

**RECONSTRUCCIÓN ESTRUCTURAL DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA
CUENCA YARÍ-CAGUÁN Y SU RELACIÓN CON LA GENERACIÓN Y
MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS**

WILMAN ROLANDO RAMÍREZ ROJAS

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRÍA EN GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2016

**RECONSTRUCCIÓN ESTRUCTURAL DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA
CUENCA YARÍ-CAGUÁN Y SU RELACIÓN CON LA GENERACIÓN Y
MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS**

WILMAN ROLANDO RAMÍREZ ROJAS

Trabajo de investigación para optar el título de Magíster en Geología

**DIRECTOR
ELISEO TESÓN
Geólogo Ph.D**

**CODIRECTOR
FRANCISCO VELANDIA
Geólogo MSc**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
MAESTRÍA EN GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2016

DEDICATORIA

A mi familia quienes han estado siempre apoyando incondicionalmente las diferentes etapas académicas de mi vida.

A mis padres quienes por las enseñanzas y valores humanos inculcados en sus hijos han hecho que nos apoyemos mutuamente con respeto y comprensión sin importar la situación en que nos encontremos.

A mi hermano Emerson por su apoyo y que con su forma de ser ya es un ejemplo a seguir.

Wilman Rolando Ramírez Rojas

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar ampliamente y con absoluta sinceridad, el apoyo, orientación, confianza, amabilidad, paciencia y asistencia técnica permanente durante todo el desarrollo del proyecto al Geólogo PhD. y director de este trabajo ELISEO TESÓN quien desde la concepción y formulación de la propuesta a trabajar, estuvo orientándome en cada paso de la construcción de esta tesis. ELISEO TESÓN es un profesional que combina sus conocimientos técnicos con su gran capacidad humana, perfilándose así como un maestro ejemplo en el área geocientífica.

Estos agradecimientos también están dirigidos al Geólogo MSc FRANCISCO VELANDIA quien con su aporte técnico y excelente disposición para el mejoramiento del documento escrito, se logró enriquecer de manera relevante el trabajo presentado.

Deseo agradecer a mi compañera y Geóloga MSc JAEL PACHECO por su contribución y orientación durante el modelado de sistemas petrolíferos.

Agradezco al Geólogo PhD. MAURICIO PARRA que con su paciencia y dedicación técnica en el tema de trazas de fisión en apatitos se logró la construcción de los modelos termales.

Al Geólogo MSc JUAN CARLOS RAMÍREZ quien me orientó inicialmente en el área de la termocronología.

Al Geólogo NELSON SÁNCHEZ quien fue mi mentor en el ámbito del modelado de sistemas petrolíferos.

A STEPHANIE LUNA por su aporte en la edición de los modelos estructurales.

A los profesores GIOVANNY JIMÉNEZ y JULIÁN LÓPEZ por las sugerencias proporcionadas con el fin de alcanzar un documento escrito más claro.

Finalmente quiero agradecer a todos los integrantes del área administrativa del convenio de cooperación tecnológica 002 de 2012 ECOPETROL-UIS, por conformar el equipo de maestrandos y por el apoyo ofrecido para la culminación de los trabajos de investigación. Agradecimientos especiales al Geólogo JOSÉ RICARDO SANDOVAL por su gestión y preocupación constante en mantener en buen término los acuerdos pactados entre las partes.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	18
1. OBJETIVOS	20
1.1 OBJETIVO GENERAL	20
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
2. MARCO REFERENCIAL	21
2.1 GENERALIDADES Y LOCALIZACIÓN DE LA CUENCA YARÍ-CAGUÁN	21
2.2 MARCO GEOLÓGICO	23
2.2.1 Cuenca Yará-Caguán (evolución de cuenca y estratigrafía)	23
2.2.2 Cuenca Valle Superior del Magdalena (evolución de cuenca y stratigrafía)	29
2.2.3 Macizo de Garzón	37
3. ANTECEDENTES	40
3.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA YARÍ-CAGUÁN	40
3.1.1 Piedemonte de la Cordillera Oriental en alrededores de Florencia (Zona A)	41
3.1.2 Piedemonte de la Cordillera Oriental en los alrededores de San Vicente del Caguán (Zona B)	43
3.1.3 Piedemonte de la Cordillera Oriental en el Sector de La Uribe (Zona C)	43
3.1.4 Serranía de la Macarena (Zona D)	43
3.1.5 Paleoalto de Florencia (Zona E)	43
3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA	44

3.2.1 Subcuenca de Girardot (Zona A)	45
3.2.2 Subcuenca de Neiva (Zona B)	48
3.2.3 Área de Upar y Sur (Zona C)	50
3.2.4 Área Belén (Zona D)	53
3.3 LEVANTAMIENTO DEL MACIZO DE GARZÓN	55
3.4 SISTEMA PETROLÍFERO CUENCA YARÍ-CAGUÁN	57
3.5 SISTEMA PETROLÍFERO CUENCA VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA	58
4. METODOLOGÍA	60
4.1 PREPARACIÓN DEL TRABAJO	62
4.2 MODELO ESTRUCTURAL	67
4.2.1 Nomenclatura litoestratigráfica implementada	74
4.2.2 Restitución de las secciones estructurales	79
4.3 MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO	88
4.3.1 Asignación de litologías y propiedades geoquímicas	89
4.3.2 Condiciones límite	96
5. RESULTADOS	100
5.1 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “PALERMO” (PARTE NORTE DE LA ZONA DE ESTUDIO)	103
5.1.1 Dominio estructural 5 (Zona Cordillera Central)	109
5.1.2 Dominio estructural 4 (Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena)	110
5.1.3 Dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos)	112
5.1.4 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón)	113
5.1.5 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán)	114
5.2 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “FLORENCIA” (PARTE CENTRAL DE LA ZONA DE ESTUDIO)	115

5.2.1 Dominio estructural 5 (Zona Cordillera Central)	118
5.2.2 Dominio estructural 4 (Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena)	119
5.2.3 Dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos)	120
5.2.4 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón)	124
5.2.5 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán)	128
5.3 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “BELÉN” (SUR DE LA ZONA DE ESTUDIO)	128
5.3.1 Dominio estructural 3 (Zona de intrusivos Jurásicos)	129
5.3.2 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón)	130
5.3.3 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán)	133
5.4 MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO	134
5.4.1 Modelo de migración para la sección “Palermo”	134
5.4.2 Modelo de migración para la sección “Florencia”	135
5.4.3 Modelo de migración para la sección “Belén”	135
6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	141
7. CONCLUSIONES	144
8. RECOMENDACIONES	146
BIBLIOGRAFÍA	147
ANEXOS	162

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de localización y límites de la Cuenca Yarí-Caguán.	22
Figura 2. Columna generalizada de la Cuenca Yarí-Caguán.	28
Figura 3. Correlación de la nomenclatura litoestratigráfica del Cretácico para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena.	34
Figura 4. Correlación de la nomenclatura litoestratigráfica del Cenozoico para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena.	35
Figura 5. Columna generalizada de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena.	36
Figura 6. Mapa de localización de zonas de la Cuenca Yarí-Caguán estudiadas anteriormente.	41
Figura 7. Modelo estructural del piedemonte de la Cordillera Oriental en los alrededores de Florencia.	42
Figura 8. Localización de las subcuencas de Neiva y Girardot.	47
Figura 9. Características estructurales de las subcuencas de Girardot y Neiva.	48
Figura 10. Representación estructural del extremo Sur del Macizo de Garzón.	55
Figura 11. Diagrama de flujo de la metodología empleada.	61
Figura 12. Localización de las transectas (secciones estructurales) y dominios estructurales establecidos en el presente estudio.	65
Figura 13. Método para determinar la temperatura de “depósito” de muestras con litología distinta a la sedimentaria.	82
Figura 14. Datos de entrada para la construcción del modelo termal de la muestra ES-26 en el software HeFTy (v.1.7.4).	85
Figura 15. Modelo termal para la muestra ES-26.	86
Figura 16. Gráfica de paleobatimetría (PWD) para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (de la sección “Florencia”).	96

Figura 17. Temperatura media global de la superficie	97
Figura 18. Comportamiento (temperatura vs. tiempo) de la interface agua-sedimento para la Cuenca Yarí-Caguán (sección “Belén”).	98
Figura 19. Curva de Flujo de Calor de referencia para el modelado de la sección “Florencia” (cuencas Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena).	98
Figura 20. Localización del área con estilo estructural de “piel delgada” y “piel gruesa” superpuestos (área de Upar).	101
Figura 21. Estilos estructurales de “piel delgada” y “piel gruesa” superpuestos en la sección “Palermo”.	105
Figura 22. Evolución estructural de la sección “Palermo” (Norte del área de estudio).	108
Figura 23. Modelo termal de la muestra 100811-19.	110
Figura 24. Modelo termal de la muestra GM-04.	112
Figura 25. Evolución estructural de la sección “Florencia” (parte central del área de estudio)	116
Figura 26. Configuración al Este del dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) de la sección “Florencia”.	121
Figura 27. Modelos termales de las muestras GM-01 y GM-02.	123
Figura 28. Parte del dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) de la sección “Florencia”.	125
Figura 29. Modelos termales de las muestras APO-58 y APN-39 correspondientes al dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) de la sección “Florencia”.	127
Figura 30. Evolución estructural de la sección “Belén” (Sur del área de estudio).	132
Figura 31. Modelo termal de la muestra APN-87.	133
Figura 32. Migración de hidrocarburos durante el Oligoceno para cada una de las secciones estructurales construidas.	137
Figura 33. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural “Palermo”.	138

Figura 34. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural "Florenxia".	139
Figura 35. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural "Belén".	140

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Principales actividades realizadas dentro de las fases de la metodología implementada.	61
Tabla 2. Relación de mapas utilizados para la construcción de las secciones estructurales.	63
Tabla 3. Dominios estructurales establecidos para el desarrollo del presente trabajo.	66
Tabla 4. Espesores de referencia para la construcción de la sección "Palermo".	68
Tabla 5. Espesores de referencia para la construcción de la sección "Florencia".	71
Tabla 6. Espesores de referencia para la construcción de la sección "Belén".	73
Tabla 7. Nomenclatura litoestratigráfica usada en las secciones estructurales construidas.	77
Tabla 8. Relación de muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos.	80
Tabla 9. Resumen de los resultados de análisis de laboratorio para trazas de fisión en apatitos de las muestras del presente estudio.	87
Tabla 10. Ejemplo de posibles rangos de profundidad a la que fue sometida la muestra ES-26.	88
Tabla 11. Información litológica y geoquímica implementada en las secciones estructurales "Palermo", "Florencia" y "Belén".	91

ABREVIATURAS

AFT: Trazas de fisión en apatitos.

Frm: Formación.

Gp: Grupo.

Ma: Millones de años.

NE: Noreste.

PAZ: Zona de borrado parcial.

VSM: Valle Superior del Magdalena.

Fm : Formación.

Fms: Formaciones.

km: Kilómetro.

m.: Metros.

NW: Noroeste.

RESUMEN

TITULO: RECONSTRUCCIÓN ESTRUCTURAL DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA YARÍ-CAGUÁN Y SU RELACIÓN CON LA GENERACIÓN Y MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS*

AUTOR: WILMAN ROLANDO RAMÍREZ ROJAS**

PALABRAS CLAVE: Valle Superior del Magdalena, Yarí-Caguán, Macizo de Garzón, restitución cinemática, migración de hidrocarburos, termocronología.

El análisis de secciones estructurales y nuevos datos de termocronología de baja temperatura permitieron establecer el estilo estructural, la cronología de la deformación y los principales eventos de exhumación del Macizo de Garzón, que actualmente se conforma como una barrera geográfica entre las cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán.

A partir de la restitución cinemática de las secciones estructurales, se logró evidenciar que la comunicación entre las cuencas Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena se mantuvo hasta el Mioceno, viéndose interrumpida por el levantamiento del Macizo de Garzón que inició entre 20 Ma y 8 Ma. En áreas adyacentes al Oeste del Macizo de Garzón, se evidencia una intensa exhumación que inició durante el Plioceno y que ha erosionado todo el registro sedimentario del Neógeno, Paleógeno y gran parte del Cretácico llegándose a exponer material del Jurásico.

La interpretación del modelado del sistema petrolífero de las secciones restituidas indica que el aporte de hidrocarburos de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena a la Cuenca Yarí-Caguán no fue probable debido a la presencia de trampas estratigráficas y estructurales formadas entre las dos cuencas, que posteriormente fueron exhumadas y erosionadas por el levantamiento del actual Macizo de Garzón. Se identificaron dos cocinas de generación de hidrocarburos al Oeste de la Cuenca Yarí-Caguán, la primera ubicada en cercanías al sector de la ciudad de Florencia la cual estuvo activa durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior, la segunda cocina se localiza al extremo Norte de la Cuenca del Putumayo estando activa desde el Oligoceno.

* Proyecto de grado.

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Maestría en Geología. Director Eliseo Tesón Codirector Francisco Velandia.

ABSTRACT

TITLE: STRUCTURAL RECONSTRUCTION OF THE WESTERN MARGIN OF YARÍ-YAGUÁN BASIN AND ITS RELATION TO THE GENERATION AND MIGRATION OF HYDROCARBONS*

AUTHOR: WILMAN ROLANDO RAMÍREZ ROJAS**

KEYWORDS: Upper Magdalena Valley, Yarí-Caguán, Garzón Massif, kinematic restitution, migration of hydrocarbons, thermochronology.

The analysis of structural cross-sections and new low-temperature thermochronology data allowed to establish the structural style, the chronology of deformation and the main events regarding the exhumation of the Garzón Massif, which currently rises as a geographic barrier between the Upper Magdalena Valley and the Yarí-Caguán basins.

From kinematic restitution of structural cross-sections, it was possible to demonstrate that communication between Yarí-Caguán and Upper Magdalena Valley basins remained until Miocene. This was subsequently interrupted with the uplift of the Garzón Massif between 20 Ma and 8 Ma. In adjacent areas West of the Garzón Massif, an intense exhumation that began during Pliocene eroded all Neogene, Paleogene and Cretaceous sedimentary record, and produced exposure of Jurassic material at the surface.

The interpretation from modelling petroleum system from the restored cross-sections indicates that contribution of hydrocarbons from the Upper Magdalena Valley Basin into the Yarí-Caguán Basin was not likely due to stratigraphic and structural traps formed between the two basins, that were later exhumated and eroded with the uplifting of the Garzón Massif. Two hydrocarbon generation kitchens were identified west of the Yari-Caguan Basin, the first one was located near the city of Florencia, which was active during the upper Miocene and lower Pliocene, the second kitchen is located at northernmost of the Putumayo Basin, it has been active since the Oligocene.

* Project of grade.

** Physicochemical Engineering Faculty. Geology School. Master in Geology. Director Eliseo Tesón Codirector Francisco Velandia.

INTRODUCCIÓN

Actualmente no se tienen evidencias concretas que indiquen la proveniencia de los hidrocarburos que se encuentran en la Cuenca Yarí-Caguán. Reyes et al. (1997) mencionan que parte de los crudos pueden relacionarse con una cocina de generación ubicada hacia el Norte de la cuenca Yarí-Caguán, pero en alrededores de la ciudad de Florencia se encuentra una familia de crudos asociada a rocas depositadas en un ambiente marino carbonático relativamente distal (Reyes et al., 1997), características que no cumplen ninguna de las rocas fuente de la cuenca indicada. Las cuencas aledañas como la de los Llanos Orientales, Valle Superior del Magdalena y Putumayo, cuentan con sus propias cocinas de generación, y sin embargo, la Cuenca Yarí-Caguán está limitada por barreras geológicas que actualmente no facilitan un posible ingreso de fluidos provenientes de alguna de esas cuencas, esta situación deja preguntas sobre el origen de la totalidad de hidrocarburos acumulados en la Cuenca Yarí-Caguán.

De acuerdo con lo anterior, se tuvieron en cuenta tres razones que permitieron formular la hipótesis de que parte de los hidrocarburos de la Cuenca Yarí-Caguán migraron desde la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, la primera es la proximidad geográfica entre los crudos manifestados con afinidad marina carbonática (de aguas relativamente profundas) del área de Florencia con la ubicación de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, la cual sí presenta rocas generadoras carbonáticas depositadas en un ambiente de aguas relativamente profundas como lo menciona Blanco (2000) para la unidad calcárea La Luna del Grupo Villeta. La segunda razón es la cronología de generación y expulsión de hidrocarburos en la Subcuenca de Neiva que comienza en el Mioceno inferior con su punto crítico estimado a 17 Ma (aproximadamente) según Sarmiento y Rangel

(2004), finalmente la tercera, el levantamiento del Macizo de Garzón que se produciría hacia el Mioceno superior (12 Ma) según Van Der Wiel (1990).

El presente trabajo busca entender el efecto que ha tenido la exhumación del Macizo de Garzón sobre sus zonas aledañas con el fin de evaluar la posibilidad de una migración de hidrocarburos proveniente de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena hacia la Cuenca de Yarí-Caguán. El trabajo se basó en una integración cartográfica y en el análisis de trazas de fisión en apatitos, que permitieron construir y representar la evolución de tres secciones estructurales las cuales se usaron para realizar un modelado de sistema petrolífero con el fin de obtener información sobre la tendencia en la dirección de migración de hidrocarburos entre las dos cuencas desde el punto de vista geométrico.

Los resultados de este trabajo aportan información que puede ser usada en la toma de decisiones exploratorias que se deseen implementar en el área de estudio y sus zonas aledañas.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Evaluar el aporte de hidrocarburos desde la Cuenca del Valle Superior del Magdalena hacia el área de Yarí-Caguán por medio de la construcción de secciones estructurales restituidas cinemáticamente y su modelado en sistemas petrolíferos.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

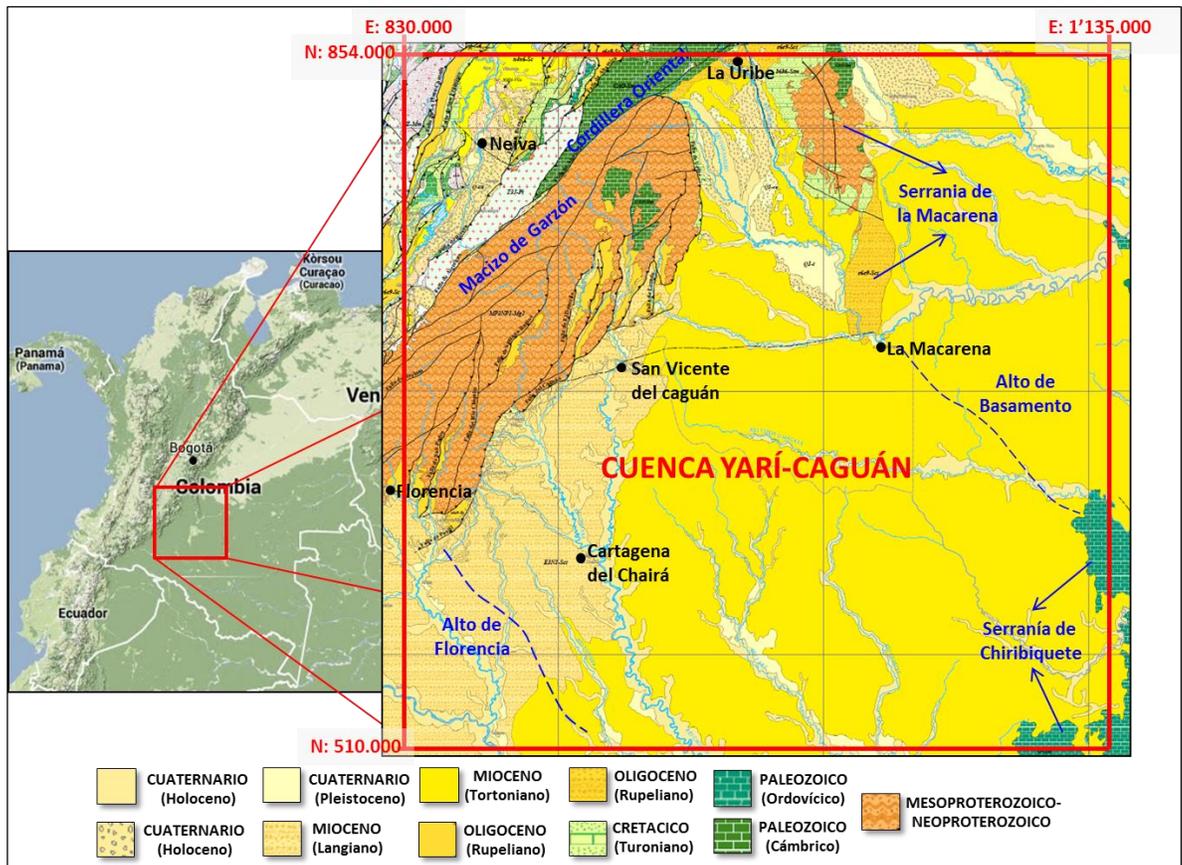
- Representar los principales eventos de deformación entre las cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán por medio de tres secciones estructurales restituidas cinemáticamente.
- Construir modelos en dos dimensiones que permitan integrar los distintos elementos de los sistemas petrolíferos encontrados en las zonas de influencia de las secciones estructurales.
- Identificar los posibles elementos del sistema petrolífero que permitieron la generación, migración y acumulación de hidrocarburos en la Cuenca Yarí-Caguán según el análisis de los modelos 2D generados.

2. MARCO REFERENCIAL

2.1 GENERALIDADES Y LOCALIZACIÓN DE LA CUENCA YARÍ-CAGUÁN

La Cuenca Yarí-Caguán está localizada hacia el Sur de Colombia, entre coordenadas Norte 854.000 y 580.000, y coordenadas Este 830.000 y 1'135.000 (Figura 1). Se encuentra limitada geográficamente al Noreste por la Serranía de la Macarena, al Norte por la Cordillera Oriental (Macizo de Quetame, al Norte del municipio de La Uribe), al Oeste por el Macizo de Garzón, al Sur por el alto estructural de Florencia (Sur del municipio de Cartagena del Chairá), al Sureste por la Serranía de Chiribiquete; y según Barrero et al. (2007), al Este limita con el alto de basamento (de edad pre-Mesozoico) en dirección Noroeste desde la Serranía de Chiribiquete hasta la Serranía de la Macarena.

Figura 1. Mapa de localización y límites de la Cuenca Yarí-Caguán.



Fuente: Base geológica modificada de Gómez et al., 2007a, 2007b, 2007c y 2007d.

Según Reyes et al. (1997), la Cuenca Yarí-Caguán presenta numerosos rezumaderos de hidrocarburos en alrededores de la Serranía de la Macarena y en el piedemonte de la Cordillera Oriental, igualmente indica que en alrededores del municipio de La Uribe entre el piedemonte de la Cordillera Oriental y la zona de antepaís (área prospectiva Guayabero) se estiman unos volúmenes prospectivos de 415 Millones de barriles in situ y 50 Millones de barriles como reservas recuperables.

Rueda (2011) menciona como reservas 6319 Millones de barriles recuperables en arenas bituminosas en áreas cercanas a Florencia y de la misma manera, 3176

Millones de barriles recuperables en arenas bituminosas en áreas cercanas a San Vicente del Caguán.

Recientes estudios (Ecopetrol-ICP, 2015) recalculan los volúmenes prospectivos de bitumen en arenas del área de Florencia en unos 15.000 Millones de barriles in situ, lo que hace que el interés exploratorio en el área vaya a ser muy importante en el futuro.

2.2 MARCO GEOLÓGICO

2.2.1 Cuenca Yarí-Caguán (evolución de cuenca y estratigrafía) Según Montenegro y Barragán (2011), la cuenca ha sufrido diferentes etapas de desarrollo tectónico, desde adelgazamiento termal de la corteza hasta mecanismos de subsidencia por tectónica compresiva, el autor divide estos eventos en tres megasecuencias sedimentarias las cuales son la megasecuencia pre-aptiana, la megasecuencia cretácica y la megasecuencia cenozoica.

- Megasecuencia pre-aptiana

Esta megasecuencia suprayace rocas ígneas y metamórficas relacionadas con un sistema de bloques precámbricos de tipo graben y *horts* que existen también en la Cuenca Putumayo y hacia la Cuenca Oriente de Ecuador (Montenegro y Barragán, 2011).

Durante el Cámbrico inferior se desarrolló un ambiente tectónico pasivo en el borde continental del cratón de Guyana donde se depositó la Formación Ariari (Montenegro y Barragán, 2011) en ambientes de frente de arrecifes y lagunas arrecifales compuesta por paquetes de calizas (500 metros de espesor) (Reyes et al., 1997).

Seguidamente se encuentra la Formación Guape compuesta por areniscas intercaladas por delgados silos basálticos, presenta también conglomerados y bloques de gneises atribuibles a rocas precámbricas (Toro-Toro et al., 2014). Bridger (1982) en Toro-Toro et al. (2014) reporta gabros que cortan rocas metasedimentarias pertenecientes a la Formación Guape, mientras que Montenegro y Barragán (2011) al igual que Reyes et al. (1997), asignan unos 1250 metros de espesor para esta formación indicando que está constituida por esquistos, diabasas y cuarcitas. La Formación Duda (Figura 2) corresponde a areniscas calcáreas y lodolitas de origen turbidítico, con espesores actuales de 200 y 300 metros (Reyes et al., 1997). Suprayacendo la Formación Duda se encuentra el Grupo Güejar, Harrington y Kay (1951) en Bürgl (1961) indican que la edad Cámbrico medio-Ordovícico Medio está relacionada con las rocas que lo conforman, las cuales son descritas por Trumphy (1944) como arcillas pizarrosas oscuras poco propilitizadas o pizarras intercaladas con areniscas cuarcíticas y *greywackes*.

Durante el Mesozoico inferior se desarrolla un *rift* por tectónica extensiva (Mora et al., 1998) que genera para el Triásico y Jurásico una tendencia Norte-Sur en el sistema de los graben y *horts* la cual también ha sido evidenciada en la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Montenegro y Barragán, 2011).

- Megasecuencia cretácica

Reyes et al. (1997) indican que se encuentran sedimentos principalmente del Cretácico hacia el margen Occidental de la cuenca Yarí-Caguán (cerca al Macizo de Garzón) donde la Formación Caballos (con edad Cenomaniano según ICP, 2014) es depositada dentro de un ciclo transgresivo. Esta Formación está constituida por capas medias a gruesas de areniscas subarcósicas, areniscas cuarzosas de grano grueso a fino, lodolitas grises intercaladas con areniscas finas, areniscas calcáreas y calizas (Rodríguez et al., 2003a). También presenta

conglomerados intercalados con areniscas de grano fino y lodolitas (Ecopetrol-ICP, 1997?, en Montenegro y Barragán, 2011). Para Montenegro y Barragán (2011) la Formación Caballos registra el primer pulso de levantamiento de la Cordillera Central. Posteriormente se encuentra la Formación Macarena (Campaniano, según Reyes et al., 1997), la cual es dividida en dos miembros, Macarena inferior y Macarena superior, la Formación Macarena inferior se deposita en una llanura aluvial a costera y corresponde a depósitos de areniscas cuarzosas amarillas de grano muy fino a fino con clastos angulares a subangulares localmente conglomeráticas, presenta también niveles arcillosos fósiles de color gris a negro con ocasional presencia de niveles de carbón (Montenegro y Barragán, 2011). El miembro superior de la Formación Macarena se deposita en un ambiente litoral localmente aluvial a nerítico interno (Reyes et al., 1997) y está constituida por areniscas cuarzosas amarillas con clastos angulares a subangulares con mediana a pobre selección, fragmentos carbonosos y arcillolitas grises (Montenegro y Barragán, 2011).

- Megasecuencia cenozoica

Montenegro y Barragán (2011) indican que esta megasecuencia es controlada por la consolidación de procesos orogénicos que contribuyeron a dos etapas de levantamiento de la Cordillera Central identificadas para el Eoceno y Mioceno y que produjeron la flexura en el cratón permitiendo la acumulación de sedimentos. Hacia la base de esta megasecuencia es posible ubicar la Formación Neme, Reyes et al. (1997) apoyados en Van der Hammen y Paba (1959), indican que es de edad Paleoceno, agregan además que está compuesta por areniscas y conglomerados cuarzosos con clastos líticos ígneos y metamórficos asociados a una reactivación del paleoalto de Florencia ocurrida después de la inundación del Cretácico. Rodríguez et al. (2009b) usan de manera informal el nombre de "Formación Neme" para designar unas cuarzoareniscas blancas de grano grueso a medio, subangulares, bien seleccionadas y con buena porosidad.

Suprayacendo la Formación Neme se encuentra la Formación Rumiayaco, la cual según Reyes et al. (1997) corresponde a edad Paleoceno y está asociada a ambientes lacustres con influencia marina que se ubicaron hacia la parte del paleoalto de Florencia durante una ampliación marina de la Cuenca del Putumayo. Núñez (2003) indica que la Formación Rumiayaco está constituida por una sucesión de arcillolitas de color rojo y gris, con diversas tonalidades en la que se intercalan delgadas capas de conglomerados finos, areniscas cuarzosas, líticas y sublíticas. En muchos casos se considera a la Formación Neme como el miembro inferior de la Formación Rumiayaco.

Hacia los flancos del paleo-alto de Florencia, se encuentran sedimentos de la Formación Pepino (Montenegro y Barragán, 2011) (según Reyes et al., 1997, esta Formación es equivalente en edad a la Formación Mirador), la cual es depositada dentro de un ambiente fluvial/aluvial con depósitos conglomeráticos (Gonçalves et al., 2002), sin embargo Montenegro y Barragán (2011) indican que es depositada en un ambiente litoral interno con influencia local aluvial y que está constituida por areniscas conglomeráticas blancas grisáceas de grano fino a medio, con moderada selección y presencia de líticos. Mencionan además que localmente contiene lodolitas gris verdosas intercaladas con niveles de areniscas cuarzosas de granos subangulares a angulares, con moderada a pobre selección, presencia de fragmentos de carbón y arcillolitas grises localmente fósiles. Las áreas de aporte para esta edad estarían relacionadas con el escudo de Guyana hacia el Oriente y las áreas levantadas hacia el Oeste correspondientes a la actual Cordillera Central (Montenegro y Barragán, 2011).

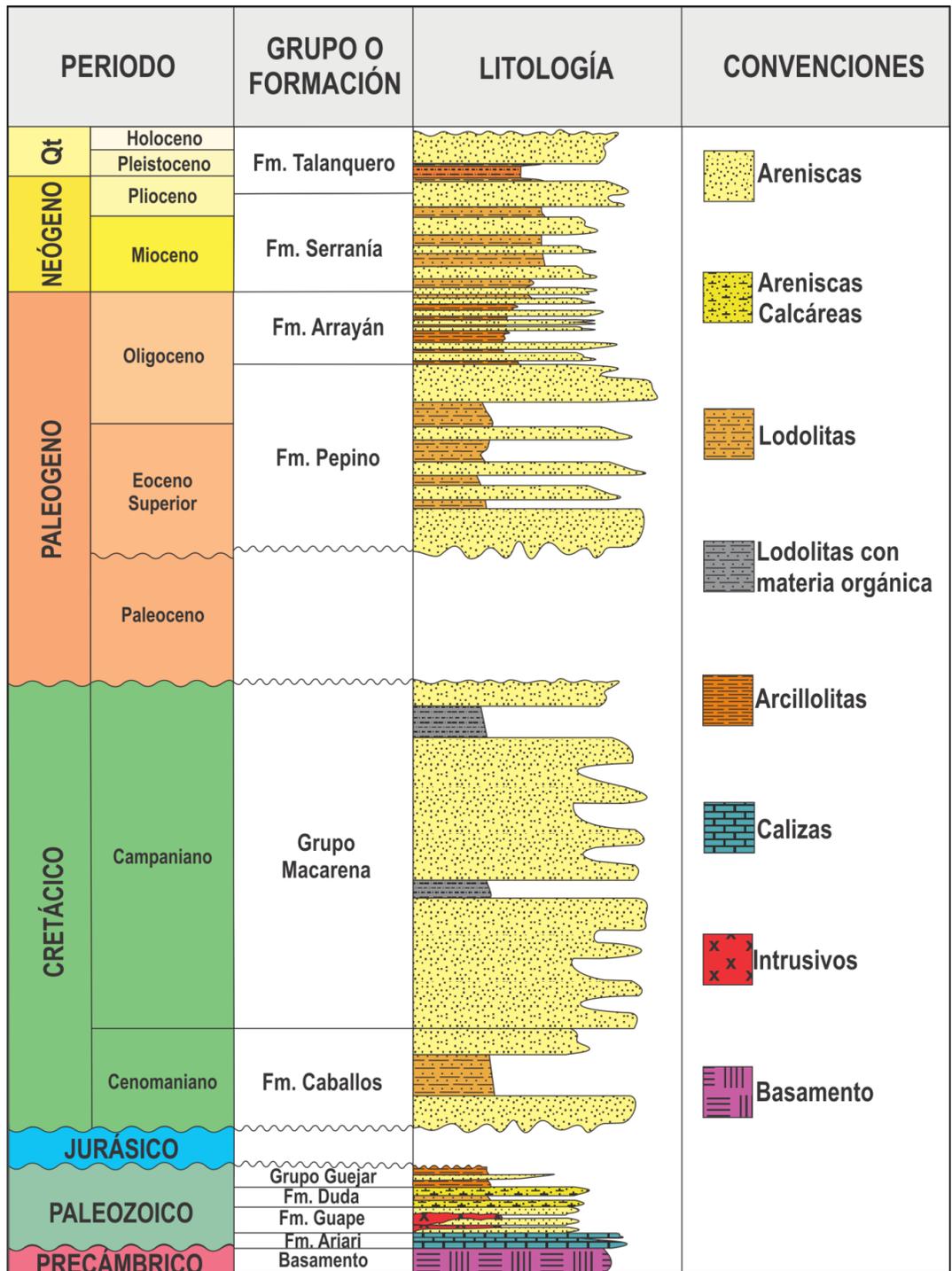
Durante el Oligoceno y dentro de un ambiente costero a marino somero se deposita la Formación Orteguzza (Sur de la cuenca, la Formación es más conocida en la Cuenca del Putumayo), constituida por arcillolitas y limolitas rojo violáceo y verde, intercaladas con algunos niveles de areniscas arcillosas (Reyes et al., 1997). Rodríguez et al. (2009b) señalan que esta formación está compuesta

por arcillolitas grises claras a oscuras, moteadas, con laminación fina planoparalela y con aisladas interposiciones de capas delgadas a gruesas de areniscas de grano fino a medio. Posteriormente, bajo un ambiente de llanura aluvial a transicional y con locales incursiones marinas, se deposita la Formación Arrayán (Figura 2) conocida como Grupo San Fernando hacia la Serranía de la Macarena (Montenegro y Barragán, 2011) y Formación Orito-Belén hacia el Sur de la Cuenca Yará-Caguán (también en la Cuenca Putumayo), con una edad asignada de Mioceno inferior a medio (Reyes et al., 1997). Está compuesta por rocas lutíticas grises a rojas con niveles de arenisca de grano fino, presencia de carbón y niveles fosilíferos de gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos según Reyes et al. (1997). La Formación Arrayán de la Cuenca Yará-Caguán es asociada temporalmente por Reyes et al. (1997) con las Formaciones Orteguzza y Orito-Belén (inferior y superior respectivamente) de la Cuenca del Putumayo, por otro lado Rodríguez et al. (2009b) agrupan las Formaciones Orteguzza y Orito-Belén como Grupo Orito.

Suprayacendo la Formación Arrayán se encuentra la Formación Serranía con espesores de 45 metros a 100 metros (Reyes et al., 1997), la cual está compuesta por areniscas cuarzosas rojizas de grano fino a medio intercaladas por niveles de limolitas y arcillolitas (Montenegro y Barragán, 2011).

