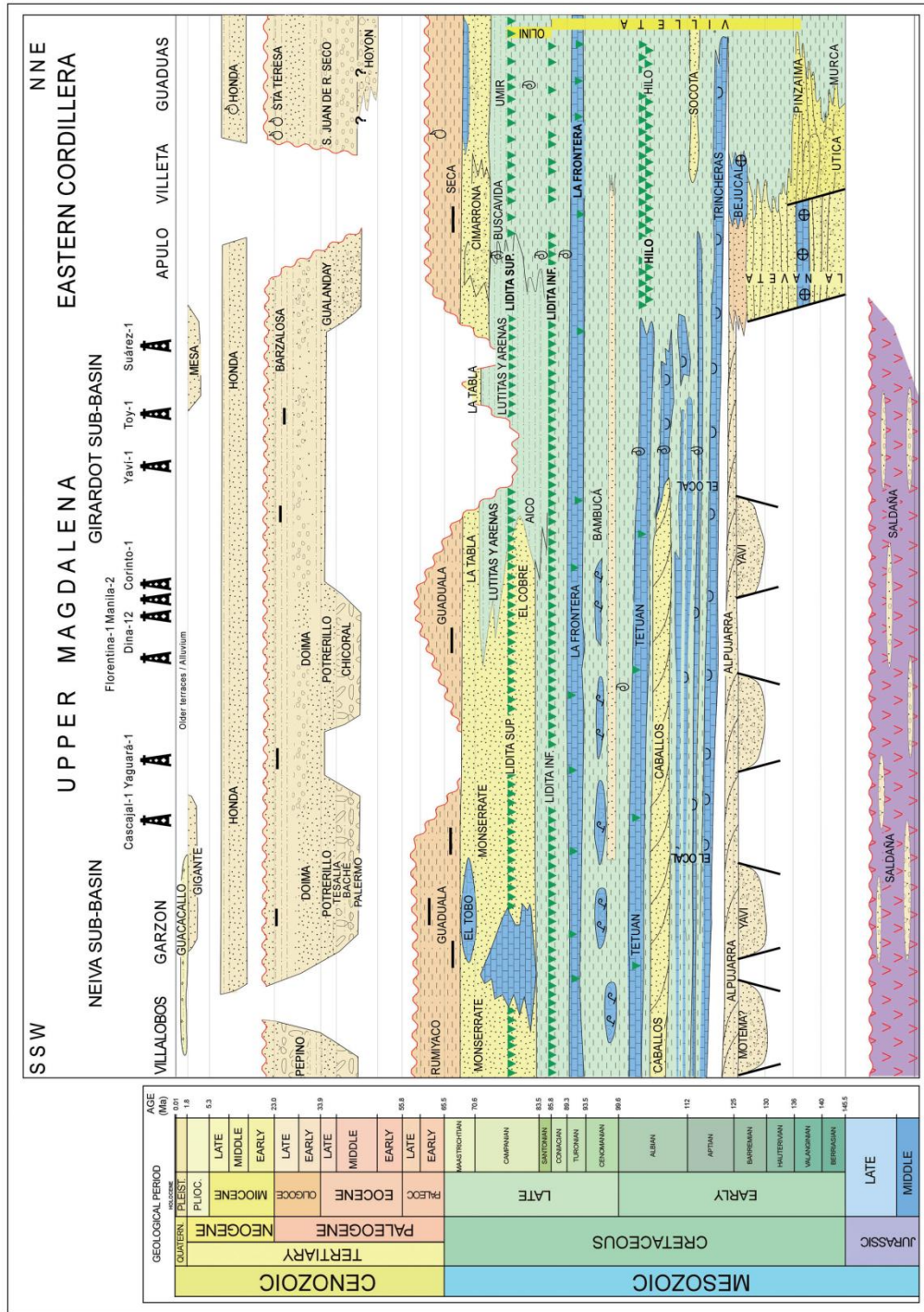


Figura 2.3: Panel Estratigráfico del Valle Superior del Magdalena (Roncancio. & Martínez, 2011)

Los macizos se encuentran en contacto discordante con unidades paleozoicas o por medio de fallas con rocas de edad Jurásico a Terciario. La edad del Macizo de Garzón es determinada por Kroonemberg (1982), por el alto grado de metamorfismo presentado, asumiendo que se debe a la Orogenia Nickeriana (1200-1300 Ma), siendo el evento que originó “el cinturón granulítico Garzón – Santa Marta”. Edades obtenidas mediante dataciones K\Ar y Rb\St, resultan más jóvenes lo cual se explica mediante posterior calentamiento por intrusiones. Vesga, J. y Barrero, D. (1978), reportan edades de 1360 Ma en rocas del norte del Tolima, aplicables por correlación litológica a los macizos de Garzón y La Plata.

2.3.2. Paleozoico

Representado por las formaciones El Hígado, Venado, La Jagua, Cerro Neiva, El Imán, Anaba y Amoyá. Estas unidades sedimentarias, depositadas en un ambiente marino somero y actualmente expuestas en las estribaciones occidental y oriental de las cordilleras Oriental y Central en el VSM, son estudiadas, entre otros por, Mojica, J. *et al.* (1989); Núñez, A (1984); Villarroel, C.*et al.* (1997); Forero (1990), quienes han cartografiado, datado y estudiado litológicamente las unidades paleozoicas en Colombia. En general, las unidades están constituidas por intercalaciones de lodolitas silíceas, laminadas o no, cuarzoarenitas de grano muy fino a levemente conglomeráticas, calizas oolíticas, biomicritas y bioesparitas.

El espesor de las unidades ha sido medido individualmente y varía de 1100 a 450 m, pero debido al carácter discordante y fallado de sus contactos con las unidades infra y suprayacentes los espesores pudieron ser mucho mayores. Estas unidades son datadas mediante el estudio de niveles fosilíferos (graptolites, trilobites, spiriferidos, etc.), encontrándose que las formaciones El Hígado, El Imán y La Jagua son del Paleozoico Temprano mientras que las formaciones Cerro Neiva y Venado son del Paleozoico Tardío.

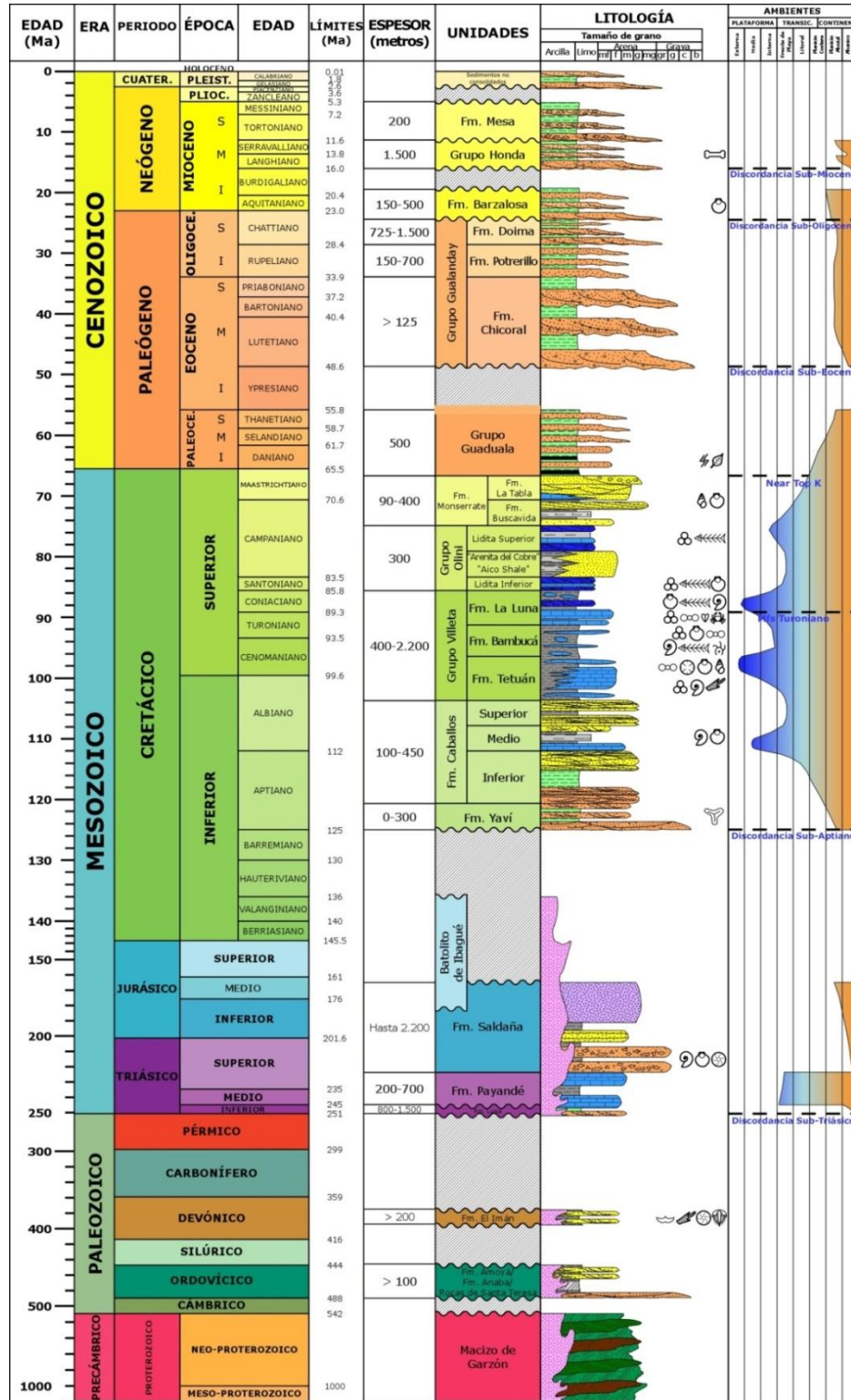


Figura 2.4: Columna Estratigráfica Subcuenca de Girardot (Modificado de Roncancio & Martínez, 2011).

El Paleozoico temprano se inicia con subsidencia en el Pérmico, lo cual permite un episodio de transgresión marina, dando origen en la Sub-cuenca de Neiva a la acumulación de una sucesión de origen pelágico durante el Ordovícico (Mojica, 1988 en Velandia *et al.*, 2001). Esta sucesión está conformada especialmente por sedimentitas finas, lustrosas, en ocasiones calcáreas, con algunas interposiciones de arenitas finas (ver Fig. 2.4). La sucesión contiene algunos ejemplares de graptolites, trilobites y braquiópodos. Las unidades de esta edad han sido denominadas como Fm. El Hígado y “Paleozoico del Río Venado”. En la Sub-cuenca de Girardot, Núñez *et al* (1984) reportan dos localidades en las que afloran sucesiones de sedimentitas finas de color oscuro con interposiciones de arenitas. Estas rocas están afectadas por metamorfismo de bajo grado y corresponden a las formaciones Amoyá y Anabá. No existen evidencias seguras sobre la edad de estas unidades.

En el Paleozoico tardío se produce un proceso de colisión continente – continente que ocasiona el paso a condiciones marinas someras, permitiendo la acumulación de depósitos de conglomerados, arenitas y lodolitas grises durante el Devónico y de arenitas, lodolitas rojizas y carbonatos en el Carbonífero – Pérmico. Estas sucesiones contienen restos de braquiópodos, briozoos, trilobites y crinoideos que han permitido determinar con seguridad la edad de los depósitos (Stibane & Forero, 1969; Forero, 1970). Las unidades correspondientes a esta edad han sido denominadas “Calizas de La Batalla”, “Paleozoico de La Jagua” y “Lodolitas de Cerro Neiva” en la Sub-cuenca de Neiva (Velandia *et al.*, 2001) y Formación El Imán en la Sub-cuenca de Girardot (Forero, 1970; Núñez & Murillo, 1982; Ingeominas, 1986; Núñez, 2001).

2.3.3. Triásico

Durante el Triásico temprano continúa el proceso de distensión, con predominio de sedimentación en ambientes continentales y la subsecuente deposición de la Fm. Luisa en la Sub-cuenca de Girardot. Esta unidad está constituida por una secuencia granocreciente de lodolitas, arenitas, conglomerados poligénicos y brechas. La sucesión presenta un característico color rojizo. Según Cediel *et al.* (1981) estos depósitos se originaron en un ámbito de llanuras bajas,

sometidas a inundación, con desecación periódica y como acumulaciones de escarpe de falla. No se conoce el reporte de sedimentación durante esta época en la Sub-cuenca de Neiva.

La Formación Payandé de edad Triásico tardío, representa una nueva incursión marina en el VSM. Este episodio no ha sido reportado en otra localidad del extremo norte de Sur América (Cediel *et al.*, 1981). La Fm. Payandé consta de una espesa sucesión de calizas (localmente marmorizadas), con algunas intercalaciones de sedimentitas finas y con niveles de bioclastos, brechas y conglomerados; hacia la base se reconocen algunos niveles de evaporitas. Autores como Geyer (1973) y Cediel *et al.* (1981) reportan la presencia de corales, crinoideos, braquiópodos, briozoos, bivalvos y amonitas.

2.3.4. Jurásico

A finales del Triásico y durante el Jurásico en el ámbito del actual VSM y de la Cordillera Oriental, la actividad distensiva condujo a la formación de un surco deprimido. La actividad de los focos volcánicos (estratovolcanes) produce una gran cantidad de materiales que rellenan la cuenca. Estos materiales corresponden a flujos de lavas de composición ácida (riolitas, riodacitas y dacitas) y ocasionalmente intermedia (traquiandesitas y andesitas) y rocas piroclásticas asociadas (tobas y cenizas); se interponen depósitos sedimentarios de origen continental, lacustre y marino (Cediel *et al.*, 1981; Mojica & Llinás, 1984; Rodríguez & Rodríguez, 1990; Bayona *et al.*, 1994; Mojica *et al.*, 1996; Cajas, 2004). En varios sectores del VSM afloran cuerpos intrusivos de edad jurásica asociados a los batolitos de la Cordillera Central. Estos cuerpos de composición ácida (granodiorita, granito y monzonita), en ocasiones intermedia (tonalita), frecuentemente intruyen la sucesión de las formaciones Saldaña y Payandé.

2.3.5. Triásico–Jurásico

Representado por las formaciones Luisa, Payandé, Saldaña, unidades redefinidas por Geyer y Cediel (en Julivert, 1968) pero establecidas inicialmente por Trumpy (1943). Estas unidades fueron estudiadas posteriormente por Mojica en

varios artículos publicados, quien aclara la posición estratigráfica, litología y la edad. Las dos primeras constituyen unidades sedimentarias que han sido cartografiadas en la zona occidental del VSM y la tercera es una unidad volcano-sedimentaria.

La Formación Luisa consta de conglomerados, areniscas y lodolitas con espesor de 400 m. La Formación Payandé está conformada por calizas e intercalaciones delgadas de lodolitas y areniscas con espesor de 500 m: La Formación Saldaña está cartografiada en toda la cuenca constituyendo el basamento económico; ha sido subdividida en los miembros Chicalá y Prado, en el área comprendida entre Payandé y Chaparral. El Miembro Chicalá está conformado por capas delgadas de calizas, conglomerados oligomícticos, areniscas feldespáticas y limolitas verdosas y rojo violáceas depositadas en ambiente sedimentario marino somero, con espesor aproximado de 700 m y datado mediante amonitas como Triásico Tardío (Mojica, *et al.*2000). Rodríguez & Rodríguez (1995), reportan en las quebradas Montefrío y Nacaroco (Este de Ataco) los sedimentos denominados "Capas de Montefrío", los cuales son datados por Becker & Senff (1995) como del Rético - Liásico.

Dichos trabajos promueven la necesidad de estudios de campo para determinar la extensión de la unidad en el VSM, tanto lateralmente, como cronológicamente ya que existe la posibilidad de que abarque hasta el Jurásico Temprano. El Miembro Prado, de la Formación Saldaña, consta de rocas piroclásticas y vulcano-sedimentarias, como tobas de ceniza, lapilli y aglomerados volcánicos alternando con areniscas y lodolitas rojizas, verdosas y purpúreas, depositadas en ambiente subaéreo. El espesor de la Formación Saldaña puede ser de 1000 m; el espesor máximo perforado ha sido de 5890 pies en el pozo Margarita-1. Es correlacionable con las formaciones Guaní (de Texaco) y Motema.

Intrusivos de carácter intermedio afectan las unidades del Triásico y Jurásico, imprimiendo metamorfismo de contacto (marmorización de calizas) siendo comunes los diques y silos andesíticos a dacíticos que aumentan la densidad de fracturas y provocan alto grado de meteorización en las unidades del Triásico-Jurásico.

2.3.6. Cretáceo–Paleoceno

Representado por unidades sedimentarias que están presentes en todo el VSM conformando amplias estructuras afectadas actualmente por numerosos sistemas de fallas. Las unidades de más antigua a más joven son: Formación Yaví, Formación Caballos, Grupo Villeta, Grupo Olini, Formación Monserrate y Grupo Guaduala (Fig. 2.4). Estas unidades han sido objeto de diversos estudios, tanto en superficie como en subsuelo por su importancia en el entendimiento de la evolución del Cretáceo en Colombia y sus implicaciones en el estudio de los hidrocarburos.

Sin embargo por tratarse de unidades depositadas en ambiente transicional a marino, presentan cambios litológicos de un lugar a otro, generando los problemas de nomenclatura estratigráfica vigentes actualmente. La Formación Yaví, de acuerdo con Renzoni, G. (1994), constituye la base del Cretáceo. Esta formación se depositó en paleobajos discordantemente sobre la Formación Saldaña y consta de areniscas líticas con intercalaciones de limolitas de coloración rojiza. La Formación Caballos, es tratada de acuerdo con su descripción original (Corrigan, H., 1967). La subdivisión en los tres conjuntos conocidos ampliamente (Fig. 2.4), (Beltrán, N. y Gallo, J., 1968), es viable, considerando ciertos cambios faciales evidenciados en correlaciones en superficie (Renzoni, G., 1994) y con interpretación de registros de pozo. El ambiente de estas dos unidades se considera continental a transicional, la edad va de Aptiano a Albiano.

La evidencia de la entrada del mar cretácico es registrada plenamente en las rocas y los fósiles de los grupos Villeta y Olini. El Grupo Villeta en el VSM, ha sido subdividido en las formaciones (informales) Tetuán, Bambuca y La Luna en varios trabajos internos de Ecopetrol y por el actual grupo regional del VSM (Kairuz, E. *et al.*, 1999). La Formación Tetuán consta de intercalaciones de lodolitas calcáreas y calizas dolomitizadas. La Formación Bambucá, está compuesta por limolitas y arcillolitas levemente calcáreas y la Formación La Luna consta de calizas margosas con algunas intercalaciones de lodolitas calcáreas. El Grupo Olini ha sido dividido en dos lidades, la inferior y la superior, constituidas por intercalaciones de limolitas silíceas, areniscas de grano muy fino, chert negro, fosforitas y calizas; las separa una secuencia monótona de lodolitas levemente calcáreas negras con algunas

intercalaciones de areniscas muy finas denominadas Aico Shale. En el sector de Ortega son predominantes las areniscas, por ello han sido denominadas Areniscas del Cobre. El Grupo Guadalupe de la Cordillera Oriental tiene su expresión reducida en el VSM, evidenciando el retiro del mar cretácico mediante los depósitos de ambientes costeros o cercanos a las playas, con cambios faciales propios de estos ambientes. Es así como se presenta la Formación Monserrate, “El Nivel de Lutitas y Arenas” o “Buscavidas Shale” y la Formación El Tobo (Osorio & Rodríguez, 2000). (Ver Figura 2.4).

A medida que se retira el mar el dominio de ambientes continentales es más constante con depósitos arcillosos y limosos de tonalidades rojizas y verdosas que constituyen el Grupo Guaduala, dispuesto levemente discordante sobre la Formación Monserrate. El Grupo Guaduala está conformado por las formaciones San Francisco y Teruel (Beltrán, N. y Gallo, J.,1968), constituida la primera básicamente por arcillolitas y limolitas y la segunda por arcillolitas con intercalaciones de areniscas líticas). Esta división se diferencia únicamente en la subcuenca de Neiva.

Bajo el punto de vista de la geología del petróleo, el Grupo Guaduala representa un ciclo importante relacionado con los sistemas petrolíferos por la presencia de la roca generadora, almacenadora y sello, de tal forma que las unidades depositadas en este rango de tiempo geológico merecen estudios especializados tendientes a la determinación de parámetros geoquímicos, petrofísicos e ingenieriles relacionados con la caracterización de cada una de ellas.

2.3.7. Eoceno Superior–Oligoceno

Representado por rocas sedimentarias que exhiben las granulometrías más gruesas de toda la secuencia y constituyen de más antigua a más reciente las siguientes unidades: Grupo Chicoral, Formación Potrerillo y Formación Doima. Dichas unidades son la evidencia de actividad tectónica, erosión y sedimentación en ambiente continental de alta energía en donde los ríos remueven materiales para formar rocas de grano muy grueso (ruditas). Estas unidades están constituidas por una serie rítmica de conglomerados, areniscas conglomeráticas y arcillolitas de

tonalidad rojiza a violeta, producto de retrabajamiento de unidades más antiguas. El espesor de las unidades varía ampliamente en diferentes sitios de la cuenca en especial en la subcuenca de Neiva en donde el Grupo Chicoral es más espeso y es dividido en las formaciones Palermo, Baché y Tesalia (Beltrán, N. y Gallo, J., 1968). Las unidades son correlacionables con el Grupo Gualanday, nombre más conocido en la subcuenca de Girardot, pero la correspondencia de unidades por falta de datos bioestratigráficos no es clara todavía.

Esta secuencia suprayace en discordancia angular (en el sector de Ortega, en donde incluso alcanza a afectar las unidades del Cretáceo) y paraconforme (en el sector de Neiva) sobre el Grupo Guaduala.

2.3.8. Oligoceno Superior–Mioceno

Representado por la Formación Barzalosa, el Grupo Honda y la Formación Gigante. La Formación Barzalosa es la unidad que se depositó sobre una superficie con previa estructuración en donde ha actuado la erosión fuertemente. De hecho esta unidad se dispone completamente discordantemente sobre varias unidades del Cretáceo y Terciario, rellenando paleobajos y su espesor disminuye hacia el este y el oeste de la cuenca. Consta de arcillolitas con intercalaciones de conglomerados (a la base) y areniscas (al techo) y predominio de arcillolitas en la parte media de la unidad, de acuerdo con la definición original de Scheibe (en Julivert, M., 1968), realizada en cercanías de Girardot. El Grupo Honda está constituido por areniscas conglomeráticas, conglomerados y arcillolitas; el espesor puede alcanzar los 5.000 pies en la subcuenca de Girardot en donde está bien desarrollado y presenta reducción de espesor en la subcuenca de Neiva. Descansa paraconforme sobre la Formación Barzalosa o sobre la Formación Saldaña en donde esta unidad estaba levantada (Alto de Natagaima). En la Formación Honda se observa la presencia de niveles de ceniza, indicio del inicio de la fase del vulcanismo pleistocénico. La Formación Gigante es una unidad predominantemente volcanoclástica producto de retrabajamiento de depósitos volcánicos y además contiene depósitos de origen piroclástico especialmente de caída.

2.3.9. Cuaternario

El Cuaternario está representado por abundantes depósitos recientes producto de la erosión y transporte que ejercen los ríos de la actividad volcánica y del movimiento de fallas activas. Conforman abanicos aluviales, aluviones, terrazas y coluviones. De la actividad volcánica se derivaron lahares (flujos volcano-sedimentarios), flujos piroclásticos y flujos lávicos de mayor abundancia en la zona sur del VSM.

2.4. GEOLOGIA DEL PETRÓLEO

Actualmente, la cuenca del valle Superior del Magdalena produce 18 millones de barriles de petróleo por año a partir de 28 campos. Numerosos rezumaderos de petróleo a lo largo de la cuenca. La adición de nuevas reservas vincularía al desarrollo de un nuevo y posible concepto de *play* no convencional. Más de 546 MMBO de reservas han sido encontradas en 28 campos de petróleo Barrero *et al* (2007).

Dos eventos anóxicos a nivel mundial en la mitad del Albiano y Turoniano son los responsables de la depositación de los shales y limolitas con alto contenido de materia orgánica en las formaciones Tetúan, Bambucá y la Luna, unidades que son las que representan la roca fuente en el valle Superior del Magdalena. El kerógeno predominante es de tipo II. Estos contienen en promedio entre 1%-4% de T.O.C y el índice de Hidrógeno varía entre 100-650 mgH/gc.

Dentro de la cuenca se reconocen tres grandes reservorios muy bien distribuidos y con una buena continuidad. Las formaciones cretácicas Caballos y Monserrate y el Gr Honda perteneciente al Mioceno producen a partir de reservorios de arenisca. Otros reservorios con alto potencial que existe son los carbonatos fracturados y las facies de arenisca en la formación Tetúan, estos ultimo son el nuevo objetivo para exploración; del cual hoy en día produce en un campo petrolero en la subcuenca de Neiva.

Con respecto a la migración se puede decir que en términos generales inicia poco después del primer evento compresivo de edad Cretácica tardía y continúa

hasta el día de hoy. Las trampas de remigración actuales inician durante el Mioceno después de la depositación de los espesos depósitos molásicos perteneciente a relleno del Valle del Magdalena.

Los sellos laterales y de techo están compuestos de una gruesa secuencia de arcilla plástica de las formaciones Bambucá, Guadala y Honda de edad Cretácico a Neógeno, así mismo algunos cabalgamientos han actuado como sellos en las trampas estructurales. En general, la preservación es buena en las areniscas de la formación Caballos pero es un poco menor en el reservorio de la formación Monserrate.

Estructuras asociadas a anticlinales por flexión de falla, cierres *sub-thrust*, abanicos imbricados, anticlinales asociados a fallas de rumbo y retro-cabalgamiento a ambos lados de la cuenca están presentes en todos los prospectos. La formación de la trampa comienza en el Cretácico tardío y finaliza en el Neógeno tardío. El potencial exploratorio también está reflejado en de trampas de tipo estratigráfica.

Durante las dos últimas décadas la cuenca ha sido activamente explorada para hidrocarburos. Sin embargo, se cree que importantes reservorios de petróleo permanecen atrapados en *plays* estratigráficos y *sub-thrust*.

3. CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS

3.1. INTRODUCCIÓN

La corteza terrestre se deforma para acomodarse al continuo movimiento de placas que sucede sobre el globo terrestre. Es así que las rocas son sometidas tanto a grandes esfuerzos compresivos, como a relajamientos y extensiones importantes. Los cinturones de pliegues y cabalgamientos (*fold and thrust belts*) se vinculan a los primeros y se desarrollan en los márgenes convergentes de placas, esto sucede, en zonas de subducción tipo o en zonas de colisión continental. Las estructuras más características de dichos cinturones son los pliegues, fallas inversas y cabalgamientos. La vergencia de un cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC) indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta a la inclinación de la mayoría de las fallas y los planos axiales de pliegues de la región. Es decir que si por ejemplo las fallas y planos axiales de un cinturón plegado y de cabalgamiento inclinan al norte, la vergencia es hacia el sur. Si la vergencia es opuesta a la inclinación del basamento relacionada con el CPC, se dice que esta es sintética de lo contrario es antitética. En la Figura 3.1 se pueden ver un ejemplo de margen convergente en los que se indican los diferentes elementos que los componen. Los CPC definidos como sintéticos tienen mayor ocurrencia en zonas de colisión, mientras que en regiones de subducción tipo andina, los antitéticos son los más importantes.



Figura 3.1: Cinturones de pliegues y cabalgamientos en un margen convergente.

Durante la evolución de un CPC es normal que se genere una cuenca de antepaís (*foreland basin*), esta cuenca es desarrollada en la parte frontal del CPC y se producen por carga tectónica en el antepaís aledaño al orógeno (Figura 3.1). Su forma es claramente asimétrica, con las mayores profundidades cercanas al frente orogénico y las menores en su límite hacia el antepaís o traspais según sea el caso. El extremo opuesto al que se le aplica la carga sufre una pequeña elevación que se conoce como promontorio periférico o *periferal bulge*, y que en algunos casos puede tener la participación de fallas directas que se generan por la flexión del basamento. El extremo profundo de la cuenca se encuentra limitado por pliegues y/o cabalgamientos, que en muchos casos cortan a los depósitos de la propia cuenca de antepaís.

Otra clasificación para los CPC se basa en el estilo estructural basado en los niveles involucrados (Rodgers, 1971). El primer tipo de estilo se han denominado CPC de piel delgada (*thin-skinned*) y son aquellos en los que no se involucra el basamento en la deformación y solo participa en esta una delgada capa de sedimentos (Figura 3.2), además las fallas se encuentran conectadas en profundidad compartiendo un mismo nivel de despegue que a su vez es paralelo a dicho nivel. La característica principal es que los estratos que se mueven por encima del plano de falla conservan el nivel regional de los estratos del bloque adyacente y por ende del bloque autóctono en la base de los sinclinales. El segundo tipo son los CPC de piel gruesa (*Thick Skin*) los cuales no presentan niveles de despegues paralelos a capas sino por el contrario el buzamiento de las fallas disminuyen en profundidad (Figura 3.2) y a pesar que pueden conectarse unas con otras el nivel regional va elevándose de un bloque estructural a otro desde el bloque autóctono. En términos generales el acortamiento absorbido por los de CPC de piel delgada es mucho mayor que en los de piel gruesa, pero las elevaciones estructurales alcanzadas son algo menores. Es importante resaltar que en un orógeno es posible que se presente ambos estilos de CPC puesto que están estrictamente relacionados con la historia tectono-sedimentaria de una cuenca invertida. En el caso de darse las condiciones, la tectónica de piel gruesa está localizada más hacia el centro del orógeno y la de piel delgada más hacia los márgenes (Figura 3.1).

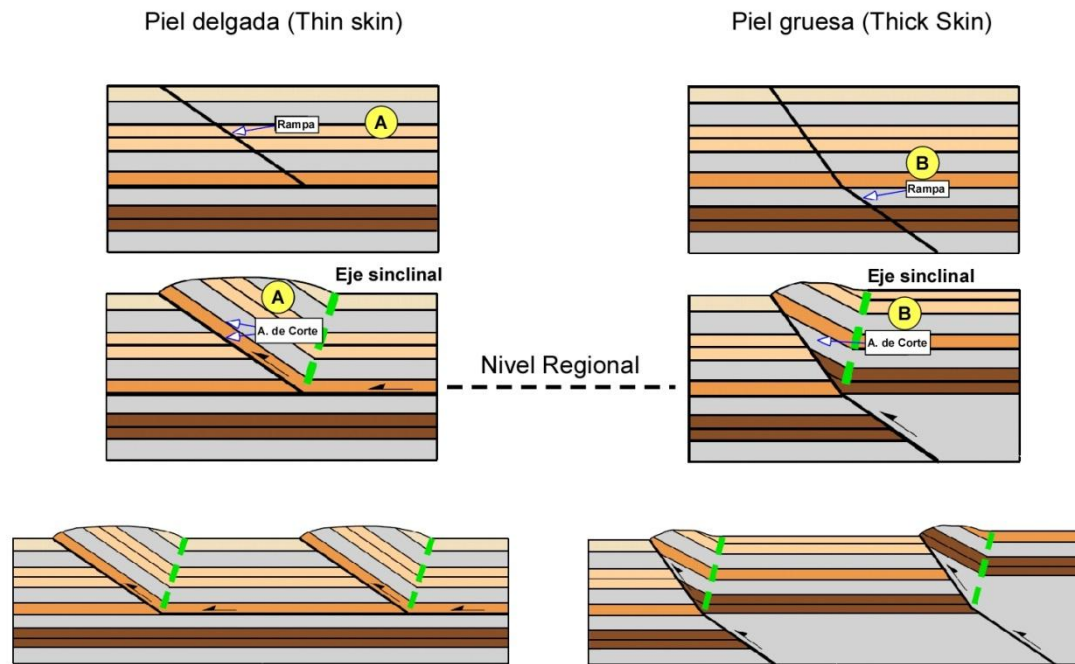


Figura 3.2: Comparación entre estilos estructurales de piel delgada vs piel gruesa (Shaw et al, 2005)

3.2. NOMENCLATURA DE ESTRUCTURAS DENTRO DE UN CPC

Los cinturones plegados y de cabalgamiento están caracterizados por la presencia de pliegues y fallas inversas. Existe una sistemática de este tipo de estructuras que es imprescindible conocer para poder comprender la extensa bibliografía sobre el tema. A continuación se mencionan las estructuras más comunes en los CPC.