Finalmente se deposita la Formación Talanquero bajo un ambiente aluvial (abanicos aluviales) (Reyes et al., 1997), compuesta por una alternancia de areniscas, arcillas y niveles finos de conglomerados generalmente con alto contenido de tobas, que en conjunto muestran un color rojizo (GEOTEC, 1972 en Reyes et al., 1997).

Figura 2. Columna generalizada de la Cuenca Yarí-Caguán.



Las lodolitas con materia orgánica hacen referencia a rocas con potencial generador de hidrocarburos.

Fuente: Modificado de Rodríguez et al., 2009a.

2.2.2 Cuenca Valle Superior del Magdalena (evolución de cuenca y estratigrafía) La Cuenca del Valle Superior del Magdalena es una depresión (cuenca intermontana) elongada limitada por la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, donde se han descubierto importantes campos petrolíferos y la actividad exploratoria ha sido importante (Benavente y Burrus, 1988). La cuenca presenta dos subcuencas principales llamadas Neiva y Girardot localizadas hacia el Sur y hacia el Norte respectivamente, separadas igualmente por dos altos precretácicos conocidos como altos de Natagaima y Pata según lo indica Benavente y Burrus (1988).

Benavente y Burrus (1988) afirman que la Cuenca del Valle Superior del Magdalena es dominada por una complejidad estructural que involucra fallas inversas desde el basamento y a lo largo del eje de la cuenca. Schamel (1991) menciona que la corteza continental que infrayace la cuenca corresponde al escudo de Guyana (de edad Proterozoico según el mismo autor) y ha sido afectada por eventos termales, estructurales y plutónicos, señala además que para el Mesozoico la cuenca presentaba un *rift* con tendencia (geométrica) Noreste. Villamil (1999) detalla que las fallas del flanco occidental de la Cordillera Oriental formaron parte de una fase extensional desde el Jurásico al Aptiano.

Durante el Triásico y Jurásico se depositan la Formación Luisa constituida por areniscas rojizas, la Formación Payandé representada por calizas micríticas color gris oscuro y masivas, la Formación Saldaña conformada por dos miembros, el primero por areniscas tobáceas sucias de tonos rojizos, areniscas feldespáticas, lodolitas rojizas, limolitas grises, calizas con bioclastos y conglomerados con cantos de caliza y limolita, el segundo miembro conformado por aglomerados, flujos de lava andesíticos y tobas líticas (Velandia et al., 2001a).

Durante el Cretácico Inferior, ocurre una transgresión marina hacia el Este de la Cordillera Central, permitiendo el depósito de las formaciones Yaví, Caballos y

Villeta (Benavente y Burrus, 1988). Según Velandia et al. (2001a), la Formación Yaví presenta conglomerados polimícticos con intercalación de areniscas sucias y arcillolitas hacia su parte inferior, hacia la parte superior presenta capas de areniscas líticas y arcóscicas de grano fino a medio. La Formación Caballos está constituida hacia la parte inferior por areniscas líticas, cuarzosas

y cuarzofeldespáticas de grano fino a grueso con algunas intercalaciones de lodolitas carbonosas, la parte media de ésta formación presenta capas gruesas de lodolitas negras fosilíferas intercaladas con capas delgadas de calizas micríticas y láminas de carbón, en el segmento superior se encuentran areniscas de grano grueso a conglomeráticas (Velandia et al., 2001a). Seguidamente se encuentra el Grupo Villeta (Formación Villeta; Figura 3) el cual alberga tres unidades, la unidad de Calizas de Tetuán representada por una sucesión de lodolitas calcáreas laminadas, la unidad calcárea *Shale* de Bambuca que expone una secuencia de arcillolitas y lodolitas calcáreas, finalmente la unidad La Luna constituida hacia su parte inferior por calizas arenosas con lutitas y *shale* seguidas por una sucesión de *shale* negro a gris, hacia la parte superior la unidad presenta lutitas y *shales* con nódulos calcáreos que alternan bancos de areniscas y algunas capas de chert hacia el tope (Blanco, 2000). Gil (2007) reporta láminas ricas en partículas fosfáticas paralelas a la estratificación de las lodolitas y arcillolitas de la unidad Bambuca. Posteriormente se ubica el Grupo Olini, donde hacia la parte inferior presenta capas de chert negro y gris intercaladas con capas de calizas arenosas, limolitas blancas, areniscas fosfáticas y lodolitas silíceas (Velandia et al., 2001a). La parte media presenta cuarzoareniscas de grano fino a medio intercaladas con lodolitas pardas y la parte superior contiene chert gris a pardo claro, intercalados con areniscas fosfáticas con abundantes moldes de foraminíferos y fragmentos fósiles de peces, localmente presenta areniscas calcáreas con concreciones hacia el tope (Velandia et al., 2001a).

Durante el Cretácico Superior, el levantamiento de la Cordillera Central condujo a una regresión marina depositándose la Formación Guadalupe (Formación Monserrate; Figura 3) (Benavente y Burrus, 1988). Al parecer Schamel (1991) correlaciona la Formación Guadalupe con la Formación Monserrate, para esta última Jiménez (2008) indica que está compuesta por cuarzoareniscas de grano fino a medio con restos fósiles, donde hacia la base presenta niveles de lodolitas a areniscas de grano muy fino y en algunas zonas presenta niveles delgados de calizas dentro de las areniscas. Benavente y Burrus (1988) afirman que finalizando el ciclo del Cretácico, se deposita la Formación Guaduas durante el Paleoceno (Maastrichtiano-Paleoceno para algunos autores como lo indica la Figura 3), Velandia et al. (2001a) correlacionan la Formación Guaduas con la Formación Guaduala indicando que está constituida por arcillolitas limosas generalmente rojizas y verdosas. Jiménez (2008) indica que la Formación Guaduala (Figura 3) presenta características distintas hacia su base y hacia el tope, la parte inferior la describe con niveles lodosos rojizos-violeta y moteados haciendo referencia a esta como a la Formación San Francisco (Figura 3), la parte superior la describe con areniscas líticas intercaladas con lodolitas rojizas y grises indicando que se trata de la Formación Teruel (Figura 3). Las Formaciones Guaduala, San Francisco y Teruel son tratadas en el literal 4.2.1 para efectos de resultados del presente estudio.

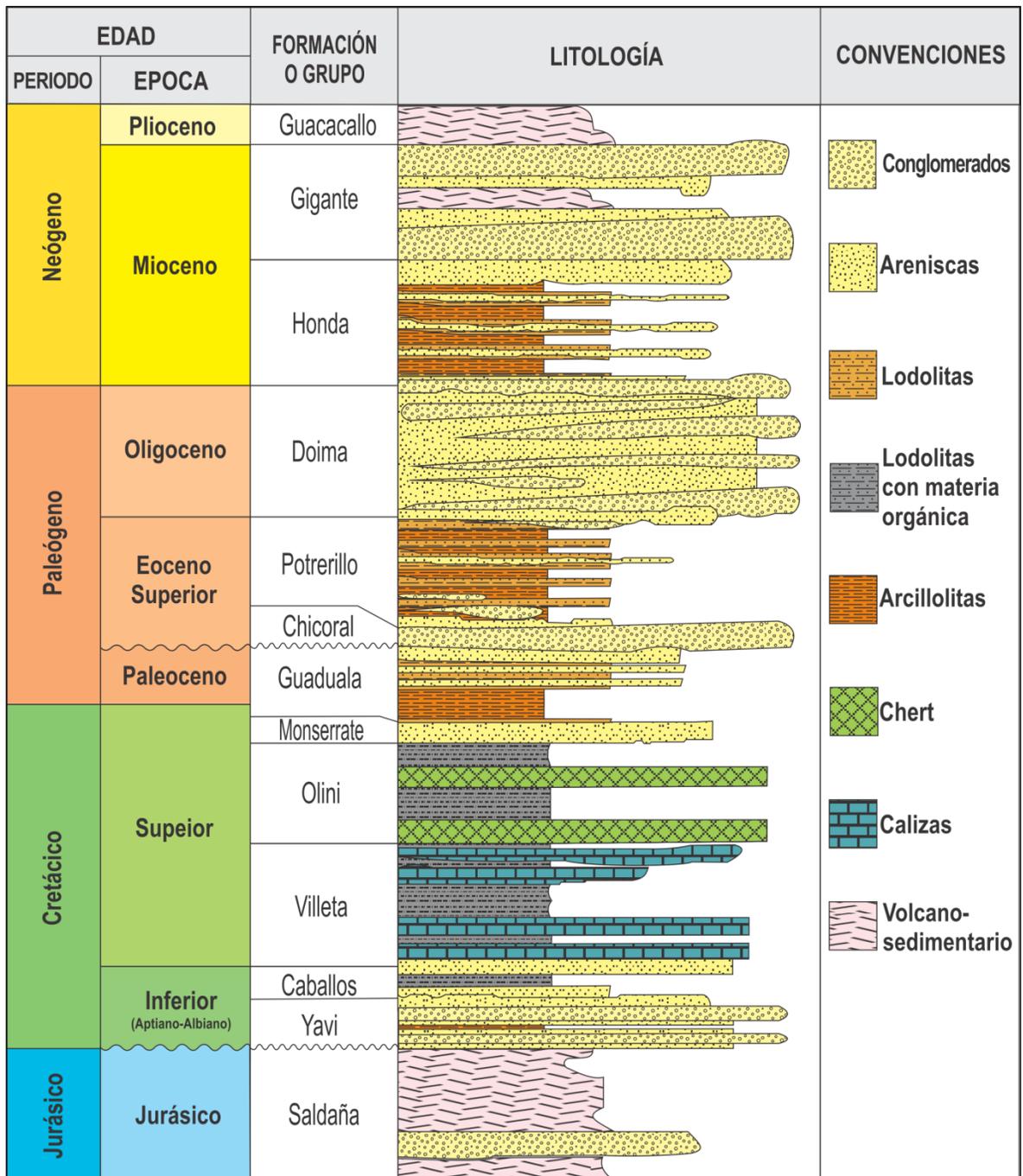
A lo largo del Valle Superior del Magdalena las unidades presentan diversos nombres, por esta razón Velandia et al. (2001a) correlaciona las diferentes unidades mencionadas por varios autores para el Cretácico (Figura 3) y para el Cenozoico (Figura 4). En el literal 4.2.1 se explica la nomenclatura litoestratigráfica adoptada dentro de la metodología y resultados de este trabajo.

Durante el Eoceno inferior la Cordillera Central continuó levantándose exponiendo las formaciones antes mencionadas, provocando un hiato para el registro del Eoceno inferior y medio (Benavente y Burrus, 1988). Los depósitos del Eoceno

superior están caracterizados por incluir material molásico proveniente de la ya elevada Cordillera Central, la distribución de las unidades depositadas es discontinua cambiando de facies rápidamente (haciéndose más finas) hacia el este de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Villamil, 1999). La sedimentación posterior (Paleógeno y Neógeno) se resume en depósitos fluviales y de abanicos fluviales (Benavente y Burrus, 1988). Velandia et al. (2001a) indican que suprayacendo la Formación Seca (Formación Guaduala; Figura 3), se encuentra el Grupo Chicoral el cual se divide de su parte inferior a superior en las Formaciones Palermo, Baché y Tesalia. Las Formaciones Palermo la conforman conglomerados polimícticos en capas gruesas a muy gruesas con formas lenticulares y acuñadas, intercaladas por areniscas cuarzosas amarillentas y por capas de arcillolitas y lodolitas muy delgadas, la Formación Baché está constituida por arcillolitas y lodolitas rojizas, grises y verdosas con algunas capas de conglomerados y areniscas líticas y cuarzosas, finalmente la Formación Tesalia contiene conglomerados polimícticos intercalados por areniscas cuarzosas, arcillolitas y lodolitas similares a las descritas para la Formación Palermo (Velandia et al. 2001a). Suprayacendo se encuentra la Formación Potrerillo (Figura 5) caracterizada por intercalaciones de arcillolitas, areniscas y lodolitas rojizas, verdosas y violáceas, con algunas capas lenticulares de conglomerados hacia la base según lo indicado por Velandia et al. (2001a). Suprayacendo la Formación Potrerillo se encuentra la Formación Doima representada por conglomerados masivos polimícticos compuestos por guijos de chert negro, cuarzo, areniscas y líticas ígneos y metamórficos, en matriz arcillosa-limosa intercalados con capas delgadas de limolitas y areniscas (Velandia et al. 2001a). El Mioceno corresponde al periodo de tiempo que contó con el mayor y el más rápido levantamiento del relieve en Colombia favoreciendo la deposición (“depositación”) de unidades molásicas en la base de los flancos de las Cordilleras Oriental y Central, también marca el inicio de la actividad volcánica en la Cordillera Central (Villamil, 1999). Durante el Mioceno inferior y bajo ambientes lacustres y de llanura aluvial, se deposita la Formación Barzalosa compuesta por

lodos y algunas areniscas, presentando además un nivel de conglomerados lodo-soportado de setenta centímetros hacia la base, el contacto con la Formación Doima infrayacente, es discordante (Ramón et al., 2001).

Figura 5. Columna generalizada de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena.



*Las lodolitas con materia orgánica hacen referencia a rocas con potencial generador de hidrocarburos.

Fuente: Modificado de Jaramillo y Yepes, 1994.

El Grupo Honda (Figura 5) presenta capas de arcillolitas de color rojo, verde y morado, con moteado de color blanco, varían lateralmente a limolitas con cuarzoareniscas y litoareniscas de grano medio a grueso (Velandia et al. 2001a). Adicionalmente Jiménez (2008, quien usa el sentido de Formación para estas rocas) reporta gran cantidad de material volcánico para la Formación (Grupo) Honda. Suprayacendo estas rocas se encuentra la Formación Gigante donde Rodríguez et al. (2003a) especifican que está constituida por conglomerados intercalados con areniscas, arcillolitas y limolitas hacia su base, acompañados de fragmentos de la Formación Saldaña y del Complejo Garzón (ver literal 2.2.3), hacia su parte media presenta una secuencia volcanoclástica con capas medias a muy gruesas de tobas, tobas de cristales, tobas pumíticas, areniscas tobáceas, conglomerados pumíticos, arcillolitas y areniscas líticas con material volcánico, la parte superior está compuesta por conglomerados intercalados por areniscas de grano fino a ligeramente conglomeráticas. Finalmente y de manera general, se encuentra la Formación Guacacallo (Figura 5) la cual según Velandia et al. (2001a), está constituida por flujos piroclásticos porosos y permeables pero bien consolidados de colores gris, blanco y rosado.

De acuerdo con Benavente y Burrus (1988), la deformación orogénica condujo a un acortamiento cortical del 20% e involucró para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Cretácico-Neógeno) las siguientes características: 1. Pulsos compresivos intermitentes entre el Eoceno superior y el Plioceno. 2. Una orientación Noreste de la cuenca causada por fuerzas compresivas casi Este-Oeste. 3. Un continuo depósito de sedimentos del Paleógeno y Neógeno. 4. Formación de pliegues orientados paralela o subparalelamente con el fallamiento inverso.

2.2.3 Macizo de Garzón El Macizo de Garzón es una culminación estructural alargada con dirección Noreste-Suroeste perteneciente a la Cordillera Oriental. Según Kroonenberg (1982) es un bloque levantado entre rocas fanerozoicas y

representa el afloramiento más extenso de rocas del Precámbrico de la parte andina de Colombia. Jacobs et al. (1961) lo relacionan petrológicamente con el escudo de Guyana y es considerado como un *horst* precámbrico por Radelli (1962) quien se basó en observaciones del mapa geológico de Colombia de 1944.

Kroonenberg (1982) divide las rocas precámbricas del Macizo de Garzón en dos grupos que son el Grupo Garzón, constituido por rocas bandeadas de alto grado de metamorfismo (facies granulita y anfibolita) predominantemente cuarzofeldespáticas con intercalaciones máficas, ultramáficas, pelíticas y calcáreas, y en un segundo grupo representado por los Granitos de Guapotón y Mancagua que son cuerpos graníticos con textura *augengneis* considerados como intrusiones sintectónicas, cortados igualmente por pegmatitas con magnetita o biotita y diques lamprófidos de la misma edad Precámbrico y por granitos del Jurásico. Rodríguez et al. (2003a) proponen cambiar el nombre de Grupo Garzón por Complejo Garzón, para el cual Ingeominas y Geoestudios (2001) en Jiménez-Mejía et al. (2006) señalan que el Complejo Garzón ha sido informalmente subdividido en Granulitas de Vergel y Migmatitas Las Margaritas. Las Granulitas de Vergel están representadas principalmente por charnoquita, charnoenderbita, enderbita, granulitas máficas y gneises cuarzofeldespáticos, las Migmatitas Las Margaritas están compuestas por rocas sedimentarias y diques máficos afectados por eventos de migmatización (Jiménez-Mejía et al., 2006). El Complejo Garzón se ubica al Oeste del Macizo de Garzón y los gneises de Guapotón-Mancagua predominan al Este del mismo (Jiménez-Mejía et al., 2006). Kroonenberg (1985) asemeja las características de alto grado de metamorfismo (Facies Granulita) del Macizo de Garzón con las de la Sierra Nevada de Santa Marta, de tal modo que hace referencia a estos dos sectores como al Cinturón Granulítico Garzón-Santa Marta producto del margen activo del escudo de Guyana desde hace 1200 Ma aproximadamente. Kroonenberg (1985) también indica que el origen de los dos macizos parece ser metasedimentario y corresponden a una faja de acrecentamiento continental asociada a la Orogenia Nickeriense.

Jiménez-Mejía et al. (2006) indican que el metamorfismo del Macizo de Garzón alcanzó la facies anfibolita-granulita y estaría relacionado con un proceso de subducción a lo largo del margen continental que junto con el desarrollo de un arco magmático conllevaría a los protolitos del gneis de Guapotón-Mancagua hace unos 1130 Ma. Jiménez-Mejía et al. (2006) también relacionan las Migmatitas Las Margaritas con este metamorfismo regional señalando que se habría dado a altas temperaturas y presiones intermedias alrededor de unos 1034 Ma. El proceso de subducción condujo al cierre del océano existente y se dió una colisión continental alrededor de 1000 Ma, posteriormente la exhumación y enfriamiento del orógeno se habría dado hace 967 Ma (Jiménez-Mejía et al., 2006).

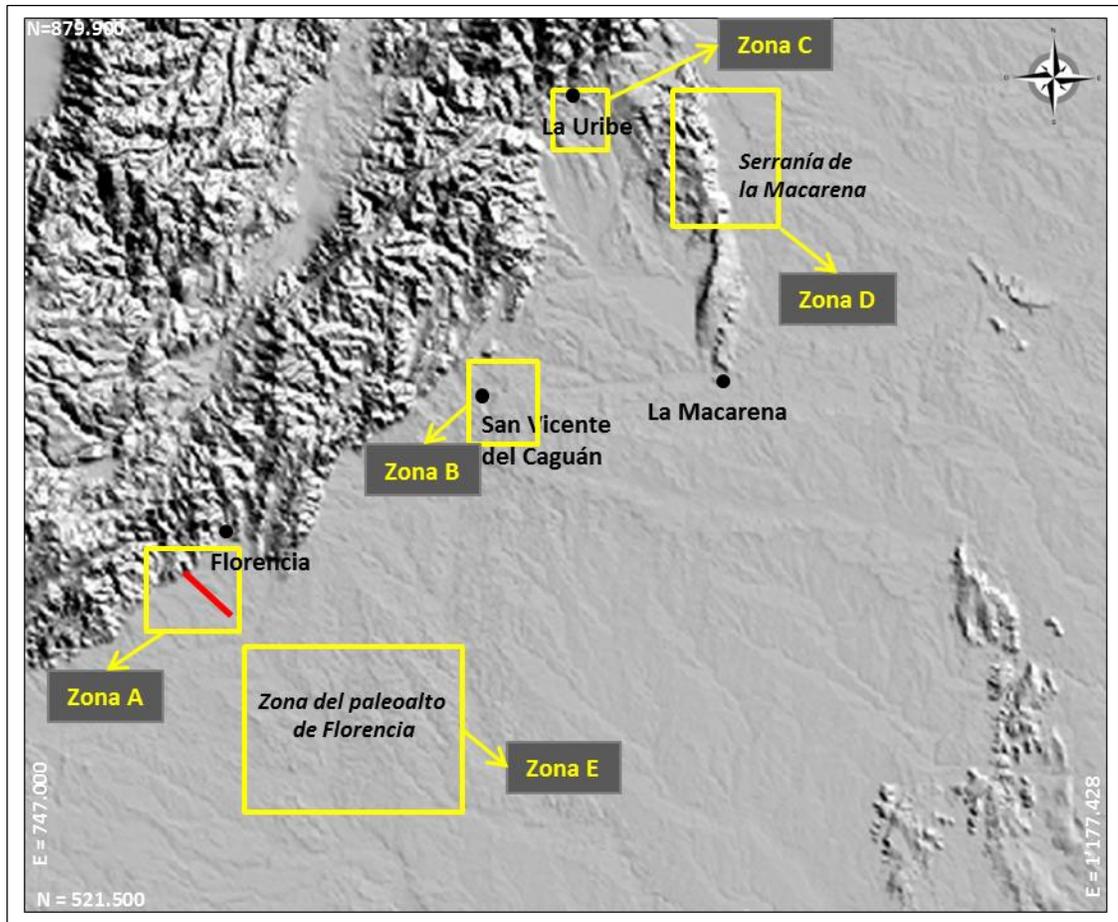
3. ANTECEDENTES

A continuación se abordan algunos de los trabajos realizados en el área de interés y relacionados con el presente estudio.

3.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA YARÍ-CAGUÁN

Debido a la variabilidad de las características estructurales en los distintos sitios de la cuenca Yarí-Caguán, Reyes et al. (1997) realizaron un análisis estructural para cinco zonas (Figura 6) las cuales son: el piedemonte de la Cordillera Oriental en alrededores de Florencia (zona A), el piedemonte de la Cordillera Oriental en alrededores de San Vicente del Caguán (zona B), el piedemonte de la Cordillera Oriental en alrededores de La Uribe (zona C), la zona de la Serranía de la Macarena (zona D) y el paleoalto de Florencia (zona E).

Figura 6. Mapa de localización de zonas de la Cuenca Yarí-Caguán estudiadas anteriormente.

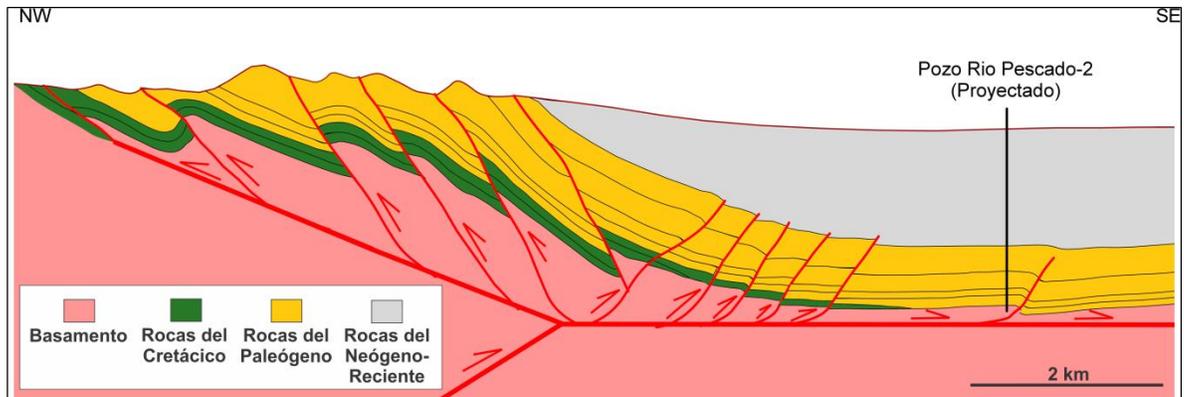


*La línea roja indica la sección correspondiente a la Figura 7.
Fuente: Modificado de Reyes et al., 1997; Ecopetrol, 2013.

3.1.1 Piedemonte de la Cordillera Oriental en alrededores de Florencia (Zona A)

A) En esta zona del piedemonte de la Cordillera Oriental se presentan relevos de fallas inversas con disipación de acortamiento las cuales exponen un abanico imbricado de fallas con vergencia hacia el Oeste, generando sucesivas repeticiones en superficie especialmente de la Formación Pepino (Figura 7) (Reyes et al.,1997).

Figura 7. Modelo estructural del piedemonte de la Cordillera Oriental en los alrededores de Florencia.



*La imagen muestra un sistema de cabalgamientos con vergencia hacia el Oeste sobre despegues del basamento.

Fuente: Modificado de Reyes et al., 1997.

La intensidad de la deformación en la sección de la Figura 7 junto con los desplazamientos de cabalgamiento disminuyen hacia el foreland, es decir hacia el Este de la Cuenca Yará-Caguán (Reyes et al., 1997).

Al Suroeste de la zona A (Figura 6), Rodríguez et al. (2009b) ubican un sistema de fallas cabalgantes a la altura de la población de Belén de los Andaquíes (Figura 8), con vergencia al Noroeste y orientación N50°E que levanta cuñas de basamento confrontándolas contra unidades sedimentarias del área (formaciones Caballos, Villeta, Rumiayaco y Pepino), indican también que es posible encontrar pliegues asimétricos con flancos de alto ángulo en dirección NW y de bajo ángulo en dirección SE desarrollados en algunos de los bloques cabalgantes. Rodríguez et al. (2009b) presumen que este sistema de fallas corresponde a retrocabalgamientos asociados a una estructura profunda con vergencia al Sureste aflorando al Este del sistema mencionado.

Cabe mencionar que en el presente trabajo se propone para esta misma zona del piedemonte de la Cordillera Oriental un modelo estructural asociado a fallas

profundas con vergencia al Este y no incluye fallas retrocabalgantes debido a la cartografía de Estévez (2014) escogida para trabajar este sector.

3.1.2 Piedemonte de la Cordillera Oriental en los alrededores de San Vicente del Caguán (Zona B) La configuración estructural para esta área muestra un conjunto de fallas imbricadas escalonadas (en *echelon*) con orientación NE-SW y vergencia hacia el Este. Las escamas de cabalgamiento involucran basamento y fallas de alto ángulo, definiendo anticlinales asimétricos que han sido objetivos exploratorios en el área como las estructuras de los pozos Payara-1 y Piraña-1 (Reyes et al., 1997).

3.1.3 Piedemonte de la Cordillera Oriental en el Sector de La Uribe (Zona C) Este sector presenta fallas inversas con vergencia principalmente al Este y pequeños retrocabalgamientos (*backthrust*) con vergencia al Oeste. Presenta pliegues anticlinales amplios asociados a este fallamiento que corresponden a un modelo de deformación de pliegue por propagación de falla (*fault-propagation fold*), con despegues desarrollados en el basamento y en la interfase sedimentaria Paleozoico - basamento cristalino (Reyes et al., 1997).

3.1.4 Serranía de la Macarena (Zona D) Para el borde Oriental de esta zona se sostiene la hipótesis de un fallamiento inverso (Buchelli, 1997?, en Reyes et al., 1997), requiriendo confirmación con estudios detallados de campo y sensores remotos (Reyes et al., 1997).

3.1.5 Paleotallo de Florencia (Zona E) El paleotallo de Florencia está caracterizado por una extensa plataforma peneplanizada con rumbo aproximado NW-SE y con buzamiento bajo hacia el Suroeste, presenta fallas normales de poco desplazamiento con dirección aproximada N-S que influyen o afectan el basamento y la parte inferior de la secuencia sedimentaria (Reyes et al., 1997).

Hacia su borde Occidental muestra *onlap* con dirección Oeste-Este en la secuencia del Paleozoico, Cretácico y Paleoceno, manifestándose como zona positiva al menos hasta el Eoceno inferior cuando fue cubierto por sedimentos del Neógeno (Reyes et al., 1997).

Herrera y Díaz (2015) manifiestan que se presenta acuñaamiento de la Formación Rumiyaco al Noreste y Este del alto (paleoalto de Reyes et al., 1997) de Florencia, indican que lo mismo sucede con las formaciones Caballos y Villeta al Norte de la localidad de Florencia donde al Sur de la misma, estas formaciones presentan mayor espesor.

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA

Mojica y Franco (1990) mencionan que el piedemonte Oriental de la Cordillera Central, ubicado al Oeste de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, está caracterizado por presentar una cadena plegada cabalgante que puede subdividirse en dos sistemas, el Sistema de Chusma en la Subcuenca de Neiva y el de Girardot en la Subcuenca de Girardot (Figura 8) donde al Norte está limitado por la Falla de Ibagué.

Hacia el Oriente de la cuenca y hacia el piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental, se encuentra una cadena plegada cabalgante con vergencia al Oeste de edad Mioceno a Plioceno, constituida por los sistemas de fallas de Garzón-Suaza y del Magdalena (Mojica y Franco, 1990). La trayectoria de las fallas inversas de estos sistemas se propagan comúnmente en forma escalonada, con peldaños pequeños bastante inclinados a través del basamento pre-cretácico pasando a planos casi horizontales en los intervalos estratigráficos incompetentes generalmente de la Formación Guaduas y el Grupo Villeta (Mojica y Franco,

1990). Estas fallas inversas tienen su raíz en el basamento y presentan un par asimétrico anticlinal-sinclinal frontal, generalmente el sinclinal frontal se encuentra modificado por abanicos imbricados que llegan a formar fallas ciegas y conforman fajas de corrimiento o escamas delgadas, estas fajas de corrimiento son encontradas con mayor frecuencia en la Subcuenca de Neiva (Mojica y Franco, 1990).

Otras características estructurales importantes de la cuenca son: fallas de retrocabalgamiento (*backthrust*) que están asociadas a las grandes estructuras cabalgantes, los grandes anticlinales nucleados por basamento y la Falla de Ibagué como falla de rumbo (Mojica y Franco, 1990).

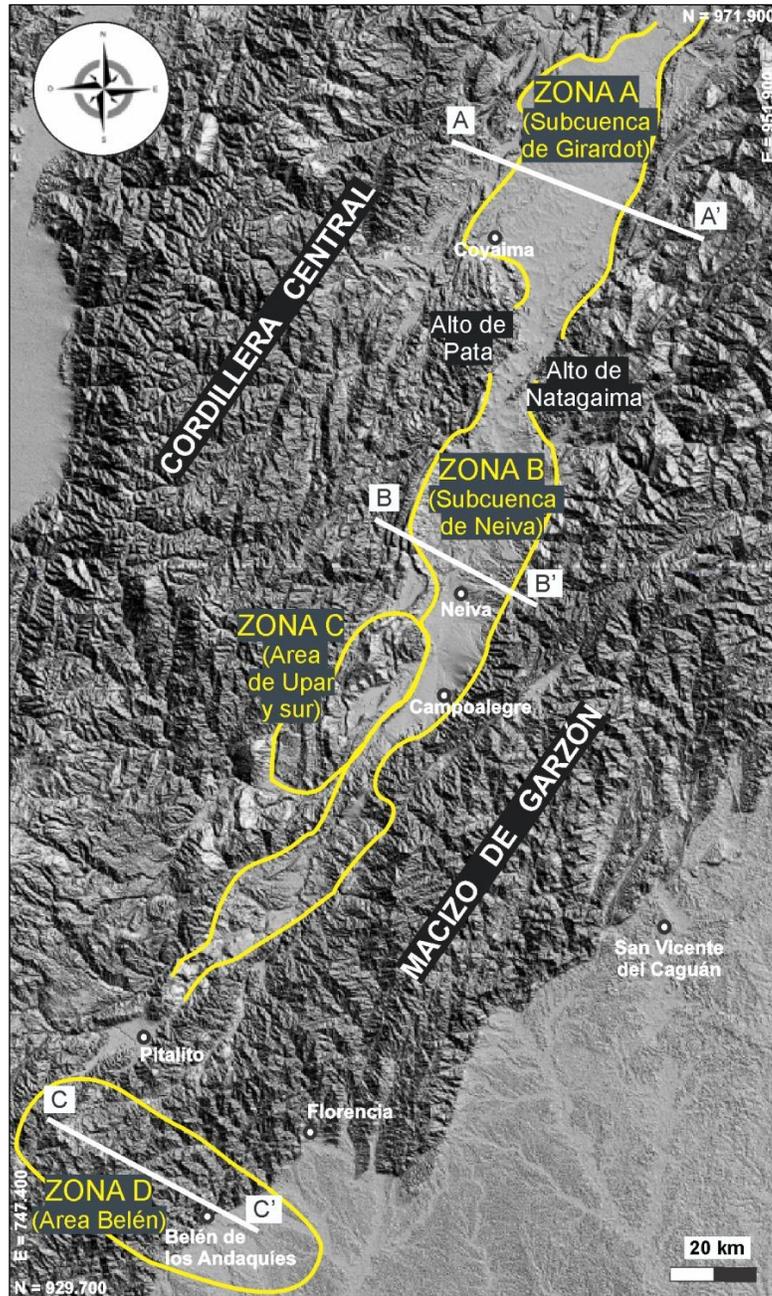
A continuación se describen algunas características estructurales de cuatro zonas distintas (Figura 8) de las cuales tres están a lo largo de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena y son: la Subcuenca de Girardot (zona A), la Subcuenca de Neiva (zona B) y el área de Upar (zona C). La cuarta zona es llamada aquí como zona Belén (zona D) y está ubicada al Sur de la Subcuenca de Neiva.

3.2.1 Subcuenca de Girardot (Zona A) Según Schamel (1991), la Subcuenca de Girardot se desarrolla durante el Mioceno a partir de la erosión de la parte superior del arco (alto) de Pata (Figuras 8 y 9). Ramon y Rosero (2006) indican que el alto de Natagaima está relacionado en parte con la vergencia Oeste de los cabalgamientos de la Cordillera Oriental. Estos mismos autores (Ramon y Rosero, 2006) dividen la Subcuenca de Girardot en 4 subzonas: 1. la parte Occidental la cual está caracterizada por sinclinales escalonados (en *echelon*), muchos de los cuales están orientados NS a NE y algunos exponen rocas del Cretácico a lo largo de sus márgenes, 2. la parte Central-Sur que está caracterizada por un basamento poco profundo y un delgado espesor de la Formación Honda, 3. la parte Central-Norte que presenta un espesor considerable de rocas del Terciario y 4. el margen Oriental que incluye un delgado espesor del Terciario con escamas del Cretácico

estructuralmente complejas. Schamel (1991) menciona que de manera general el margen Oriental de la Subcuenca de Girardot se caracteriza por presentar anchos sinclinales asimétricos y anticlinales donde sus núcleos están compuestos por basamento (Figura 9).

Amézquita y Montes (1994) reportan que al Oeste de la subcuenca se encuentran pliegues por flexión de falla y pliegues por propagación de falla a los que se les puede observar formas paralelas armónicas en *chevron* y formas paralelas armónicas de flancos planos y crestas curvas. Ellos describen dos cinturones de cabalgamiento al Occidente de la subcuenca, el más Occidental presenta vergencia al Sureste con estilo estructural de "piel gruesa", el segundo cinturón al Este, presenta vergencia y transporte tectónico en sentido Noroeste con un estilo estructural de "piel delgada" (con 49% de acortamiento total) que presenta despegues en intervalos lodolíticos de la Formación El Ocal (infrayacente a la Formación Caballos en la Figura 3), la base de la Formación Villeta, rocas del Grupo Olini y rocas de la base del grupo Gualanday. Amézquita y Montes (1994) también indican que tres episodios tectónicos afectaron esta zona los cuales son: una deformación anterior y simultánea con la acumulación del Grupo Gualanday, un segundo episodio representado por cabalgamientos posteriores a la acumulación de la Formación Doima, y el tercero posterior a la deposición ("depositación") de la Formación Honda que corresponde a la reactivación y rotación de estructuras de los dos cinturones de cabalgamiento.

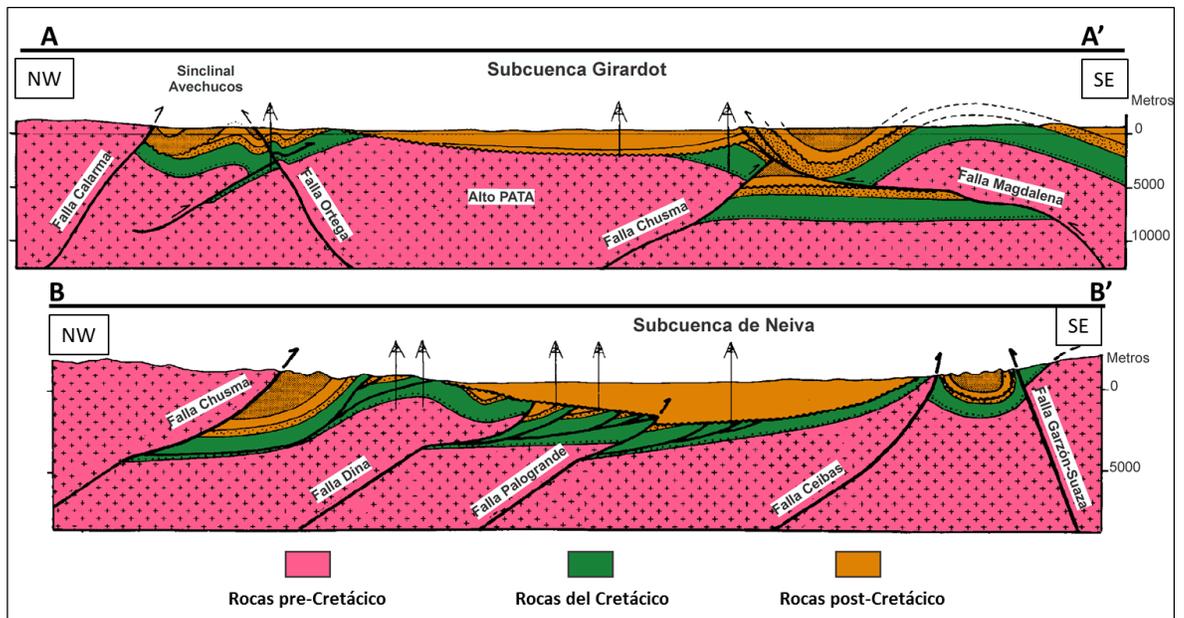
Figura 8. Localización de las subcuencas de Neiva y Girardot.



* Las subcuencas indicadas conforman la Cuenca del Valle Superior del Magdalena.

Fuente: Modelo digital de elevación (DEM) modificado de Jarvis et al., 2008.

Figura 9. Características estructurales de las subcuencas de Girardot y Neiva.



* Los cortes pueden ser ubicados en la Figura 8.
Fuente: Modificado de Schamel, 1991.

3.2.2 Subcuenca de Neiva (Zona B) Schamel (1991) señala que la Falla Chusma limita la Subcuenca de Neiva al Oeste (Figura 9) y ubica en su bloque colgante el arco (alto) de Pata por medio de un pliegue por flexión de falla. Jiménez et al. (2012) describen la Falla de Chusma como una falla inversa de alto ángulo y con vergencia al Este que pone en contacto rocas intrusivas del Jurásico con rocas del Cenozoico. Schamel (1991) indica que a lo largo del margen Occidental, la subcuenca se caracteriza por presentar anchos sinclinales asimétricos (Figura 9) y anticlinales nucleados por basamento. Ferreira et al. (2002) resaltan como estructura importante en este margen un monoclin (Cerro Chiquito) con dirección de N15°E el cual es limitado al Oriente por la Falla de San Francisco y al Oeste por la Falla de Chusma indicando que está conformado por la secuencia estratigráfica de las formaciones Hondita y Loma Gorda (Grupo Villeta), Grupo Olini, Formación Seca y el Grupo Chicoral, alcanzando buzamientos hasta de 65° al Oeste. La parte central de la subcuenca se caracteriza por presentar una

deformación suave con estructuras amplias (anticlinales y sinclinales) afectadas por fallas inversas que repiten y truncan parte de estas estructuras (Ferreira et al., 2002). Velandia et al. (2001a) reportan varios lineamientos transversales en la Subcuenca de Neiva con dirección Noroeste asociándolos con posibles fallas de basamento y que en ocasiones afectan rocas en superficie, uno de ellos es el lineamiento de Neiva reportado también por Ferreira et al. (2002) quienes mencionan que coincide con la flexión hacia el NW del río Magdalena. Ferreira et al. (2002) también señalan que el margen Oriental de la subcuenca se caracteriza por tener cabalgamientos con vergencia al Oeste y despegues en el basamento, sector para el cual Velandia et al. (2001a) reportan varios sinclinales con dirección Noreste. Schamel (1991) manifiesta que el Sur de la subcuenca está limitado por la Falla Altamira la cual es una falla post-Mioceno dextral.

Una postura más práctica para ubicar las estructuras generadas por los procesos tectónicos en la Subcuenca de Neiva es implementada por Velandia et al. (2001a) al subdividir la subcuenca y sus zonas de influencia en cuatro bloques geomorfológicos y tectónicos con estructuras en dirección preferencial al Noreste (aparte de los lineamientos transversales en dirección Noroeste ya mencionados). Estos cuatro bloques se mencionan a continuación según Velandia et al. (2001a).

- Cordillera Central: Está limitado al Oriente por el Sistema de Fallas de Chusma, donde el trazo principal de la misma es la Falla La Plata-Chusma y presenta un transporte tectónico al Sureste. Dentro de este bloque también se asocian las fallas Corozal, El Fraile-La Pava, Macama y Avirama. Otra estructura presente es el Sinclinal de Media Luna.
- Piedemonte Cordillera Central: Limitado al Oeste por la Falla La Plata-Chusma y al Este por la Falla El Agrado-Betania la cual conforma un cinturón de cabalgamiento con vergencia al Sureste. Presenta escamación gruesa y en profundidad es asociado con el Sistema de Fallas de Chusma. Este bloque

representa las estribaciones de la Cordillera Central con elevaciones intermedias y fallas de cabalgamiento y retrocabalgamiento. Los sinclinales formados son Tesalia, Nazareth y La Cabaña, los anticlinales corresponden a Nátaga, La Hocha, La Guagua y El Indio. Las fallas asociadas al bloque son Itaibe, Las Minas-San Andrés, El Pital, Pacarní, La Hocha, Pedernal, Upar, Baché, La Boa y la Falla San Francisco.

- Valle del río Magdalena: Este bloque representa la topografía más baja con respecto a los demás y contempla la subcuenca propiamente dicha. El bloque está limitado al Oeste por la Falla El Agrado-Betania, la cual restringe el piedemonte de la Cordillera Central al Oeste. Al Este limita con el Sistema de Fallas de Algeciras que restringe a la Cordillera Oriental y el Macizo Colombiano. Las fallas presentes dentro del bloque son Gigante, La Jagua y Buenavista. Contiene los anticlinales La Cañada, El Agrado, Zuluaga, San Francisco y Palogrande, sus sinclinales son Garzón y Tarquí.
- Cordillera Oriental y Macizo Colombiano: Presenta el Sistema de Fallas de Algeciras que restringe o limita el bloque del Valle del Río Magdalena; este sistema de Fallas tiene un estilo tectónico transpresivo dextral, en superficie sus cabalgamientos son cartografiados como lentes y en profundidad interpretados como una estructura en flor (*Velandia et al., 2001*, en Velandia et al., 2001a), su vergencia general es al Oeste y es considerado como un retrocabalgamiento del frente de levantamiento andino. Las fallas que lo integran son la Granadillo, Pitalito, Acevedo, Suaza, Algeciras, Potrerillos-Rivera, Baraya, Altamira, Peña Morada, Honda, San Miguel y San Marcos. Sus pliegues están representados por los sinclinales San Antonio, Trivoli, Begonia, Potrero Grande, Colombia y San Agustín.

3.2.3 Área de Upar y Sur (Zona C) La parte Norte de esta zona es conocida como área de Upar, es caracterizada por un estilo estructural de “piel gruesa”

dominante y un estilo estructural de “piel delgada” en algunas áreas que involucran principalmente rocas del Cretácico y del Paleoceno (García, 2015; Jiménez et al., 2012).

Según García (2015), la parte Noroccidental está caracterizada por un estilo estructural “piel delgada” representada por un sistema imbricado que afecta rocas del Cretácico Superior y del Paleógeno, el despegue basal del sistema se da en las lodolitas de la Formación Villeta, este estilo estructural está relacionado con pliegues por flexión de falla. García (2015) también señala que el estilo estructural de “escama gruesa” domina la parte Norte y Noroeste de la zona donde se encuentra un sistema de cabalgamientos que generan los altos de basamento del Indio y de Upar (Anticlinal de la Guagua), los pliegues por propagación de falla desarrollados en esta parte (Norte y Noroeste) son asociados al estilo estructural indicado. Al Noreste, en el Sinclinal de Neiva, se encuentra un sistema imbricado profundo con vergencia al Este y genéticamente asociado a la Falla San Jacinto-Betania, explica García (2015).

Blanco y De Freitas (2003) también estudian este sector de la zona C estableciendo tres dominios estructurales, el más Occidental lo asocian con la Cordillera Central y lo limitan al Este con la Falla Chusma mencionando que en el Batolito de Ibagué existen fallas y fracturas tipo *riedel* con vergencia al Este y de carácter dextral, el segundo dominio estructural lo limitan al Oeste con la Falla Chusma y al Este con el conjunto de fallas Baché-Upar-Pedernal, entre los cuales manifiestan la presencia de un abanico imbricado con vergencia al Este y un estilo estructural de “piel delgada” generado por la Falla de Upar y sus imbricados con vergencia al Oeste, el último dominio lo limitan al Oeste con la Falla de Upar (falla con vergencia al Oeste) e indican que el dominio enmarca un monoclinial que expone rocas del Jurásico junto a la Falla de Upar. Blanco y De Freitas (2003) resaltan el atractivo exploratorio de hidrocarburos bajo los subcabalgamientos de las fallas Chusma y de Upar y sus imbricaciones (segundo dominio estructural).

Los mismos autores (Blanco y De Freitas, 2003) analizan además la evolución de este sector comentando que los eventos responsables de la configuración estructural de esta parte de la zona C habrían comenzado desde el Eoceno medio cuando se desarrolla la discordancia regional atribuida a esta época, seguidamente mencionan que la deposición (“depositación”) de los 900 metros en promedio del Grupo Chicoral, reflejan una sedimentación sintectónica causada por fuertes pulsos de levantamiento de la Cordillera Central finalizados durante el Eoceno superior-Oligoceno con evidencia de la deposición (“depositación”) de la Formación Potrerillo la cual presenta arcillolitas atribuidas a ambientes con zonas pantanosas o inundadas y corrientes relativamente tranquilas, posteriormente añaden que los espesores con tamaños de grano grueso de la Formación Doima reflejan de nuevo pulsos de levantamiento de la Cordillera Central durante el Oligoceno superior, asociándolos con la reactivación de la Falla Chusma, la formación de las fallas Buenavista y San Francisco y la inversión de la Falla de Upar adquiriendo su actual carácter inverso la cual provocaría el levantamiento de la secuencia del Cretácico y del Paleógeno depositada hasta ese tiempo e impidiendo el depósito de unidades suprayacentes en ese lugar. Cabe resaltar que en el presente trabajo, el bloque levantado durante el Oligoceno y que impidió la deposición (“depositación”) de la Formación Doima en su secuencia sedimentaria, fue el bloque limitado por las fallas de la Boa y Betania (Figura 22), ubicándose la Falla de la Boa inmediatamente al Este de la Falla de Upar.

Hacia el centro de la zona C, Jiménez et al. (2012) reportan pliegues asociados con sistemas de fallas de bajo ángulo y despegues en rocas del Cretácico y del Paleoceno.

La parte Sur de la zona C puede interpretarse como una zona de fallas con componente dextral (fallas Chusma, San Jacinto y Matambo), donde la deformación está relacionada con desplazamientos de rumbo y acortamiento (Jiménez et al., 2012). La Falla Chusma y la Falla San Jacinto (la cual es una falla

de alto ángulo que pone en contacto rocas del Cretácico con rocas del Cenozoico, como la describe Jiménez et al.,(2012) limitan estructuras relevantes al Sur de la zona C como lo son el Sinclinal de Tesalia y el Anticlinal de la Hocha, evidenciándose en estas formas curvadas debido a la geometría original de la cuenca y a movimientos de rumbo que condujeron a una rotación horaria de estas estructuras (Jiménez et al.,2012). El anticlinal de la Hocha se encuentra afectado por fallas inversas de alto ángulo y expone en su núcleo rocas del Jurásico (Formación Saldaña) y del Cretácico (Formación Caballos) (Jiménez et al., 2012).

3.2.4 Área Belén (Zona D) A continuación se describen características regionales que influyen en la zona D.

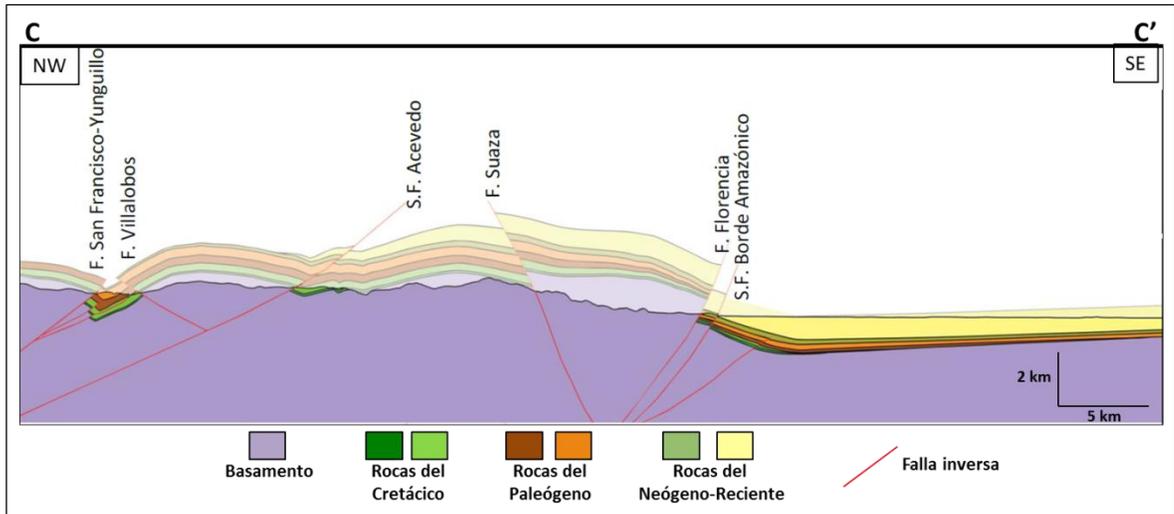
Núñez (2003) indica que la dirección de las estructuras más conocida en este sector es NE-SW, señalando que el fallamiento en esta dirección ha moldeado y configurado esta región en tres bloques morfológicos constituidos por la Cordillera Central, el extremo Sur de la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica. Para la zona de transición entre la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, Núñez (2003) agrega que el Sistema de Fallas de Algeciras (definido por Velandia et al., 2005) tiene relación en cuanto a la individualización de las cordilleras en el sector entre Mocoa y Pitalito, y para el cual Velandia et al. (2005) le asignan una dirección NE-SW asociándolo con movimientos dextrales y con la aparición de cuencas de tracción en el área. Una de las estructuras más importantes según Núñez (2003) es la Falla San Francisco-Yunguillo a la cual le atribuye un carácter dextral responsable de cuencas de tracción como el Valle de Sibundoy, sin embargo también la asocia con las fallas Villalobos y San Antonio las cuales son de carácter cabalgante. Velandia et al. (2005) relacionan la Falla Yunguillo con una depresión de 30 km (Cuenca Villalobos) señalándola como una cuenca de tracción que muestra también pliegues menores y fallas que contornean lentes y que a su vez afectan la secuencia sedimentaria representada por rocas del Cretácico, Paleógeno y sedimentos recientes. Otras estructuras relevantes en la zona según

Núñez (2003), son las fallas Acevedo Norte, Acevedo Centro y Acevedo Sur de carácter cabalgante y con dirección NE-SW que al Nororiente conforman la Falla Acevedo.

En relación con la Cordillera Oriental, Núñez (2003) menciona que la Falla Suaza es una falla retrocabalgante de bajo ángulo con vergencia al Occidente que ubica rocas del Complejo de Garzón contra rocas de la Formación Saldaña, agrega que esta falla pudo haber funcionado como falla normal antes del levantamiento de la Cordillera Oriental y que durante este, funcionó como un retrocabalgamiento importante para finalmente conducir a la separación de una paleocuenca compuesta por las actuales cuencas del Valle Superior del Magdalena y del Putumayo existente desde el pre-Cretácico hasta el Mioceno o Plioceno. El mismo autor (Núñez, 2003) vincula el levantamiento de la Cordillera Oriental con las estructuras de su frente de deformación (Sistema de Fallas del Borde Amazónico referido por el mismo autor) las cuales presentan una dirección principal de N70°E y una vergencia al Sureste. Seguidamente al Oriente se encuentra la llanura amazónica a la cual Núñez (2003) asocia con la exposición de rocas correspondientes al Grupo Orito cubiertas por terrazas y aluviones del cuaternario.

De Bedout y Porras (2014), representan la configuración estructural de esta zona (D) con una sección estructural en dirección NW-SE (corte C-C' de la Figura 10, localizado en la Figura 8), exponiendo rocas del pre-Cretácico en la mayor parte de la sección al Oeste del Sistema de Fallas del Borde Llanero, interpretando la erosión de casi toda la secuencia sedimentaria posterior a la del Cretácico.

Figura 10. Representación estructural del extremo Sur del Macizo de Garzón.



* El Macizo de Garzón se encuentra limitado por la Falla Suaza y el Sistema de Fallas del Borde Amazónico. El corte C-C' está ubicado en la zona C de la Figura 8.

Fuente: Modificado de De Bedout y Porras, 2014.

3.3 LEVANTAMIENTO DEL MACIZO DE GARZÓN

La Cordillera Oriental inicia su inversión durante el Oligoceno superior, creando una divisoria de drenaje que separa los incipientes sistemas de los ríos Orinoco y Magdalena, posteriormente durante el Mioceno la Cordillera Oriental sufre una fuerte inversión dando lugar a la cadena montañosa que representa y a los *foredeeps* de las cuencas adyacentes (Villamil, 1999). Sin embargo, basado en estudios de proveniencia en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, Caballero et al. (2010) concluyen que la exhumación y erosión de la Cordillera Oriental comienza a darse al menos durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, agregando que la deformación comenzó durante el Paleoceno.

Según Cooper et al. (1995), la deformación principal de la Cordillera Oriental ocurre aproximadamente hace 10.5 Ma (Mioceno), cuando las fallas extensionales

que se tuvieron en el Cretácico Inferior, sufren inversión controlando el levantamiento y el estilo y distribución de las estructuras compresionales de la cordillera. De igual forma, Schamel (1991) relaciona el levantamiento de la Cordillera Oriental (inversión) con el Mioceno superior. De Porta (2003) indica que a partir del Mioceno superior la Cordillera de los Andes va tomando su configuración actual, presumiendo que la Cordillera Oriental comenzó a funcionar como obstáculo para conexiones faunísticas entre la Cuenca del Valle Superior del Magdalena y la Amazonía durante el Mioceno medio-superior.

Velandia et al. (2001a) manifiestan que el levantamiento más relevante de la Cordillera Oriental ocurrió durante el Plioceno, lo cual coincide con lo mencionado por Bayona et al. (2008) quienes sostienen que la Cordillera Oriental alcanzó la configuración estructural actual debido a la fuerte inversión que tuvo lugar entre el Mioceno y el Plioceno. Cortés et al. (2005) también asocian la principal fase Andina con el Plioceno-Pleistoceno al considerar la formación de la Cordillera Oriental (levantamiento) como consecuencia de la acreción de terrenos oceánicos contra el margen continental (haciendo alusión a la interacción entre la placa oceánica de Nazca con la placa continental sudamericana).

Teniendo en cuenta al Macizo de Garzón como sector de interés, Bakioglu (2014) realiza una restitución de secciones estructurales e interpreta que el levantamiento del Macizo de Garzón ha estado ocurriendo desde hace 12 Ma. Con base en zircones detríticos tomados en la Subcuenca de Neiva y análisis de trazas de fisión en apatitos de muestras tomadas en alrededores del Sistema de Fallas de Algeciras, Anderson et al. (en edición) establece tres etapas de exhumación para el Macizo de Garzón, una de ellas en la que el Macizo de Garzón comienza a presentar relieve constituyéndose como una barrera topográfica en un intervalo de tiempo de 12.5 Ma a \approx 6.4 Ma, una etapa posterior en la que el Macizo de Garzón sufre una rápida exhumación entre 6.4 Ma y 4-3 Ma, finalmente la última etapa comenzada hace 4-3 Ma en donde el bloque Oriental de la Falla de Algeciras

disminuye drásticamente la tasa de exhumación que venía presentando con respecto a la etapa anterior.

A partir de trazas de fisión en apatitos, zircones y esfenas, Van der Wiel (1991) estableció una historia de exhumación para el Macizo de Garzón donde la más antigua (exhumación) la ubica durante el Precámbrico, concluyendo que ocurrió una exhumación de baja intensidad entre 1200 y 900 Ma, sin embargo para esta última edad, el autor indica que se dió una exhumación bastante fuerte de al menos 10 km. Van der Wiel (1991) además señala que durante el Albiano-Cenomaniano (alrededor de 100 Ma) ocurrió una exhumación diferencial para el Macizo de Garzón y finalmente, determina que entre 12 Ma y 3.3 Ma el macizo mencionado sufrió un levantamiento total de 6.5 km distribuído en dos fases.

3.4 SISTEMA PETROLÍFERO CUENCA YARÍ-CAGUÁN

Reyes et al. (1997) mencionan que la única cocina de generación en la Cuenca Yarí-Caguán con roca fuente efectiva se encuentra hacia el sector del municipio de La Uribe, en el intervalo de la Formación Macarena (media a superior), con valores de TOC de 4%, kerógeno tipo II y III, y valores de vitrinita entre 0.7-0.9 indicando madurez termal para generación de hidrocarburos.

Como principales rocas reservorio en la cuenca se encuentran las areniscas y conglomerados de las formaciones Caballos y Pepino, y como roca sello se presenta la Formación Arrayán, la cual es equivalente a la Formación Carbonera de la Cuenca de los Llanos Orientales, como roca sello secundaria (de las rocas reservorio de la Formación Caballos) se encuentran algunos niveles lodosos de la Formación Macarena (Reyes et al., 1997).

Hacia el Sur de la Serranía de la Macarena se presenta una familia de crudos asociada a rocas depositadas en un ambiente marino relativamente proximal, hacia el Norte y Noroeste de la Cuenca Yarí-Caguán (sectores de las poblaciones de La Uribe y San Vicente del Caguán respectivamente) se encuentra una segunda familia de crudos relacionada con rocas depositadas en un ambiente marino más carbonático y más anóxico que el ambiente de depósito de las rocas del grupo (familia de crudos) anterior, finalmente los crudos encontrados en el sector de la ciudad de Florencia se asocian a un ambiente marino más carbonático y más anóxico (es decir, a rocas depositadas en un ambiente marino más distal) que el de los crudos mencionados anteriormente (Reyes et al., 1997). Este último ambiente de depósito mencionado no está relacionado con las rocas fuente efectivas presentes dentro de la Cuenca Yarí-Caguán, hecho por el cual Reyes et al. (1997) plantean la posibilidad de una migración de hidrocarburos provenientes de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena antes del levantamiento del Macizo de Garzón, esta posibilidad es manifestada también por Rodríguez et al. (2009a) y por Montenegro y Barragán (2011) (Figura 12).

Con base en la integración de información geológica, geoquímica y de modelado, Montenegro y Barragán (2011) indican que los niveles basales del Grupo Macarena considerados como generadores (principalmente del sector de La Uribe), son la fuente de los hidrocarburos encontrados en los niveles arenosos del Grupo San Fernando o Formación Pepino, pero debido a la poca información relacionada, este sistema petrolífero lo considera como especulativo (Macarena-San Fernando (?)).

3.5 SISTEMA PETROLÍFERO CUENCA VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA

Sarmiento y Rangel (2004) señalan que las rocas fuente efectivas de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena corresponden a las unidades de Calizas de

Tetuán y La Luna, pertenecientes al Grupo Villeta, sus valores de TOC se encuentran entre 1% y 4%, principalmente con kerógeno tipo II. Sarmiento y Rangel (2004) indican que las cocinas estarían ubicadas en las subcuencas de Neiva y Girardot.

Las principales rocas reservorio son la Formación Caballos y la Formación Monserrate, las rocas sello son los *shales* del Grupo Villeta y los lodos de la Formación Guaduala (Formación San Francisco; Figura 3) (Sarmiento y Rangel, 2004). Se identifican dos familias de crudos, la primera asociada a rocas depositadas en ambientes disóxicos y la segunda asociada a ambientes anóxicos, los cuales estarían relacionados con las rocas del Grupo Villeta (Sarmiento y Rangel, 2004). La extensión temporal de la generación, migración y expulsión de hidrocarburos en la Subcuenca de Neiva va desde el Mioceno inferior (20 Ma) hasta el reciente, teniendo su punto crítico aproximadamente hace 17 Ma con el potencial generador de las dos unidades del Grupo Villeta (Calizas de Tetuán y La Luna), se establecen cuatro sistemas petrolíferos, dos para la Subcuenca Girardot y dos para la Subcuenca de Neiva definidos así: Villeta (Tetuán-La Luna)-Terciario (!) y Villeta (Tetuán-La Luna)-Caballos (.) para la Subcuenca de Girardot, y Villeta (Tetuán-La Luna)-Caballos (!) y Villeta (Tetuán-La Luna)-Monserrate (!) como sistemas conocidos para la Subcuenca de Neiva (Sarmiento y Rangel, 2004).

4. METODOLOGÍA

La metodología usada está dividida en cuatro fases definidas como sigue: preparación del trabajo, modelo estructural, modelado de sistema petrolífero y resultados. Cada una de estas etapas involucró actividades que debieron ser finalizadas para comenzar la siguiente fase de la metodología (Tabla 1). De manera general la metodología contempló la integración cartográfica de las zonas de influencia de las transectas, posteriormente y con base en esta integración se construyeron secciones estructurales en el software Move (2D, v.2011), seguidamente se generaron modelos termales en el software HeFTy (v.1.7.4, Ketcham and Apatite to Zircon Inc., 2011) a partir de resultados de análisis de trazas de fisión en apatitos (suministrados por el ICP o Instituto Colombiano del Petróleo, 2014) con los que se logró realizar la restitución cinemática de las tres secciones estructurales a estados de 35 Ma, 25 Ma, 10 Ma y 5 Ma (Figura 11). Todas las secciones fueron modeladas en el software PetroMod (2D, v.2012.2) para finalmente obtener conocimiento sobre la tendencia en la migración de los hidrocarburos generados en las zonas de influencia de las secciones y así evaluar la posibilidad de la proveniencia de los hidrocarburos encontrados en la Cuenca Yarí-Caguán desde el punto de vista netamente geométrico.

Figura 11. Diagrama de flujo de la metodología empleada.

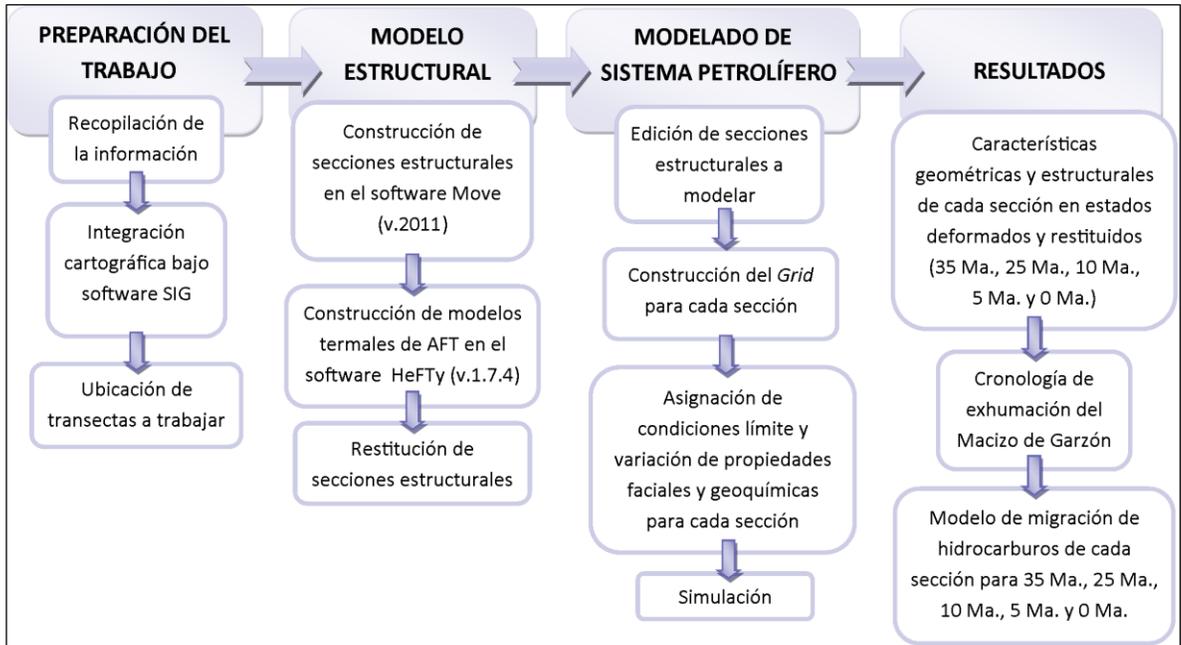


Tabla 1. Principales actividades realizadas dentro de las fases de la metodología implementada.

PRINCIPALES ACTIVIDADES REALIZADAS EN LA METODOLOGÍA IMPLEMENTADA		
FASE	ACTIVIDADES	RESULTADO
PREPARACIÓN DEL TRABAJO	Revisión bibliográfica y análisis de la información cartográfica	Integración de la información geológica georeferenciada
	Integración cartográfica en software de georeferenciación	
	Digitalización y proyección de datos estructurales y de pozos	
	Análisis para ubicación de transectas a trabajar	
MODELO ESTRUCTURAL	Construcción de tres secciones estructurales en estado deformado	Modelos termales y secciones estructurales para los estados de 35 Ma, 25 Ma, 10 Ma, 5Ma. y 0 Ma
	Construcción de modelos termales a partir de análisis de trazas de fisión en apatitos.	
	Análisis de modelos termales construidos según dominios estructurales	
	Restitución cinemática de las secciones estructurales	
MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO	Edición de secciones estructurales dentro de software de modelado	Modelos 2D de migración de hidrocarburos
	Asignación de propiedades litológicas y geoquímicas	
	Asignación de condiciones límite	
	Simulación	
RESULTADOS	Integración de los resultados obtenidos en las fases anteriores	Relación existente entre la migración de hidrocarburos y la geometría de las secciones estructurales

4.1 PREPARACIÓN DEL TRABAJO

En esta fase se realizó un análisis cartográfico de las planchas del Servicio Geológico Colombiano a escala 1:100.000 y 1:500.000 (Tabla 2), el mapa presentado por García (2015) para la zona de Upar (Mapa Geológico de Superficie Área de Upar), el mapa geológico del proyecto arenas bituminosas generado por el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) (Estévez, 2014) para la zona de la Cuenca Yarí-Caguán, los mapas a escala 1:25.000 y 1:50.000 generados por la firma GRP Ltda. (GRP Ltda. 2013a, 2013b) para ECOPETROL-ICP y los mapas de Rodríguez et al. (2009c, 2009d, 2009e, 2009f) a escala 1:100.000 para el sector de la Cuenca “Caguán-Putumayo” (Mapas ANH-UPTC). Los datos estructurales contenidos en los mapas mencionados fueron digitalizados para usarlos en la construcción de las secciones estructurales. La Tabla 2 muestra los mapas finalmente seleccionados para la integración cartográfica.

Con el fin de abarcar la mayor área posible del Macizo de Garzón y analizar sus eventos de levantamiento más recientes, se establecieron tres transectas hacia al Norte, Centro y Sur del mismo, llamadas “Palermo”, “Florencia” y “Belén” respectivamente. Las transectas atraviesan de manera perpendicular las estructuras del Macizo de Garzón y de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, por esta razón las transectas Norte (Palermo) y Central (Florencia) son transectas compuestas (Figura 12). Como se puede ver en la Figura 12, la ubicación de las transectas buscará representar la influencia de la evolución del Macizo de Garzón con las cuencas Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena (VSM) ubicadas en los extremos de las mismas. Las líneas verdes de la Figura 12 representan la hipótesis con la que inicia este trabajo relacionada con la posible migración de hidrocarburos desde la Cuenca del Valle Superior del Magdalena hasta la Cuenca Yarí-Caguán antes del levantamiento del Macizo de Garzón y que por medio de la restitución de las secciones estructurales ubicadas en las transectas se busca solucionar. El planteamiento del problema y la hipótesis (con

soporte en los literales 3.3, 3.4 y 3.5) del presente estudio son explicados en la introducción de este documento.

Basado en el análisis de los mapas señalados en la Tabla 2 y como parte de la preparación para la etapa de la restitución de las secciones estructurales, el área de estudio se dividió en cinco zonas teniendo en cuenta la ubicación de algunas de las estructuras (fallas) regionales que las limitaban y/o según la litología dominante expuesta en ellas (Figura 12), estas zonas fueron tratadas como dominios estructurales. De Occidente a Oriente los dominios estructurales fueron nombrados como: “Zona Cordillera Central” que corresponde al área de la Cordillera Central, “Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena” que abarca el área del piedemonte Oriental de la Cordillera Central y el área asociada a la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, “Zona intrusivos Jurásicos” el cual incluye áreas donde predomina la exposición de rocas ígneas de edad Jurásico, “Macizo de Garzón” que resalta el Macizo de Garzón definido por Kroonenberg (1982) y finalmente el dominio estructural “Cuenca Yarí-Caguán” que representa la cuenca propiamente dicha del mismo nombre ubicada al Oriente del Macizo de Garzón (Figura 12). La Tabla 3 indica el nombre de los dominios estructurales establecidos, las transectas a las que pertenecen, sus límites generales y las muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos (AFT) con las que contaron.