- Falla (*fault*): superficie de discontinuidad a través de la cual las rocas han experimentado un desplazamiento relativo significativo.
- Falla normal (*normal fault*): falla en que el bloque superior desciende.
- Falla inversa (*reverse fault*): falla en que el bloque superior asciende.

- Diaclasa (*join*): superficie de discontinuidad a través de la cual las rocas no han experimentado un desplazamiento relativo significativo.
- Fractura (*fracture*): abarca fallas y diaclasas.
- Pliegue (*fold*): masa de roca deformada en forma de onda.
- Cabalgamiento (*thrust*): falla inversa de bajo ángulo de corte (inferior a 30°).
- Retro-cabalgamiento (*back-thrust*): Cabalgamiento que inclina para el lado contrario que la mayoría de las estructuras del CPC. Dicho de otro modo, es el cabalgamiento que inclina con el sentido de la vergencia del CPC.
- Cabalgamiento fuera de secuencia (*out-of-sequence-thrust*): Cabalgamiento que no sigue el orden de fallamiento y que corta a una secuencia previamente deformada (pero dentro del mismo evento de deformación).

3.3. MECANISMOS DE PLEGAMIENTO

Las fallas y pliegues caracterizan la estructura de un CPC que en general se encuentran íntimamente relacionados entre sí. Los pliegues solo se pueden dar desvinculados de las fallas en sectores de alta ductilidad o en secuencias que tengan, aunque sea en parte, rocas poco competentes. De lo contrario, en rocas donde predomina el comportamiento frágil, los pliegues importantes siempre se vinculan al fallamiento. El estudio de los modelos principales teóricos de pliegues relacionados a fallas es fundamental a la hora de interpretar una estructura natural ya que la información con que se cuenta a la hora de analizar un CPC es parcial, y en base a ella y al buen entendimiento de los modelos, se puede obtener un resultado muy interesante desde el punto de vista económico o científico. En la literatura existe una clasificación muy extensa de los mecanismos de plegamientos que no dejan de ser una combinación de los estilos y mecanismos de deformación de los tres tipos principales mencionados a continuación:

3.3.1. Pliegues por flexión de falla (*Fold Bend Fault*):

Se forman como resultado del movimiento de un bloque a lo largo de una superficie de falla no planar, lo cual causa la flexión del bloque de falla y por tanto la formación del pliegue (Figura 3.3). Aunque por lo general se forman en el bloque superior, pueden desarrollarse en el bloque inferior. El modelo geométrico y cinemático de este tipo de pliegues fue generado por Suppe (1983), sobre el cual están basados todos los modelos posteriores. Está basado en una serie de ecuaciones trigonométricas y fue aplicado con éxito en varios escenarios (Apalaches, Taiwan). Las premisas utilizadas en el caso son que para un estadio inicial son capas horizontales de espesor contante, la longitud y espesor se conserva durante el desarrollo del pliegue. Esto asegura que el área permanezca constante durante la deformación. Las capas se forman por el mecanismo de deslizamiento paralelo a las capas (*flexural slip*) y las superficies axiales bisectan el ángulo entre los flancos de los pliegues.

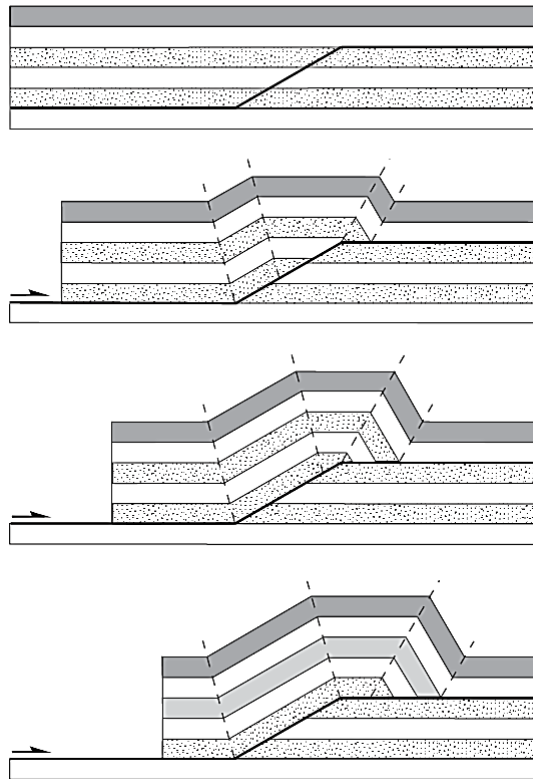


Figura 3.3: Pliegues por flexión de falla Tomado de Poblet (2004)

3.3.2. Pliegues por propagación de falla (*Fold Propagation Fault*)

Se forman contemporáneamente a la propagación de una falla en situación de rampa a través de unos estratos, de forma que el acortamiento da lugar a la formación de un pliegue en la zona próxima a su terminación (Figura 3.4). El modelo geométrico y cinemático de este tipo de pliegues fue generado por Suppe (1985). Este modelo al igual que el anterior utiliza ecuaciones trigonométricas y fue desarrollado más ampliamente por Mitra (1990), Suppe y Medwedeff (1990) y posteriormente se han generado muchas variaciones a partir de estos. Estos modelos fueron utilizados con éxito en cinturones plegados de las montañas rocosas, Taiwan, Apalaches entre otros. Dentro de los múltiples modelos cinemáticos formulados, el caso más simple presenta que el pliegue se desarrolla en zonas con capas tabulares inicialmente horizontales, de manera que se conserva su longitud, su espesor y por consiguiente su área. Las capas se forman por el mecanismo de deslizamiento paralelo a las capas (*flexural slip*).

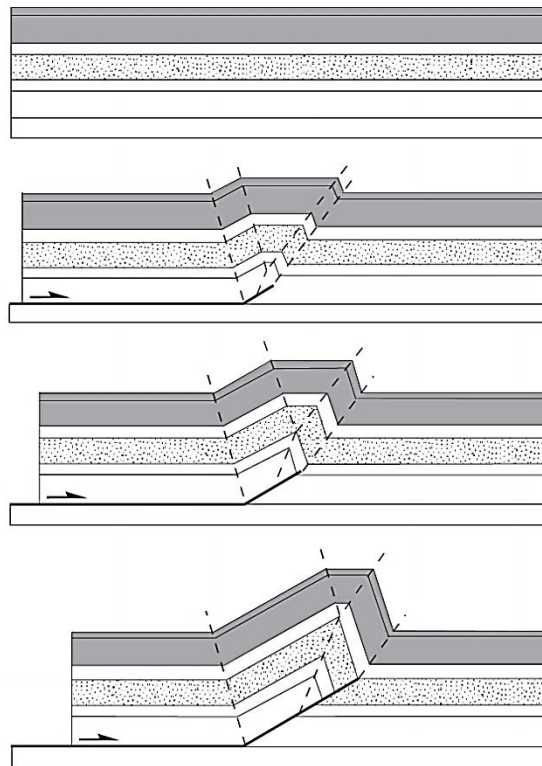


Figura 3.4: Pliegues por propagación de falla Tomado de Poblet (2004)

3.3.3. Pliegues de despegue (*Detachment folds*):

A diferencia de los dos mecanismos anteriores, los pliegues de despegue se forman por un cabalgamiento paralelo a las capas que no emerge dentro de la estructura, pueden generarse en la terminación de dicho cabalgamiento o bien en cualquier otra zona a lo largo del cabalgamiento si se produce una disminución brusca en la cantidad de desplazamiento a lo largo de este. Los pliegues de despegues pueden estar limitados por un despegue inferior, por uno superior o por ambos. Son los más sencillos de entender y su desarrollo se basa en la comprensión de uno o más estratos de material de alta ductilidad (evaporitas, arcillitas, lutitas, etc.) a los que suprayacen estratos más competentes. El espacio generado por debajo de la cúpula del pliegue puede ser rellenado por el material dúctil sin la necesidad de que existan rampas de falla en el sistema (Figura 3.5). El mecanismo de formación han sido desarrollados a partir de modelos teóricos dentro de los cuales se conocen migración de charnelas, rotación de flancos y la combinación de los dos (Poblet, 2004).

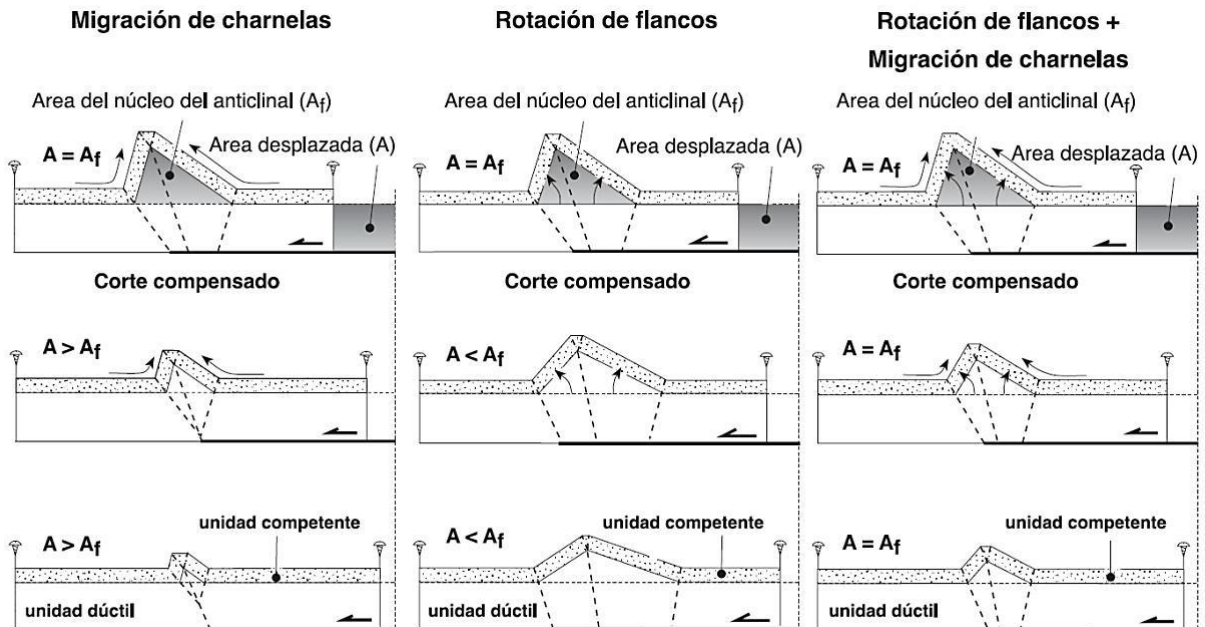


Figura 3.5: Pliegues de despegue. Tomado de Poblet (2004)

3.4. CONSTRUCCIÓN DE SECCIONES BALANCEADAS.

La construcción de secciones geológicas geoméricamente correctas a partir de observaciones limitadas de superficie o subsuelo es uno de las mayores necesidades 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 tuvieron un impulso en su desarrollo durante las décadas del 60 y 70, especialmente como resultado de estudios petroleros en las montañas Rocosas en el este de Canadá (Bally *et al.*, 1966; Dahlstrom, 1969,1970; Boyer and Elliott, 1982). De estas técnicas surgió, en particular, la construcción de secciones geológicas balanceadas cuya premisa básica es la idea de compatibilidad. 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.

Una sección geológica debe cumplir dos requisitos, ser “admisible” y “viable”. Una sección admisible es aquella donde la configuración geológica dibujada en que se respeta el estilo estructural que se observa en el área de interés. Una sección viable es aquella sección geológica que cumple con el requisito de ser retrodeformable, es decir que a las estructuras se les puede retirar los efectos de la deformación (Fallas y Pliegues) hasta una posición inicial dentro de una cuenca, sin que aparezcan anomalías inaceptables.

Es muy importante resaltar que una sección geológica balanceada no representa la realidad, es sólo un modelo que tiene mayor posibilidad de ser correcto porque satisface las limitaciones geométricas. Si las unidades no pueden ser llevadas a su posición original, el corte es geoméricamente imposible y en consecuencia, la interpretación incorrecta. Para construir una sección geológica balanceada es necesario tener en cuenta las siguientes premisas o restricciones:

- 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 por que se asume que la deformación solo se mueve en la dirección del plano de corte.
- 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 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.
- Las deformaciones estructurales deben ser restauradas a su estado no deformado. Este principio consiste en que las estructuras puedan desarmarse o regresar hasta el estado no-deformado original sin que aparezcan anomalías.
- La sección debe ser restaurada entre dos extremos o líneas fijas (*Pin Lines*) Estas líneas se ubican en áreas no deformadas o poco deformadas de la sección y al restaurar la sección deben mantenerse sin alteraciones importantes en su longitud y disposición respecto a los estratos.

3.4.1. RESTITUCIÓN PALINPÁSTICA

Una restitución palinospástica tiene como objeto reconstruir la estructura al momento previo a la etapa de deformación que se está considerando, sea esta compresiva o extensiva. Esto significa obtener la extensión y geometría original de la secuencia que se ha estudiado. Su principal utilidad radica en que constituye una forma precisa de encontrar la distribución paleogeográfica de las diferentes secuencias o unidades litológicas intervinientes (Figura 3.6). Por medio de esta técnica también se pueden calcular porcentajes de acortamiento o estiramiento de una secuencia, y combinándola con datos temporales se pueden computar velocidades de deformación. Por otro lado, las técnicas palinospásticas constituyen un método esencial para rectificar la viabilidad y posibilidad de una sección balanceada.

Existen varios métodos para restituir una sección geológica y comprobar si la sección efectivamente esta balanceada. En todos los tipos de restituciones

palinspásticas se considera la premisa de que se conserva la longitud de líneas y áreas, aparte de esto se asume que no hay deformación fuera de la sección.

- **Restitución por longitud de línea:** este tipo de restitución se considera la premisa de que se conserva la longitud de líneas y por ende el espesor de los estratos antes y después de la deformación.
- **Restitución por áreas:** se asume que no hay cambio de volumen o área si se considera una sección bidimensional, durante la deformación de la secuencia. El método es algo más complicado, pero sin duda más amplio ya que sirve para casos en que se mantiene constante el espesor de las capas pero también para aquellos en los que esto no ocurre. Este método es muy útil en trabajos regionales, balanceos corticales y secciones extensionales, en los que es prácticamente imposible utilizar la restitución por longitud de línea. Asimismo, estructuras de despegue, o plegamientos muy dúctiles en los que existe cambio en el espesor de los bloques, son restituidos por el método de áreas.

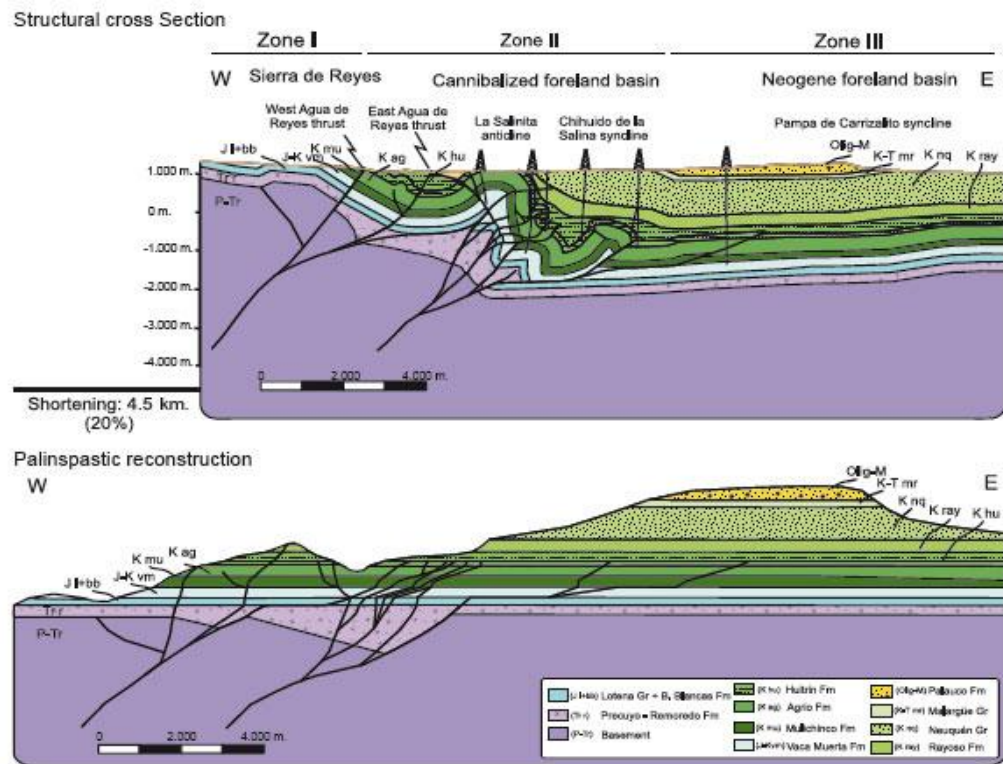


Figura 3.6: Ejemplo de una restitución palinspástica (Sagripant, L *et al.*, 2012)

- **Método combinado:** se combinan los dos tipos de restituciones antes mencionadas y son de gran utilidad en sectores de fajas plegadas y falladas que involucran basamento y cuenca sedimentaria. En este tipo de balanceo se restituye la porción estratificada mediante longitud de líneas y el basamento por áreas, teniendo que tener cada escama separada por fallas la misma área y longitud de los estratos antes y después de la deformación. Para realizar la reconstrucción de una secuencia deformada mediante este método se mide la longitud de cada una de las unidades y el espesor promedio desde puntos fijos, y se restaura asumiendo una deformación por capa, respetando el acortamiento regional de las unidades infrayacentes y suprayacentes
- **Restitución secuencial:** En esta restitución va reconstruyendo la estructura a su estado inicia por etapas. Se puede hacer en tantas etapas como se quiera, aunque es conveniente realizar este tipo de restituciones cuando se tienen datos temporales que den precisión de cada una de las etapas. Este método es sumamente útil tanto para reconstrucciones paleogeográficas de depósitos sintectónicos como para chequear la viabilidad de la sección balanceada. Esta técnica es una de las más utilizadas y su gran ventaja es que al restaurar cada bloque se pueden combinar las diferentes técnicas para la restitución.
- **Flujo Paralelo a la Falla (*Fault Parallel Flow*):** Es un método comúnmente utilizado para restaurar secciones compresivas, es un algoritmo implementado en el software MOVE que está basado en el trabajo de Kane *et al* (1997) y en los modelos de pliegues de bloques colgantes a través de un análogo de flujo laminar de partículas sobre una superficie de falla, es decir el algoritmo hace que los bloques colgantes muevan sus partículas a una misma velocidad y con una dirección paralela a la superficie de falla. Este algoritmo es el más aplicado para restauración estructural de fallas inversas y pliegues por flexión de falla. Es de gran utilidad para validar una sección por partes sección, en especial para entender la profundidad y geometría de las fallas por medio de modelamiento teórico (*forward modelling*). Aun así no deja de ser un método geométrico que no responde a los frentes de deformación ya que en la naturaleza, los pliegues

comúnmente no mantienen los ángulos de despegue con respecto a las unidades del bloque inferior de una falla.

3.4.2. Cálculo de Acortamiento

Una vez realizada la restitución palinospástica de una secuencia, el cálculo de acortamiento es bastante sencillo y se puede como el resultado de la diferencia de longitud entre la sección restituida y la sección deformada, o bien si es el caso para comparar con otras secciones se puede dar en porcentaje a partir de una fórmula muy sencilla:

$$S = ((l_0 - l_f) \times 100) / l_0$$

Donde l_0 es el longitud de la unidad previa a la compresión y l_f la longitud después de la compresión.

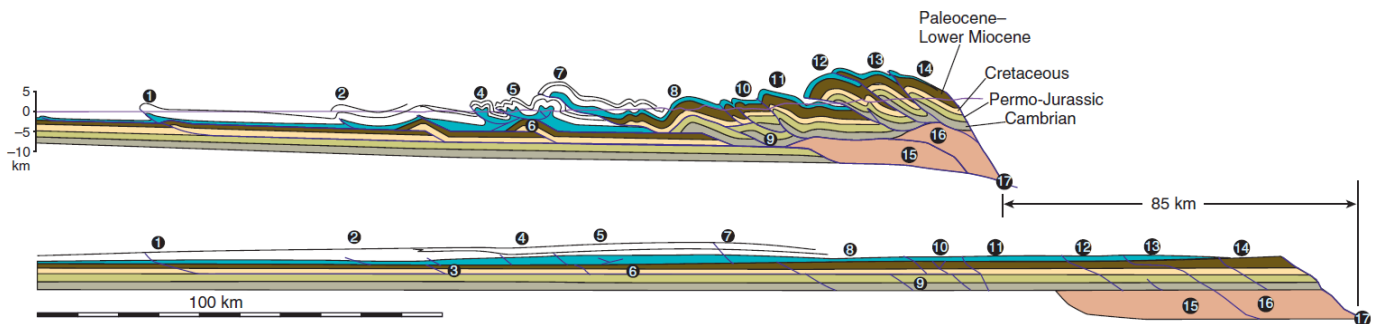


Figura 3.7: Acortamiento absoluto en una sección balanceada. Tomado de Fossen (2010)

4. METODOLOGÍA

La base de datos obtenida para la realización de este trabajo consta de datos de superficie y datos de subsuelo. Cada set de datos se ha trabajado de manera independiente para llevarlos a una misma escala y generar los productos principales de este trabajo.

Por un lado están los datos de superficie, representados por mapas geológicos, modelos digitales de terreno e imágenes satelitales los cuales fueron integrados con el objetivo de generar un nuevo mapa geológico para el área de interés. Inicialmente se transformaron al sistema de coordenadas Magna Colombia Bogotá donde se unificaron todos datos en un mismo ambiente georreferenciado. Por otra parte están los datos de subsuelo provenientes de la base de datos de Ecopetrol S.A. que corresponde a 3 pozos exploratorios (registros de velocidades y topes) con su correspondiente registro litológico y seis perfiles sísmicos disparados cerca de la sección geológica. De igual manera que se definió un sistema de referencia de los datos en planta, con los datos de subsuelo tuvo que definirse un sistema de referencia en la vertical conocido como “Datum del Proyecto”, este datum está por encima de la máxima elevación topográfica sobre de la sección geológica y las líneas sísmica con el fin de facilitar la conversión a profundidad y que corresponde a 3900 metros de elevación sobre el nivel del mar. Posterior a esto se ha realizado una interpretación sísmica inicial teniendo en cuenta los controles geológicos de superficie y pozo. La interpretación sísmica debe ser proyectada a un plano vertical para poder construir una sección geológica la cual debe ser

nuevamente ajustada a los puntos de control en superficie y convertida a profundidad ya que se encuentra en el dominio de la unidad tiempo. La sección en profundidad debe ser restituida al estado no deformado por medio de técnicas de restauración mencionadas en el capítulo 3.

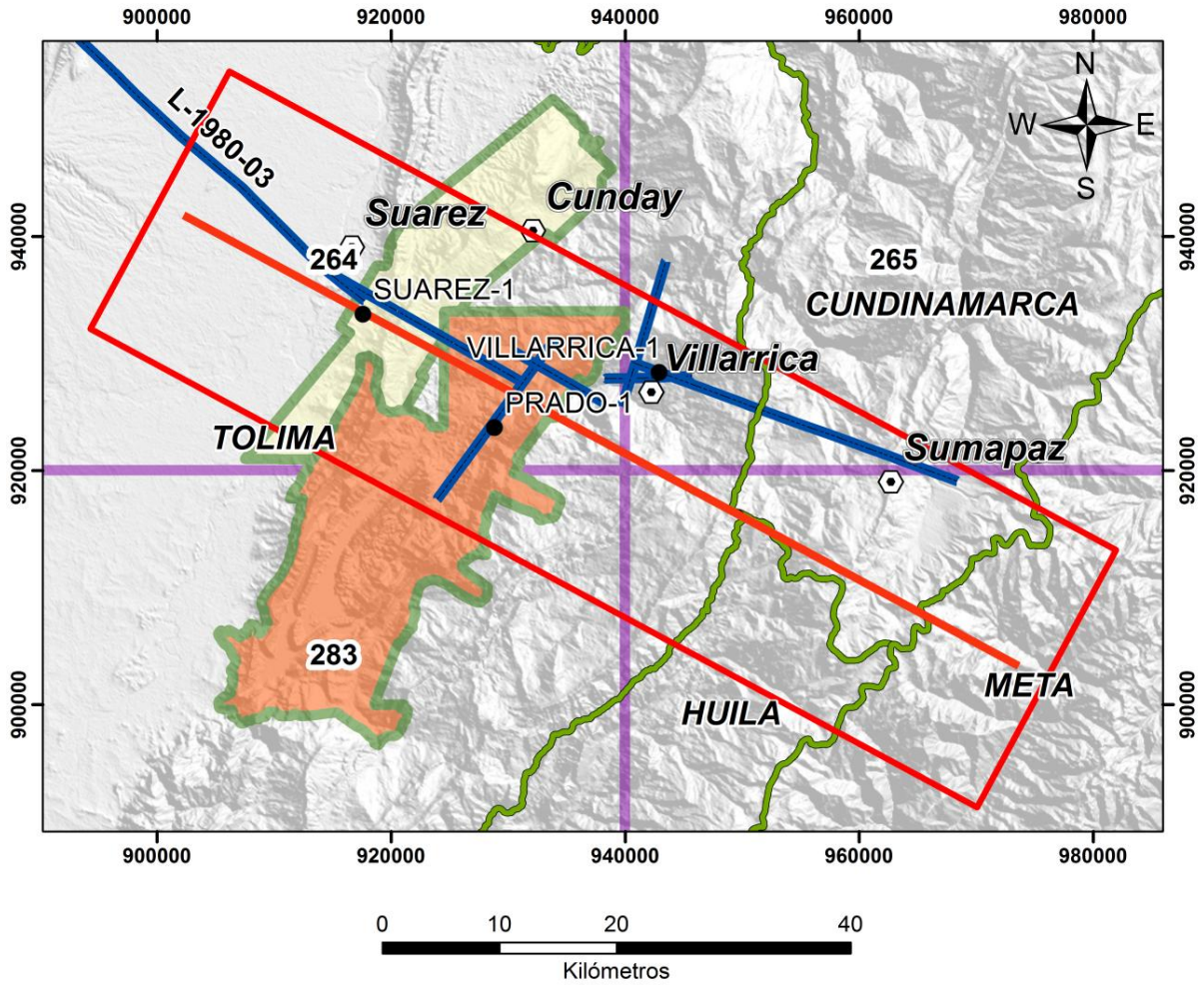
4.1. Datos disponibles

Para el Valle Superior del Magdalena se contó con una base de datos proporcionada por Ecopetrol S.A, Geosearch Ltda. y descargas de internet de uso libre por parte de Ingeominas, y la página de la NASA. La base de datos consta de:

- 3 Mapas geológicos 1:100.000 de INGEOMINAS (Acosta *et al.* (1999), Caicedo J.C & Terraza R. (2000) & Cossio *et al* (1994).
- 2 Mapas geológicos detallados (Geosearch Ltda. (2006 & 2007)
- Imágenes Satelitales (Lansat 2000-2001 descargadas de la NASA)
- Modelo digital de terreno (DEM 90 m descargado de la NASA)
- 7 Perfiles de reflexión sísmica 2D .(Figura 3.8)
- Datos de tres pozos exploratorios en el área (topes y registros de velocidad). Suárez-1, Villarrica-1 y Prado-1.

LINE NAME	SURVEY NAME
14BR-1989-06	RIO PRADO-89
14BR-1989-08	RIO PRADO-89
AL-2002-01	ALBORADA 2D-2002
AL-2002-04	ALBORADA 2D-2002
CHVS-1991-02	SUMAPAZ-91
L-1980-03	NATAGAIMA-80
TPE-2006-1200	PECHUI 2D-2006

Tabla 4.1: Líneas Sísmicas 2D utilizadas para la elaboración de la sección estructural.



LEYENDA

MAPAS GEOLÓGICOS

- Geosearch (2006)
- Geosearch (2007)
- Ingeominas Plancha 264
- Ingeominas Plancha 265
- Ingeominas Plancha 283

- Area Geología
- Pozos
- Seccion
- Sísmica

Figura 4.2: Localización de datos disponibles

4.2. Mapa Geológico de Superficie

El mapa geológico fue generado a partir de datos de superficie provenientes de mapas geológicos de Ingeominas (Acosta *et al.* (1999), Caicedo J.C y Terraza R. (2000) y Cossio *et al* (1994) y Geosearch Ltda. (2006 y 2007). Si bien es cierto que la geología de superficie tiene inconsistencias de una fuente a otra en algunas zonas, toda esta información sumada con datos de imágenes satelitales y modelos digitales de terreno arroja datos suficientes para generar un nuevo mapa geológico del área de interés (Figura 4.3).

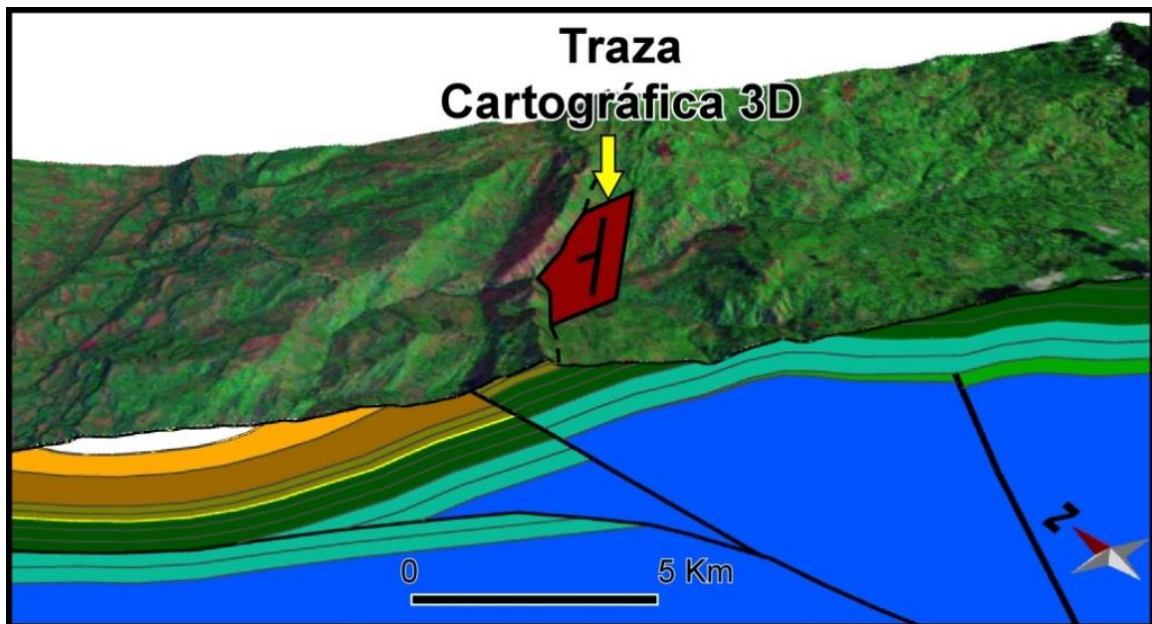


Figura 4.3: Imagen tridimensional de la cartografía controlada geomorfológicamente combinando imagen satelital y modelo digital de terreno.