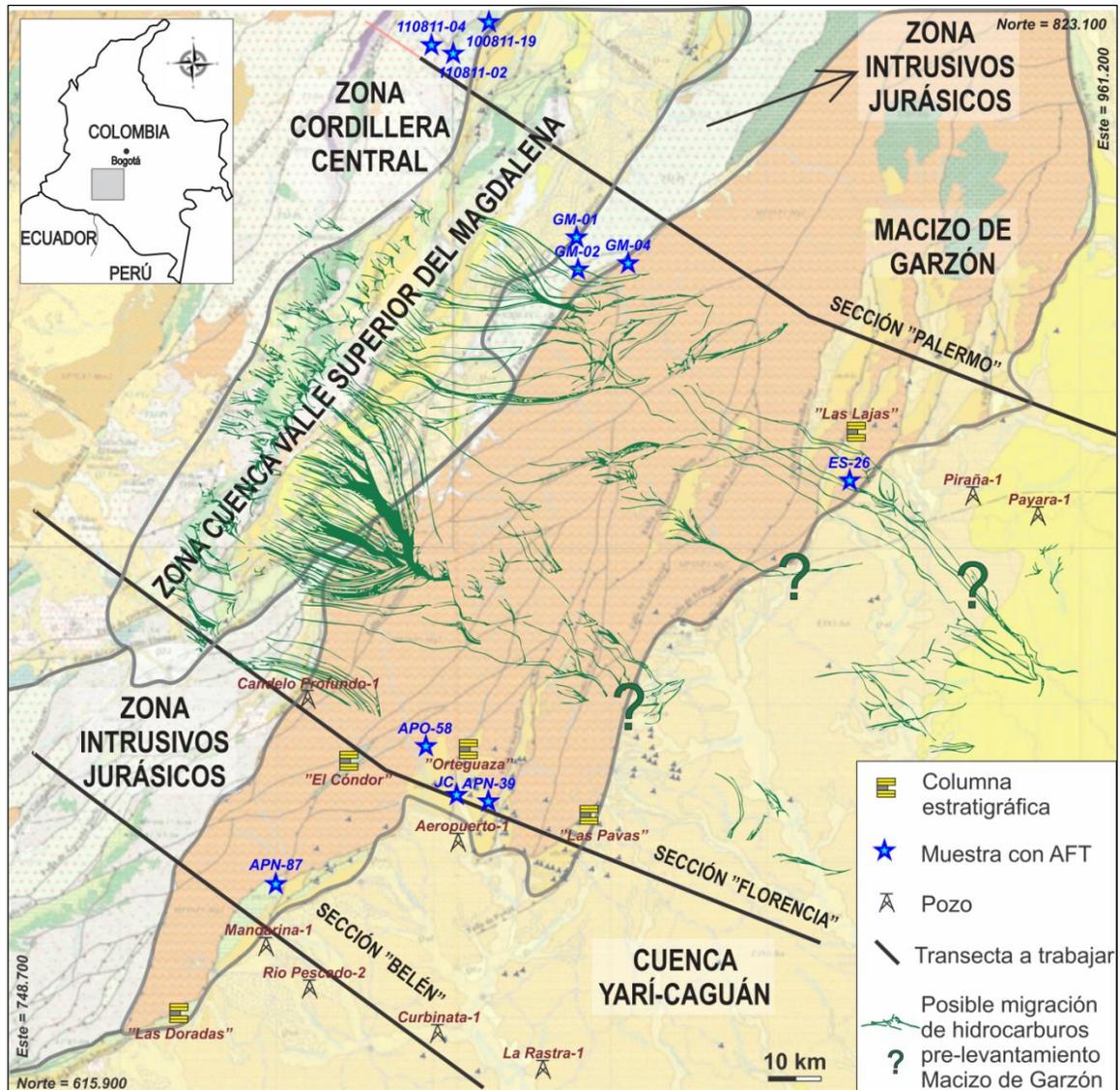
Tabla 2. Relación de mapas utilizados para la construcción de las secciones estructurales.

MAPAS UTILIZADOS PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES					
SECCIÓN	MAPA	ESCALA	FUENTE	VERSIÓN DIGITAL (AÑO)	AUTOR
PALERMO	Geología de la Plancha 322 Santa María	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Gómez et al. (1999)
	Geología de la Plancha 345 Campoalegre	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Velandia et al. (2000)
	Geología de la Plancha 368 San Vicente del Caguán	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Rodríguez et al.(2003b)

Tabla 2. Continuación

MAPAS UTILIZADOS PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES					
SECCIÓN	MAPA	ESCALA	FUENTE	VERSION DIGITAL (AÑO)	AUTOR
	Mapa Geológico Proyecto Arenas Bituminosas	1:250000	Instituto Colombiano del Petróleo	2014	Estévez, Y. (2014)
	Mapa Geológico de Superficie área de Upar	1:300000	EAFIT-ICP	2015	García (2015)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-14	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al.(2007b)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-13	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al.(2007a)
FLORENCIA	Geología de la Plancha 365 Coconuco	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2009	Marquínez et al. (2003)
	Geología de la Plancha 388 Pitalito	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Cárdenas et al. (1998)
	Geología de la Plancha 389 Timaná	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Rodríguez et al. (2010a)
	Geología de la Plancha 389 El Doncello	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Rodríguez et al. (2010b)
	Mapa Geológico Proyecto Arenas Bituminosas	1:250000	Instituto Colombiano del Petróleo	2014	Estévez, Y. (2014)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-18	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al. (2007c)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-19	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al. (2007d)
BELÉN	Geología de la Plancha 388 Pitalito	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Cárdenas et al. (1998)
	Geología de la Plancha 412 San Juan de Villalobos	1:100000	Servicio Geológico Colombiano	2010	Núñez et al. (2010)
	Mapa Geológico Proyecto Arenas Bituminosas	1:250000	Instituto Colombiano del Petróleo	2014	Estévez, Y. (2014)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-18	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al.(2007c)
	Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-19	1:500000	Servicio Geológico Colombiano	2007	Gómez et al. (2007d)

Figura 12. Localización de las transectas (secciones estructurales) y dominios estructurales establecidos en el presente estudio.



* Las líneas verdes representan la posibilidad de una migración de hidrocarburos antes del levantamiento del Macizo de Garzón desde la actual zona de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena hasta la Cuenca Yarí-Caguán, se observa la delimitación (líneas grises) de los dominios estructurales, las muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos (AFT) usados se resaltan con estrellas azules, se ubican también las columnas y pozos con los que contó el presente estudio. Fuente: Modificado de Gómez et al. (2007a, 2007b, 2007c y 2007d, escalas 1:500.000, ver trabajos citados para efecto de leyenda estratigráfica), ANH (mapa de rezumaderos), 2012, y de base geológica de Ecopetrol, 2013.

Tabla 3. Dominios estructurales establecidos para el desarrollo del presente trabajo.

DOMINIOS ESTURCTURALES ESTABLECIDOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO						
NW	DOMINIO ESTRUCTURAL					SE
	Zona Cordillera Central (Dominio estructural 5)	Zona Valle Superior del Magdalena (Dominio estructural 4)	Zona intrusivos Jurásicos (Dominio estructural 3)	Macizo de Garzón (Dominio estructural 2)	Cuenca Yari-Caguán (Dominio estructural 1)	
LÍMITES	Cord. Central/Falla La Plata-Chusma	Falla La Plata-Chusma/Falla Rivera	Falla Rivera/Contacto iJ-Basamento MG	Contacto iJ/Límite Este MG	Límite Este MG/Cuenca Yari-Caguán	LÍMITES
TRANSECTA	Palermo, Florencia	Palermo, Florencia	Palermo, Florencia y Belén	Palermo, Florencia y Belén	Palermo, Florencia y Belén	TRANSECTA
MUESTRA AFT	100811-02, 100811-04 y 100811-19	–	GM-01, GM-02 y GM-04	ES-26, APO-58, APN-22, APN-42, APN-39, APN-87	–	MUESTRA AFT
<p>NW: Noroeste Cord.: Cordillera ij: Intrusivos de edad Jurásico MG: Macizo de Garzón SE: Sureste AFT: Muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos.</p>						

Como se puede ver en la Tabla 3, los cinco dominios estructurales están contemplados para las transectas "Palermo" (al Norte del área de estudio) y "Florencia" (parte central del área de estudio), los dominios estructurales 5 y 4 son excluidos del Sur del área de estudio donde se encuentra la transecta "Belén" debido a su menor extensión (Figura 12). El límite Este del dominio estructural "Macizo de Garzón" varía según la transecta, para la sección "Palermo" éste límite corresponde a la falla del frente de deformación del Macizo de Garzón, para la sección "Florencia" el límite corresponde a la Falla Paujil (límite Oriental del Macizo de Garzón), para la sección "Belén", éste límite corresponde a la Falla del Borde Amazónico (Figura 30). Las áreas correspondientes al Valle Superior del Magdalena y a la Cuenca Yarí-Caguán no contaron con muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos (Figura 12).

La localización de los pozos Payara-1, Piraña-1, Candelo profundo-1, Aeropuerto-1, Mandarina-1, Río Pescado-2, Curbinata-1 y La Rastra-1, junto con la de las columnas "El Cóndor", "Orteguaza", "Las Pavas" y las "Doradas" (levantadas por GRP Ltda. 2013c, 2013d, 2013e, 2013f para Ecopetrol-ICP) también fueron incluidas en la integración cartográfica, la cual fue trabajada en un software de georeferenciación y fue la base para poder iniciar la segunda fase de la metodología del trabajo llamada aquí como Modelo Estructural.

4.2 MODELO ESTRUCTURAL

Según Woodward et al. (1985), las secciones balanceadas proveen una descripción más precisa de pliegues y cinturones cabalgantes para ayudar a la evaluación de objetivos exploratorios, su balanceo ocurre cuando la longitud de las capas o las áreas de la sección se mantienen tanto en estados deformados como en no deformados. Sin embargo en el presente trabajo se tienen estados en los que algunas unidades se han llegado a depositar cuando la geometría de otras ya

ha evolucionado según los eventos registrados por las muestras de trazas de fisión en apatitos, aún así, cada sección mantiene sus topes (*cut off*) entre bloques. Otro aspecto para mencionar es que este trabajo consideró en la zona de estudio desplazamientos verticales como movimientos dominantes para efectos de la construcción de las secciones estructurales balanceadas mientras que los desplazamientos horizontales o movimientos de rumbo reportados por diversos autores (ver literales 3.2.2 y 3.2.4) fueron considerados como eventos recientes que no influirían de manera relevante en los resultados del modelo. Las consideraciones al respecto se mencionan en el capítulo de Discusión de Resultados de este documento.

Las unidades y espesores contenidos en la parte Occidental de la sección "Palermo" fueron tomados del trabajo interpretativo de García (2015), para la parte Oriental de la sección se usaron espesores interpretados según los buzamientos de los mapas relacionados con la sección (ver Tabla 2) y los datos de los pozos Piraña-1 (proyectado a 18 km) y Payara-1 (proyectado a 19 km) (Tabla 4) de la Cuenca Yarí-Caguán.

Tabla 4. Espesores de referencia para la construcción de la sección "Palermo".

W ESPEORES DE REFERENCIA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN "PALERMO" E					
GARCÍA, 2015		Pozo PIRANA-1		Pozo PAYARA-1	
FORMACIÓN	ESPEOR (m.)	FORMACIÓN	ESPEOR (m.)	FORMACIÓN	ESPEOR (m.)
Gigante	290	Formación Arrayán	998.22	Formación Arrayán	883.92
Honda	3900-4330	Formación Mirador	76.80	Formación Mirador	245.36
Doima	250	-	-	Paleozoico Sed	235.30
Potrерillo	230-270	-			
Chicoral	250-300	-			
Teruel	250-300	La Formación Arrayán fue tomada como parte de la Formación Orteguzaza, con el fin de simplificar el modelo.			
San Francisco	400-450				
Monserrate	200-270	W: Oeste E: Este			
Olini	120-250				
Villeta	250-550				
Caballos	200				

Fuente: Datos tomados de García, 2015, y de Ecopetrol, 2013.

Para el Oeste de la sección “Florencia” (Valle Superior del Magdalena y Macizo de Garzón), se tomaron las unidades de las planchas de influencia de la sección a escala 1:100.000 del Servicio Geológico Colombiano (Tabla 2) y se usaron los espesores indicados en los documentos relacionados en la Tabla 5 según la localidad más cercana a la sección (“Florencia”) donde haya sido medido. Se tuvo en cuenta la progresiva variación de espesores hasta alcanzar los toques de formación reportados por el pozo Candelo Profundo-1 (Figura 12). En la Tabla 5 se indican dos valores (A/B) para algunas de las unidades del pozo Candelo Profundo-1, esto corresponde a los valores de espesor por cabalgamiento interpretado (escamas), superior (A) e inferior (B). Los espesores de las unidades, teniendo en cuenta los cabalgamientos, cumplen con la condición de balanceo en esta parte de la sección asociada al pozo mencionado anteriormente (Figura 26). Según Cárdenas et al. (2002), en la Geología de la plancha 388 Pitalito, la Formación Seca descansa sobre la Formación Hondita-Loma Gorda (Formación Villeta; Figura 3), por esta razón el Grupo Olini-La Tabla (literal 4.2.1; Grupo Olini y Formación La Tabla en Figura 3) no se tuvo en cuenta al Oeste de la sección “Florencia”. Para la parte Oriental de esta sección (borde Oriental del Macizo de Garzón y Cuenca Yarí-Caguán) se tuvieron en cuenta los espesores señalados por las columnas el “Cóndor”, “Orteguaza” y las “Pavas” (Figura 12), generadas por GRP Ltda. (2013c, 2013d, 2013e) para el Instituto Colombiano del Petróleo (Ecopetrol-ICP). De igual forma se tuvo en cuenta el trabajo de Vergara (1997a) para establecer los espesores correspondientes a los miembros de la Formación Villeta (Hondita-Loma Gorda) y del Grupo Olini-La Tabla (literal 4.2.1).

La sección “Belén” contiene las unidades estratigráficas indicadas en la Geología de la plancha 412 San Juan de Villalobos (Núñez et al., 2010) y los espesores indicados en la memoria explicativa de las planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003), de la misma manera se tuvo en cuenta la variación de estos espesores de Oeste a Este con los datos de la columna “Las Doradas” generada por GRP Ltda. (2013f) y los datos de los pozos Mandarina-1 (proyectado a 1750

m.), Curbinata-1 (proyectado a 3800 m.), Rastra-1 (proyectado a 6800 m.) y Río Pescado-2 (proyectado a 5430 m.) ubicados al Este del Macizo de Garzón (Figura 12). Debe mencionarse que los valores de los espesores de la columna “Las Doradas” (GRP Ltda., 2013f) mostrados en la Tabla 6 correspondientes a las formaciones Pepino, Rumiyaco y Caballos se usaron como espesores de esas unidades sobre lo que hoy es el Macizo de Garzón, pero no son los valores adecuados a usar en cuanto a la variación progresiva de espesores de Oeste a Este en la sección “Belén”, ya que disminuyen drásticamente el espesor representado al Oeste del Macizo de Garzón y nuevamente estos espesores aumentan con los datos del pozo Mandarina-1 al Este del Macizo. La razón principal de su depreciación es que la columna “Las Doradas” (Figura 12) se localiza a 24 km al Sur de la transecta mientras que el pozo Mandarina-1 se encuentra a solo 1.7 km al Sur de la misma. La consideración inicial de los datos de la columna estuvo en la diferencia de localización con respecto al pozo mencionado encontrándose en dominios estructurales diferentes.

Tabla 5. Espesores de referencia para la construcción de la sección “Florencia”.

W		ESPEORES (m.) DE REFERENCIA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN "FLORENCIA"								E
PARTE OCCIDENTAL (Oeste del Macizo de Garzón)				PARTE ORIENTAL (Este del Macizo de Garzón)						
FORMACIÓN / GRUPO	ESPESOR	FUENTE	Espeores estimados con datos del pozo CANDELO PROFUNDO-1	Espeores COLUMNA EL CONDOR	FORMACIÓN	COLUMNA ORTEGUAZA	Pozo AEROPUERTO-1	COLUMNA LAS PAVAS	Espesor	
GIGANTE	650	Van der Wiel, (1991)	-	-	ORTEGUAZA	Miembro	-	128		37
POTRERILLO	275 (al w del río Suaza)	Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	-	-	PEPINO	Superior	-	60		
TESALIA	100 (al Sur de la población de Acevedo)	Ingeominas y Geoestudios (2000) en Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	-	-		135				
BACHÉ	175 (al Sur de la población de Tesalia)	Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	-	-		Inferior	37	-		
PALERMO	100 (al Sur de la población de Tesalia)	Ingeominas Geoestudios (2000) en Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	-	-						
SECA	400	Memoria explicativa de la Plancha 366 Garzón (Velandia et al., 2001b)	358/400	-	RUMIYACO	Rumiyaco	52	11		-
						Neme	72	104		-
OLINI-LA TABLA	Desde 0 m. al Oeste	Interpretada por cartografía y datos estructurales	183	-	W: Oeste E: Este					
HONDITA-LOMA GORDA (FORMACIÓN VILLETA)	250 (Oeste de la plancha de Timaná)	Ingeominas y Geoestudios (2000) en Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	280/217	-						

Tabla 5. Continuación

W		ESPEORES (m.) DE REFERENCIA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN 'FLORENCIA'							E
PARTE OCCIDENTAL (Oeste del Macizo de Garzón)				PARTE ORIENTAL (Este del Macizo de Garzón)					
FORMACIÓN / GRUPO	ESPESOR	FUENTE	Espesores estimados con datos del pozo CANDELO PROFUNDO-1	Espesores COLUMNA EL CONDOR	FORMACIÓN	COLUMNA ORTEGUAZA	Pozo AEROPUERTO-1	COLUMNA LAS PAVAS	
CABALLOS	70 (Noroeste de la plancha Timaná)	Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	34	91					
SALDAÑA	500 (en toda la plancha 389)	Ingeominas y Geoestudios (2000) en Memoria explicativa de las Planchas 367, 368, 389, 390, 391 y 414 (Rodríguez et al., 2003a).	562	-					
LODOLITAS Y CALIZAS DE GRANADILLO	1500	Memoria explicativa de la Plancha 388 Pitalito (No se tomaron los cerca de 2000 m. que indica el documento) (Cárdenas et al., 2002)	-	-					

W: Oeste E: Este

Tabla 6. Espesores de referencia para la construcción de la sección "Belén".

W		ESPEORES (m.) DE REFERENCIA PARA LA CONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN "BELÉN"						E	
PARTE OCCIDENTAL (Oeste del Macizo de Garzón)				PARTE ORIENTAL (Este del Macizo de Garzón)					
FORMACIÓN	ESPEOR	FUENTE	ESPEOR USADO	FORMACIÓN	COLUMNA Las Doradas	POZO Mandarina-1	POZO Curbinata-1	POZO Rastra-1	POZO Rio pescado-2
PEPINO	525 (estimado)	Memoria explicativa de las Planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003).	425	ORTEGUAZA	-	279	739	906	-
RUMIYACO	425	Memoria explicativa de las Planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003).	150	PEPINO	221	413	209.39	34.13	179
VILLETA	380	Memoria explicativa de las Planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003).	330	RUMIYACO	68	230.72	-	-	144
CABALLOS	125	Memoria explicativa de las Planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003).	110	VILLETA	140	96	-	-	-
SALDAÑA	1700	Memoria explicativa de las Planchas 411, 412, 430, 431, 448, 449 y 465 (Núñez, 2003).	1000	CABALLOS	37	106	-	-	-

W: Oeste E: Este

* Se puede observar que la secuencia estratigráfica del Cretácico está ausente al Este de la transecta (Cuenca Yari-Caguán).

4.2.1 Nomenclatura litoestratigráfica implementada En este literal se mencionan las nomenclaturas litoestratigráficas usadas en la metodología y en los resultados de este trabajo para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán relacionándolas con las adoptadas por algunos autores (Figuras 3 y 4). Teniendo en cuenta las distancias entre las transectas (por ejemplo más de 115 km entre “Palermo y “Florencia”) y con el fin de facilitar las lecturas de manera local de algunas unidades estratigráficas con respecto a trabajos tomados como referencia (por ejemplo con el trabajo de García, 2015, realizado en el área de Upar, Figura 20, y con el trabajo de Rodríguez et al., 2003a), se manejaron nomenclaturas litoestratigráficas diferentes entre las secciones para referirse a una misma formación o para equivalentes (Tabla 7). De esta forma las nomenclaturas litoestratigráficas equivalentes (con sus facies explicadas en el literal 4.3.1) asociadas a este trabajo queda como sigue a continuación.

- Formación Villeta: Esta nomenclatura es usada en las tres secciones estructurales y hace referencia al Grupo Villeta y a la Formación Hondita-Loma Gorda, sin embargo esta formación fue dividida en tres miembros (Tabla 11) con el fin de separar sus facies para el modelo de migración de hidrocarburos.
- Formación Monserrate: Es usada en la sección “Palermo” y es equivalente a la Formación La Tabla (del Grupo Olini-La Tabla) de la sección “Florencia”.
- Formación La Tabla: Es equivalente a la Formación Monserrate de la sección “Palermo”. Suprayace al Grupo Olini, por tanto se ubican intrínsecamente en la parte superior de las rocas llamadas como Grupo Olini-La Tabla de la sección “Florencia”.
- Grupo Olini: En la sección “Palermo” hace referencia al Grupo Olini encontrado en la literatura y fue dividido en tres miembros con el fin de diferenciar sus facies para el modelado de migración de hidrocarburos (Tabla 11). En la

sección “Florencia” hace referencia a la parte inferior de las rocas nombradas como Grupo Olini-La Tabla sin presentar diferenciación de facies (Tabla 11).

- Grupo Olini-La Tabla: Nombre usado para hacer alusión al Grupo Olini (parte inferior) y a la Formación La Tabla (parte superior) en la sección “Florencia”. Tanto el miembro superior como el inferior de este grupo presentan facies distintas en el modelado de migración de hidrocarburos (Tabla 11).
- Formación Seca: Es usada en la sección “Florencia” y hace referencia a la Formación Guaduas ó Guaduala de la literatura, es equivalente con las Formaciones San Francisco y Teruel de la sección “Palermo”, la diferencia de facies entre estas se aprecia en la Tabla 11. La Formación Seca es equivalente también a la Formación Rumiyaco de la sección “Belén” y de la Cuenca Yarí-Caguán.
- Formaciones San Francisco y Teruel: Hacen parte de la sección “Palermo” y componen el Grupo Guaduala (Figura 3) como lo resalta García (2015). Por pertenecer al Paleoceno son equivalentes a la Formación Seca de la sección “Florencia” y a la Formación Rumiyaco de la sección “Belén” y de la Cuenca Yarí-Caguán.
- Formación Rumiyaco: Hace parte de la secuencia estratigráfica de la sección “Belén” y corresponde a la Formación Seca de la sección “Florencia”. Hacia el área de la Cuenca Yarí-Caguán la formación, en las dos secciones mencionadas anteriormente, está dividida en los miembros “arcilloso” y Neme, sus facies se diferencian en la Tabla 11. La Formación Rumiyaco es equivalente por consiguiente, a las Formaciones San Francisco y Teruel de la sección “Palermo”.

- Grupo Chicoral: Hace parte de la secuencia estratigráfica de la sección “Palermo” y hace referencia a las Formaciones Palermo, Baché y Tesalia de la sección “Florencia”, las facies de cada una se mencionan en la Tabla 11. Es correlacionable con parte de la Formación Pepino de la Cuenca Yarí-Caguán.
- Formación Pepino: Hace parte de la estratigrafía de la sección “Belén”, sin embargo representa las rocas del Eoceno (principalmente y mejor conocidas de esta edad) de la Cuenca Yarí-Caguán de las tres secciones, por consiguiente el Grupo Chicoral y la Formación Potrerillo de la sección “Palermo” y las Formaciones Palermo, Baché, Tesalia y Potrerillo de la sección “Florencia”, cambian “lateralmente de facies” (también consideradas desde el punto de vista cronológico) hacia el Macizo de Garzón y hacia la Cuenca Yarí-Caguán (Tabla 11).

Para la Cuenca Yarí-Caguán las Formaciones Arrayán, Orito-Belén y Orteguaza fueron tomadas como Formación Orteguaza considerando que hacen parte de manera general como roca sello en los modelos de Sistema Petrolífero. Las formaciones Serranía y Talanqueros también fueron asumidas como parte de la Formación Orteguaza con el fin de simplificar los modelos.

Tabla 7. Nomenclatura litoestratigráfica usada en las secciones estructurales construidas.

USO DE NOMENCLATURA LITOSTRATIGRÁFICA PARA LAS DIFERENTES UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS REPRESENTADAS EN ESTE TRABAJO						
CUENCA	ÉPOCA O EDAD	NOMBRE MÁS COMÚN EN LITERATURA	NOMENCLATURA USADA EN CADA SECCIÓN ESTRUCTURAL			REFERENCIAS
			Sección "Palermo"	Sección "Florencia"	Sección "Belén"	
VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA	Mioceno tardío/Plioceno - Pleistoceno	Gigante	Gigante	Rocas y depósitos del Oligoceno-Plioceno (<i>Incluye la Fm Gigante</i>)	-	Van Der Wiel (1991); Rodríguez et al. (2003a); Rodríguez et al. (2010a); Morales et al. (2001); García (2015)
	Mioceno	Grupo Honda	Grupo Honda/Fm Orteguzza	-	-	Van Der Wiel (1991); Velandia et al. (2001a); Morales et al. (2001); García (2015); Jiménez (2008)
	Oligoceno	Doima	Doima	-	-	Van Der Wiel (1991); Velandia et al. (2001a); García (2015)
	Eoceno	Potrillo (<i>Equiv. Pepino</i>)	Potrillo	Potrillo	Pepino	Velandia et al. (2001a); García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Núñez (2010); Rodríguez et al. (2003a); Núñez (2003)
	Eoceno	Grupo Chicoral	Grupo Chicoral	Formaciones Palermo, Baché y Tesalia	-	García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a)
	Maastrichtiano - Paleoceno	Seca; Guaduas; Rumiyaco; Guaduala (<i>miembros San Francisco y Teruel</i>)	Formaciones San Francisco y Teruel	Seca	Rumiyaco	García (2015); Núñez (2003); Núñez (2010); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a); Jiménez (2008)
	Maastrichtiano	Monserate; La Tabla (<i>del Grupo Olini-La Tabla</i>)	Monserate	Grupo Olini-La Tabla (<i>parte superior</i>)	-	García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a); Jiménez (2008)
	Maastrichtiano	Grupo Olini (<i>del Grupo Olini-La Tabla</i>)	Grupo Olini	Grupo Olini-La Tabla (<i>parte inferior</i>)	-	García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a);
	Santoniano	Grupo Villeta; Villeta; Hondita-Loma Gorda	Villeta	Villeta	Villeta	García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a); Núñez (2003); Núñez (2010)

Tabla 7. Continuación

USO DE NOMENCLATURA LITOESTRATIGRÁFICA PARA LAS DIFERENTES UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS REPRESENTADAS EN ESTE TRABAJO						
CUENCA	ÉPOCA O EDAD	NOMBRE MÁS COMÚN EN LITERATURA	NOMENCLATURA USADA EN CADA SECCIÓN ESTRUCTURAL			REFERENCIAS
			Sección "Palermo"	Sección "Florencia"	Sección "Belén"	
	Albiano	Caballos	Caballos	Caballos	Caballos	García (2015); Rodríguez et al. (2010a); Rodríguez et al. (2003a); Núñez (2003); Núñez (2010)
	Jurásico	Saldaña	-	Saldaña	Saldaña	Rodríguez et al. (2003a); Rodríguez et al. (2010a); Estévez (2014)
	<i>Proterozoico</i>	Basamento	Basamento (<i>Incluye la Fm Saldaña</i>)	Basamento	Basamento	Jiménez-Mejía (2006)
YARÍ-CAGUÁN	Oligoceno	Orteguaza	Grupo Honda/Fm Orteguaza	Rocas y depósitos del Oligoceno-Plioceno (<i>Incluye la Fm Orteguaza</i>)	Orteguaza	Estévez (2014); Reyes et al., 1997; Rodríguez et al. (2009b)
	Eoceno Superior	Pepino	Potreriillo (<i>Equiv. Fm Pepino</i>)	Potreriillo (<i>Equiv. Fm Pepino</i>)	Pepino	Estévez (2014); Reyes et al., 1997; Núñez (2003); Núñez (2010); Rodríguez (2009b)
	Paleoceno	Rumiyaco	-	Seca (<i>Equiv. Fm Rumiyaco</i>)	Rumiyaco	Estévez (2014); Reyes et al. (1997); Núñez (2003); Núñez (2010); Rodríguez (2009b)
	Santoniano	Villeta	-	-	Villeta	Estévez (2014); Núñez (2003); Núñez (2010); Rodríguez (2009b).
	Albiano	Caballos	-	-	Caballos	Estévez (2014); Núñez (2003); Núñez (2010); Rodríguez (2009b)
	<i>Paleozoico</i>	Rocas sedimentarias del Paleozoico	Rocas sedimentarias del Paleozoico	-	-	Reyes et al. (1997); Ecopetrol (2013)
	<i>Proterozoico</i>	Basamento	Basamento	Basamento	Basamento	Jiménez-Mejía (2006)

Equiv.: Equivalente **Fm:** Formación **CYC:** Cuenca Yará-Caguán

*Se indica la equivalencia cronoestratigráfica de los diferentes grupos o formaciones tomadas en este trabajo y el nombre que adquirieron en las secciones estructurales, asociándolas además con la cuenca a la que pertenecen.

4.2.2 Restitución de las secciones estructurales Los modelos de restitución cinemática de las secciones estructurales se construyeron con base en termocronología de baja temperatura referente a trazas de fisión en apatitos (AFT) para lo cual fue necesario construir modelos termales de diferentes sectores del área de estudio especialmente del Macizo de Garzón. Los modelos termales construidos corresponden a muestras de roca tomadas a lo largo del borde Oriental del Macizo de Garzón, del Nororiente del mismo y muestras de roca de un sector del flanco Occidental de la Cordillera Central (Oeste de la transecta "Palermo") (ver Figura 12). Todas las muestras de roca fueron recolectadas por la firma GRP Ltda. y fueron enviadas al laboratorio de análisis de trazas de fisión en apatitos (Apatite to Zircon Inc.) por el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), instituto que posteriormente suministró los resultados de los análisis al presente proyecto. Por consiguiente éste estudio se entendió solo con las hojas de cálculo procedentes del laboratorio de análisis de trazas de fisión en apatitos y con base en estas se construyeron los diferentes modelos termales anteriormente mencionados.

La información inicial necesaria para la construcción de los modelos termales de cada muestra son la edad y temperatura de deposición ("deposición") de la formación a la que pertenece la muestra, la temperatura actual del sitio de donde se tomó la muestra, las hojas de cálculo asociadas a la edad relativa de la muestra con respecto a la temperatura a la cual fue sometida (enterramiento), y la hoja de cálculo asociada a la longitud de las trazas de fisión de los apatitos analizados en la muestra. La Tabla 8 muestra el tipo de roca de las muestras analizadas y la formación o la unidad litológica a la que pertenecen, y la Tabla 9 indica los principales datos proporcionados por el laboratorio de análisis de trazas de fisión en apatitos para cada muestra.

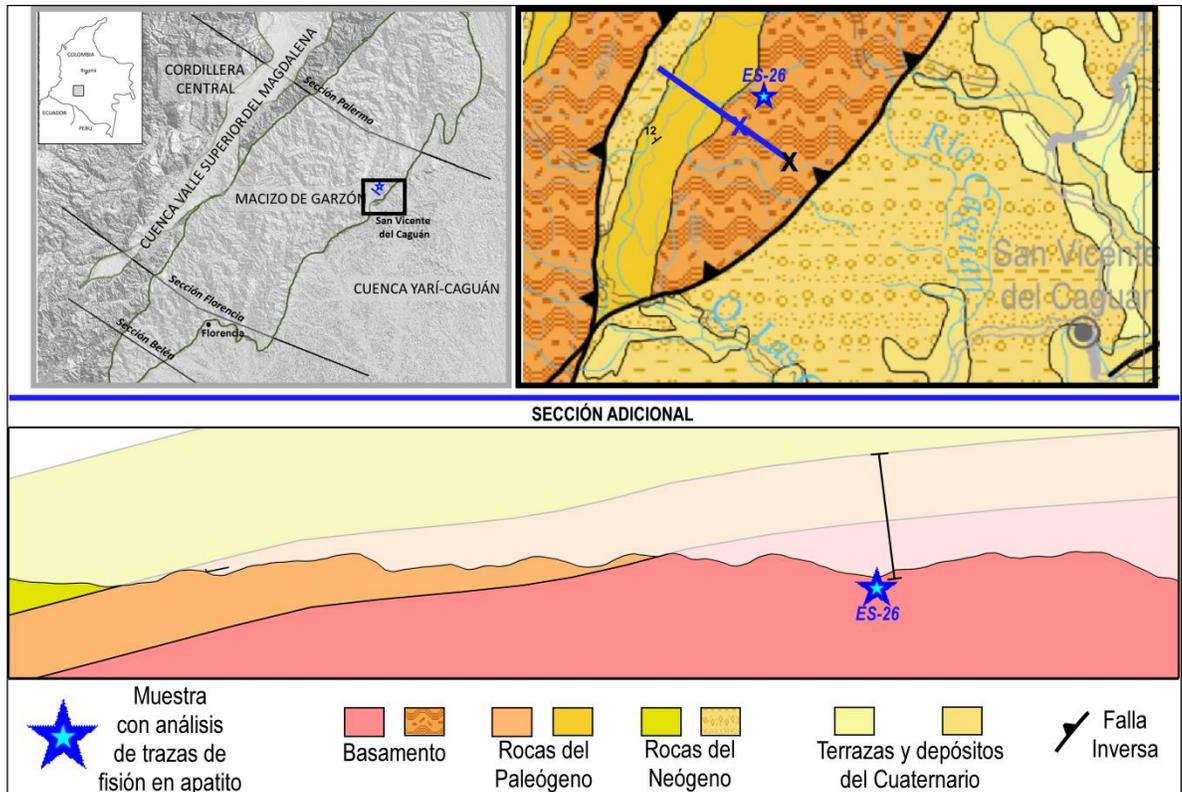
Tabla 8. Relación de muestras con análisis de trazas de fisión en apatitos.

MUESTRAS CON ANÁLISIS DE TRAZAS DE FISIÓN EN APATITOS					
MUESTRA	TIPO DE ROCA	FORMACIÓN / UNIDAD LITOLÓGICA	EDAD AFT (Ma)	EDAD ESTRATIGRÁFICA (Ma)	DOMINIO ESTRUCTURAL
ES-26	Roca cristalina	Basamento (Macizo de Garzón)	110.93	1130 (tomando referencia a Jiménez-Mejía, 2006)	2
APN-87	Arenisca	Villeta	57.42	84 (ICP, 2014)	2
APO-58	Roca cristalina	Basamento (Macizo de Garzón)	12.11	1130 (tomando referencia a Jiménez-Mejía, 2006)	2
APN-39	Roca cristalina	Basamento (Macizo de Garzón)	12.4	1130 (tomando referencia a Jiménez-Mejía, 2006)	2
GM-01	Granito	Intrusivo	3.59	166 (Ingeominas plancha 323:Ferreira et al., 2002)	3
GM-02	Granito	Intrusivo	3.91	166 (Ingeominas plancha 323:Ferreira et al., 2002)	3
GM-04	Granito	Intrusivo	5.76	166 (Ingeominas plancha 323:Ferreira et al., 2002)	3
100811-19	Granodiorita?	Intrusivo	53.39	160 (Ingeominas plancha 323:Ferreira et al., 2002)	5
110811-02	Filita	Complejo Aleluya	20.67	545 Proterozoico? (Silva et al., ?)	5
110811-04	Granodiorita	Intrusivo	26.07	160 (Ingeominas plancha 323:Ferreira et al., 2002)	5
APN-42	Arenisca	Rumiyaco	145.09	56 (ICP, 2014)	2
APN-22	Arenisca	Pepino	54.51	34 (ICP, 2014)	2

*La historia termal de estas muestras fue utilizada en la restitución cinemática de las secciones estructurales.

Con el fin de encontrar todos los datos iniciales para la construcción de los modelos termales de las muestras con litologías diferentes a la sedimentaria, se realizó una estimación de la edad de “depósito” con la formación inmediatamente suprayacente para poder acotar el tiempo de su trayectoria de temperatura y obtener un dato de depósito, que en este caso sería, la temperatura por enterramiento a la que se encontraba la muestra al momento de la deposición (“deposición”) de la unidad suprayacente. La ubicación de cada una de las muestras fue proyectada a la sección más cercana (“Palermo”, “Florencia” ó “Belén”) dependiendo de la continuidad estructural y la distancia a la que se encontrara la muestra, de lo contrario, se debieron construir pequeñas secciones estructurales, como se dijo anteriormente, con el fin de estimar la profundidad inicial de la muestra para el modelo termal y así establecer la edad y temperatura de depósito de la misma. En la Figura 13 se puede observar la proyección de la muestra ES-26 con el fin de determinar la edad y temperatura a la que se encontraba esa roca al momento de la deposición (“deposición”) de la Formación Pepino.

Figura 13. Método para determinar la temperatura de “depósito” de muestras con litología distinta a la sedimentaria.



*La muestra es proyectada a una sección adicional (línea azul) para poder estimar una temperatura por enterramiento.

Fuente: Modificado de Gómez et al., 2007b, y de Ecopetrol, 2013.

La temperatura de depósito de las muestras fue calculada teniendo en cuenta una temperatura en superficie de $20^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ y $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ como gradiente geotérmico (gradiente geotérmico ajustado por Ramírez-Arias et al., 2012, para reconstrucciones paleogeotérmicas de la Cordillera Oriental). La Figura 14 muestra los datos iniciales ingresados para la construcción del modelo termal de la muestra ES-26 en el software HeFTy (Ketcham and Apatite to Zircon Inc., 2011).

Armstrong (2005) menciona que cuando los apatitos son sometidos a profundidades donde las temperaturas están entre $\approx 50^{\circ}\text{C}$ y 70°C , la edad AFT (Tabla 9) de la muestra comienza a decrecer y disminuye aún más cuando llegan

a profundidades donde las temperaturas están entre $\approx 100^{\circ}\text{C}$ y 150°C , las cuales son llamadas como temperaturas de borrado total (refiriéndose al borrado de las trazas de fisión), este intervalo de temperatura lo determina como la zona de borrado parcial (PAZ). Armstrong (2005) agrega que las edades AFT (Tabla 9) podrían llegar a cero a la vez que las trazas de fisión se borran totalmente cuando los apatitos son sometidos a grandes profundidades y a altas temperaturas. Tagami y O'Sullivan (2005) señalan que en la zona de borrado parcial (PAZ) las trazas de fisión de los apatitos son parcialmente estables y lentamente borradas y acortadas. De acuerdo con lo citado anteriormente, las temperaturas y también el tiempo de permanencia de los apatitos por encima del límite inferior del PAZ, controlan la distribución de las longitudes de las trazas de fisión, de esta manera la posible historia de calentamiento y enfriamiento de una muestra puede comenzar a ser entendida observando los histogramas de distribución de longitudes de trazas de fisión como lo muestran las barras en rojo de la Figura 15, entonces el modelo termal puede ser construido a partir de posibilidades aceptables de ubicaciones en tiempo y temperatura para la muestra. Como se puede ver en la Figura 15 (modelo ejemplo), el modelo termal indica una historia de calentamiento en el intervalo de tiempo 40 Ma - 20 Ma y posteriormente un enfriamiento a partir de los 10 Ma hasta el presente, las ubicaciones aceptables (o historia de calentamiento-enfriamiento) establecidas para el modelo y representadas por la curva verde, tratan de albergar la distribución de las longitudes de las trazas marcadas en los apatitos (histograma con barras en rojo).

Los intervalos de calentamiento de las muestras registrados en los modelos termales se asociaron con eventos de enterramiento y los intervalos de enfriamiento se interpretaron como eventos de levantamiento con exhumación (como lo indica Lisker et al., 2014,). Estos eventos se tomaron como tendencia para todo el dominio estructural al cual corresponde la muestra (Figura 12) estimando así cronologías de este tipo de procesos para los dominios

estructurales 5, 3 y 2 de las secciones “Palermo” y “Florencia”, y para los dominios estructurales 3, 2 y 1 de la sección “Belén”.

Se establecieron cuatro edades para construir los estados restituidos de las secciones estructurales construidas, el Eoceno superior (35 Ma), el Oligoceno superior (25 Ma), el Mioceno superior (10 Ma) y el Plioceno inferior (5 Ma). Teniendo en cuenta los modelos termales, se calculó la profundidad a la cual se encontraba cada muestra en las edades antes mencionadas con un gradiente termal de 30°C/km (gradiente termal tomado de Ramírez-Arias et al., 2012). De esta manera la sección podría estar variando en profundidad (ver como ejemplo la Figura 15 y la Tabla 10) por dominios estructurales.

Debido a los pocos granos de apatito y a la baja cantidad de trazas de fisión encontradas en las muestras APN-22 y APN-42 (Tabla 6), Ramírez (2015) construyó un modelo termal (modelo JC) combinando los datos de laboratorio de las muestras mencionadas junto con los de la muestra APN-39, el cual fue usado como modelo adicional para la restitución de la sección “Florencia”.

Las líneas fucsias en la parte derecha de las figuras de los modelos termales, representan las trayectorias o las historias termales más aceptadas dentro del modelo y con base en ellas se realizó la interpretación. La mayoría de los modelos termales generados indican historias termales que abarcan, y en algunos casos, sobrepasan las temperaturas de la zona de borrado parcial (PAZ). En este trabajo y como única herramienta de soporte para la restitución de las secciones estructurales, se tomaron los valores de temperatura marcados por aglomeración de trayectorias aceptadas para las edades de 35 Ma, 25Ma., 10 Ma, 5 Ma y 0 Ma, sin importar si sobrepasaban el PAZ, considerándolas de esta manera como tendencia más probable para los estados de enterramiento de los dominios estructurales. Para la interpretación cronológica del inicio de las exhumaciones se

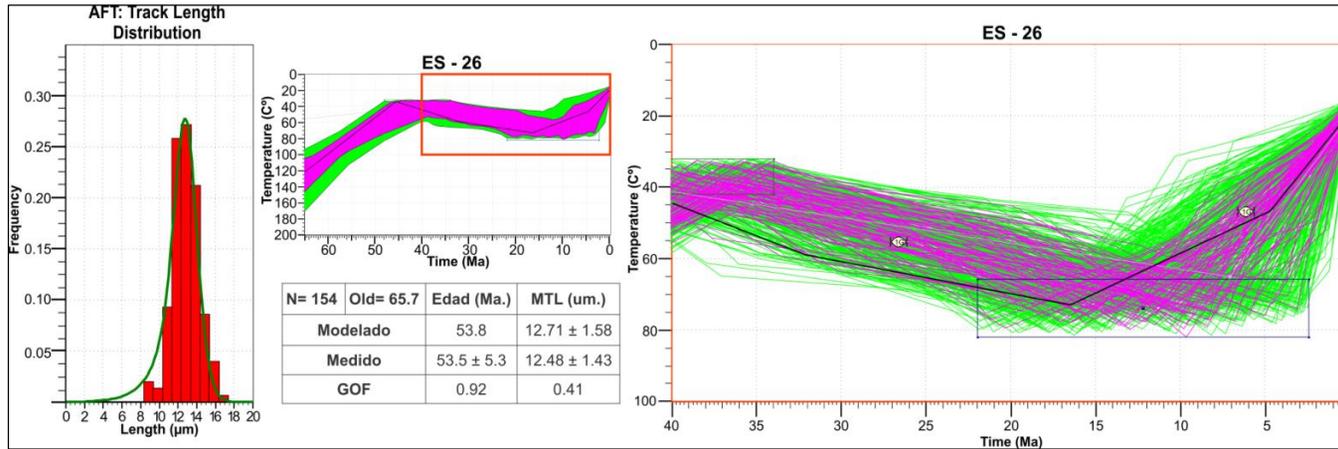
tuvieron en cuenta intervalos de tiempo que acogieran la mayor cantidad de posibilidades (inflexiones de las líneas fucsias) de inicio de estos eventos.

Figura 14. Datos de entrada para la construcción del modelo termal de la muestra ES-26 en el software HeFTy (v.1.7.4).

The screenshot shows the 'Sample Information' tab in the HeFTy software. The interface includes the following fields and options:

- Sample #:** ES-026
- Elevation:** 476 meters
- Description:** Roca de basamento
- Stratigraphic Age Range:** Upper: 34 Ma, Lower: 48 Ma
- Strat. Title:** Basamento (con edad de Pepino)
- Deposition Temperature:** 37 ± 5 °C
- Present-Day Temperature:** 20 ± 5 °C
- Highlight in time-temperature graph?
- Enforce during forward modeling?

Figura 15. Modelo termal para la muestra ES-26.



* Las barras en rojo indican la población de trazas de fisión a determinadas longitudes. El modelo generado (derecha) muestra una historia de calentamiento en el intervalo de 40 Ma - 10 Ma y posteriormente un enfriamiento durante los últimos 10 Ma. N: Número de trazas medidas.

Tabla 9. Resumen de los resultados de análisis de laboratorio para trazas de fisión en apatitos de las muestras del presente estudio.

RESUMEN DE RESULTADOS DEL LABORATORIO DE ANÁLISIS DE TRAZAS DE FISIÓN EN APATITOS														
Elev. (m.)	Número de Granos	Datos edad								Datos longitud				
		Edad AFT (Ma)	95%-CI	95%+CI	Chi cuadrado (%)	Qchi cuadrado	Zeta	+/- 1 Sigma Zeta	Dpar promedio (um)	Número Trazas	Longitud de traza promedio	Error estándar (um)	Desviación estándar (um)	Dpar promedio (um)
476	28	110.93	8.70	9.43	53.6891	0.0017	8.2727	0.1407	1.97	154	12.44	0.12	1.43	2.93
351	31	57.42	7.18	8.20	136.7301	0	8.2727	0.1407	1.66	62	11.61	0.32	2.49	2.49
590	40	12.11	2.26	2.78	27.8569	0.9082	8.2727	0.1407	1.62	136	14.67	0.77	8.97	2.35
467	25	12.4	2.14	2.59	31.5154	0.1395	8.2727	0.1407	1.83	42	13.15	0.29	1.88	2.22
673	28	3.59	1.23	1.88	24.3215	0.5576	8.2727	0.1407	1.72	11	11.87	0.73	2.32	2.08
782	22	3.91	1.47	2.37	15.0482	0.7736	8.2727	0.1407	1.61	7	12.64	0.7	1.71	2.23
1176	40	5.76	1.01	1.30	55.1485	0.0215	8.2727	0.1407	1.55	19	14.32	0.28	1.2	2.33
799	40	53.39	3.38	3.60	93.6619	0	8.2727	0.1407	2.52	201	14.27	0.09	1.23	2.85
1080	40	20.67	2.26	2.54	50.5048	0.0844	8.2727	0.1407	1.82	155	13.89	0.12	1.47	2.17
1350	40	26.07	4.08	4.83	26.0237	0.9297	8.2727	0.1407	1.99	151	13.58	0.14	1.69	2.32
356	2	54.51	18.14	27.13	0.5184	0.4715	8.2727	0.1407	0.81	6	9.88	0.41	0.92	2.6
429	2	145.09	41.18	57.25	5.3376	0.0209	8.2727	0.1407	1.94	12	12.04	0.58	1.93	2.37

Fuente: Modificado de Ramírez, 2015.

Tabla 10. Ejemplo de posibles rangos de profundidad a la que fue sometida la muestra ES-26.

VALORES DEL MODELO TERMAL MUESTRA ES-26			
EDAD (Ma)	T°C	GRADIENTE (°C/Km)	PROFUNDIDAD (m.)
5.00	37.00	30.00	400.00
	55.40	30.00	1013.33
10.00	52.60	30.00	920.00
	75.70	30.00	1690.00
25.00	45.00	30.00	666.67
	66.80	30.00	1393.33
35.00	33.80	30.00	293.33
	49.50	30.00	816.67

*Estos rangos de profundidad son calculados según el modelo termal mostrado en la Figura 15.

Fuente: Gradiente tomado de Ramírez-Arias et al., 2012.

Con toda la información y el procedimiento mencionado en esta fase de la metodología, se comenzaron a construir las secciones estructurales y sus respectivas restituciones en el software Move (2D, v.2011), las cuales fueron balanceadas bloque por bloque.

4.3 MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO

Las secciones estructurales restituidas cinemáticamente se ingresaron al software PetroMod (v.2012.2) donde debieron ser sometidas a cuatro actividades principales las cuales son mencionadas a continuación.

- Edición: Las secciones se adecuaron de tal forma que todos los extremos de las líneas contenidas en ellas tuviesen contacto con alguna otra línea, el fin de este paso es preparar la sección para posteriormente construir un *grid* sin margen de error necesario para el modelado.

- *Grid*: El *grid* es un “enmallado” que define la cantidad de celdas en las que el *software* va a realizar los cálculos de la simulación en cada modelo, por consiguiente se construyó un *grid* para cada estado restituido de las secciones estructurales. Teniendo cada *grid* construido, el modelo ya puede recibir datos específicos en cada sector de la sección.
- Asignación de propiedades: Se asignaron propiedades geoquímicas (%TOC y HI) y litológicas (facies) incluyendo la variación de estas mismas donde correspondiera (ver literal 4.3.1 y Tabla 11). Igualmente se establecieron las condiciones límite, que incluyen la paleobatimetría (PWD), la temperatura de interface agua-sedimento (SWIT) y los flujos de calor (HF) (ver literal 4.3.2) para diferentes edades de evolución de cada una de las cuencas (VSM y Yarí-Caguán).
- Simulación: La simulación se realizó con el método de migración *Hybrid*, teniendo en cuenta a Hantschel y Kauerauf (2009) quienes consideran que de esta forma se puede tratar a la vez la migración tanto en reservorios como en zonas de baja permeabilidad a través del tiempo, sin descuidar la información geométrica original como lo termina concluyendo Hantschel et al. (2000). La simulación de las secciones “Florencia” y “Belén” contó con una resolución de análisis por celda individual (1x1), mientras que la sección “Palermo” contó con una resolución de análisis por cada dos celdas (2X2).

A continuación se relacionan los datos utilizados para la asignación de propiedades.

4.3.1 Asignación de litologías y propiedades geoquímicas En la Sección “Palermo”, la Formación Saldaña y el Paleozoico sedimentario de las cuencas VSM y Yarí-Caguán respectivamente, no fueron diferenciados del basamento debido a que representan rocas que infrayacen los sistemas petrolíferos

(compuesto por rocas del Cretácico y Terciario, ver literales 3.4 y 3.5) y por consiguiente su individualización no influye en los resultados del modelo de migraciones. Lo mismo se hizo para la Formación Saldaña en la sección "Florencia" pero no para la sección "Belén" donde se deseó separar esta formación del basamento.

La Tabla 11 indica la litología usada para cada una de las formaciones, la cual fue establecida con base en la revisión de los trabajos de García (2015), Rodríguez et al. (2003a), Núñez (2003), Ferreira et al. (2002), Velandia et al. (2001a), Estévez (2014), Reyes et al. (1997) y Morales et al. (2001), con especial atención se tuvieron en cuenta los trabajos de Vergara (1997a), Morales et al. (2001), Peña et al. (2002) y GRP Ltda. (2013c, 2013d, 2013e, 2013f) para las litologías y espesores de los miembros de las formaciones Villeta, Caballos y Grupo Olini. La magnitud de los espesores son aproximadas y proporcionales según el espesor total de la formación correspondiente a lo largo de la sección. Los cambios de litología y espesor de una misma unidad o miembro entre secciones se debe a la cercanía de la localización de su descripción reportada por los autores antes mencionados respecto a la ubicación de las secciones estructurales de este trabajo.

En la columna "Variación de propiedades hacia el Macizo de Garzón" de la Tabla 11, se indican cambios "laterales" de litologías desde el Oeste (Cuenca VSM) hacia el Este (Cuenca Yarí-Caguán) para las secciones "Palermo" y "Florencia", según la temporalidad de deposición ("deposición") de las unidades de edades entre el Paleoceno - Mioceno a reciente. Para la edad del Cretácico también se tuvieron cambios "laterales" de litologías pero solo para las secciones "Florencia" y "Belén", estos cambios se basaron en las columnas estratigráficas "El Cóndor" y "Las Doradas" levantadas por GRP Ltda. (2013c, 2013f) en el Macizo de Garzón (Figura 12). Las propiedades geoquímicas asignadas en los modelos se estimaron dentro del rango de valores publicados por Vergara (1997b) y Vergara (1995).

Tabla 11. Información litológica y geoquímica implementada en las secciones estructurales “Palermo”, “Florencia” y “Belén”.

INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y GEOQUÍMICA IMPLEMENTADA EN EL MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO PARA LA SECCIÓN "PALERMO"								
EDAD	CUENCAS VSM Y YARÍ-CAGUÁN					VARIACIÓN DE PROPIEDADES HACIA EL MACIZO DE GARZÓN		
	FORMACIÓN/ GRUPO (Cuenca)	Miembro (m.)	LITOLOGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)	LITOLOGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)
MIOCENO A RECIENTE	Gigante (VSM)	-	Arenisca tobácea (100%)	-	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)		
	Honda (VSM)	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)	-	-			
	Orteguaza (YC)	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)	-	-			
OLIGOCENO	Doima (VSM)	-	Conglomerado (100%)			-		
EOCENO	Pepino (YC)	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)	-	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)		
	Potreriillo (VSM)	-	Arenisca (50%) y lodolita (50%)	-	-			
	Chicoral (VSM)	-	Conglomerado (100%)	-	-			
PALEOCENO	Teruel (VSM)	-	Arenisca lodosa (100%)	-	-			
	San Francisco (VSM)	-	Arcillolita (100%)	-	-			
CRETÁCICO SUPERIOR	Monserate (VSM)	-	Arenisca limosa (100%)	-	-			
	Olini (VSM)	Superior (40)	Caliza (100%)	1.48	538			
		Medio (15)	Lodolita (50%) y Arenisca (50%)					

Tabla 11. Continuación

INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y GEOQUÍMICA IMPLEMENTADA EN EL MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO PARA LA SECCIÓN "PALERMO"								
EDAD	CUENCAS VSM Y YARÍ-CAGUÁN					VARIACIÓN DE PROPIEDADES HACIA EL MACIZO DE GARZÓN		
	FORMACIÓN/GRUPO (Cuenca)	Miembro (m.)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)
		Inferior (65)	Chert (50%) y <i>Shale</i> negro (50%)	1.72	425			
	Villeta (VSM)	Superior (130)	<i>Shale</i> con Caliza (70%), Caliza (25%) y Chert (5%)	4.10	396			
		Medio (200)	Marga (70%) y Micrita (30%)	6.68	406			
		Inferior (40)	Caliza (100%)	1.59	244			
CRETÁCICO INFERIOR	Caballos (VSM)	Superior (60)	Arenisca (100%)	-	-			
		Medio (60)	Arenisca (20%), Lodolita (60%) y Caliza (20%)	2.31	218			
		Inferior (80)	Lodolita (50%) y Arenisca lodosa (50%)		-			
PROTEROZOICO / JURASICO INF.-SUP.	Basamento	-	Neis (70%)/Granito (30%)					
MIOCENO A RECIENTE	Gigante (VSM)	-	Conglomerado (80%) y toba (20%)	-		Arcillolita (100%)		
	Orteguaza (YC)	-	Arcillolita (100%)	-	-			
OLIGOCENO								
EOCENO	Pepino (YC)	-	Conglomerado (85%) y Limo arcilloso (15%)	-	-	Conglomerado (85%) y Limo arcilloso (15%)		
	Potreriillo (VSM)	-	Arcillolita (60%) y Arenisca conglomerática (40%)	-	-			

Tabla 11. Continuación

INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y GEOQUÍMICA IMPLEMENTADA EN EL MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO PARA LA SECCIÓN "PALERMO"										
EDAD	CUENCAS VSM Y YARÍ-CAGUÁN					VARIACIÓN DE PROPIEDADES HACIA EL MACIZO DE GARZÓN				
	FORMACIÓN/GRUPO (Cuenca)	Miembro (m.)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)		
	Tesalia (VSM)	-	Conglomerado (100%)	-	-					
	Baché (VSM)	-	Arcillolita (80%) y Arenisca limosa (20%)	-	-					
	Palermo (VSM)	-	Conglomerado (80%) y Arenisca limosa (20%)	-	-					
PALEOCENO	Seca (VSM)	-	Arcillolita (100%)	-	-	Lodolita (50%) y Arenisca (50%)		-		
	Rumiyaco (YC)	"Arcilloso" (50)	Lodolita (100%)	-	-					
		Neme (50)	Arenisca (100%)	-	-					
CRETÁCICO SUPERIOR	La Tabla (VSM)	-	Arenisca (100%)	-	-	-		-		
	Olini (VSM)	-	Chert (100%)	-	-	-				
	Villeta (VSM)	Superior (50)	Shale (100%)	4.10	396	Shale (100%)			2	295
		Medio (100)	Shale (60%), Caliza (20%) y Caliza con Shale (20%)	6.68	406	Caliza (55%) y Arenisca (45%)			4	300
		Inferior (100)	Shale (70%) y Caliza (30%)	1.59	244	Arenisca (100%)				-
CRETÁCICO INFERIOR	Caballos (VSM)	Superior (20)	Arenisca (80%) y Shale (20%)	-	-	Arenisca (80%) y Lodolita (20%)		-		
		Medio (20)	Shale (75%), Arenisca con caliza (15%) y Caliza (10%)	2.31	218	Arenisca (100%)				
		Inferior (30)	Arenisca (100%)	-	-					
PROTEROZOICO / JURASICO INF.-SUP.	Basamento	-	Neis (10%)/Granito (90%)			-				

Tabla 11. Continuación

INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y GEOQUÍMICA IMPLEMENTADA EN EL MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO PARA LA SECCIÓN "PALERMO"								
EDAD	CUENCAS VSM Y YARÍ-CAGUÁN					VARIACIÓN DE PROPIEDADES HACIA EL MACIZO DE GARZÓN		
	FORMACIÓN/GRUPO (Cuenca)	Miembro (m.)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)
MIOCENO A RECIENTE	Orteguaza (YC, se usó la misma formación como rocas del Mioceno en el VSM)	-	Arcillolita (100%)			-		
OLIGOCENO	-					-		
EOCENO	Pepino (VSM y YC)	-	Arenisca (100%)			-		
	-							
PALEOCENO	Rumiyaco (VSM)	-	Lodolita (100%)			-		
	Rumiyaco (YC)	"Arcilloso" (57)	Lodolita (100%)					
		Neme (57)	Arenisca (100%)					
CRETÁCICO SUPERIOR	Villeta (VSM)	Superior (150)	Shale (100%)	6.68	406	Shale (100%)	6.68	406
		Medio (100)	Shale (65%), Caliza (10%), Arenisca (15%) y Conglomerado (10%)	1.59	244			
		Inferior (80)	Shale (25%), Caliza	4.10	396	Caliza (100%)	1.59	244

Tabla 11. Continuación

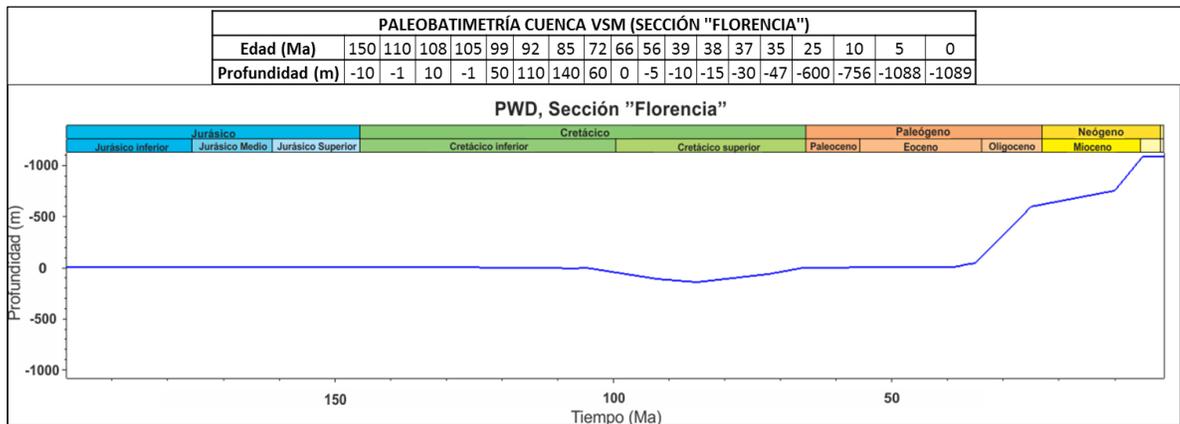
INFORMACIÓN LITOLÓGICA Y GEOQUÍMICA IMPLEMENTADA EN EL MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO PARA LA SECCIÓN "PALERMO"								
EDAD	CUENCAS VSM Y YARÍ-CAGUÁN					VARIACIÓN DE PROPIEDADES HACIA EL MACIZO DE GARZÓN		
	FORMACIÓN/GRUPO (Cuenca)	Miembro (m.)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)	LITOLÓGÍA	TOC (%)	HI (mgHC/gTOC)
			(25%) y Lodolita con carbón (50%)					
CRETÁCICO INFERIOR	Caballos (VSM)	Superior (50)	Arenisca (100%)	-	-	Arenisca (100%)	-	-
		Medio (30)	Lodolita con Carbón (100%)	2.31	218	Lodolita con Carbón (100%)	2.31	218
		Inferior (30)	Conglomerado (100%)	-	-			
PROTEROZOICO / JURASICO INF.-SUP.	Basamento	-	Neis (98%)/Granito (2%)	-				

VSM: Cuenca Valle Superior del Magdalena YC: Cuenca Yarí-Caguán INF.: Inferior. SUP.: Superior.

* Los datos hacen parte de trabajos publicados y de informes internos del ICP (Instituto Colombiano del Petróleo), los autores consultados se mencionan en el texto del literal 4.3.1.

4.3.2 Condiciones límite La paleobatimetría (PWD), se definió para cada una de las cuencas (Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán) teniendo en cuenta el ambiente de depósito de cada unidad, por consiguiente los ambientes de deposición (“deposición”) marina tuvieron valores estimados positivos (Figura 16) indicando la profundidad de la columna de agua y los ambientes continentales tuvieron valores estimados de cero (ambientes costeros) o negativos.

Figura 16. Gráfica de paleobatimetría (PWD) para la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (de la sección “Florencia”).

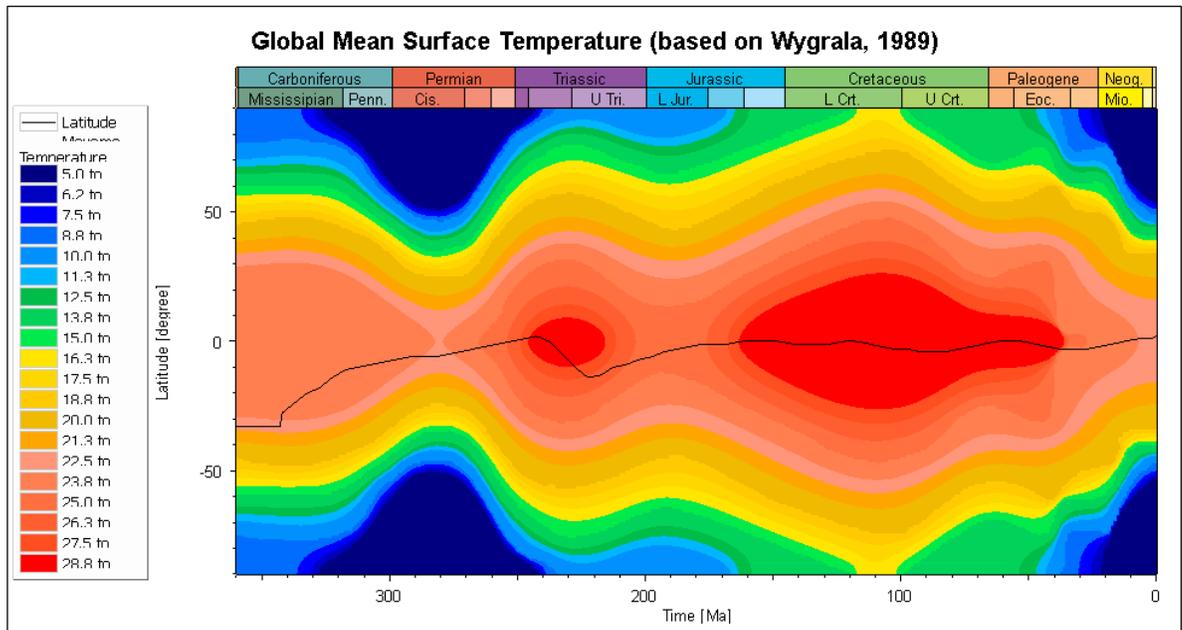


*Los valores positivos en profundidad para el Cretácico reflejan los ambientes marinos de ese período de tiempo (curva construida en el software PetroMod v.2012.2).

El software (PetroMod) estima automáticamente la paleotemperatura de la interface agua-sedimento (SWIT) a partir de la latitud del área de estudio y con los valores de la paleopropundidad de la columna de agua (PWD). Hantschel y Kauerauf (2009) indican que esta condición límite se puede determinar con la estimación de paleotemperaturas del aire o superficie según las paleolatitudes y con correcciones en la paleobatimetría. La Figura 17 muestra la curva de paleotemperaturas correspondientes a la actual zona de estudio con latitud 2° del Norte de Sudamérica (los valores de temperatura indicados en la Figura 17 están relacionando el promedio anual de paleotemperaturas de superficie de diversas

latitudes con la paleo-distribución continental global, aspectos que son importantes para la estimación de paleotemperaturas de la interface agua-sedimento como lo señala Wygrala, 1989).

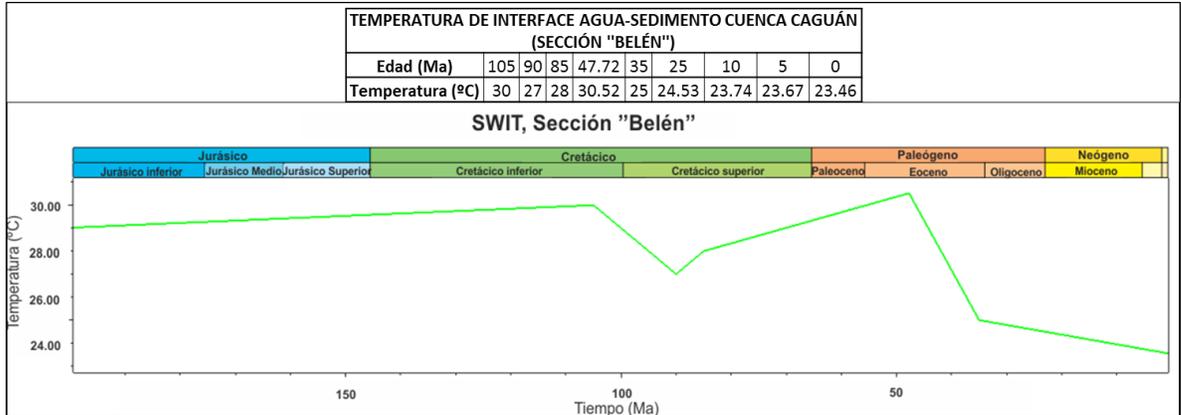
Figura 17. Temperatura media global de la superficie



* La curva negra indica la variación de la temperatura para el área de estudio a través del tiempo (curva desplegada en el software PetroMod v.2012.2).

La variación de la temperatura (paleotemperatura) de la interface agua-sedimento (SWIT) se determinó para cada cuenca en cada sección, la Figura 18 muestra esta variación para la Cuenca Yarí-Caguán basándose en paleobatimetrías (estimadas según sus paleoambientes de depósito) y paleolatitudes asociadas a la cuenca mencionada. Se consideró la misma variación de latitudes a través del tiempo (línea negra en Figura 17) para las dos cuencas objeto del presente estudio debido a la cercanía entre ellas.

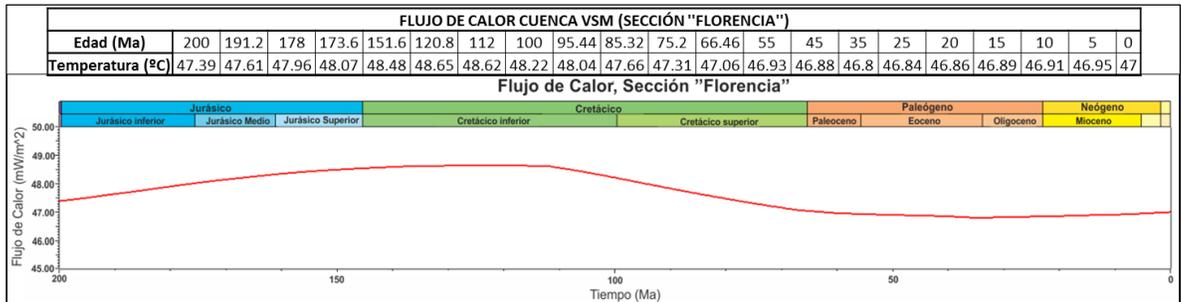
Figura 18. Comportamiento (temperatura vs. tiempo) de la interface agua-sedimento para la Cuenca Yarí-Caguán (sección "Belén").



* Curva construida en el software PetroMod v.2012.2.

Para establecer los flujos de calor se ingresaron los rangos de edad para fases de *synrift* (200-112 Ma) y *post-rift* (112-66 Ma) señalados por Parra et al. (2009) y los valores de adelgazamiento de la corteza (1.08) y manto (1.18) establecidos por Sarmiento (2002) durante el Aptiano-Albiano (121Ma. – 102 Ma), dentro del módulo de generación de tendencia de flujo de calor del software PetroMod (Módulo 1D). Se completaron de manera estimada los valores de flujo de calor desde la fase de *post-rift* hasta el presente como lo muestra la Figura 19.

Figura 19. Curva de Flujo de Calor de referencia para el modelado de la sección "Florencia" (cuencas Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena).



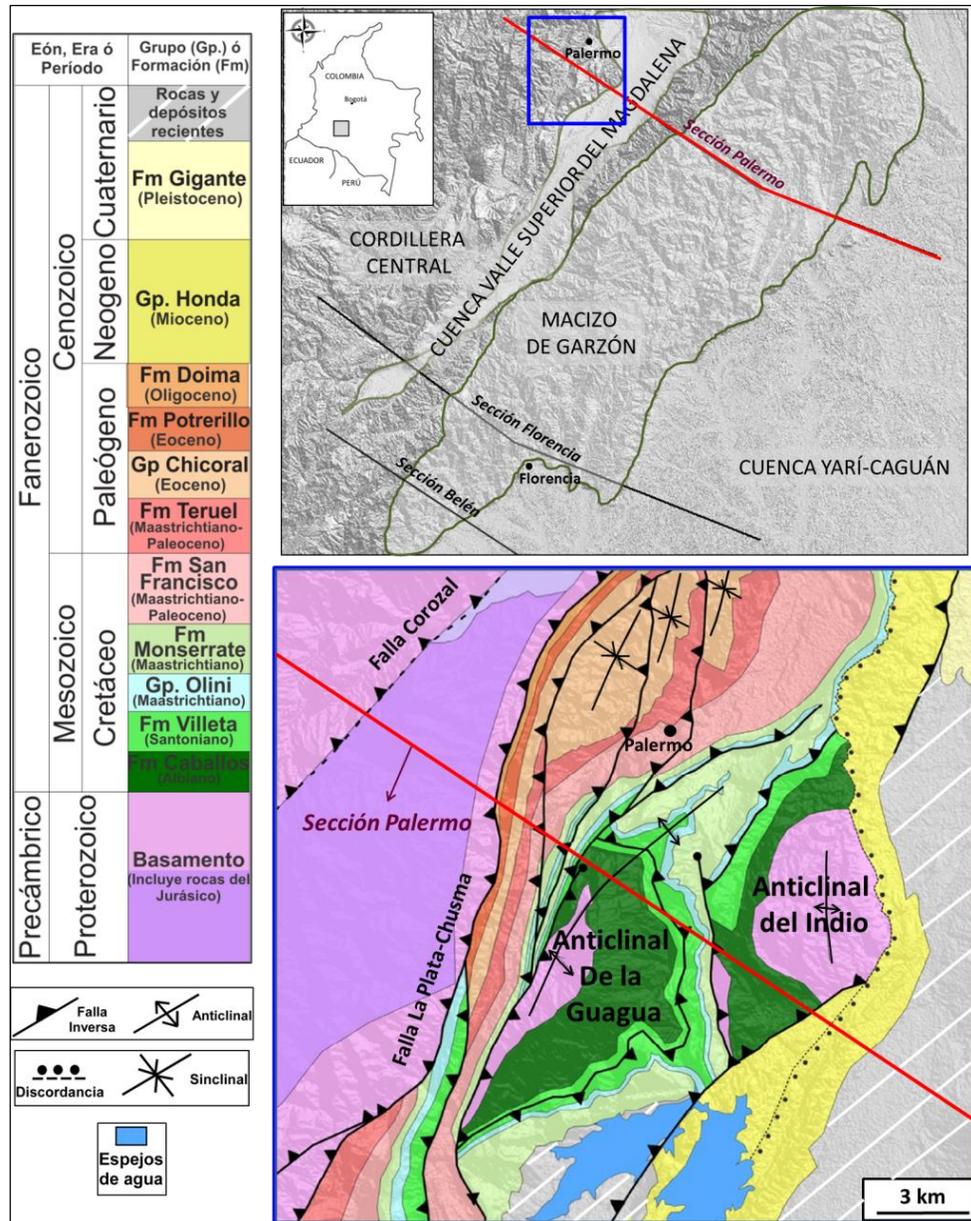
*La variación del flujo de calor se observa a lo largo de las fases de *Synrift* (200-112 Ma), *postrift* (100-66 Ma) y hasta el presente. Curva construida en el software PetroMod v.2012.2.