Durante la creación de este nuevo mapa se tuvo en cuenta las características geomorfológicas de las unidades y especialmente los contrastes de texturas y el relieve, los cuales permitieron calibrar todos los contactos geológicos y las geometrías de las estructuras más representativas del área para finalmente tener la cartografía completa para el área de estudio (Figura 4.4)

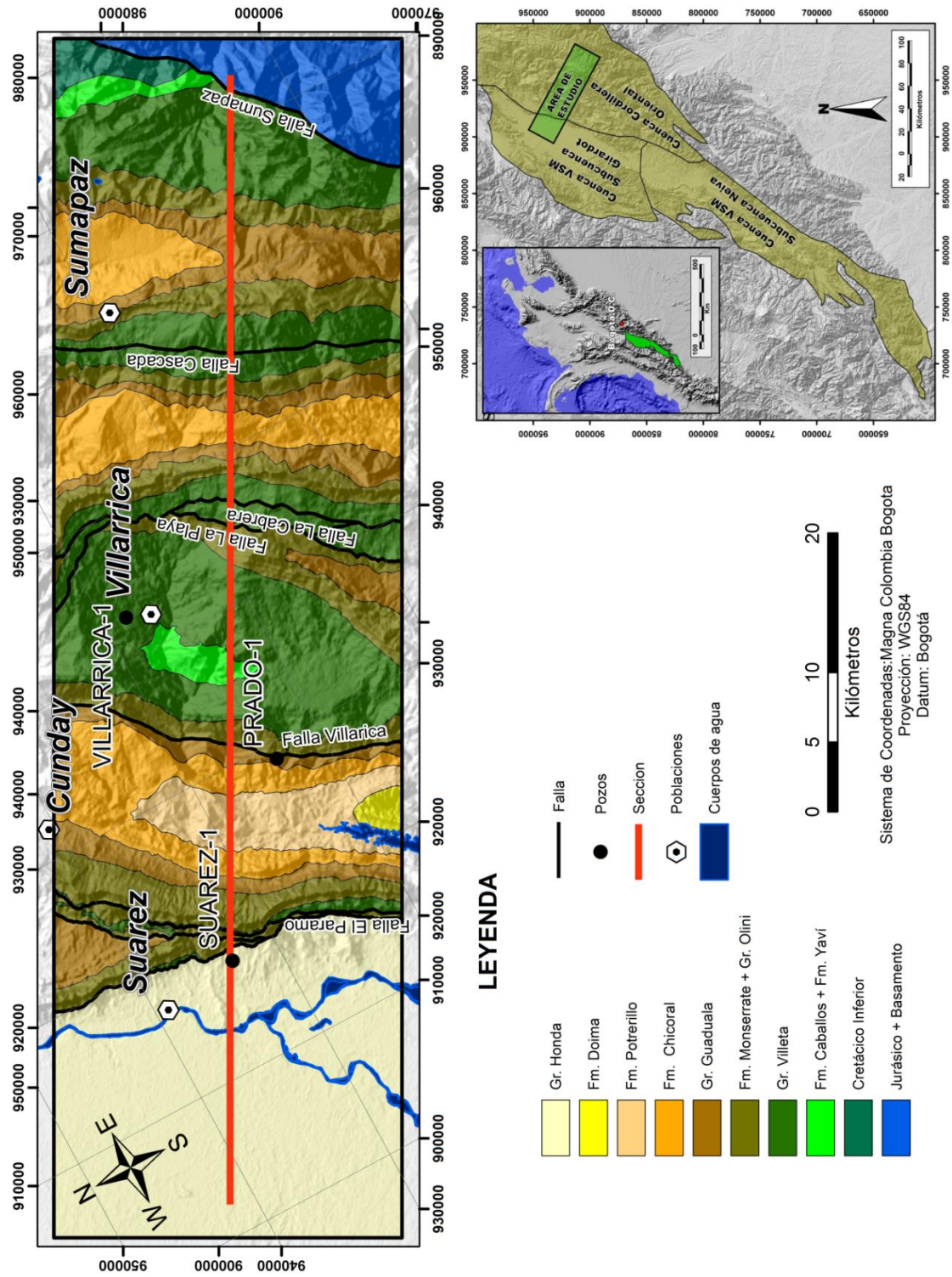


Figura 4.4.: Mapa Geológico del área de estudio.

4.3. Ajuste de Pozos e Interpretación Sísmica

El ajuste de pozos ha sido posible mediante la creación de modelos de velocidades y topes conocidos durante la perforación de los pozos. Para conseguir un buen amarre de los pozos con la sísmica se han elaborado tablas Tiempo-Profundidad de cada pozo los cuales han sido incluidas dentro del proyecto sísmico. Este procedimiento ha sido el punto de partida para la interpretación de subsuelo (Figura 4.5). La interpretación de subsuelo ha sido llevada a lo largo de la línea sísmica teniendo en cuenta el carácter sísmico de las unidades interpretadas y llevado hasta superficie gracias al mapa geológico mencionado anteriormente.

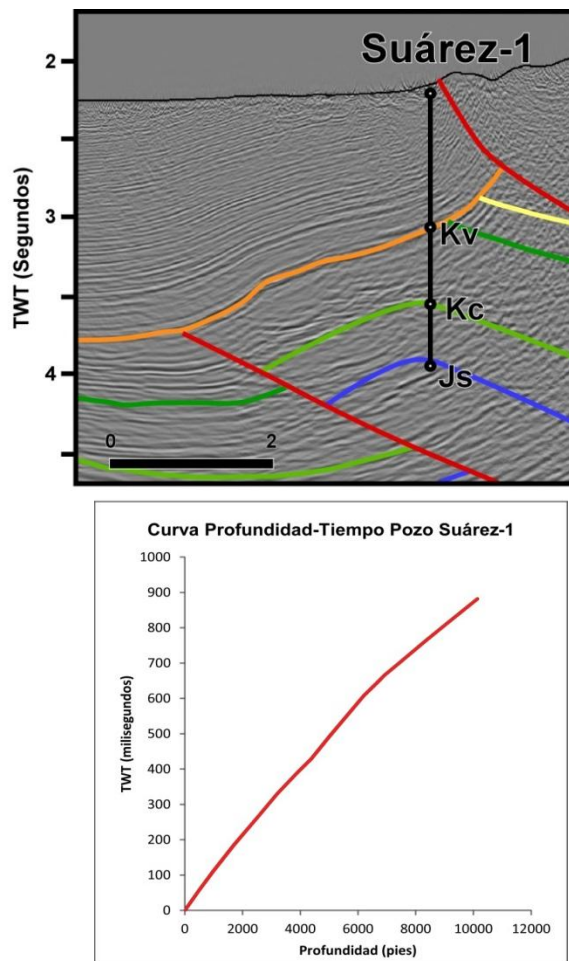


Figura 4.5: Ajuste del pozo Suárez-1 a partir de la ley de la curva de velocidad del registro de velocidad.

Puesto que los 6 perfiles de reflexión sísmica 2D son de diferentes programas sísmicos, de diferentes años y de diferentes datum sísmicos; se deben homologar moviéndolos en la vertical a un mismo datum fijo para que la información tenga una buena correlación en el subsuelo y se ajuste correctamente al perfil topográfico. Como los perfiles sísmicos se encuentran orientados unos con respecto al rumbo y otro al buzamiento, se realizó una línea sísmica compuesta en donde la mayor parte de su trayectoria va perpendicular al rumbo de las estructuras. Sobre la línea compuesta se interpretaron los horizontes sísmicos correspondientes a los topes de las siguientes formaciones geológicas:

- Discordancia a la base del Grupo Honda - Formación Barzalosa (Th).
- Tope de la Fm Chicoral (Tgch)
- Tope del Gr. Guaduala (Kg)
- Tope de la Fm. Monserrate (Km)
- Grupo Villeta (Kv)
- Formación Caballos (Kc)
- Formación Saldaña (Js)

4.4. Interpretación de las secciones geológicas en tiempo

La sección compuesta es el input principal para la creación de una sección geológica. Para ello se deben realizar una serie de correcciones; ya que la trayectoria de la sección interpretada es irregular y presenta quiebres en dirección del rumbo de las estructuras. Para que esta sección geológica pueda ser restaurada es necesario que tenga solo una dirección y que sea perpendicular al rumbo de los ejes principales de las estructuras, con lo cual la línea compuesta debe ser proyectada a una línea cuya dirección se ha definido a 118° azimuth con una distancia aproximada de 93km que corresponde a la sección estructural (Figura 4.6).

Luego de ser proyectada la línea compuesta perpendicular a la sección estructural, se debe corregir y recalcular la posición de la interpretación teniendo en cuenta el nuevo perfil topográfico y los contactos del mapa geológico.

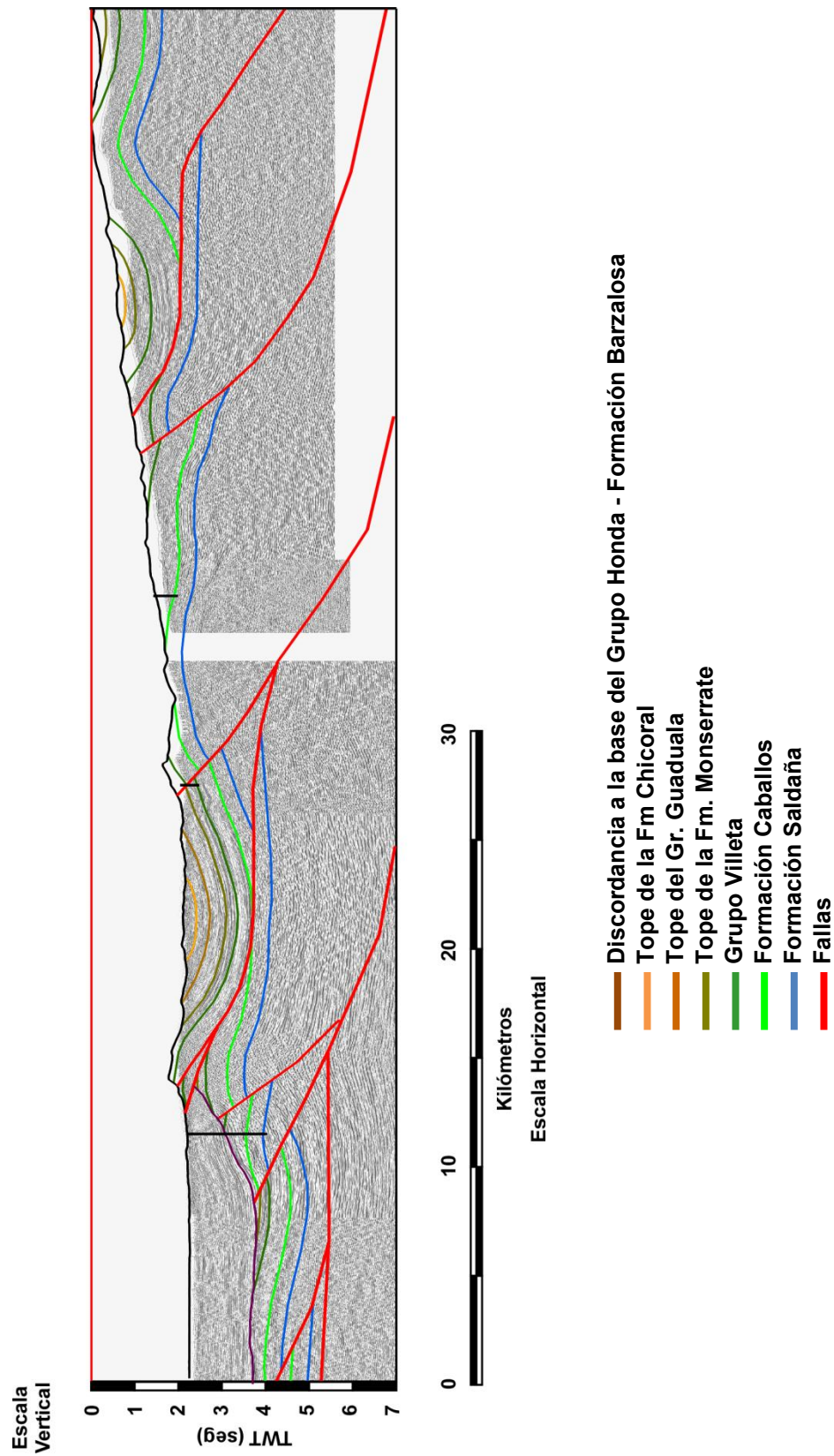


Figura 4.6: Interpretación sísmica en TWT

Puesto que la línea y la interpretación se encuentran en el dominio del tiempo (TWT), es necesario hacer una conversión a profundidad a partir de polígonos a los cuales se les asigna las velocidades de intervalo para cada una de las unidades geológicas. Una vez realizada la conversión a profundidad se debe hacer una corrección final de los espesores y ángulos de las fallas.

4.5. Conversión a Profundidad

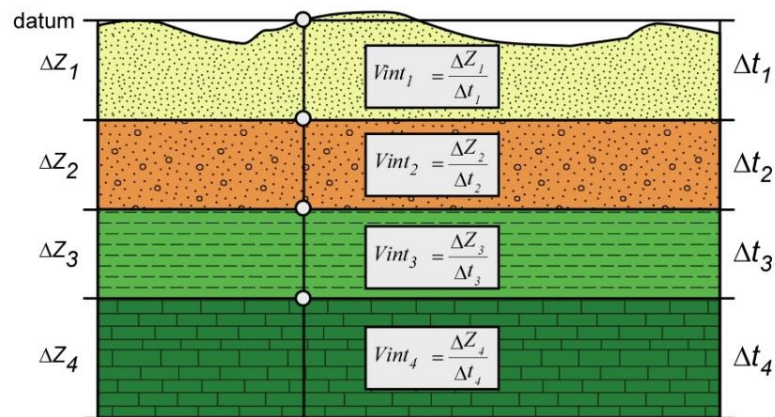
Es un procedimiento indispensable para llevar a profundidad los datos de subsuelo y su interpretación que provienen de perfiles sísmicos en tiempo. Para esto es necesario conocer y tener claridad de las velocidades de los cuerpos litológicos involucrados en el modelo. Desafortunadamente no existe un procedimiento directo que derive en un perfil sísmico en profundidad a partir del perfil sísmico en tiempo. Esto se debe a que la distribución de la velocidad a lo largo de un perfil sísmico varía y depende directamente de la distribución de los cuerpos de roca involucrados en las estructuras. Teniendo en cuenta esto, si se cambia la interpretación o el modelo geológico planteado, la distribución de la velocidad debe cambiar y el resultado de la conversión será diferente en cada escenario interpretado.

Para tener claridad de la metodología utilizada en este trabajo es necesario entender dos conceptos básicos de velocidad que son de frecuente uso en las conversiones a profundidad. El primer concepto es la Velocidad de intervalo (V_{int}) que hace referencia a la velocidad que tiene un intervalo rocoso y puede ser obtenida indirectamente de datos de velocidades conocida para cada tipo de cuerpo rocoso, o calculada por medio de mediciones realizadas en pozo tal como un Perfil Sísmico Vertical (VSP) un *Check Shot* o un Registro Sónico (DT). En cualquiera de los casos se obtiene un valor de Velocidad para cada intervalo de roca (Figura 4.7). Es decir que el resultado es un modelo de velocidades 1D (Una dimensión).