Con el fin de comprobar o descartar la posibilidad de que se hayan dado flujo de fluidos entre las actuales cuencas (Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán) antes del levantamiento del Macizo de Garzón desde el punto de vista estrictamente geométrico y teniendo presente que los modelos sólo cuentan con simulación en dos dimensiones, al momento de realizar la simulación se incrementaron los valores de flujo de calor para alcanzar mayores cantidades de hidrocarburos y de esta manera ampliar el rango de verificación para evaluar la tendencia en la dirección de sus migraciones, la cual es el objeto del presente trabajo. Lo anterior trae efectos sobre las calibraciones de la madurez termal y sobre la misma historia de flujo de calor de las cuencas que aquí no tuvieron mucha relevancia debido a la búsqueda del objeto mencionado.

5. RESULTADOS

La deformación por compresión en la zona de estudio se evidencia en general por un estilo estructural de “piel gruesa” con cabalgamientos dominantes de vergencia SE y algunos retrocabalgamientos de vergencia NW. Sin embargo en la parte Noroeste del área de estudio (Oeste de la sección “Palermo”), en el sector conocido como zona de Upar, García (2015) interpreta un estilo estructural de “piel delgada” al que se le superpone un estilo estructural de “piel gruesa” generando una configuración estructural compleja. Este modelo estructural (García, 2015) basado en interpretación sísmica se usó para la parte Noroccidental de la sección “Palermo” del presente estudio (Figura 20).

Figura 20. Localización del área con estilo estructural de “piel delgada” y “piel gruesa” superpuestos (área de Upar).



Fuente: Modificado de García, 2015; modelo digital de elevación (DEM) modificado de Jarvis et al., 2008.

Durante la construcción de la sección “Florencia” (parte central de la zona de estudio), se registraron importantes variaciones de espesor en la Formación

Saldaña, esto condujo a la interpretación de la presencia de fallas de inversión como parte de estructuras heredadas de la tectónica extensiva del Jurásico.

Con base en la interpretación y construcción de las secciones estructurales, se identificó que en la parte Norte y Centro de la zona de estudio (secciones "Palermo" y "Florencia"), la mayor cantidad de unidades estratigráficas del Valle Superior del Magdalena disminuyeron en espesor hacia el Este (hacia la Cuenca Yarí-Caguán), presentando pinchamientos, cambios laterales de facies y terminaciones estratigráficas sobre basamento (*onlap*) en el área donde hoy se encuentra el Macizo de Garzón, sin embargo la sección "Belén" (Sur del área de estudio) indica que la secuencia sedimentaria del Cretácico y del Paleógeno existentes al Oeste del Macizo de Garzón aún se conservan al Este del mismo (Cuenca Yarí-Caguán).

De acuerdo con los modelos termales, de manera general, se ha encontrado que durante los últimos 15 Ma el Macizo de Garzón ha sufrido una exhumación importante, lo cual ha provocado la erosión de parte de las unidades que hoy se encuentran en el Valle Superior del Magdalena como se mencionó anteriormente.

Como se indicó en el capítulo de metodología, para facilitar la organización de los resultados, el área de estudio se dividió en dominios estructurales (Figura 12 y Tabla 3). Todas las descripciones referentes a los dominios estructurales que se harán en este capítulo comenzarán desde el dominio estructural 5 (Zona Cordillera Central) hasta el dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán), es decir de Oeste a Este.

Las fallas que cartográficamente presentaron tendencia a una sola dirección sin presentar variabilidad de consideración a lo largo de su trazo, fueron interpretadas como fallas de alto ángulo, sin embargo durante el procedimiento de balanceo de las secciones estructurales, para algunas de ellas (sobre todo fallas con gran desplazamiento) les fue suavizada progresivamente su inclinación en profundidad.

Los resultados encontrados en este trabajo referentes a la migración de hidrocarburos entre las dos cuencas (Yarí-Caguán y VSM) están ligados fundamentalmente a la litología de las unidades de las secciones, a la morfología de las mismas y a la temporalidad de exhumación del Macizo de Garzón como dominio estructural más que a la inclinación individual de las fallas la cual tendría efecto con más relevancia sobre las distancias de acortamiento de las secciones. Lo mencionado anteriormente advierte que los ángulos de las fallas en ocasiones pueden generar cierta inquietud pero al mismo tiempo facilita el análisis del desarrollo del trabajo y el de los resultados encontrados.

Los desplazamientos de las unidades estratigráficas generados por las fallas y mencionados en este capítulo, son medidos sobre cada “plano de falla” en las diferentes secciones estructurales y hacen referencia a fallas inversas, es decir, se hace alusión a desplazamientos verticales.

En algunas ocasiones se mencionarán únicamente las edades de las paleosecciones con el fin de diferenciar los cambios estructurales que se tengan entre ellas según la interpretación de los modelos termales al momento de referirse a la evolución de las mismas.

Los colores usados en las secciones estructurales de este capítulo facilitan la visualización y ubicación de cada una de las formaciones de la secuencia sedimentaria correspondiente.

5.1 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “PALERMO” (PARTE NORTE DE LA ZONA DE ESTUDIO)

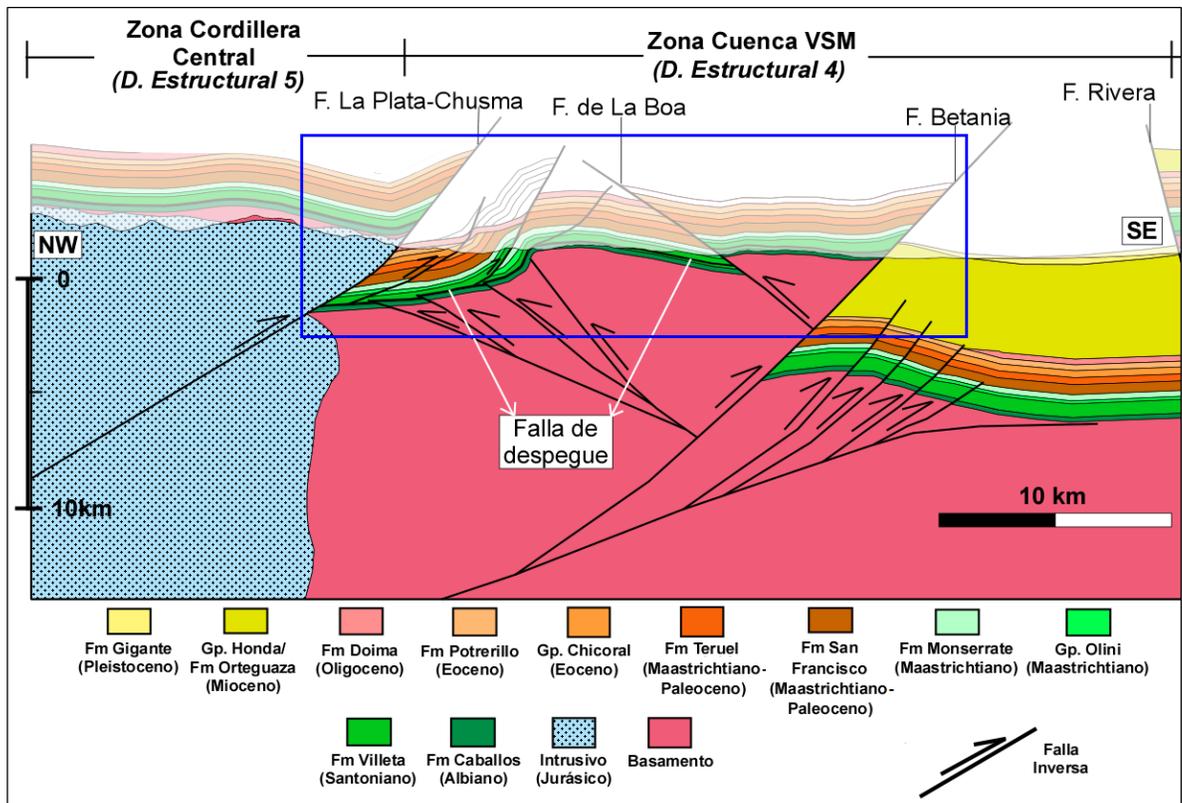
La configuración estructural de aproximadamente 46 km de la parte Occidental de la transecta “Palermo” que incluyen las zonas de Cordillera Central (dominio

estructural 5, ver Tabla 3) y de la Cuenca Valle Superior del Magdalena (Zona Cuenca VSM, dominio estructural 4, ver Tabla 3), hacen parte de la interpretación estructural y estratigráfica realizada por García (2015), la configuración estructural de los restantes 113 km de la transecta que incluyen las zonas de intrusivos Jurásicos (dominio estructural 3, ver Tabla 3), Macizo de Garzón (dominio estructural 2, ver Tabla 3) y Cuenca Yarí-Caguán (dominio estructural 1, ver Tabla 3) (Figura 22), corresponden a interpretaciones realizadas en el presente trabajo.

Las mayores elevaciones topográficas de la sección se presentan en las zonas de la Cordillera Central y el Macizo de Garzón, y las más bajas se localizan en la Cuenca Yarí-Caguán.

García (2015) propone dos estilos estructurales para la zona Occidental de la transecta "Palermo", un estilo estructural "piel gruesa" y otro referente a "piel delgada", los dos estilos estructurales se encuentran superpuestos. El estilo estructural de "piel delgada" expone cabalgamientos al Suroeste de la localidad de Palermo (Figura 20), con despegues en las rocas del Cretácico de la Formación Villeta y pliegues por flexión de falla asociados a una tectónica completamente compresiva (Figura 21). En el estilo estructural de "piel gruesa", García (2015) muestra la presencia de fallas profundas que afectan el basamento, con retrocabalgamientos de vergencia al Oeste enraizados en la Falla Betania, los cuales generan culminaciones que exponen rocas del Jurásico en los anticlinales de la Guagua y del Indio (Figura 20). La Falla La Plata-Chusma se interpreta como un evento de fuera de secuencia que corta todo el sistema anteriormente citado (Figura 21). El basamento al Este de la "Zona Cuenca VSM" (dominio estructural 4) se encuentra fraccionado por fallas locales con vergencia al Este que están enraizadas en una ramificación de la Falla Betania (Figura 21).

Figura 21. Estilos estructurales de “piel delgada” y “piel gruesa” superpuestos en la sección “Palermo”.



* Rectángulo azul: configuración asociada al estilo estructural “piel delgada” con la falla de despegue en la base de la Formación Villeta y con pliegues por flexión de falla. El estilo estructural “piel gruesa” afecta las rocas de basamento de toda el área.

Fuente: Modificado de García, 2015.

El borde Occidental del Macizo de Garzón (dominio estructural 2) expone rocas metamórficas de basamento (Figura 22) mientras que su parte Oriental está caracterizado por fallas con vergencia al Este y ángulos que van desde 30° a 70° en dirección Noreste que permiten exponer en superficie rocas metamórficas de basamento, del Paleógeno (Formación Pepino) y del Neógeno (Formación Ortuaza) de manera alternada.

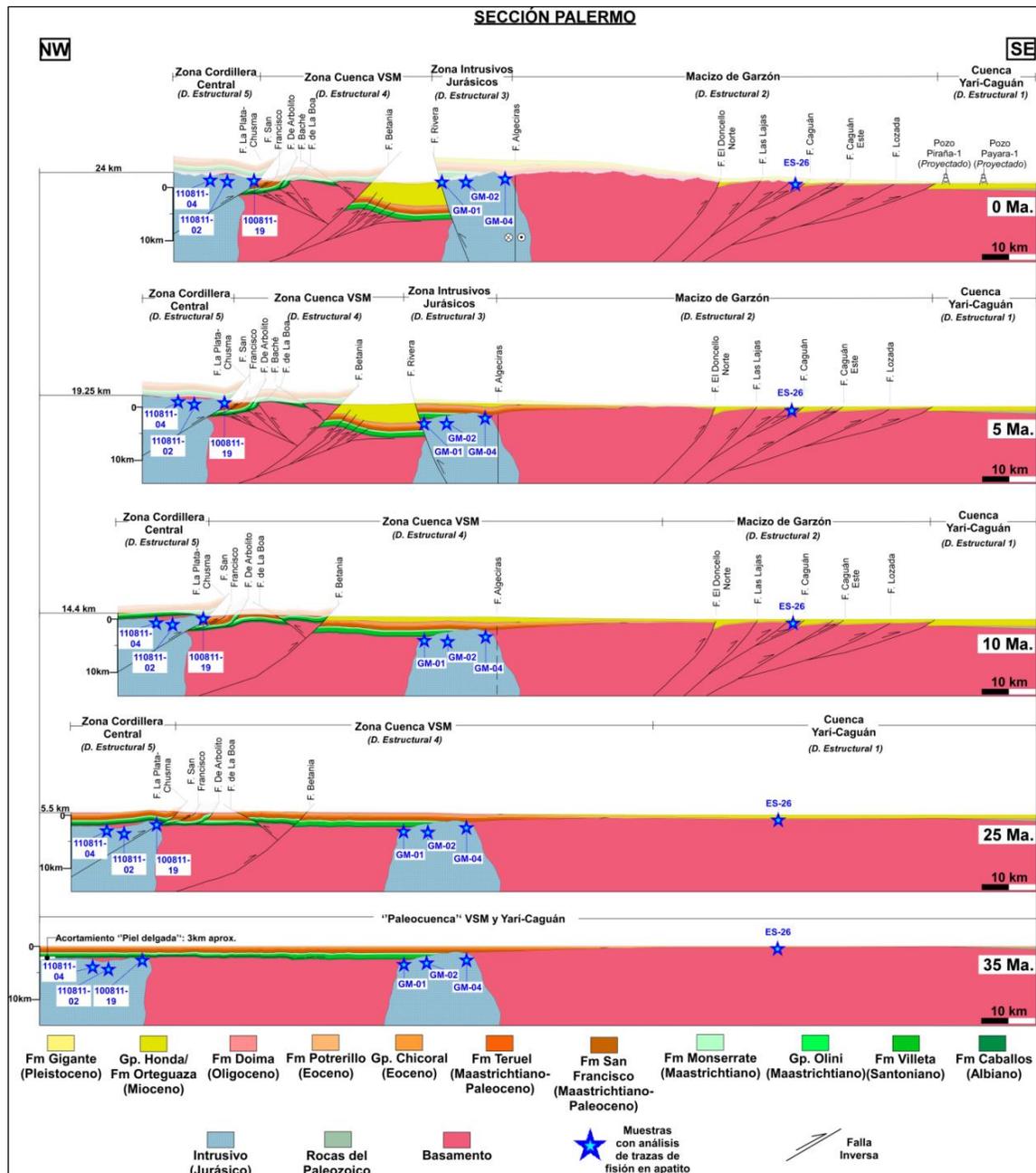
La litología de toda la sección está comprendida por rocas de basamento, rocas del Cretácico (formaciones Caballos, Villeta, Monserrate y Grupo Olini), del Paleógeno (formaciones San Francisco, Rumiayaco, Teruel, Chicoral, Potrerillo, Pepino y Doima), del Neógeno (formaciones Honda y Orteguaza) y rocas recientes (Pleistoceno) correspondientes a la Formación Gigante. La Formación Saldaña (Jurásico) fue asumida como parte de rocas de basamento (basamento económico) con el fin de simplificar el modelo.

En comparación con las otras dos secciones del presente trabajo ubicadas en las zonas Centro y Sur del área de estudio, esta sección exhibe la mayor cantidad de secuencia sedimentaria ubicada en la "Zona Cuenca VSM" (dominio estructural 4) (Figura 22). Las rocas del Paleógeno inferior (Formación Rumiayaco) están ausentes en el Macizo de Garzón y Cuenca Yará-Caguán (dominios estructurales 2 y 1 respectivamente) aunque sí están presentes en las otras dos secciones mencionadas ("Florencia" y "Belén"). Se ha interpretado que gran parte de las unidades presentaron pinchamientos y cambios laterales de facies desde la "Zona de intrusivos Jurásicos" (dominio estructural 3) y la parte Occidental del Macizo de Garzón hasta la Cuenca Yará-Caguán (dominio estructural 1) donde la secuencia sedimentaria únicamente ha quedado registrada con rocas del Paleógeno (Formación Pepino) y del Neógeno (Formación Orteguaza).

Con base en los modelos termales (correspondientes a las muestras 110811-02, 110811-04, 100811-19, GM-01, GM-02, GM-04 y ES-26) se estima que a finales del Eoceno (35 Ma) la zona de estudio relacionada con la sección "Palermo" no habría presentado eventos de levantamiento importantes (Figura 22), la recepción de sedimentos sucedía continuamente hasta el Oligoceno superior (25 Ma), edad para la cual las zonas de Cordillera Central y Cuenca VSM comenzarían a registrar cabalgamientos y se depositaría la Formación Doima (Oligoceno), identificándose una superficie en la parte Occidental de la "Zona Cuenca del VSM" (dominio estructural 4) que habría experimentado la erosión de estructuras

producidas por la reciente superposición de los estilos estructurales de “piel delgada” y “piel gruesa” (Figura 22). Para el Mioceno (10 Ma) la Cuenca Yarí-Caguán y la parte Este de la “Zona Cuenca VSM” comenzarían a recibir mucho más volumen de sedimentos que en los estados anteriores, el Macizo de Garzón habría comenzado a levantarse mientras la parte Oeste de la “Zona Cuenca VSM” sigue presentando deformación y erosión de las estructuras (pliegues por flexión de falla) formadas por los esfuerzos compresivos. A principios del Plioceno, se generan los retrocabalgamientos enraizados en la Falla Betania, así como el fraccionamiento del basamento de la parte Este de la “Zona Cuenca VSM” (Figura 22), así mismo, la Falla Rivera comenzaría su influencia de cabalgamiento sobre las rocas de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (al Este de la Zona Cuenca VSM), entrando en la secuencia tectónica del levantamiento del Macizo de Garzón. Para el estado deformado (0 Ma) el Este de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, alcanza la mayor cantidad de depósitos incluyendo las rocas de las formaciones Honda y Gigante. El acortamiento total del estilo estructural de “piel gruesa” alcanzado por la sección durante los últimos 35 Ma es de 24 km y un estimado de 3 km de acortamiento se relaciona con el estilo estructural de “piel delgada”.

Figura 22. Evolución estructural de la sección "Palermo" (Norte del área de estudio).

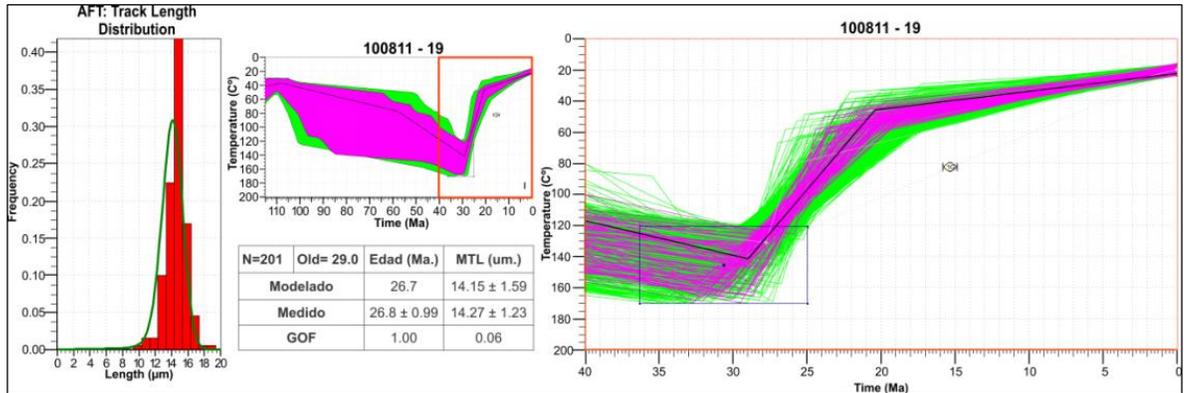


* En la parte izquierda se aprecia la evolución del acortamiento sufrido por la sección durante los últimos 35 Ma. El estilo estructural de los dominios estructurales 5 y 4 (Zona Cordillera Central y Zona Cuenca VSM respectivamente) para el estado deformado (0 Ma) es tomado y modificado de García, 2015. D: Dominio.

5.1.1 Dominio estructural 5 (Zona Cordillera Central) Cartográficamente dentro de este dominio estructural se encuentra la Falla Corozal (Figura 20) pero no fue tomada en cuenta dentro de la sección (con el fin de simplificar el modelo) al igual que las rocas de la Formación Saldaña (la cual se asumió como basamento económico, teniendo en cuenta que no influirá en el modelado de migración de hidrocarburos). En este dominio estructural por consiguiente, sólo se representan rocas intrusivas del Jurásico y una pequeña porción de rocas del basamento económico (Figura 21). La Falla La Plata-Chusma limita al Este el dominio estructural y presenta una vergencia hacia el Este, un ángulo de 50° y un desplazamiento vertical de 5700 m., colocando en contacto rocas intrusivas del Jurásico con rocas del Paleógeno de la Formación Doima, es una falla de fuera de secuencia que afectó o interrumpió el estilo estructural de “piel delgada” que se desarrolló en esta zona, también afectó la falla de despegue de las rocas de la Formación Villeta que caracterizaba dicho estilo estructural (Figura 21).

- Evolución del Dominio Estructural 5: El modelo de historia termal de la muestra 100811-19 (Figura 23), indica que el bloque colgante de la Falla La Plata-Chusma (Figura 20 y 22) registra exhumación entre el Eoceno superior (35 Ma) y el Oligoceno superior (25 Ma) afectando el estilo estructural de “piel delgada” anteriormente mencionado.

Figura 23. Modelo termal de la muestra 100811-19.



* La muestra corresponde al borde Oriental de la “Zona Cordillera Central” (Dominio estructural 5). N: Número de trazas medidas.

5.1.2 Dominio estructural 4 (Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena)

Según García (2015), la parte Occidental de este dominio estructural está caracterizada por cabalgamientos con vergencia al Este y pliegues por flexión de falla (Figura 21). Al Este de la Falla La Plata-Chusma se encuentra la Falla San Francisco que presenta un desplazamiento vertical menor a 100 m. para los topes entre sí de la Formación Chicoral (Paleógeno). Seguidamente se encuentra la Falla Arbolito con desplazamiento vertical de ≈ 1800 m. para topes de la Formación Villeta (Cretácico). Posteriormente al Este se encuentra la Falla Baché con un desplazamiento vertical de ≈ 100 m. para topes de la Formación Villeta (Cretácico). Las tres fallas descritas anteriormente se encuentran enraizadas en la falla de despegue, ubicada en la Formación Villeta, correspondiente al estilo estructural de “piel delgada” indicado por García (2015). Posteriormente al Este se ubica la Falla de la Boa la cual presenta una vergencia al Oeste, con 30° de ángulo de inclinación y un desplazamiento vertical de ≈ 1200 m., colocando en contacto rocas del Cretácico entre sí de la Formación Caballos y la Formación Monserrate. Esta falla afecta rocas de basamento y se encuentra enraizada en la Falla Betania ubicada al Este, la cual presenta vergencia al Este, ángulo de inclinación de 40° , desplazamiento vertical de ≈ 7400 m. colocando en contacto rocas del Cretácico de

la Formación Caballos con rocas del Neógeno de la Formación Honda. Parte del estilo estructural de “piel gruesa” está representado por unos retrocabalgamientos en la Falla Betania enraizados a mayor profundidad de la Falla de la Boa (Figura 21) y que afectan la falla de despegue del estilo estructural de “piel delgada” en cercanías a la zona de presencia de las fallas de San Francisco, Arbolito y Baché (Figura 22). La parte Oriental de este dominio estructural está caracterizada por la acumulación de toda la secuencia sedimentaria registrada en la Cuenca del Valle Superior del Magdalena en esta zona de influencia de la sección “Palermo”, donde en su base se encuentra un conjunto de cabalgamientos fosilizados con vergencia al Este, enraizados en una ramificación de la Falla de Betania y que en conjunto afectan desde rocas de basamento hasta rocas de la parte inferior de la Formación Honda (Mioceno) (Figura 21). El límite Oriental del presente dominio estructural está marcado por la Falla Rivera, con vergencia al Oeste, un ángulo de inclinación estimado de 70° y un desplazamiento vertical de ≈8000 m., colocando en contacto rocas intrusivas del Jurásico del dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) con rocas de la Formación Gigante (Pleistoceno) del dominio estructural 4.

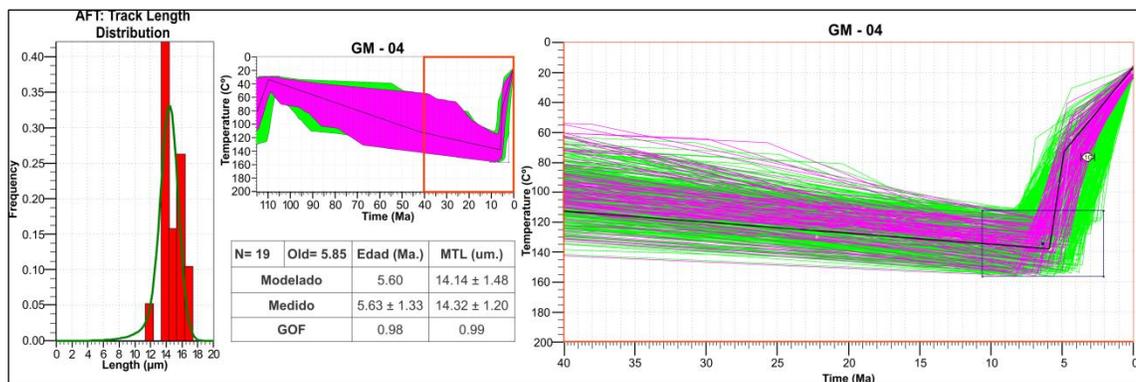
- Evolución del Dominio Estructural 4: Según los modelos termales correspondientes a la sección “Palermo”, se interpreta que para finales del Mioceno no se tuvieron eventos de enfriamiento importantes en las muestras analizadas, es decir, no existen fallas relevantes que generaran exhumación en la zona de influencia de la paleosección 35 Ma. Entre el Eoceno y el Oligoceno (35 Ma y 25 Ma), se habría desarrollado actividad en la Falla La Plata-Chusma la cual afectó la falla de despegue del estilo estructural de “piel delgada” ya desarrollado en éste dominio estructural para finales del intervalo de tiempo indicado (sin poder precisar detalladamente la edad o inicio de este tipo de estilo estructural). De la misma manera se estima que las fallas de la Boa y Betania (que junto con la Falla La Plata-Chusma hacen parte del estilo estructural de “piel gruesa”) comenzaron a tener actividad durante el mismo

intervalo de tiempo (35 Ma y 25 Ma). Se establece que a principios del Plioceno se generan los retrocabalgamientos enraizados en la Falla de Betania (Figura 22) al igual que las fallas que afectan el basamento en la base del depocentro de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (parte Oriental del dominio estructural 4).

5.1.3 Dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) Está delimitado por la Falla Rivera al Oeste y por el contacto de intrusivos del Jurásico (estos intrusivos son tomados como referencia fundamental para el dominio estructural 3) con rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón (correspondientes al dominio estructural 2) al Este (Figura 12), más precisamente en cercanías a la Falla de Algeciras (Figura 22).

- Evolución del Dominio Estructural 3: Según los modelos termales de las muestras GM-1, GM-2 y GM-4, el levantamiento de este dominio estructural se registra entre el Mioceno superior (8 Ma) y principios del Plioceno (5 Ma) (Figuras 24 y 27), es decir que para la edad de 5 Ma, la Falla Rivera ya estaba contribuyendo a la exhumación (Figura 22).

Figura 24. Modelo termal de la muestra GM-04.



* Puede observarse un evento de enfriamiento que inicia entre las edades de 8 Ma y 5 Ma. N: Número de trazas medidas.

5.1.4 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) La parte Occidental del Macizo de Garzón presenta las zonas más elevadas topográficamente y expone en superficie rocas metamórficas de basamento del macizo. La parte Oriental de este dominio estructural expone en superficie rocas de basamento (metamórficas), rocas del Paleógeno (Formación Pepino) y del Neógeno (Formación Orteguaza). Presenta fallas inversas profundas con vergencia al Este (Figura 22) y con dirección Noreste, la más Occidental de estas es la Falla El Doncello Norte, con ángulo de inclinación de 60° a 70° y un desplazamiento vertical de ≈ 1200 m. confrontando rocas metamórficas de basamento del macizo (Macizo de Garzón) con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza. Seguidamente al Este se encuentra la Falla Las Lajas con un ángulo de 50° a 60° y un desplazamiento vertical de ≈ 300 m. confrontando rocas del Paleógeno entre sí de la Formación Pepino, posteriormente se presenta una falla con un ángulo de inclinación de $\approx 40^\circ$ y desplazamiento vertical entre 200 m. y 300 m. ubicando rocas de basamento (metamórficas) del macizo (Macizo de Garzón) frente a rocas del Paleógeno de la Formación Pepino, siguiendo al Este se encuentra la Falla Caguán, con $\approx 40^\circ$ de inclinación y unos ≈ 1300 m. de desplazamiento vertical confrontando rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza. La siguiente falla al Este (sin nombre) presenta un ángulo de 30° a 40° de inclinación y menos de 100 m. de desplazamiento vertical, confrontando rocas del Paleógeno de la Formación Pepino con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza, seguidamente se encuentra la Falla Caguán Este con una inclinación de $\approx 30^\circ$ y unos 600 m. de desplazamiento vertical poniendo en contacto rocas del Paleógeno de la Formación Pepino con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza, consecutivamente se encuentra la Falla Lozada que en esta sección solo es una falla "ciega" que afecta rocas metamórficas de basamento del macizo en cuestión. Finalmente a la falla frontal y límite del presente dominio estructural se le calculan unos 30° de inclinación y 1200 m. de desplazamiento vertical confrontando rocas del Paleógeno de la Formación Pepino con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza.

- Evolución del Dominio Estructural 2: Teniendo en cuenta las bajas temperaturas que comienzan a presentar las historias termales en el modelo termal ES-26 (Figura 15; Figura 22 para su ubicación) desde el Mioceno (22 Ma) hasta parte del Plioceno (4 Ma), se interpreta que este dominio estructural comenzó a presentar un levantamiento durante ese intervalo de tiempo.

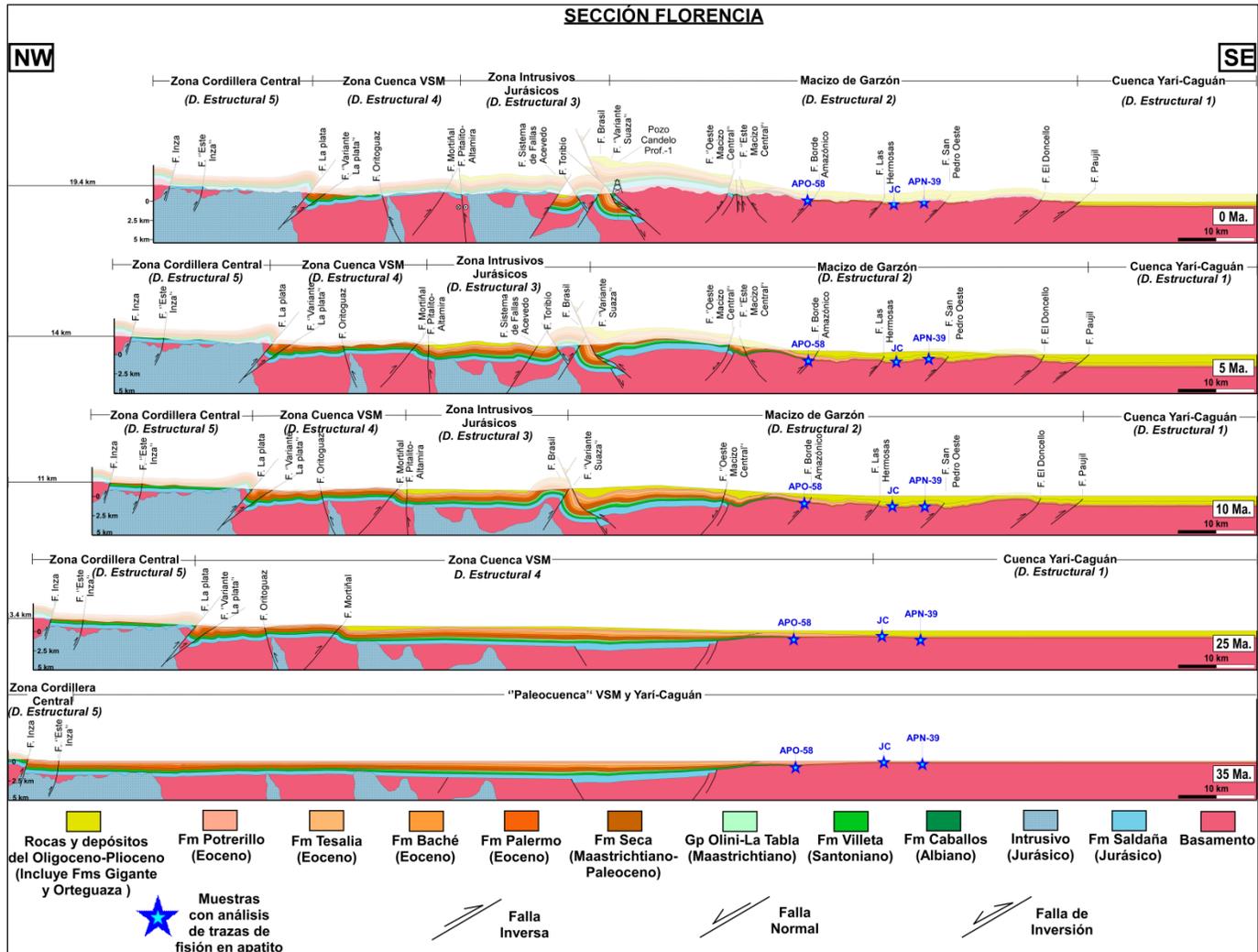
5.1.5 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán) Presenta rocas de basamento, rocas sedimentarias del Paleozoico, rocas del Paleógeno de la Formación Pepino y rocas del Neógeno correspondientes a la Formación Orteguaza, estas últimas se encuentran expuestas en superficie, las rocas de la Formación Rumiyaco (Paleoceno) están ausentes en este dominio estructural. Estructuralmente es una zona estable sin fallas importantes en superficie que lo caractericen.

- Evolución Del Dominio Estructural 1: Se interpreta que hasta el Oligoceno superior (25 Ma; Figura 22) la Cuenca Yarí-Caguán se encontraba relativamente unida con la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena (sin fallas importantes que las dividieran), precisando que únicamente recibió sedimentos asociados a la Formación Pepino y a la Formación Orteguaza durante los estados tratados. Para el Mioceno superior (10 Ma), el Macizo de Garzón ya estuvo presentando un levantamiento (Figura 15) que aislaría la Cuenca Yarí-Caguán y aportaría gran cantidad de sedimentos para esta misma cuenca.