Para el caso de secciones geológicas, se debe tener en cuenta que el valor de la velocidad de intervalo de las unidades puede variar a lo largo de los horizontes

interpretados y es ahí donde la cantidad de datos disponibles sobre la sección cobra vital importancia ya que se puede construir un modelo de velocidad de Intervalo para cada unidad, interpolando o extrapolando valores de la velocidad de intervalo de cada unidad si es que estas varían considerablemente, este tipo de análisis es lo que se conoce como modelo de velocidad 2D (2 dimensiones). En el caso de tener datos de cubos sísmicos el modelamiento se hace más complejo ya que las velocidades varían entre las superficies y se requiere un modelo estructural de capas que aíse cada cuerpo para que la interpolación o extrapolación de velocidades se limite a cada cuerpo geológico interpretado.

a. Modelo de velocidades de Intervalo (Vint)



b. Modelo de velocidades de Promedio (Vavg)

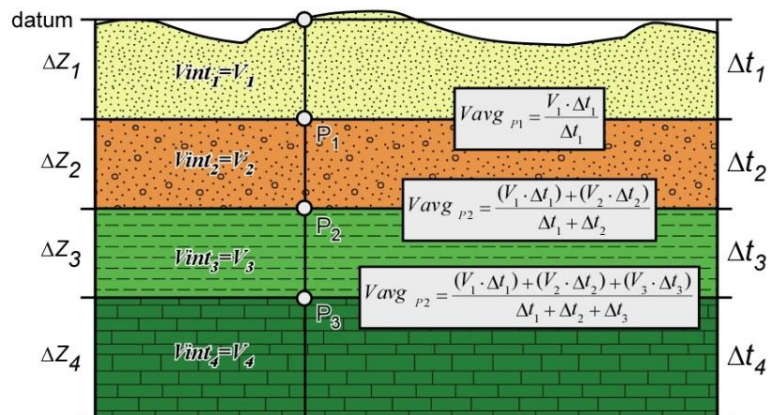


Figura 4.7: Modelo teórico de Velocidad de intervalo vs velocidad Promedio

El segundo concepto es la Velocidad Promedio (V_{avg}), este valor corresponde con la velocidad que tiene de punto específico en el subsuelo calculada desde una superficie de referencia, en este caso es el datum del proyecto. Esta velocidad es la que se utiliza para convertir a profundidad de cualquier punto en una sección con respecto al techo del modelo y debe tener en cuenta todas las interfaces de Vint que se encuentran encima de dicho punto. Por esta razón el datum de un proyecto sísmico no debe ser modificado puesto que al cambiar las distancias, se modifican directamente los resultados de la V_{avg} . En la figura 4.7 se muestran gráficamente la diferencia que existe entre los modelos de Vint y V_{avg} en una disposición de capas horizontales esta metodología de modelamiento para conversión a profundidad es conocida como "*Layer Cake*".

La conversión a profundidad se realizó con el software Move y está basada en polígonos de velocidad de intervalo. Cada polígono representa una o varias unidades geológicas que comparten el mismo valor de Vint. Básicamente el software convierte cada polígono de Tiempo a Profundidad usando la propiedad de Vint y los apila consecutivamente desde el Datum. De esta manera se asegura que no exista superposición de unidades en profundidad. El algoritmo genera una serie de pseudo-pozos a lo largo de la sección geológica en tiempo y determina las diferentes interfaces de velocidad para cada pseudo-pozo y de esta manera aplica internamente la fórmula para calcular la V_{avg} de cada interface y poner de manera correcta esos puntos en profundidad.

En el caso de este trabajo se ha calculado una base de datos de Vint de las unidades geológicas involucradas en las líneas sísmicas calculadas a partir del anclaje de los pozos. Las velocidades intervalo se asignan a cada interface geológica y de esta manera complementar los valores en todos los puntos de la interpretación sísmica en tiempo. Si bien es cierto que se cuenta con una serie de líneas sísmicas que se han unido, generando una línea compuesta que atraviesa el área de interés. Esta tiene una trayectoria irregular con respecto a la dirección de transporte tectónico.

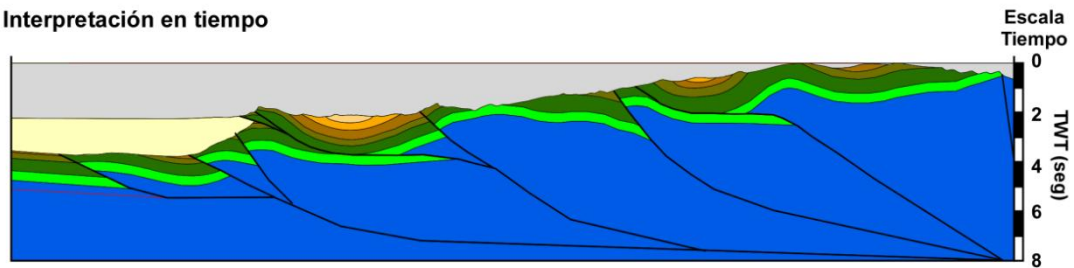
Para poder construir una sección geológica que se pueda restituir, la línea se debe proyectar sobre una línea de corte cuya trayectoria sea una línea paralela en

la dirección de transporte tectónico, en este caso 118° azimuth. Una vez la línea se encuentra proyectada se debe calibrar nuevamente la interpretación con relación a la información geológica de superficie ya que los contactos pueden quedar desplazados si la distancia de proyección es muy lejana (Figura 4.8a).

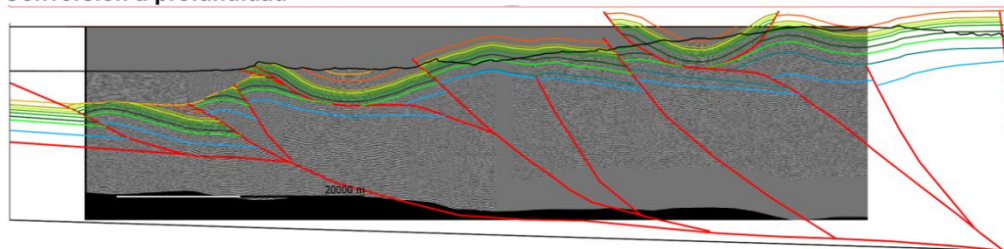
NW

SE

a. Interpretación en tiempo



b. Conversión a profundidad



c. Interpretación en profundidad

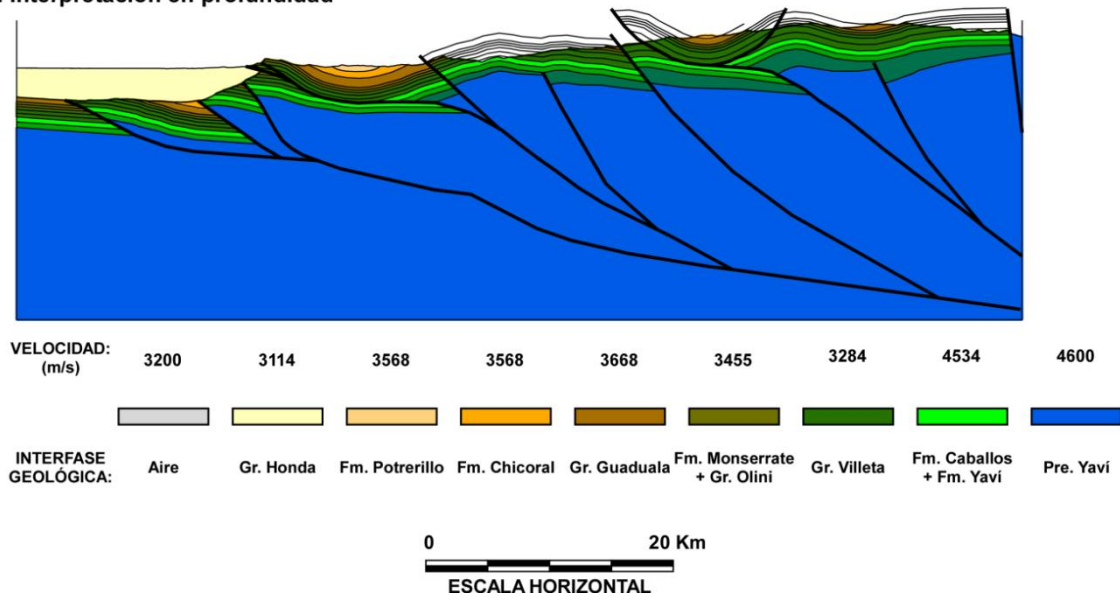


Figura 4.8: Comparación entre las secciones en Tiempo vs Profundidad

Con la interpretación final sobre la sección en tiempo se generan los polígonos de Vint para las diferentes unidades en cada bloque estructural (Figura 4.8a). El programa Move reconoce los polígonos como interfaces de velocidad, calcula la velocidad promedio en cada punto de la sección teniendo en cuenta el espesor en tiempo de cada interface y la convierte a profundidad. El resultado es la sección geológica en profundidad (Figura 4.8b) la cual debe ser complementada con las observaciones geológicas del área de estudio (Figura 4.8c). Una manera de comprobar que la línea ha sido correctamente convertida es colocando nuevamente los pozos en profundidad y revisando que los topes identificados a través de estos coincidan con los horizontes sísmicos convertidos a profundidad.

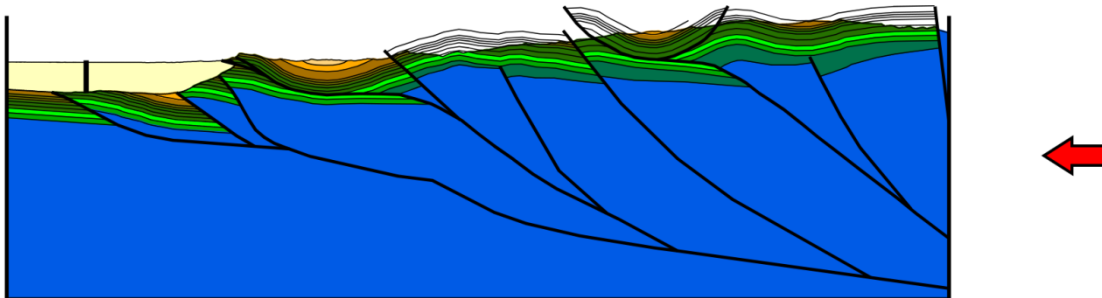
4.6. Construcción de la Sección Balanceada

Para la construcción de una sección balanceada es óptimo contar con la mayor cantidad de información directa o indirecta de la geología de superficie y de subsuelo. Todo este tipo de información ha sido incorporada sistemáticamente durante la metodología hasta obtener una sección geológica en profundidad. La geometría de la sección se validó haciendo una restitución secuencial de la deformación. Lo primero es definir los bloques estructurales, estos bloques deben estar limitados lateralmente por fallas desde subsuelo hasta superficie en toda el área del corte y por la superficie topográfica si es que las fallas afloran o por una discordancia si es que la falla está sepultada por dicha estructura sedimentaria.

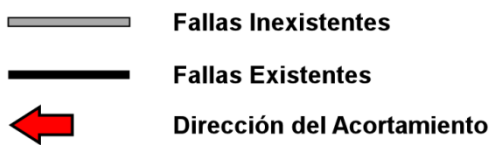
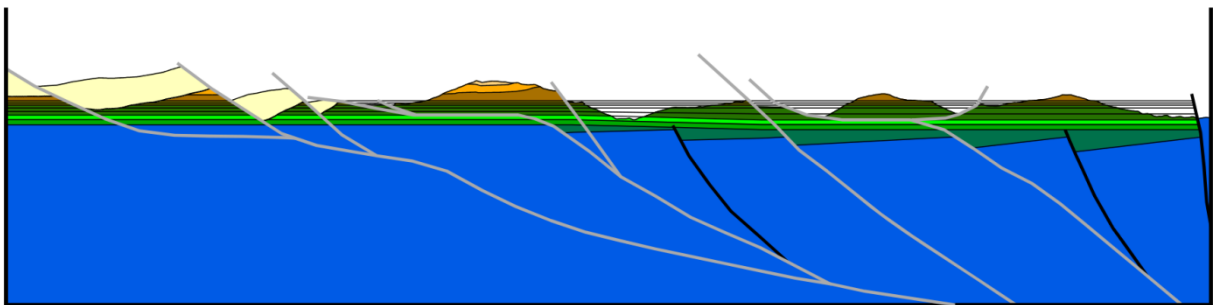
Una vez definidos los bloques debe moverse por los planos de falla. Si bien es cierto que el software MOVE es muy potente para construir secciones, la validación no es automática y los bloques deben restituirse en orden cronológico desde el más nuevo al más antiguo. Esta situación se complica cuando no se tienen datos concluyentes acerca de la temporalidad de las fallas y debe ser estimada de manera indirecta, ya sea por las relaciones de corte en las estructuras o por las edades de los estratos involucrados en ambos costados de una falla. De esta manera se generan tantos cortes o pasos intermedios como bloques de falla restituidos hasta conseguir la restitución final. En la figura 4.9 se muestra la secuencia de restitución y validación de la sección geológica. En este caso se restauró hasta el cretácico superior

correspondiente con el tope de la Fm. Monserrate que tiene una edad de 65.5 Ma los pasos intermedios tienen una edad relativa puesto que no se tienen dataciones y observaciones directas como estratos de crecimiento de donde se puedan deducir todas esas edades intermedias.

a. Sección geológica balanceada



b. Sección geológica restituida: Fm. Monserrate (65.5 Ma)



LEYENDA	
	Gr. Honda
	Fm. Potrerillo
	Fm. Chicoral
	Gr. Guaduala
	Fm. Monserrate
	Fm. Villeta
	Fm. Caballos
	Fm. Yaví
	Cretácico Inferior
	Fm. Saldaña + Basamento

Figura 4.9: Sección Balanceada y restituida

Al ser una sección a escala regional es necesario combinar las diferentes técnicas de restitución. Para conocer la geometría de los planos de falla fue necesario usar a la “flujo paralelo de falla” y posteriormente corregidos los estratos por la combinación de “restitución por longitud y área”. Especialmente donde el basamento esta ampliamente involucrado en las estructuras ya que las fallas en este caso sugieren estar conectadas en profundidad.

5. RESULTADOS

5.1. SECCIÓN GEOLÓGICA BALANCEADA

De oeste a este se pueden observar las siguientes características geológicas: por un lado se aprecia un gran espesor de sedimentos correspondientes al relleno neógeno del Valle Superior del Magdalena que alcanza un espesor aproximado de 3.5 Km representado en su mayoría por el Grupo Honda. En la línea sísmica compuesta se destaca claramente la discordancia basal del relleno sedimentario, así mismo se puede ver que el bloque autóctono se encuentra basculado en sentido oriental. dado que las unidades que se encuentran por debajo de esta, se encuentran deformadas. La sucesión infrayacente a la discordancia pertenece a la sucesión sedimentaria que comprenden el cretácico y el paleógeno descritas anteriormente y que reposan sobre un basamento de edad jurásica, al menos en esta zona. Hacia el costado occidental de la sección está ausente el cretácico inferior, por tanto el cretácico superior reposa directamente sobre el basamento debido a que los bloques estructurales pertenecen al borde occidental de la cuenca cretácica actualmente invertida. Al costado oriental del valle, aflora una primera falla de cabalgamiento que pone en contacto rocas del cretácico con los sedimentos neógenos del Grupo Honda, conocida como el sistema de fallas del Magdalena, teniendo en cuenta las relaciones de corte se puede inferir que esta falla ha sido de las más recientes dentro del sistema compresivo. Sobre este sistema de fallas, aparecen una serie de estructuras sinclinal-anticlinal que en algunas ocasiones están segmentadas por la reactivación de fallas normales en sentido inverso.

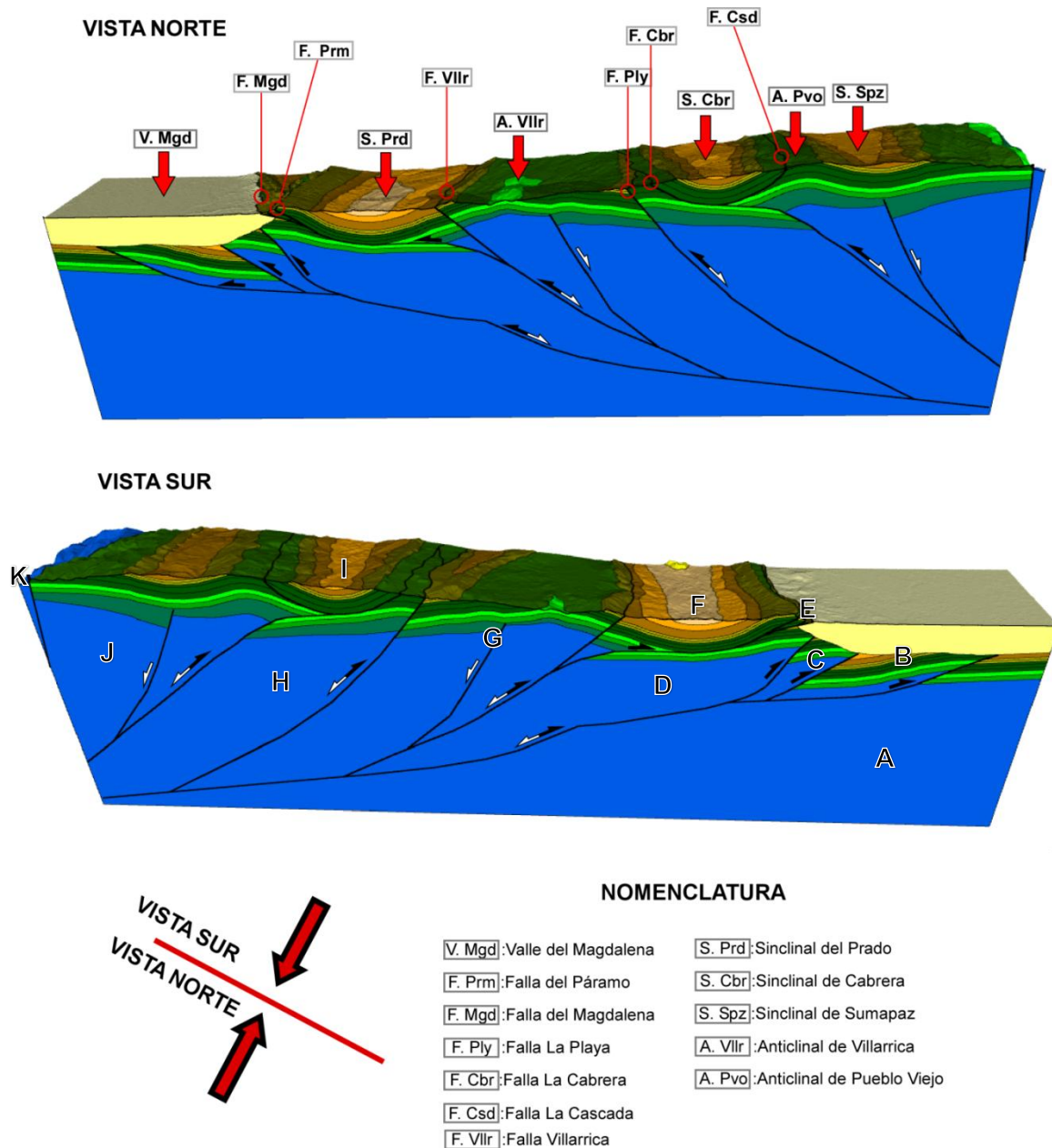


Figura 5.1: Visualización tridimensional de las estructuras del área de estudio

La primera estructura es el sinclinal del prado que se forma por medio del Sistema de Fallas del Magdalena (vergencia oeste), hacia su flanco oriental limita con la falla de Villarrica. La estructura que aparece al oriente de esta falla es el anticlinal de Villarrica o también llamado anticlinal de San Pablo, está segmentado en su costado oriental por la falla La Playa. Sobre el flanco oriental del anticlinal de

Villarrica se forma una estructura conocida como sinclinal de Cabrera producto de una falla emergente de bajo ángulo que lleva el mismo nombre del sinclinal y que despega al tope de la Fm. Caballos en las unidades dúctiles del Grupo Villeta. El flanco oriental de este sinclinal es formado por la falla Cascada que tiene vergencia opuesta a la mayoría de las fallas del área de estudio, esta falla tiene dirección opuesta al transporte tectónico y se ha interpretado como resultado de una cuña estructural (*wedge*). Seguida a esta estructura se encuentran el anticlinal de Pueblo Viejo, sinclinal de Sumapaz y el anticlinal de Los Frailes, segmentado en su charnela por la falla de Sumapaz.

De acuerdo a la sección geológica, se puede deducir que la deformación está controlada por una tectónica de piel gruesa (*thick skin*) ya que el nivel regional de las unidades más orientales se encuentra elevado con respecto al bloque autóctono. Por consiguiente, la mayoría de fallas involucradas en la deformación son de alto ángulo. Algunas de estas fallas han sido reactivadas y han aprovechado planos de debilidad entre los estratos, formando estructuras características de tectónica de piel delgada (*Thin skin*). En términos generales y basados en observaciones regionales de mapas geológicos, se puede afirmar que el estilo estructural del flanco occidental de la cordillera oriental se formó por la inversión tectónica de fallas normales que a medida que se internan hacia el centro de la cordillera pueden involucrar unidades del cretácico inferior.

5.2. Restitución Secuencial

Se dividió la sección en 10 bloques estructurales limitados lateralmente por fallas (Figura 5.1). Los bloques A, B, C y D, corresponden a las unidades pre-discordancia que han sido deformadas previamente, erodadas y sepultadas por los sedimentos del neógeno, los bloques E y F corresponden al Sinclinal de Prado, el bloque G representa el Anticlinal de Villarrica, el Bloque H corresponde con el bloque yacente de la Falla de Cabrera, el bloque I representa el sinclinal de Cabrera, el Bloque J que involucra el Anticlinal de Pueblo Viejo, el Sinclinal de Sumapaz y el Anticlinal de los Frailes y por último el Bloque K que representa un pequeño segmento de basamento exhumado de edad jurásica.

La restitución se hizo bloque a bloque usando el algoritmo *flexural slip* Para los bloques controlados por tectónica de piel gruesa. Para los bloques que involucran tectónica de piel delgada se usó el mismo algoritmo apoyado con el algoritmo *fault parallel flow* con el objetivo de controlar las distancias entre los *flats* y las rampas en los bloques adyacentes a las fallas (*hangingwall & footwall*). Al restituir un bloque, este debe ser movido a lo largo de una falla y los demás bloques que se encuentran por encima de dicha falla se mueven de manera pasiva.

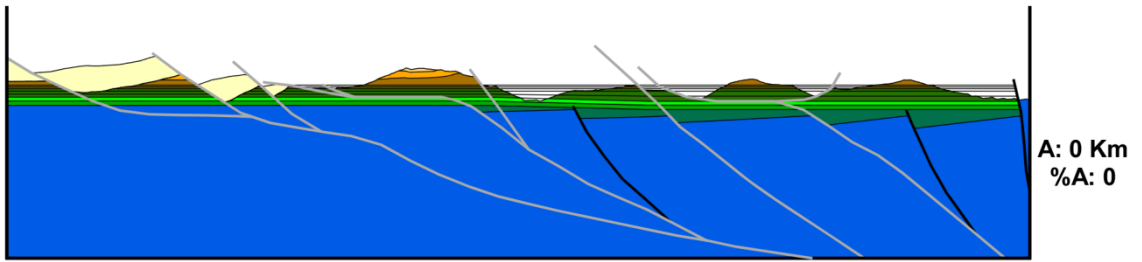
La restitución comenzó con el Bloque E a lo largo de la falla del Magdalena. Esta falla es la más frontal del Sinclinal de Prado. La decisión de mover primero este bloque se basa en la relación de corte, ya que las rocas más nuevas son afectadas por esta estructura. Como esta es una estructura relacionada a tectónica *thin skin*, se utilizó la combinación de los dos algoritmos de restitución mencionados anteriormente.

Posterior al movimiento del bloque E, se tiene la retrodeformación del bloque F en el cual las unidades litológicas reposan de forma paralela sobre el *flat* correspondiente a la falla El Páramo, en este punto la característica tectónica continua siendo *thin skin*. Al igual que en el Bloque E, se utilizaron conjuntamente los algoritmos *flexural slip* y *fault parallel flow*.

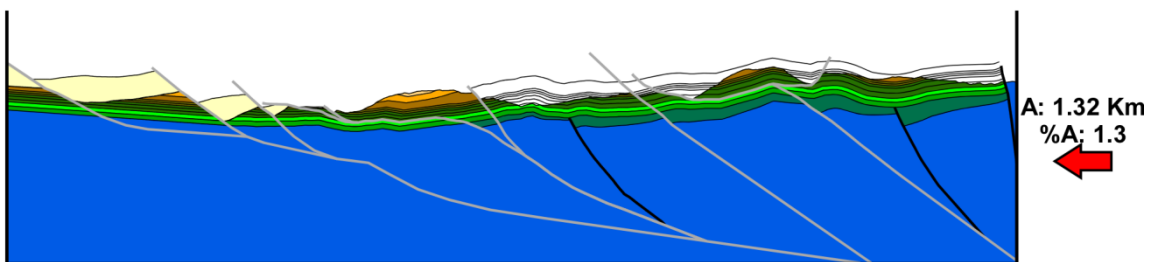
El movimiento siguiente está representado por el Bloque B de la sección, este bloque subyace el relleno neógeno del Valle Superior del Magdalena en la subcuenca de Girardot; el movimiento de este bloque ocurre sobre una falla de bajo ángulo en el cual los espesores se mueven de forma paralela al *flat* de la falla sobre la cual reposan y de esta forma coinciden lateralmente con los contactos del Bloque autóctono A. Como no se tienen más controles de temporalidad, se asume que las restituciones siguientes a este bloque, se presentan en secuencia de bloque inferior (*forward sequence*).

Siguiendo la secuencia se tiene el movimiento del bloque adyacente C. Este bloque se ha restituido con el algoritmo *fault parallel flow*, El pliegue recupera su nivel regional debido a que el despegue presenta un bajo ángulo con respecto a la estratificación. .

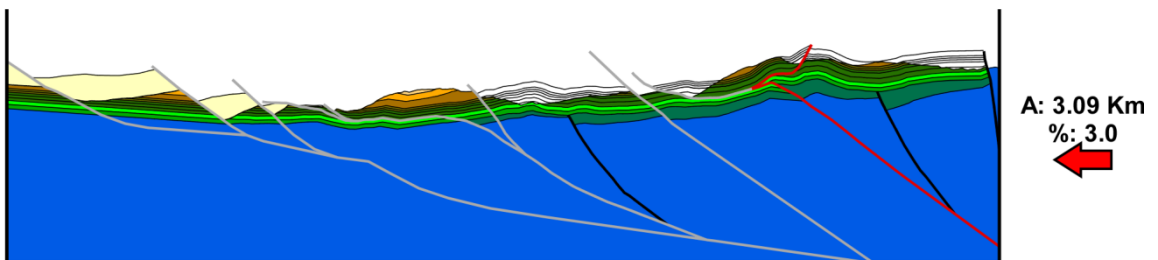
a. Sección Restituída: Fm. Monserrate



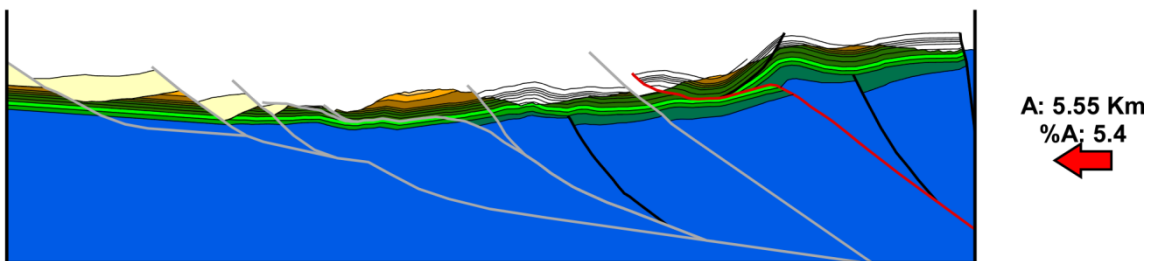
b. Plegamiento Inicial



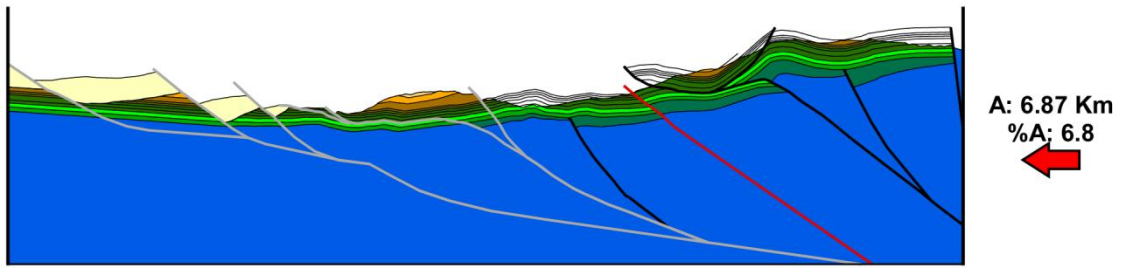
c. Movimiento de la Falla La Cascada (Wedge)