5.2 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “FLORENCIA” (PARTE CENTRAL DE LA ZONA DE ESTUDIO)

La transecta “Florencia” tiene una longitud de 147 Km, abarca los dominios estructurales correspondientes a: “Zona Cordillera Central” (dominio estructural 5), “Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena” (dominio estructural 4), “Zona intrusivos Jurásicos” (dominio estructural 3), Macizo de Garzón (dominio estructural 2) y Cuenca Yarí-Caguán (dominio estructural 1). La sección cuenta con mayores elevaciones topográficas en la “Zona Cordillera Central” y el Macizo de Garzón, y las más bajas en la Cuenca Yarí-Caguán. De manera general la Cordillera Central, el Valle Superior del Magdalena y el Macizo de Garzón presentan fallas de alto ángulo y en la zona de la Cuenca Yarí-Caguán se encuentran algunas fallas con menor inclinación. La actividad de las fallas al Oeste de la sección ha facilitado la erosión de gran parte de la secuencia sedimentaria del Cretácico, Paleógeno y del Neógeno, por tanto algunos sectores exhiben en superficie rocas del Jurásico (Figura 25).

Figura 25. Evolución estructural de la sección "Florescia" (parte central del área de estudio)



* A la izquierda se aprecia el acortamiento sufrido por la sección durante los últimos 35 Ma. D.: Dominio.

La secuencia sedimentaria de la sección "Florencia" está representada por rocas del Jurásico de la Formación Saldaña (las Lodolitas y calizas de Granadillo se asumieron como rocas de basamento económico), del Cretácico (formaciones Caballos, Villeta y Grupo Olini-La Tabla), del Paleógeno (formaciones Seca, Rumiyaco, Palermo, Baché, Tesalia, Potrerillo, Pepino y Doima), Neógeno (Formación Orteguaza) y depósitos recientes de la Formación Gigante (Pleistoceno). La mayor cantidad de secuencia sedimentaria se encuentra localizada en el dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) la cual va disminuyendo en espesor y en cantidad de unidades hacia la Cuenca Yarí-Caguán, donde sólo se conservan unidades cretácicas relacionadas con el Valle Superior del Magdalena en el límite Occidental de la Cuenca Yarí-Caguán (dominio estructural 1). La parte Occidental del Macizo de Garzón (dominio estructural 2) está caracterizada por una conjugación de fallas inversas con vergencias contrarias que han favorecido la conservación de rocas del Jurásico y del Cretácico como está representado en la plancha 389 Timaná (Rodríguez et al., 2010a) del Servicio Geológico Colombiano.

Basado en los datos del pozo Candelo Profundo-1, en el límite Oeste del Macizo de Garzón (dominio estructural 2) e infrayacendo las rocas de basamento del macizo, se interpretaron cabalgamientos de secuencias sedimentarias expresados en tres escamas que incluyen rocas de basamento (estilo estructural de "piel gruesa") interrumpidas por la Falla Suaza considerada aquí como una falla de fuera de secuencia para este sistema (Figura 26), adicionalmente se interpretó un aumento en el espesor de la Formación Saldaña hacia el Este, probablemente favorecido por zonas de graben heredadas de la tectónica extensiva del Mesozoico (Figura 25).

Para finales del Eoceno, se estima que la sección se encontraba influenciada tectónicamente por fallas relacionadas con la Cordillera Central, desde allí hasta la Cuenca Yarí-Caguán corresponde a una región estable sin eventos de

levantamiento importantes según lo muestra la tendencia de eventos registrados por los modelos termales de las muestras 100811-19, GM-04 y ES-26 (Figuras 23, 24 y 15). Para el Oligoceno (25Ma.) se presenta actividad tectónica (cabalgante) al Oeste de la “Zona Cuenca VSM” (dominio estructural 4), sin registrarse eventos de levantamiento en las zonas del Macizo de Garzón. Para el Mioceno superior (10Ma.), la mayor cantidad de fallas inversas de la sección ya han comenzado a ejercer su influencia en la deformación de la misma incluyendo las estructuras relacionadas con el Macizo de Garzón. A principios del Plioceno la deformación es más relevante en la “Zona de intrusivos Jurásicos” (dominio estructural 3) (Figura 25). El acortamiento total alcanzado por la sección durante los últimos 35 Ma es de 19.4 Km.

5.2.1 Dominio estructural 5 (Zona Cordillera Central) Las rocas del Paleozoico correspondientes al Complejo Cajamarca indicadas en la plancha 365 Coconuco (Marquínez et al., 2003) y las rocas del Jurásico pertenecientes a las Lodolitas y calizas de Granadillo como lo indica la plancha 389 Timaná (Rodríguez et al., 2010a), fueron asumidas como parte del basamento económico. La Formación Guacacallo de edad Neógena señalada en la plancha 389 Timaná (Rodríguez et al., 2010a) no fue tomada en cuenta para el modelo con el fin de simplificarlo, sin embargo esta formación refleja un tiempo de volcanismo de la Cordillera Central (Van der Wiel, 1991).

En este dominio estructural afloran rocas intrusivas y sedimentarias (Formación Saldaña) del Jurásico. Las fallas presentan vergencia al Este con ángulos de 70° para la Falla Inzá y 80° para la falla que le sigue hacia el Este llamada aquí como falla “Este Inzá”. La Falla Inzá enfrenta rocas de basamento con rocas de la Formación Saldaña con un desplazamiento vertical estimado de casi 900 m., la Falla “Este Inzá” confronta rocas entre sí de la Formación Saldaña con un desplazamiento vertical inferior a 100 m. y $\approx 80^\circ$ de inclinación.

- Evolución del Dominio Estructural 5: Las dos fallas mencionadas para este bloque (fallas Inzá y Este Inzá), se infiere que son pre-Oligocenas, sin embargo para el límite Este del dominio estructural (Falla La Plata) se le da una edad de actividad de entre 35 Ma y 25 Ma como lo indica el modelo termal de la muestra 100811-19 (Figura 23) correspondiente al bloque yacente de la Falla la Plata (Figura 25).

5.2.2 Dominio estructural 4 (Zona Cuenca Valle Superior del Magdalena) Está delimitado por la Falla La Plata al Oeste y la Falla Pitalito-Altamira al Este, afloran rocas del Jurásico (Formación Saldaña e intrusivos), del Cretácico (formaciones Caballos y Villeta) y del Paleógeno (formaciones Seca, Palermo y Baché). Se desestimaron las rocas Neógenas correspondientes a la Formación Guacacallo con el fin de simplificar el modelo.

Los ángulos de las fallas que incluye este dominio estructural van desde 30° a 80°, este último correspondiente a la Falla Pitalito-Altamira la cual presenta componente de rumbo dextral.

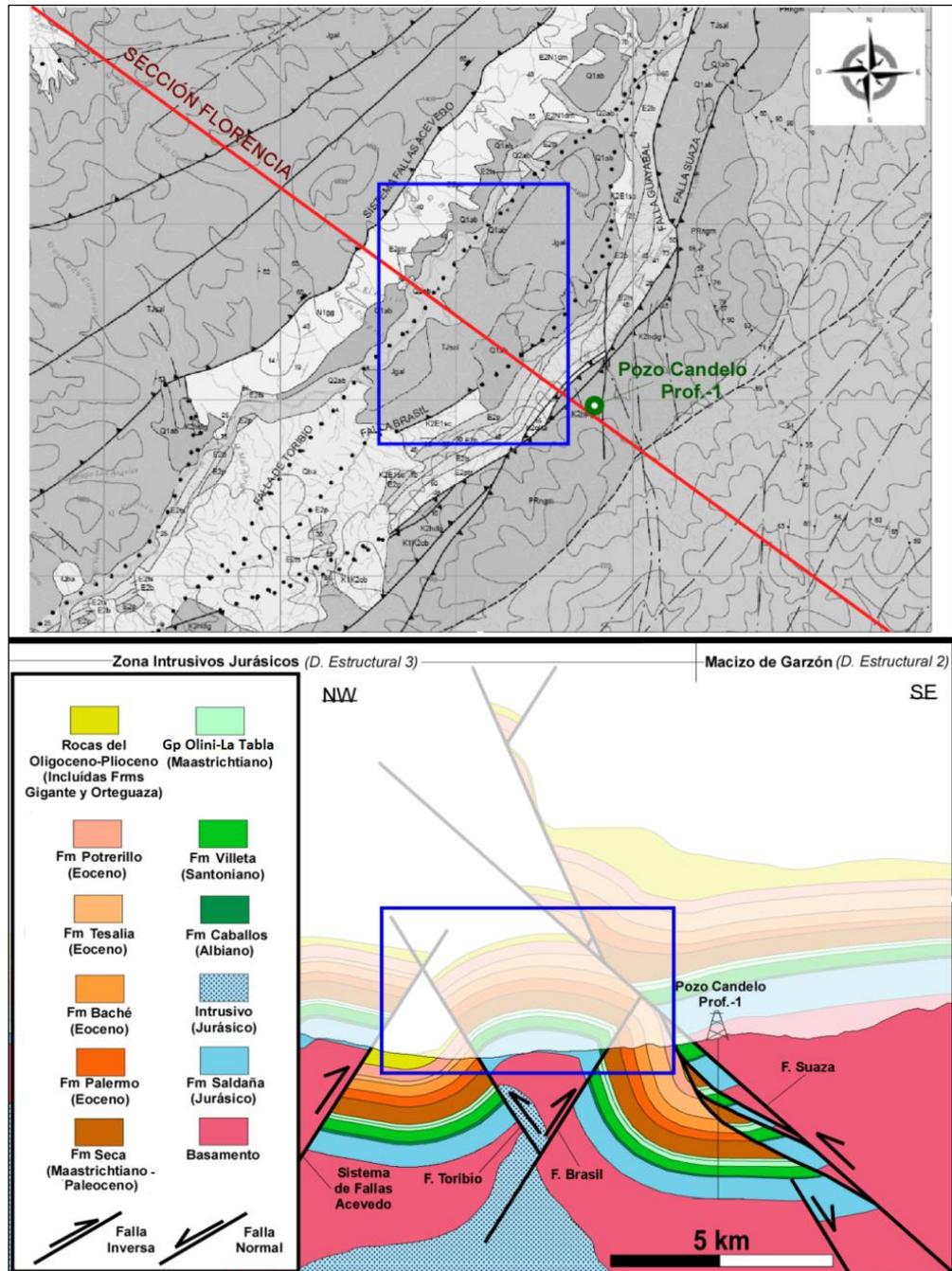
La Falla La Plata con vergencia al Este y 50° de ángulo, confronta rocas de basamento con rocas del Paleógeno (Formación Palermo) estimándose un desplazamiento vertical de 1400 m. Al Este se encuentra una ramificación de esta falla, llamada aquí como Falla "Variante La Plata" con vergencia al Este y con ≈30° de inclinación que confronta Rocas del Paleógeno entre sí correspondientes a la Formación Seca y la Formación Baché, estimándose un desplazamiento vertical de unos 900 m. Estas dos fallas son los límites de un sinclinal que ha logrado conservar rocas del Paleógeno. Seguidamente al Este, la Falla Oritoguaz con vergencia al Oeste y 70° a 80° de inclinación, confronta rocas del Jurásico de la Formación Saldaña estimándose más de 100 m. de desplazamiento vertical. La Falla Mortiñal ubicada al Este de la Falla Oritoguaz, presenta una vergencia al Este con un ángulo de inclinación de 60°, un desplazamiento vertical de menos de

100 m. y confronta rocas del Jurásico entre si de la Formación Saldaña. El límite Este de éste dominio estructural es la Falla Pitalito-Altamira, la cual está representada con componente vertical y de rumbo dextral desde el Plioceno al reciente en la Figura 25, presenta una leve vergencia al Oeste, un desplazamiento vertical de ≈ 600 m. y una inclinación de alto ángulo, pone en contacto rocas del Jurásico de la Formación Saldaña con rocas del Cretácico de la Formación Villeta.

- Evolución del Dominio Estructural 4: Siguiendo la tendencia registrada por el modelo termal de la muestra 100811-19 (Figura 23), la Falla La Plata como límite Occidental del presente dominio estructural comenzaría una actividad cabalgante importante para el Oligoceno superior (25 Ma), de la misma manera se infiere que las fallas “Variante La Plata”, Oritoguaz y Mortiñal comienzan a actuar para la misma edad. Sin embargo el límite Este de este dominio estructural referente a la Falla Pitalito-Altamira, tendría una actividad cabalgante entre el Oligoceno y el Mioceno (25 Ma - 10 Ma) (Figura 25).

5.2.3 Dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) Está caracterizado por un gran pliegue ondulado (tipo *Buckling*) afectado por dos fallas con ángulos de 60° de inclinación y vergencias opuestas (rectángulo azul en la Figura 26). Hacia el límite Este del dominio estructural se interpretan cabalgamientos (escamas) que han sido cortados por la Falla Suaza como evento de fuera de secuencia.

Figura 26. Configuración al Este del dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos) de la sección "Florencia".



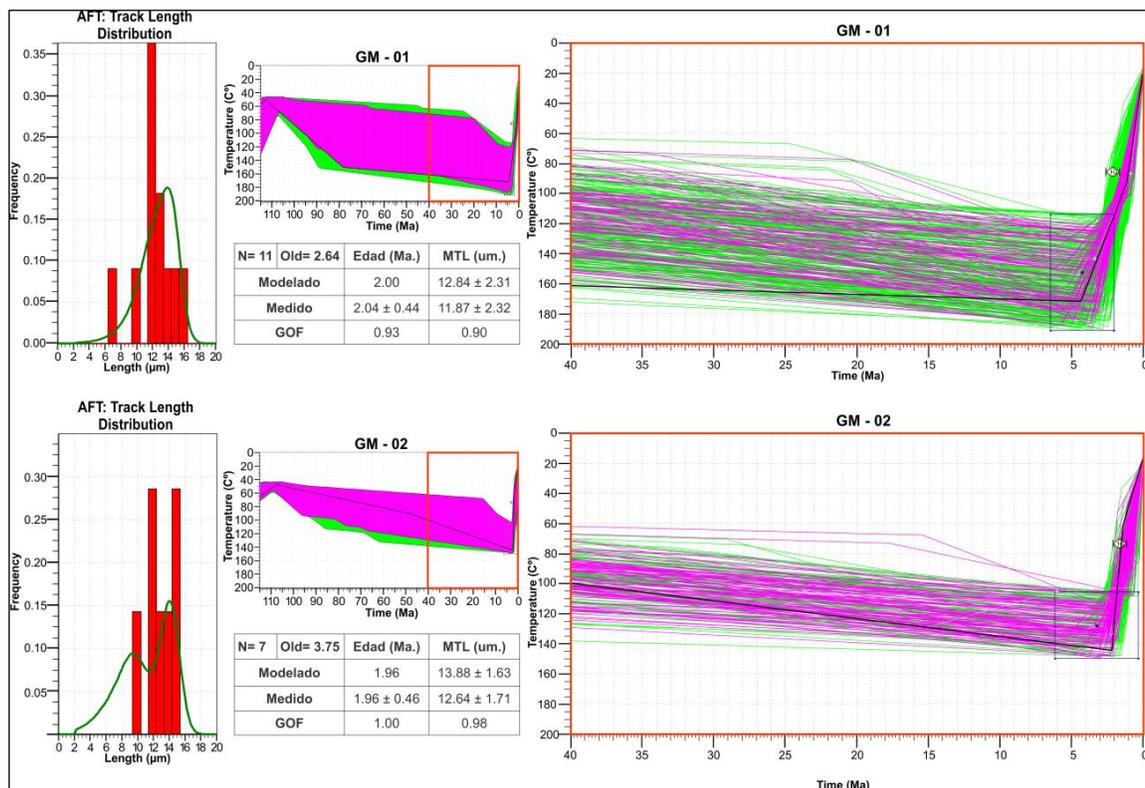
* El rectángulo azul indica la zona del pliegue ondulado (tipo *Buckling*), también pueden apreciarse los cabalgamientos interpretados de acuerdo con datos del pozo Candelo Profundo-1. D.: Dominio. Mapa modificado de Rodríguez et al., 2010a.

En este dominio estructural se presentan rocas del Jurásico (Formación Saldaña e intrusivas), del Cretácico (formaciones Caballos, Villeta y Grupo Olini-La Tabla), del Paleógeno (formaciones Seca, Palermo, Baché, Tesalia y Potrerillo) y depósitos recientes de la Formación Gigante.

Los límites del dominio estructural están definidos por la Falla Pitalito-Altamira al Este y la Falla Suaza al Oeste. Al Este de la Falla Pitalito-Altamira se encuentra el Sistema de Fallas Acevedo con vergencia al Este y un ángulo de inclinación de 60° , se estima un desplazamiento vertical de más de 2500 m. de manera que el bloque colgante expone rocas del Jurásico de la Formación Saldaña en superficie mientras que el bloque yacente conserva rocas recientes de la Formación Gigante (Pleistoceno). Al Este se encuentra la Falla Toribío con vergencia al Oeste y un ángulo de 60° de inclinación, se estima un desplazamiento vertical de 1200 m., confrontando rocas del Jurásico de la Formación Saldaña con rocas del Paleógeno (formaciones Palermo y Baché). Seguidamente al Este se encuentra la Falla Brasil con unos 60° de inclinación, vergencia al Este y estimándose un desplazamiento vertical de 600 m., confronta rocas del Cretácico entre sí correspondientes a la Formación Villeta y a la Formación Seca. Posteriormente al Este se encuentra una falla con vergencia al Oeste llamada aquí como Falla "Variante Suaza" la cual hace parte de un sistema de cabalgamientos pre-existentes a la actividad de la Falla Suaza (cabalgamientos indicados por el pozo Candelo Profundo-1) (Figura 26), es una falla de alto ángulo, que pone en contacto rocas del Cretácico (Grupo Olini-La Tabla) con rocas del Paleógeno de la Formación Potrerillo. La Falla Suaza es interpretada como una falla fuera de secuencia que interrumpe el sistema de cabalgamientos antes mencionado y marca el límite de los dominios estructurales 3 (Zona de Intrusivos Jurásicos) y 2 (Macizo de Garzón). La Falla Suaza presenta una vergencia al Oeste y un ángulo de inclinación de 40° , se estima un desplazamiento vertical de más de 1200 m. confrontando rocas de basamento del Macizo de Garzón con rocas del Cretácico de la Formación Villeta (Figura 26).

- Evolución del Dominio Estructural 3: Se estima que entre el Oligoceno y el Mioceno (25Ma y 10Ma), inició la deformación referente a los cabalgamientos de alto ángulo al Oeste del dominio estructural 3, donde las fallas Pitalito-Altamira, Brasil y “Variante Suaza”, habrían comenzado su actividad. Los modelos termales de las muestras GM-01, GM-02 y GM-04 (Figuras 27 y 24) indican que a principios del Plioceno (5 Ma) los eventos de levantamiento (exhumación) en este dominio son evidentes y por consiguiente estarían asociados con las fallas Toribío y al Sistema de Fallas Acevedo. La Falla Suaza considerada en este trabajo como un evento fuera de secuencia comenzaría su actividad durante los últimos 5 Ma.

Figura 27. Modelos termales de las muestras GM-01 y GM-02.

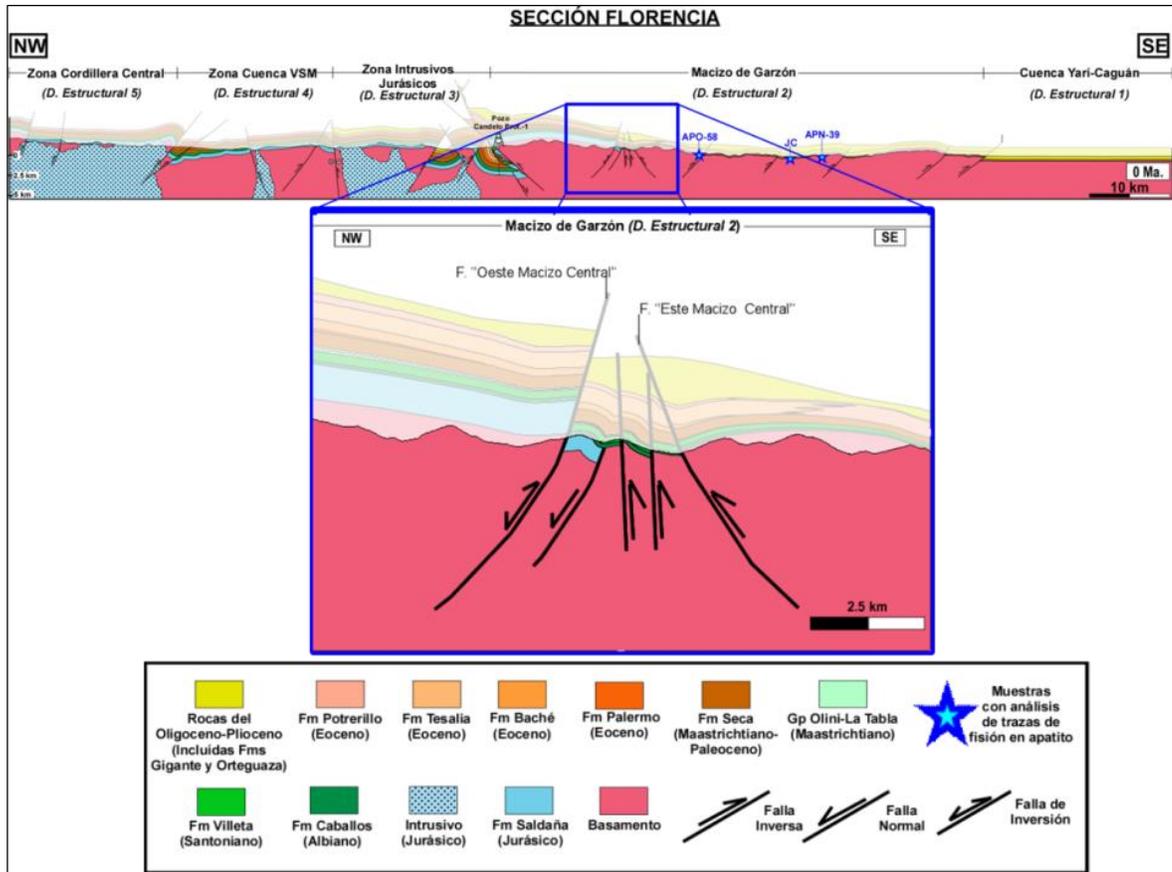


*Las muestras corresponden al dominio estructural 3 (Zona intrusivos Jurásicos). Se aprecia enfriamiento en las muestras desde los últimos ≈5 Ma. N: Número de trazas medidas.

5.2.4 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) Se encuentra limitado al Oeste por la falla Suaza y al Este por la Falla Paujil. De manera general en este dominio afloran rocas metamórficas de basamento en casi todo el macizo, la parte Occidental del dominio está caracterizada por fallas de alto ángulo, en un sector del Macizo de Garzón se presentan fallas inversas con vergencias contrarias que han logrado conservar rocas del Cretácico (Figura 28). La parte Oriental de este dominio estructural está caracterizada por fallas profundas de ángulos entre 40° - 50° que han favorecido la exhumación de rocas metamórficas de basamento del macizo y rocas del Paleógeno de la Formación Pepino. Estratigráficamente la secuencia sedimentaria del Valle Superior del Magdalena disminuye drásticamente hacia el dominio estructural 2 llegando a perder hacia el Este la mayor cantidad de espesor de rocas del Cretácico y del Paleógeno (Figura 28).

Como se mencionó anteriormente la Falla Suaza es una falla de fuera de secuencia del sistema de cabalgamientos generado bajo el borde Occidental del Macizo de Garzón, al Este de ésta se encuentra una falla llamada aquí como Falla "Oeste Macizo Central" con vergencia al Este y ángulo de inclinación de 70° (Figura 25), la cual confronta rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas jurásicas de la Formación Saldaña, considerándose un desplazamiento vertical de ≈ 800 m. en esta falla. Se interpretan fallas normales heredadas de eventos Jurásicos que lograron disminuir y limitar los espesores de la Formación Saldaña hacia el Este de la sección, la Falla "Oeste Macizo Central" es interpretada como una falla de inversión que ahora hace parte del sistema cabalgante de la zona (Figura 28).

Figura 28. Parte del dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) de la sección "Florescia".



* En el rectángulo azul pueden observarse rocas del Cretácico conservadas en medio de fallas inversas con vergencia contraria, la ausencia de rocas del Jurásico (Formación Saldaña) al Este y la reducción de espesores estratigráficos en general hacia el Este.

Seguidamente hacia el Este se encuentra otra falla llamada aquí como Falla "Este Macizo Central" con vergencia al Oeste, ángulo de 70° de inclinación y más de 100 m. de desplazamiento vertical que pone en contacto rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas del Cretácico de la Formación Caballos (Figura 28). Al Este se encuentra la Falla del Borde Amazónico con vergencia al Este, 50° de inclinación y unos 200 m. de desplazamiento vertical, confrontando rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas

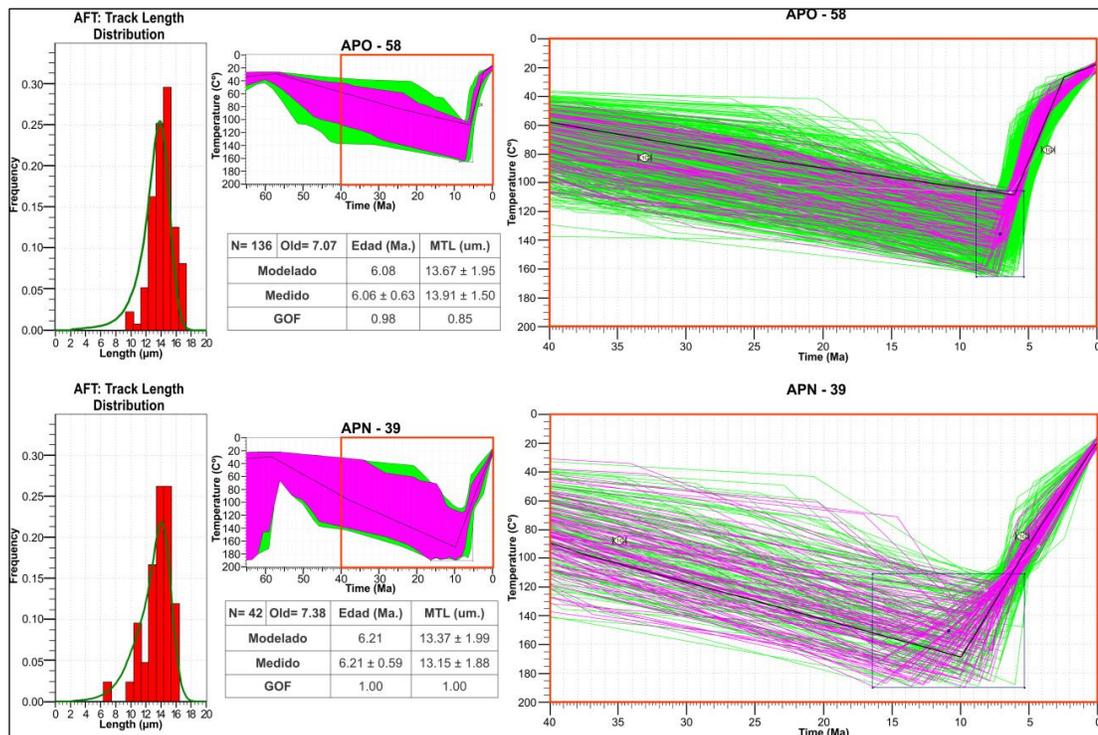
del Paleógeno de la Formación Pepino. Posteriormente hacia el Este se localiza la Falla Las Herosas con vergencia al este, ángulo de 60° de inclinación y más de 100 m. de desplazamiento vertical, ubicando rocas del Paleógeno de la Formación Pepino contra rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza. Seguidamente al Este se encuentra la Falla San Pedro Oeste con vergencia al Este, ángulo de 50° de inclinación y un desplazamiento vertical estimado de más de 100 m., confrontando rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas del Paleógeno de la Formación Pepino. De igual forma la Falla El Doncello ubicada hacia el Este, con 60° de inclinación, vergencia al Este y más de 300 m. de desplazamiento vertical, ubica rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón contra rocas de la Formación Pepino. Finalmente la Falla Paujil, la cual marca el límite Oriental del dominio estructural 2, presenta vergencia al Este, 40° de inclinación y más de 900 m. de desplazamiento vertical confrontando rocas del Paleógeno de la Formación Pepino con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza.

- Evolución del Dominio Estructural 2: Para el Oligoceno superior (25 Ma), los dominios estructurales 3 (Zona intrusivos Jurásicos) y 2 (Macizo de Garzón) hacían parte de una misma Cuenca (Figura 25), disminuyendo el espesor sedimentario de Oeste a Este a través de pinchamientos y con cambios laterales de facies principalmente de rocas del Neógeno simplificándose la secuencia sedimentaria a rocas de las Formaciones Rumiyaco y Pepino. Se interpreta que entre la Falla “Este Macizo Central” y la Falla del Borde Amazónico, se tuvo la reducción de espesor más relevante (Figuras 28 y 25).

Según los modelos termales de las muestras APO-58 y APN-39 (Figura 29), se tienen dos historias termales para el Este del dominio estructural 2 (Macizo de Garzón), la muestra APO-58 (Figura 29) indica menos profundidad a la cual estuvo sometida la zona de la misma y una exhumación más reciente que la zona de la muestra APN-39 (Figura 29) la cual tuvo un mayor enterramiento quizá debido al

aporte sedimentario recibido por el levantamiento del Noreste del macizo que ya se estaba dando (muestra ES-26, Figura 15). De manera general para la sección “Florencia”, se interpreta que durante el Mioceno (16 Ma – 7 Ma) inicia la exhumación el Macizo de Garzón, de tal modo que para el Plioceno (5 Ma), el levantamiento del Macizo de Garzón estaría realizándose con certeza. La intensa actividad compresiva habría conducido a la erosión de más de 3000 m. de espesor de rocas del Jurásico, Cretácico y Paleógeno en la parte Occidental del dominio y cerca de 1400 m. de espesor de rocas del Paleógeno y Neógeno en la parte Oriental del mismo durante los últimos 10 Ma.

Figura 29. Modelos termales de las muestras APO-58 y APN-39 correspondientes al dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) de la sección “Florencia”.



* De manera general la exhumación del Macizo de Garzón en esta sección comenzó entre los 16 Ma y 7 Ma; nótese el mayor enterramiento al que fue sometida la muestra APN-39 al momento de su exhumación. N: Número de trazas medidas.

5.2.5 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán) Corresponde a una cuenca estable sin fallas relevantes evidenciadas en superficie. Se encuentra constituida por rocas de basamento sobre las que están depositadas rocas del Paleógeno correspondientes a las formaciones Rumiyaco y Pepino, y sobre ellas por rocas del Neógeno de la Formación Orteguzza las cuales afloran a lo largo de Este dominio estructural.

- Evolución del dominio Estructural 1: Teniendo en cuenta el modelo termal de la muestra APN39, se estima que la Cuenca recibió gran cantidad de sedimentos durante el Mioceno superior (≈ 10 Ma) al igual que el borde Oriental del dominio estructural 2 (Macizo de Garzón).

5.3 MODELO ESTRUCTURAL SECCIÓN “BELÉN” (SUR DE LA ZONA DE ESTUDIO)

La transecta “Belén” presenta una extensión de 113 km, abarca los dominios estructurales correspondientes a: “Zona de intrusivos Jurásicos” (dominio estructural 3), Macizo de Garzón (dominio estructural 2) y Cuenca Yarí-Caguán (dominio estructural 1) (Figura 12). Este último dominio estructural en esta sección corresponde realmente a la zona de transición entre las cuencas Yarí-Caguán y Putumayo, pero en este trabajo se sigue nombrando Cuenca Yarí-Caguán con el fin de llevar consonancia con el análisis regional establecido.

Estructuralmente y estratigráficamente ésta sección es la menos compleja en comparación con las secciones del Centro y Norte de la zona de estudio, presenta fallas de alto ángulo al Oeste del Macizo de Garzón y fallas “ciegas” de bajo ángulo en la Cuenca Yarí-Caguán que se encuentran enraizadas a la estructura del macizo. Los esfuerzos compresivos han logrado erosionar la mayor cantidad de rocas del Cretácico y del Paleógeno al Oeste del Macizo de Garzón,

exponiendo en la mayor parte de esta zona rocas del Jurásico de la Formación Saldaña.

Dentro de la secuencia sedimentaria de toda la sección se encuentran rocas del Jurásico (Formación Saldaña), del Cretácico (formaciones Caballos y Villeta), del Paleógeno (Formación Rumiyaco) y del Neógeno (Formación Orteguzza).

Su evolución estructural es igualmente sencilla según lo indican los modelos de historia termal de las muestras GM-01, GM-02 (ubicadas sobre la sección "Palermo" y correspondientes al dominio estructural 3, Figuras 12 y 27) y APN-87 (correspondiente al dominio estructural 2, Figuras 30 y 31) donde para las zonas de intrusivos Jurásicos y Macizo de Garzón (dominios estructurales 3 y 2 respectivamente) se registran eventos de exhumación posteriores al Oligoceno superior (25 Ma), primero para estructuras relacionadas con el Macizo de Garzón reveladas en el Mioceno superior (paleosección 10 Ma) y posteriormente registradas para la zona del dominio estructural 3 (zona intrusivos Jurásicos) durante el Plioceno (paleosección 5 Ma) (Figura 30). Es decir, hasta el Oligoceno superior (25 Ma), la zona de influencia de la sección "Belén" correspondería a una cuenca común sin presencia de fallas importantes. El acortamiento total alcanzado por la sección es de 3.3 Km durante los últimos 35 Ma.

5.3.1 Dominio estructural 3 (Zona de intrusivos Jurásicos) La zona correspondiente a Este dominio estructural está caracterizada por la exposición en superficie de rocas de basamento, rocas del Jurásico (Formación Saldaña e intrusivos), Cretácico (formaciones Caballos y Villeta) y Paleógeno (Formación Rumiyaco). La vergencia principal de las fallas contenidas en este dominio es al Este con ángulos que van desde 50° a 70° de inclinación.

La Falla Suacita con vergencia al Este y ángulo de inclinación de 70° es la falla más Occidental de la sección, la cual pone en contacto rocas intrusivas del

Jurásico con rocas de la Formación Saldaña (Jurásico), con un desplazamiento vertical estimado de más de 100 m., seguidamente hacia el Este se encuentra la Falla Villalobos con vergencia al Oeste y 70° de ángulo de inclinación, la cual pone en contacto entre sí rocas del Jurásico de la Formación Saldaña con un desplazamiento vertical estimado de más de 200 m. Posteriormente al Este se localiza una ramificación de la Falla Acevedo Sur (llamada aquí como Falla "Variante Acevedo Sur") que con vergencia al Este y ángulo de 60° de inclinación pone en contacto rocas del Jurásico de la Formación Saldaña con rocas del Paleógeno pertenecientes a la Formación Rumiyaco, estimándose un desplazamiento vertical de 1500 m.

Seguidamente hacia el Este se encuentra la Falla Acevedo Sur con vergencia al Este, un ángulo de 50° de inclinación y más de 300 m. de desplazamiento vertical, enfrentando rocas del Jurásico de la Formación Saldaña entre sí.

- Evolución del Dominio Estructural 3: Teniendo en cuenta los modelos de evolución termal de las muestras GM-01, GM-02 y GM-04 (Figuras 27 y 24), la tendencia del evento de levantamiento para el dominio estructural 3 comienza entre finales del Mioceno y comienzos del Pleistoceno (entre 10 Ma y 2 Ma).