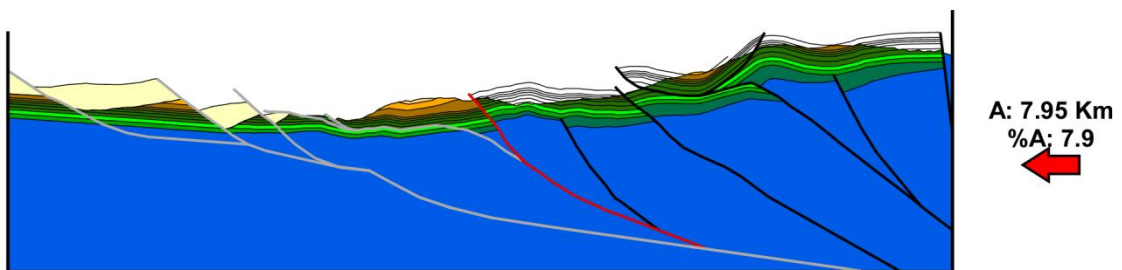
d. Movimiento de la Falla La Cabrera



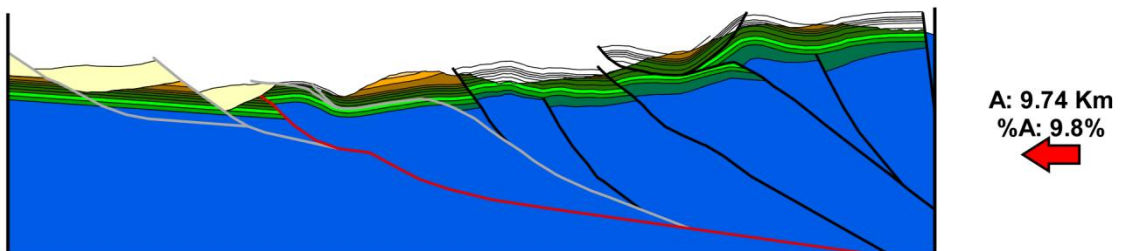
e. Movimiento de la Falla La Playa



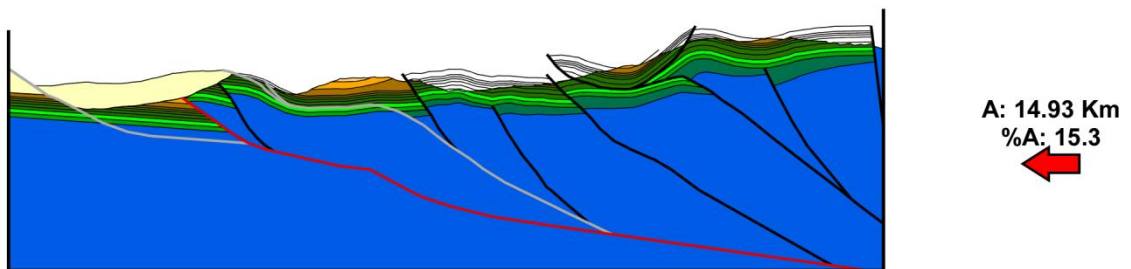
f. Movimiento de la Falla Villarrica



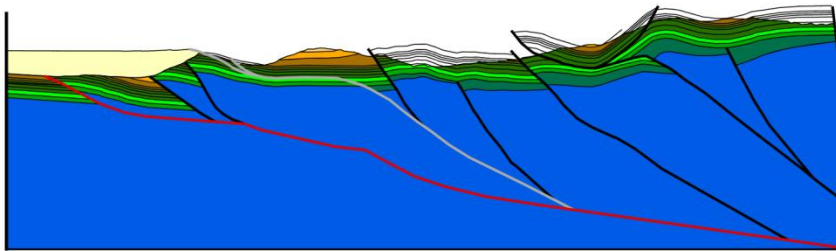
g. Movimiento de la Falla Estructura 3



h. Movimiento de la Falla Estructura 2

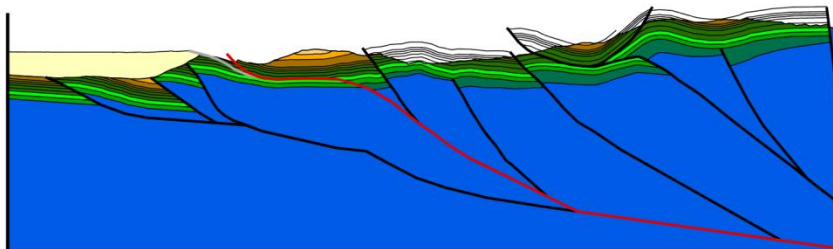


i. Movimiento de la Falla Estructura 1



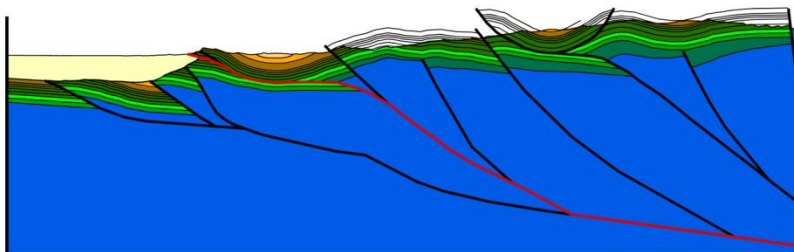
A: 17.89 Km
%A: 18.6
←

j. Movimiento de la Falla El Páramo



A: 18.66 Km
%A: 19.5
←

k. Movimiento de la Falla del Magdalena



A: 22.62 Km
%A: 24.2
←



- Fallas Inexistentes
- Fallas Activas
- Fallas Existentes
- Dirección del Acortamiento
- A** Acortamiento (Km)
- %A** Acortamiento (%)

LEYENDA	
	Gr. Honda
	Fm. Potrerillo
	Fm. Chicoral
	Gr. Guaduala
	Fm. Monserrate
	Fm. Villeta
	Fm. Caballos
	Fm. Yaví
	Cretácico Inferior
	Fm. Saldaña + Basamento

Figura 5.2: Restitución secuencial y validación del modelo estructural.

La restitución continúa con el Bloque D, el movimiento es producto de la reactivación de fallas de alto ángulo de la cuenca en estados previos, para la restitución se utilizó el algoritmo *flexural slip*.

Consecuentemente, se encuentra la estructura del Bloque G, el Anticlinal de Villa Rica que es una estructura con basamento involucrado. En la mitad del anticlinal se genera un pliegue de menor escala, evidenciado topográficamente, lo que permite inferir que exista una falla normal reactivada con poco desplazamiento que genere tal plegamiento, la cual solo afecta el cretácico inferior.

Posterior a la restitución del bloque anterior se encuentra el Bloque H, su movimiento está sujeto a la falla La Playa de alto ángulo.

El Bloque I, que corresponde a la estructura del Sinclinal de Cabrera, está asociado a una falla inversa de alto ángulo que ha sido reactivada en forma de *thin skin* aprovechando la interface entre la Fm. Caballos y el Gr. Villeta.

El bloque adyacente J, tiene asociado tres estructuras, el primero es el Anticlinal de Pueblo Viejo, formado por el bloqueo del sistema y la consecuente generación de la falla Cascada, relacionada por una estructura de cuña (*wedge*), la segunda estructura corresponde al Sinclinal de Sumapaz, el cual está relacionado a un movimiento incipiente de una falla normal pre-cretácica superior que ha separado los dos anticlinales dejando este último (Anticlinal de los Frailes) expuesto como la última estructura en este bloque.

Por último el Bloque K, corresponde al basamento exhumado de la zona axial del eje de la cordillera oriental colombiana. La falla más oriental está relacionada con el sistema transpresivo de Suaza-Garzón, se utilizó como límite del relleno sedimentario cretácico. Si bien es cierto que esta falla tiene un movimiento actual, no se cuenta con argumentos suficientes para decir o descartar que en la parte exhumada haya existido otro bloque estructural producto de una falla normal afectada por la inversión y actualmente este afectada por un efecto transpresivo. El acortamiento no se ve afectado por este bloque ya que se ha movido de manera pasiva en la sección.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De la elaboración de este trabajo se puede concluir:

- La vertiente occidental de la Cordillera Oriental presenta un estilo de inversión tectónica, estructuralmente dominado por tectónica de piel gruesa (*Thick Skin*). La evidencia más clara se manifiesta en que la mayoría de fallas inversas se han movido reaprovechando los planos de fallas normales preexistentes con alto ángulo, lo cual provoca que el nivel regional de las estructuras se encuentre más elevado en dirección oeste.
- La sección restituida propone un acortamiento regional de 22 km aproximadamente que representa un 22% del acortamiento total.
- La velocidad propuesta para este modelo, corresponde a 336 m/Ma teniendo en cuenta que el nivel restaurado es el tope de la formación Monserrate con una edad cretácico superior de 65.5 Ma.
- El área de estudio ofrece un gran interés para la exploración de hidrocarburos ya sea para yacimientos convencionales o no convencionales. La roca generadora por excelencia en el área son la Fm. La Luna y la Fm. Tetuán, la cinemática propuesta en el modelo sugiere que estas unidades han sido expuestas a mayor profundidad que la existente en los campos productores del Valle Superior del Magdalena, con lo cual se espera un mejor potencial petrolífero en cuanto a roca generadora.
- A primera vista, los reservorios convencionales como la Fm. Caballos y la Fm. Monserrate no ofrecen ningún interés exploratorio. Sin embargo el hecho de tener fallas de inversión probablemente puedan ofrecer un nuevo tipo de

reservorios convencionales como lo son los depósitos turbidíticos asociados al crecimiento de las fallas normales o en facies detríticas reportadas dentro del Gr. Villeta.

- Por último, como recomendación se puede decir que es necesario hacer un análisis más profundo de la roca generadora, basado en unas secciones estructurales subparalelas a la presentada en este trabajo siguiendo la metodología con el ánimo de poder construir un modelo tridimensional viable que permita hacer un cálculo del volumen de roca generadora efectiva para la zona.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- **Acosta J., Caicedo J.C & Ulloe C. (1999).** Geología de la Plancha 265 Icononzo. Ingeominas. Escala 1: 100.000.
- **Bally A. W. Gordy P. L. & Stewart G. A. (1966).** Structure, seismic data, and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. Vol . 14, No . 3, p. 337-381
- **Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., Martínez, J. (2007).** Colombian Sedimentary Basins: ANH, 92 p.
- **Bayona, G. A. García, D. F. & Mora, G. (1994).** La Formación Saldaña: Producto de la Actividad de Estratovolcanes Continentales en un dominio de Retro-Arco. *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Capítulo I* (Fernando Etayo-Serna., p. 1-21). Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de ciencias.
- **Becker, G. & Senff M. (1995):** Ein mutmasslicher Eridostrae (Ostracoda, Crustacea) aus dem Unterjura von Kolumbien. *N. Jb. Geol. Palaont.* Vol. 2, p.75-91. Stuttgart.
- **Beltrán, N. & Gallo J. (1968).** The geology of the Neiva Sub-Basin, Upper Magdalena Basin, southern portion. *Ninth Annual Field Conference, Field-Trips: Bogotá, Sociedad Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo*, p. 253-275.
- **Boyer S.E. & Elliott D.E. (1982).** Thrust System. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*. Vol 69 No. 9, p.1196-1230. Tulsa.
- **Caicedo J.C & Terraza R. (2000).** Geología de la Plancha 264 Espinal. Ingeominas. Escala 1: 100.000.
- **Cajas L. (2004).** Estudio petrográfico de la Formación Saldaña entre los municipios de Alpujarra y Natagaima. (Tesis de pregrado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- **Cediel F., Mojica J. & Macia C. (1981).** Las Formaciones Luisa, Payandé, Saldaña. Sus columnas estratigráficas, características. *Geología Norandina*, Vol. 3, p.11-19.
- **Corrigan H. (1967).** The Geology of the Upper Magdalena Basin (Northern Portion). *Geological Field - Trips. Colombia 1959-1978. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists.* p. 221-251. Bogotá.
- **Cossio U.D.J., Rodriguez G & Rodriguez M.A. (1994).** Geología de la Plancha 283 Purificación. Ingeominas. Escala 1: 100. 000.
- **Dahlstrom C.D.A. (1969).** Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences.* 6, p. 743-757.283
- **Dahlstrom C.D.A. (1990).** Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Geologic Notes.* Vol 74, No. 3, p. 336-344.
- **Forero A. (1970).** El Paleozoico superior del flanco oriental de la Cordillera Central. *Geología Colombiana*, Vol. 7, p. 139-145.
- **Forero A. (1990).** The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allocthonous terrane in northwestern South America.: *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, p. 141-151.
- **Fossen H. (2010).** Structural geology. Cambridge: Cambridge University Press. 463p.

- **Gansser, A. (1954).** The Guiana Shield (S. America). Geological observations. *Ecl. Geol. Helv. Basel*, Vol. 47, No.1, p. 77-112.
- **Geosearch Ltda. (2006).** Cartografía Geológica en el Bloque Pechui, Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Technical Report), p. 1-59. Bogotá.
- **Geosearch Ltda. (2007).** Cartografía Geológica en el Bloque Pechui Sur, Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Technical Report), p. 1-26. Bogotá.
- **Geyer O. (1973).** Das praekretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geol. Jahrb*, B5, p. 1-156.
- **Julivert M. (1968).** Léxico Estratigráfico Internacional. Unión Internationale Des Sciences Géologiques. París. 415p.
- **Kairuz E., Ferreira P. & Solano E. O. (2000).** Provincia petrolífera Del Valle Superior Del Magdalena, Colombia. En: VII Simposio Bolivariano del Petróleo. Cartagena, Colombia, Vol.1, p. 533-536.
- **Kane S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., Egan, S.S., Hodgetts, D. (1997).** Flexural-slip Based Restoration in 3D, A New Approach. American Association of Petroleum Geologists. Annual Convention Official Program: A58.
- **Kroonenberg S. (1982).** Litología, metamorfismo y origen de las granulitas del macizo de Garzón, Cordillera Oriental Colombia. *Geología Norandina*, Vol. 6, p. 39-45.
- **Mitra S. (1990).** Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* Vol. 74, No. 6, p. 921-945, Tulsa.
- **Mojica J. & Prinz-Grimm P. (2000).** La Fauna de amonitas de Triásico tardío en el Miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña) en Payandé, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, Vol. 25, p.3-12.
- **Mojica J., & Llinás R. (1984).** Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del Valle Superior del Magdalena en la región de Payandé - Rovira (Tolima, Colombia). *Geología Colombiana*, Vol. 13, p. 81-127.
- **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. *Geología Colombiana*, Vol. 21, p. 3-40.
- **Mojica J., Villarroel, C. & Macia, C. (1989).** Nuevos afloramientos fosilíferos del Ordovícico medio (Fm. El Hígado) al Oeste de Tarquí, Valle Superior del Magdalena (Huila, Colombia). *Geología Colombiana*, Vol.16, p. 95-97.
- **Munoz J.A. (1992).** Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in *Thrust Tectonics*, edited by K.R. McClay, p. 235-246, Chapman and Hall, New York.
- **Núñez A. & Murillo, A. (1982).** Geología y Prospección geoquímica de las Planchas 244 y 266 (Memoria Explicativa). Ibagué: Ingeominas.
- **Núñez A. (1984).** Mapa Geológico Preliminar - Departamento del Tolima. Plancha 263 - Ortega. Geológico, Ortega: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras.
- **Núñez A. (2001).** Mapa Geológico del Departamento del Tolima. Geología, recursos geológicos y amenazas geológicas (Memoria Explicativa). Ingeominas, p. 1-100. Bogotá.
- **Núñez T.A., Macia C. & Mojica J., (1984).** The Amoyá Formation: a new PostPrecambrian to PreJurassic unit of the Central Cordillera, to the West of Chaparral, Tolima, Colombia. *Newsletters on Stratigraphy*, Vol. 13, p. 77-87.
- **Osorio F. & Rodríguez A. (2000).** Análisis facial para la interpretación paleoambiental de la Formación El Tobo (Carbonatos de la Formación Monserrate) del Cretácico Superior en el Valle Superior del Magdalena, Departamento del Huila, Colombia. B.Sc. Thesis. Manizales, Universidad de Caldas.
- **Poblet J. (2004).** Geometría y Cinemática De Pliegues Relacionados Con Cabalgamientos. *Trabajos De Geología*. Universidad de Oviedo
- **Radell I.L. (1967).** Geologie des Andes Colombiennes. *Trav. du Lab. de Geología de la Faculte des Sciences de Grenoble, Memoires*, No.6, 472 p.
- **Ramón J. & Rosero, A., (2006).** Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 493-509.
- **Renzone G. (1994).** Yaví (Formación): Catálogo de las unidades estratigráficas de Colombia. Ingeominas, p. 1-18.
- **Rodgers J. (1971),** The Taconic Orogeny: *Geological Society of America, Bulletin* Vol. 82, No. 5, p.1141-1178.

-
- **Rodríguez G. & Rodríguez M. A. (1990).** Formación Saldaña: Nuevos aportes estratigráficos y fosilíferos (Valle Superior del Magdalena-Tolima - Colombia) (No. Informe 2109b). Ingeominas. Ibagué.
 - **Roncancio, J. & Martínez, M. (2011).** Upper Magdalena Basin. En: Geology and hydrocarbon potential regional geology of Colombia Vol 14. Agencia Nacional de Hidrocarburos. 182p.
 - **Sagripanti L., Bottesi G., Kietzmann D., Folguera A. & Ramos V. (2012).** Mountain building processes at the orogenic front: A study of the unroofing in Neogene foreland sequence (37°S). Andean geology, Vol. 39, No. 2, p. 201-219.
 - **Shaw J. H., Connors C., & Suppe J. (2005).** Seismic interpretation of contractional fault-related folds: An AAPG seismic atlas, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, No. 53, 157p
 - **Suppe J. & Mendwedeff D. (1990).** Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Ecolgae geol. Helv.* Vol. 83, No. 3, p. 409-454.
 - **Suppe J. (1983).** Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Sciences*, Vol. 283, p. 684-721.
 - **Suppe J. (1985).** Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. 537 p. New Jersey.
 - **Trumpy D. 1943.** Pre-cretaceous of Colombia. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol. 54, No. 9.
 - **Velandia F., Ferreira P., Rodríguez G. & Nuñez, A. (2001).** Levantamiento Geológico de la Plancha 366 Garzón (Memoria Explicativa). Ingeominas, p.1-81. Bogotá.
 - **Vesga J. & Barrero D. (1978).** Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II congreso Colombiano de Geología., Resúmenes.
 - **Villarroel C., Macia, C. & Brieva J. (1997).** Formación Venado, Nueva Unidad Litoestratigráfica del Ordovícico Colombiano. *Geología Colombiana*, Vol. 22, p. 41-49.

8. ANEXOS

Este trabajo presenta como producto final los siguientes anexos:

- Anexo 1. Mapa Geológico - Escala 1:100.000
- Anexo 2. Sección Geológica - Escala 1:100.000