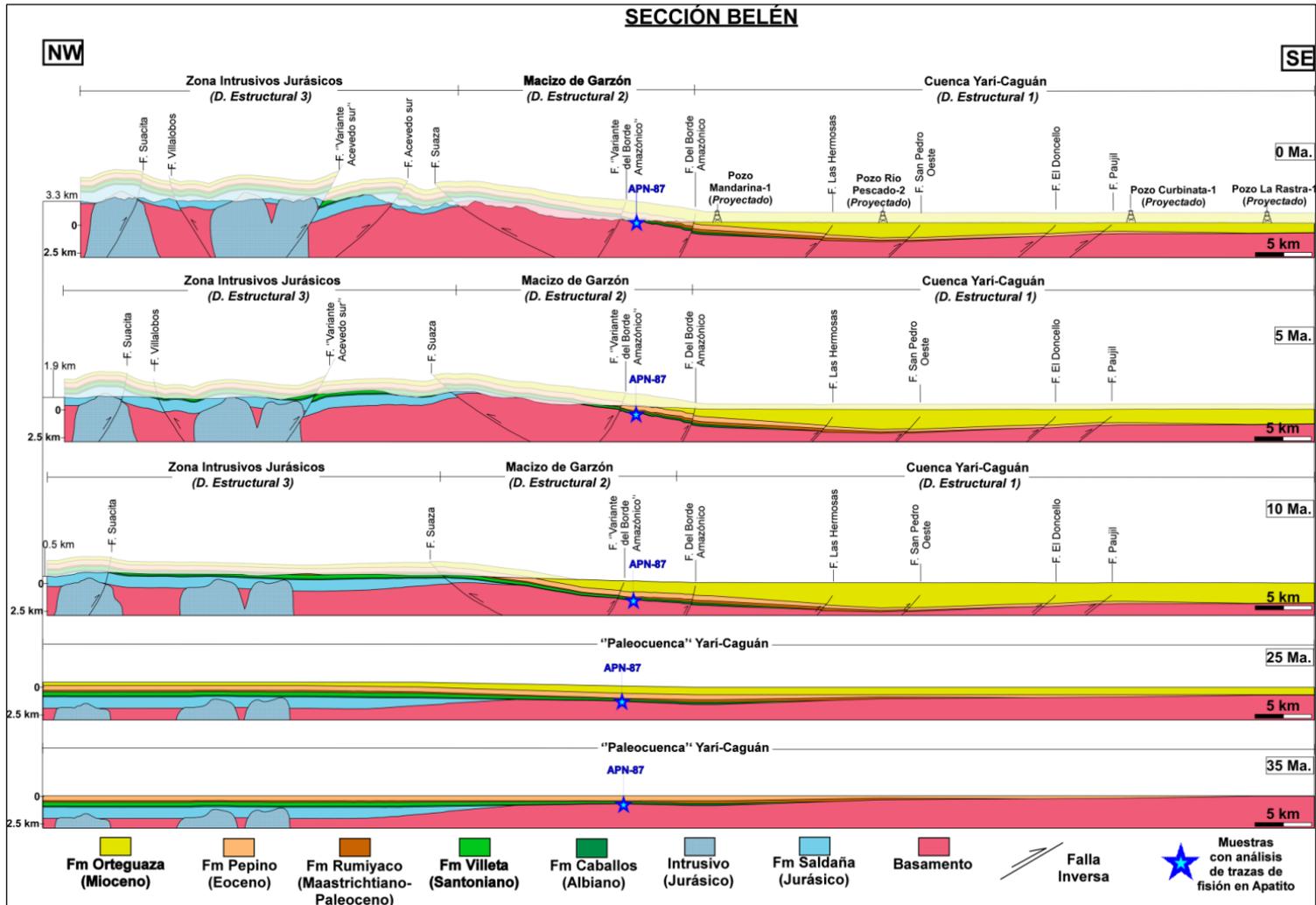
5.3.2 Dominio estructural 2 (Macizo de Garzón) Este dominio está limitado al Oeste por la Falla de Suaza y al Este por la Falla Del Borde Amazónico, expone en superficie rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón y las secuencias sedimentarias del Cretácico (formaciones Caballos y Villeta) y del Paleógeno (formaciones Rumiyaco y Pepino). Al Este del dominio estructural las unidades sedimentarias presentan buzamientos de bajo ángulo en dirección a la Cuenca Yará-Caguán (Sureste) (Figura 30).

La Falla Suaza con vergencia al Oeste y con $\approx 30^\circ$ de ángulo de inclinación, enfrenta rocas metamórficas de basamento del Macizo de Garzón con rocas del

Jurásico de la Formación Saldaña, se estima un desplazamiento vertical de unos 500 m. Hacia el Este se encuentra una ramificación de la Falla Del Borde Amazónico (llamada aquí Falla “Variante Del Borde Amazónico”) con vergencia al Este, ángulo de inclinación de 70° y un desplazamiento vertical de más de 200 m. ubicando rocas metamórficas de basamento del macizo contra rocas del Cretácico de la Formación Caballos. Seguidamente se encuentra la Falla Del Borde Amazónico con vergencia al Este y ángulo de inclinación de 70° a 80°, la cual limita el Macizo de Garzón (dominio estructural 2) en su parte Oriental enfrentando rocas del Paleógeno correspondientes a la Formación Pepino con rocas del Neógeno de la Formación Orteguaza, se ha estimado un desplazamiento vertical de más de 100 m.

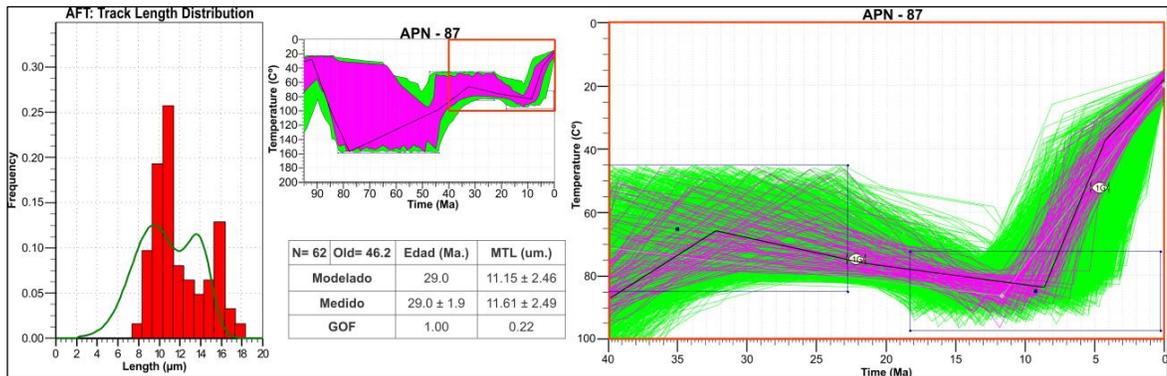
- Evolución del Dominio Estructural 2: Según la interpretación del modelo termal correspondiente a la muestra APN-87 (tomada en el bloque colgante de la Falla Del Borde Amazónico, Figura 30) indicado en la Figura 31, las fallas presentes en el dominio estructural 2 comienzan a ejercer una actividad cabalgante provocando el levantamiento del Macizo de Garzón desde el Mioceno medio (12 Ma).

Figura 30. Evolución estructural de la sección "Belén" (Sur del área de estudio).



*A la izquierda se aprecia el acortamiento sufrido por la sección durante los últimos 35 Ma.

Figura 31. Modelo termal de la muestra APN-87.



* Puede observarse que la muestra registra el inicio de una historia de enfriamiento importante a partir de los últimos 12 Ma. N: Número de trazas medidas.

5.3.3 Dominio estructural 1 (Cuenca Yarí-Caguán) Este dominio estructural realmente corresponde al extremo Norte de la Cuenca del Putumayo. Se encuentra limitado al Oeste por la Falla Del Borde Amazónico, se caracteriza por presentar elevaciones topográficas inferiores a los 350 m. sobre el nivel del mar, las cuales son las más bajas de toda la sección. Las rocas que se encuentran expuestas corresponden a la Formación Orteguaza (Neógeno).

Las fallas en este dominio se encuentran “fossilizadas” por las rocas del Neógeno, éstas son la Falla de Las Herosas, la Falla San Pedro Oeste, la Falla El Doncello y la Falla Paujil, que en las secciones “Florencia” y “Palermo” (centro y Norte de la zona de estudio) se manifiestan en superficie y corresponden al dominio estructural 2, es decir al Macizo de Garzón, por esta razón se interpreta que estas fallas se encuentran en realidad enraizadas en la estructura del Macizo de Garzón. Para estas fallas se estiman desplazamientos verticales de baja magnitud (entre 70 y 100 m.).

- Evolución del Dominio Estructural 1: El modelo de historia termal de la muestra APN-87 (Figura 31), indica que las estructuras (fallas) del Macizo de Garzón

habrían tenido su más reciente actividad a los 12 Ma, por consiguiente se tiene certeza que en la paleosección correspondiente al Mioceno superior (10 Ma), estas estructuras ya estuvieron presentes (Figura 30).

5.4 MODELADO DE SISTEMA PETROLÍFERO

Los resultados referentes al modelado de sistema petrolífero que se mencionan en esta sección están orientados a la relación de la migración de los fluidos con la geometría de cada sección en las zonas de interés (zonas del actual Macizo de Garzón) con el fin de encontrar respuesta sobre un antiguo intercambio de hidrocarburos entre las actuales cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán. Las secciones estructurales modeladas muestran condiciones propicias para examinar esta situación de forma elemental y práctica en dos dimensiones (un plano). La Figura 32 exhibe migraciones de fluidos durante el Oligoceno (25 Ma) (edad en la que según los modelos termales, no había comenzado el levantamiento del Macizo de Garzón) para cada sección construida y resume los fundamentos para resolver la hipótesis planteada al inicio de este trabajo.

5.4.1 Modelo de migración para la sección “Palermo” Durante la evolución de la sección se observa que los hidrocarburos que se pudieron haber generado en zonas al Oeste del Macizo de Garzón (asociadas a la Cuenca del Valle Superior del Magdalena), no lograron encontrar una ruta efectiva de migración que les permitiera migrar hacia el Este (es decir hacia la Cuenca Yarí-Caguán) debido a que la litología arcillosa correspondiente a la Formación San Francisco (Base del Paleógeno) se encontraba en disposición de *onlap* sobre los intrusivos del Jurásico al Oeste del actual Macizo de Garzón (Figura 32, parte a) evitando migraciones verticales y laterales de fluidos presentes en las rocas infrayacentes. Esta Formación ha servido como roca sello para los hidrocarburos generados en rocas del Cretácico que fueron acumulados principalmente en rocas de la

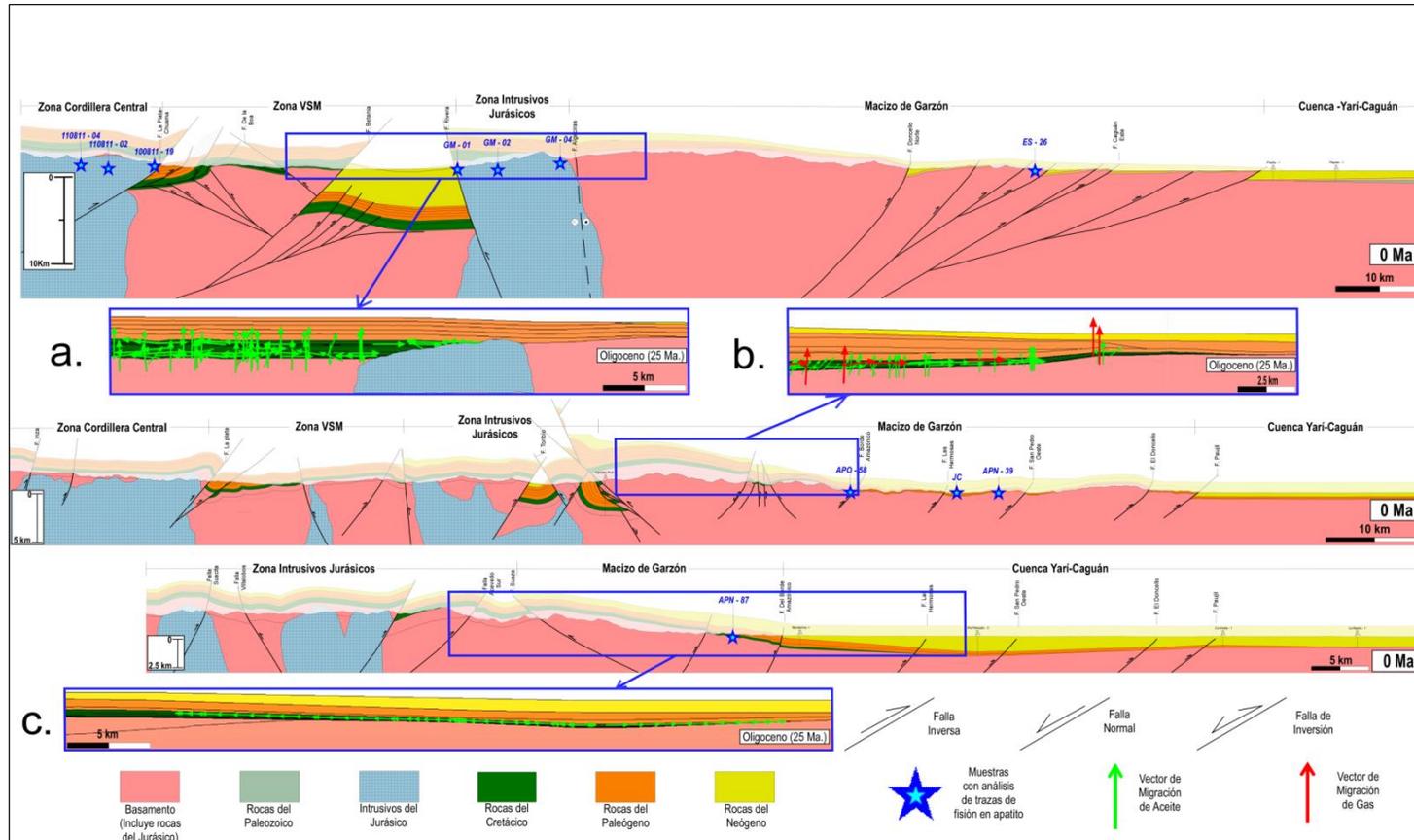
Formación Monserrate (Maastrichtiano). Esta situación fue identificada durante la mayor parte de la evolución de la sección con diferencia para el Plioceno donde la exhumación de esta zona de *onlap* comienza a darse terminando por erosionar en el estado actual, toda la secuencia sedimentaria que contenía los hidrocarburos mencionados (Figura 33).

5.4.2 Modelo de migración para la sección “Florencia” La parte Occidental del actual Macizo de Garzón se ha caracterizado desde el Eoceno (35 Ma) por exhibir un “paleoalto” y presentar flexiones en las unidades del Cretácico y del Paleoceno entre las actuales cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán, de esta manera, los hidrocarburos generados tanto al Oeste como al Este de esta zona migraron acumulándose en las flexiones mencionadas (areniscas de la Formación Neme). La Figura 32 (parte b) muestra migraciones de hidrocarburos procedentes de la zona de la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena llegando a acumularse sobre un “paleoalto” pre-levantamiento del Macizo de Garzón (25 Ma), para estados posteriores, los hidrocarburos generados en los dos flancos de la parte flexionada al Oeste del Macizo de Garzón (Figura 34), presentan una tendencia de migración hacia las estructuras (flexiones mencionadas) formadas allí, sin manifestar intercambio de fluidos entre las cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán. Las formaciones San Francisco (miembro de la Formación Guaduala) y Seca de la Cuenca Valle Superior del Magdalena y el miembro arcilloso de la Formación Rumiyaco de la Cuenca Yarí-Caguán, cumplen la función como roca sello evitando migraciones verticales de los hidrocarburos acumulados en la Formación La Tabla (miembro superior del Grupo Olini-La Tabla) y miembro Neme de la Formación Rumiyaco (cuencas Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán respectivamente).

5.4.3 Modelo de migración para la sección “Belén” A diferencia de las secciones “Palermo” y “Florencia”, durante la evolución de la sección “Belén” se han conservado espesores importantes al Oriente del Macizo de Garzón y al

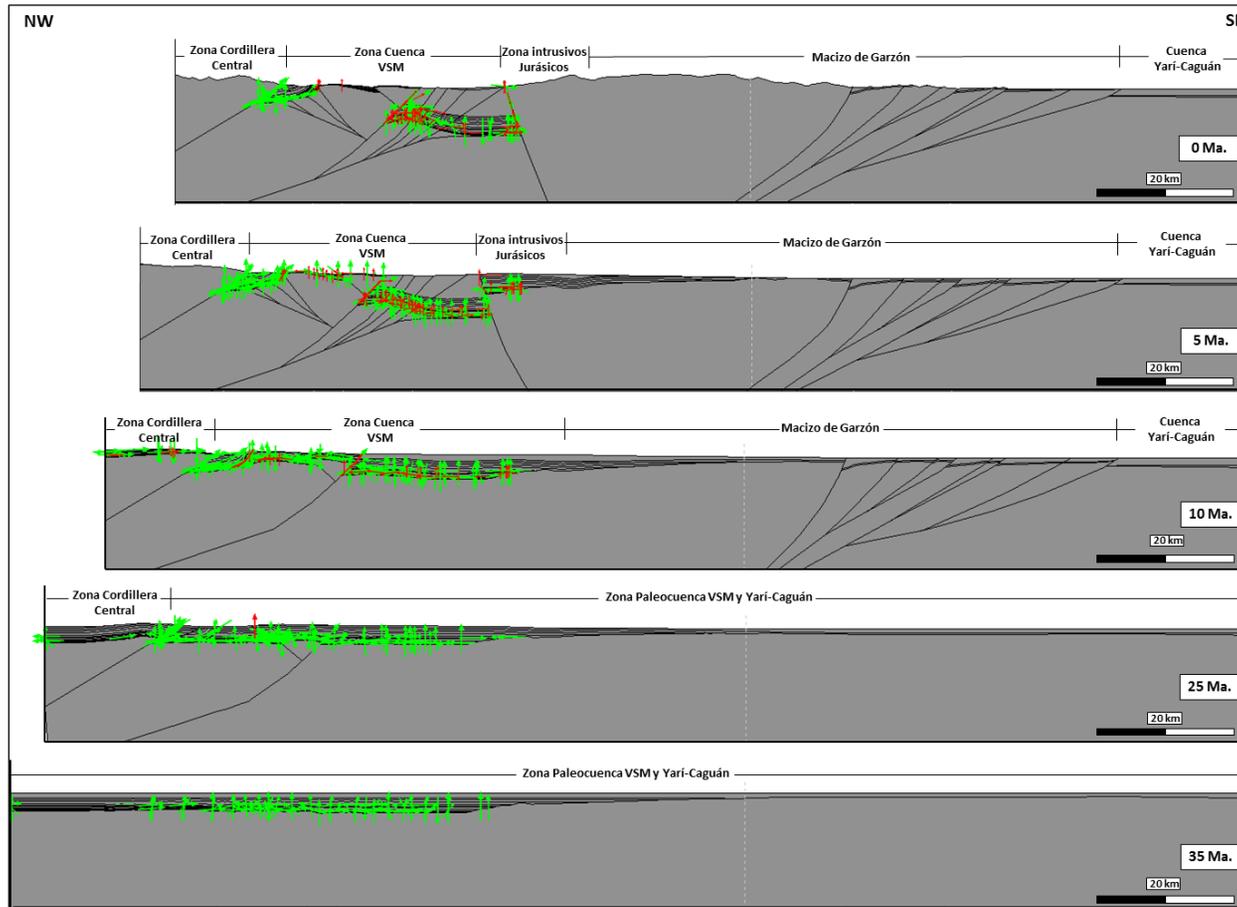
Occidente de la “Cuenca Yarí-Caguán” (Figura 35). La presencia de rocas generadoras en cercanías a esta zona, ha permitido que los hidrocarburos generados allí migren hacia partes aledañas menos profundas como lo son el “piedemonte” del actual Macizo de Garzón (al Oeste) y zonas Orientales que corresponden aquí a la Cuenca Yarí-Caguán (Figura 32, parte c) (realmente a sectores del extremo Norte de la Cuenca del Putumayo). De esta forma se puede decir que la sección “Belén” tiene una cocina de generación al Oeste de la Cuenca “Yarí-Caguán” que aporta hidrocarburos hacia zonas aledañas (dirección Oeste y Este). Los hidrocarburos que se hayan generado hasta el Eoceno (35 Ma) en las zonas correspondientes a la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena o la “Zona de intrusivos Jurásicos”, solo pudieron haber migrado hasta sectores del actual Macizo de Garzón (Figura 35). A partir del Oligoceno (25 Ma) y hasta el reciente, las migraciones se han dado desde el Oeste de la actual “Cuenca Yarí-Caguán” hacia zonas del actual Macizo de Garzón y en menor proporción hacia partes Orientales de la Cuenca “Yarí-Caguán” (más precisamente zonas de la Cuenca del Putumayo) (Figura 35).

Figura 32. Migración de hidrocarburos durante el Oligoceno para cada una de las secciones estructurales construidas.



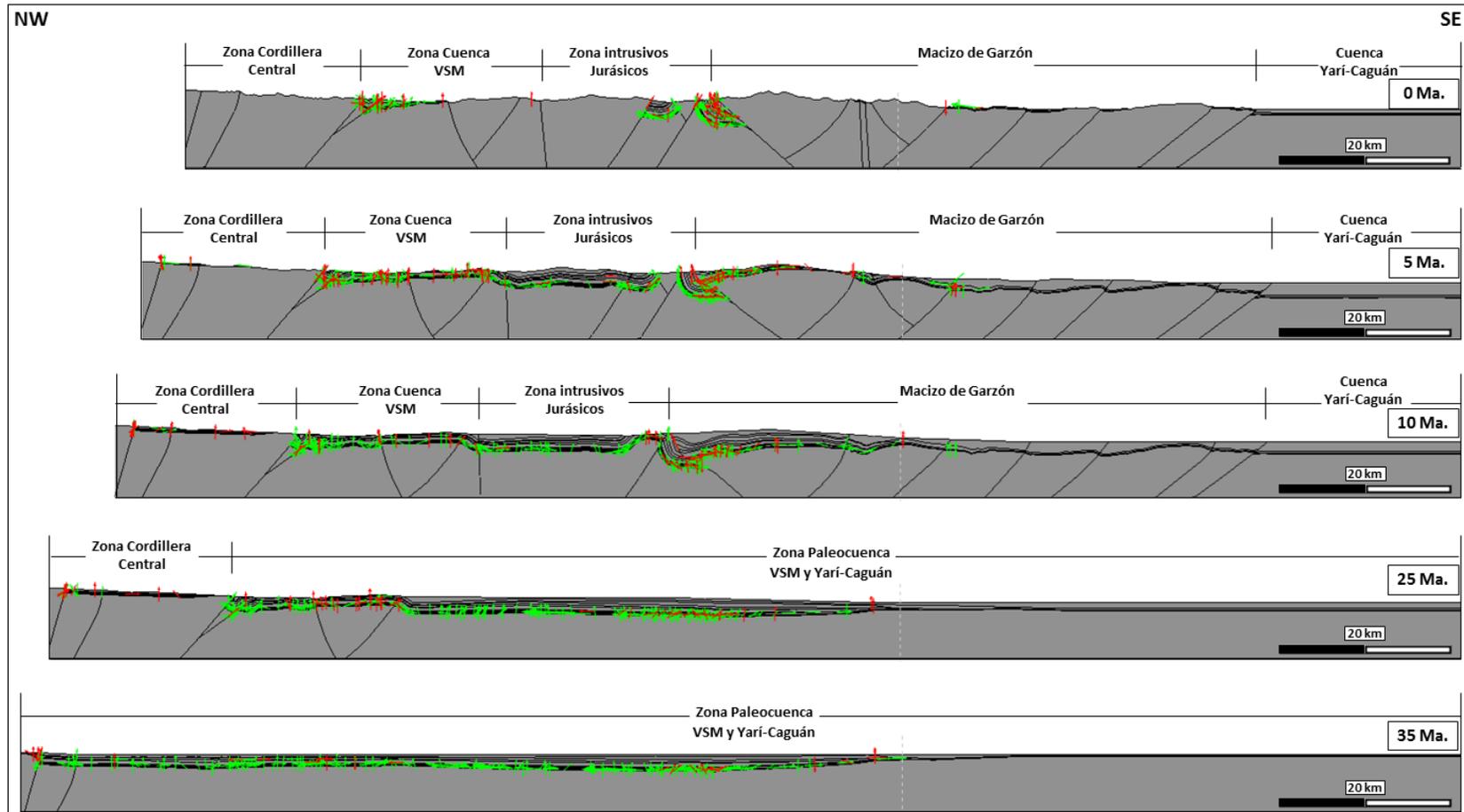
* a. Rocas basales del Paleógeno evitando la migración de hidrocarburos hacia zonas de la actual Cuenca Yari-Caguán (sección “Palermo”). b. Los hidrocarburos provenientes de zonas aledañas a la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Zona VSM), se acumulan en estructuras (flexiones estratigráficas) formadas en la parte Occidental del actual Macizo de Garzón (sección “Florencia”). c. Migración de hidrocarburos desde un depocentro ubicado al Oeste del actual Macizo de Garzón hacia sus zonas aledañas (sección “Belén”).

Figura 33. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural “Palermo”.



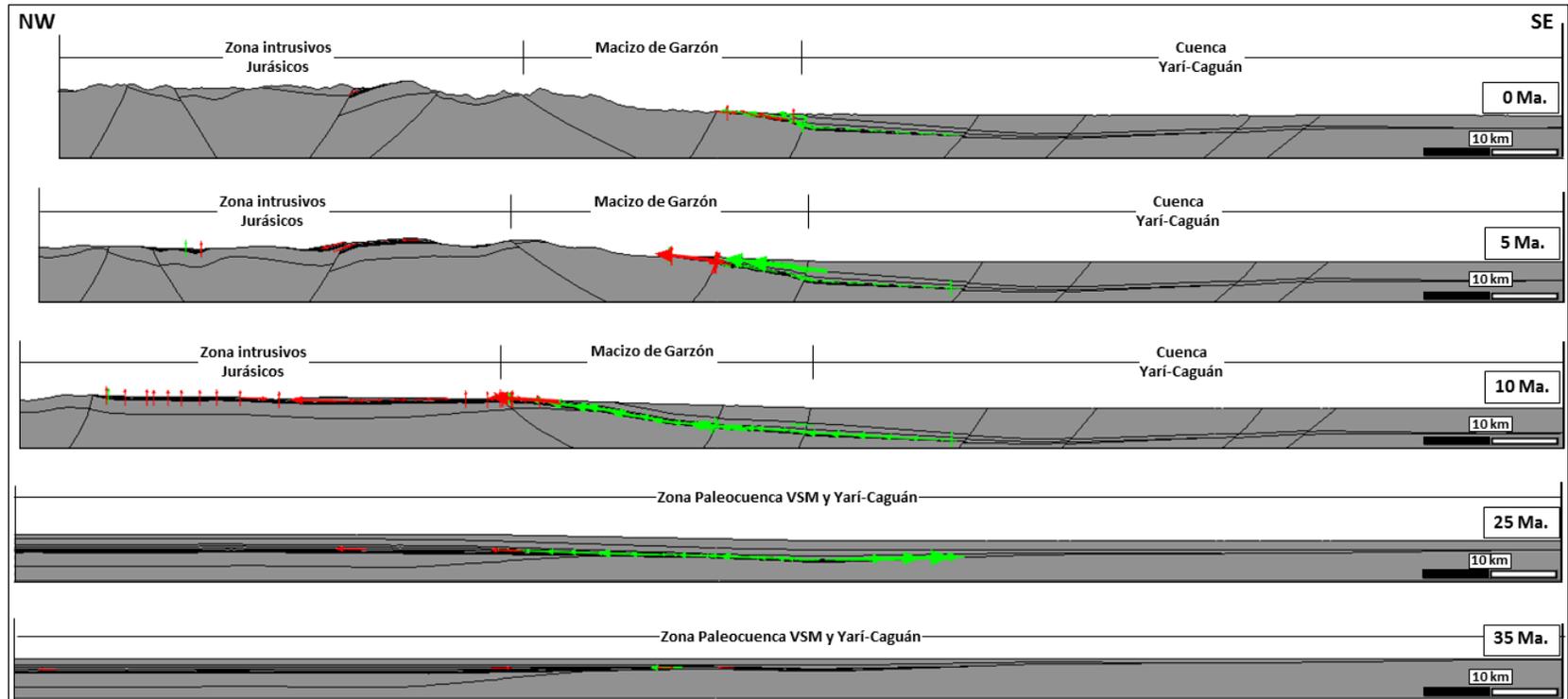
* Se observa que los hidrocarburos (flechas verdes y rojas) generados en la “paleocuenca” del Valle Superior del Magdalena (“Zona Cuenca VSM”) no logran migrar hacia zonas de la actual Cuenca Yari-Caguán, esto es debido a disposiciones onlap de rocas sello suprayacentes. Las flechas verdes y rojas representan vectores de migración de hidrocarburos.

Figura 34. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural “Florencia”.



*Se observa que los hidrocarburos (flechas verdes y rojas) generados en la “paleocuenca” del Valle Superior del Magdalena (“Zona Cuenca VSM”) no logran migrar hacia zonas de la actual Cuenca Yari-Caguán debido a estructuras ubicadas entre las actuales cuencas. Las flechas verdes y rojas representan vectores de migración de hidrocarburos.

Figura 35. Modelo de migración de hidrocarburos para la sección estructural “Belén”.



*Se observa que la Cuenca Yari-Caguán logra aportar hidrocarburos (flechas verdes y rojas) hacia zonas aledañas sin recibir migraciones provenientes de la “paleocuenca” Valle Superior del Magdalena ó de la “Zona de intrusivos Jurásicos”. Las flechas verdes y rojas representan vectores de migración de hidrocarburos.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La componente dextral de la falla de Algeciras ó del Sistema de fallas de Algeciras (reportada por Velandia et al., 2005; Veloza et al., 2012; Diederix y Romero, 2009; entre otros), es reflejada de manera general, por características geomorfológicas ubicadas principalmente hacia el margen Oriental de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena (Velandia et al., 2005), sin embargo, dentro del marco y objetivo del presente estudio, se consideró que el movimiento inverso fue predominante durante gran parte de la evolución estructural del área de estudio debido a la edad citada por varios autores para algunas de esas características geomorfológicas relacionadas con los movimientos de rumbo, algunas de estas revisiones se mencionan a continuación: la Cuenca Pitalito está localizada en un sector del Sistema de fallas de Algeciras, es una cuenca *pull apart* originada por excesos en movimientos dextrales de fallas de rumbo (Velandia et al. 2005), según Bakker (1990) en Van der Wiel (1991) esta cuenca presenta una edad de 4.5 Ma (Plioceno) asumiendo una tasa de sedimentación constante, de la misma forma, Van der Wiel (1991) indica que la geometría del Valle del Suaza es muy similar a la de la Cuenca Pitalito y que ambas cuencas podrían haber sido influenciadas por movimientos de rumbo desde el Plioceno hasta el reciente; por otro lado y como parte del Sistema de Fallas de Algeciras aquí tratado, Schamel (1991) define la Falla Altamira como una falla dextral de edad post-Miocena que limita el Sur de la Subcuenca de Neiva, Anderson et al. (en edición) propone que el movimiento transpresivo de la Falla de Algeciras (la cual hace parte del Sistema de Fallas de Algeciras y que tuvo componente predominantemente inversa hasta hace 4-3 Ma.) comenzó a darse desde hace 4-3 Ma (Plioceno) posterior a una rápida exhumación por parte del bloque Oriental de la Falla Algeciras; desde el punto de vista tectónico, los desplazamientos *strike-slip* del Norte de los Andes (incluyendo al Sistema de Fallas de Algeciras definido por Velandia et al., 2005) son

abordados por Egbue y Kellogg (2010) para inferir que la parte Norte de los Andes se está desplazando hacia el Noreste con respecto a la placa sudamericana desde los últimos 1.8 Ma (Pleistoceno).

Teniendo en cuenta lo anterior, los resultados más relevantes de este trabajo no pueden estar en disputa con las condiciones actuales de la tectónica de rumbo (estimando que se inició recientemente según autores ya mencionados), ya que la hipótesis de este estudio sobre el intercambio de fluidos entre las cuencas del Valle Superior del Magdalena y Yarí-Caguán es solventada con los resultados encontrados asociados a edad Oligocena y con el posterior levantamiento del Macizo de Garzón durante el Mioceno.

Con base en análisis petrográfico de la Formación Monserrate (Maastrichtiano) de la Subcuenca de Neiva, Veloza et al. (2008) proponen la hipótesis de que el Macizo de Garzón pudo haber servido de área fuente para la deposición de la formación mencionada debido a sus constituyentes composicionales asociados al Cratón de Guyana (Escudo de las Guianas como parte del Cratón Amazónico indicado por da Rosa-Costa, 2006). Sin embargo, el modelo termal correspondiente a la muestra APN – 87 (Figura 31) tomada de la Formación Villeta del presente trabajo no muestra temperaturas inferiores a 45°C en el intervalo de tiempo de 84 Ma a 3 Ma, esto demuestra que el Macizo de Garzón no estuvo expuesto en superficie durante el Maastrichtiano y por tanto no pudo haber servido de área fuente para la Formación Monserrate considerando que esta muestra (APN – 87), aunque pertenezca al Sur del Macizo de Garzón, representa la historia termal más antigua de todo este dominio estructural (macizo mencionado).

El margen Occidental de la Cuenca Yarí-Caguán (alrededores de la ciudad de Florencia) pudo haber tenido una cocina de generación al menos durante el Mioceno superior y principios del Plioceno como lo muestra el modelado de migración de hidrocarburos de la sección “Florencia”, donde los modelos termales

del área indican haber sufrido temperaturas superiores a 55°C, sin embargo esto debe ser corroborado con valores de vitrinita de la zona y con propiedades geoquímicas de la roca generadora del lugar. La parte Suroccidental de la Cuenca Yará-Caguán (Este de la transecta "Belén") presenta una cocina de generación activa desde el Oligoceno, esto ha sido favorable debido al aumento de facies carbonáticas y lodosas con potencial generador y al aumento de los espesores de las unidades hacia este sector de la Cuenca, el cual coincide con el extremo Norte de la Cuenca del Putumayo, a esto hay que adicionar que esta cocina ha aportado hidrocarburos en varias direcciones al menos durante el Oligoceno afianzando la idea de que los hidrocarburos en cuestión del presente estudio, hayan migrado desde la Cuenca del Putumayo y no desde la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena como tal.

El enfoque del presente estudio acoge un contenido altamente geométrico para responder las preguntas iniciales de la investigación, por esta razón los resultados no están ligados a calibraciones de flujos termales ni al detalle de información composicional de los crudos posterior a la simulación de sistema petrolífero. La inclinación de las fallas representadas en las secciones estructurales se trataron aquí como poco relevantes con respecto a los resultados relacionados a la orientación de la tendencia de migración de los hidrocarburos, entendiendo que esta migración está más controlada por las facies de las unidades estratigráficas y por trampas estructurales.

Los resultados aquí obtenidos asumen una tendencia regional y homogénea en la geometría y distribución de las unidades entre las transectas, sin tener en cuenta mapeos de litologías o facies que influyan en la obtención de las presentes conclusiones. Adicionalmente es de considerar que los modelos de migración de hidrocarburos que se trabajaron manejan sólo dos dimensiones sin estimar vectores para una tercera dimensión los cuales conducirían a modelos de migración más completos y detallados.

7. CONCLUSIONES

1. Las propiedades de roca sello del Paleógeno de la actual Cuenca del Valle Superior del Magdalena y las estructuras pre-existentes hacia el borde Oriental de la misma Cuenca, no favorecieron el aporte de hidrocarburos de la Cuenca mencionada hacia la Cuenca Yarí-Caguán.
2. El borde Occidental de la Cuenca Yarí-Caguán, el Macizo de Garzón y la Cuenca del Valle Superior del Magdalena están dominados por un estilo estructural tipo escama gruesa de fallas profundas.
3. La deformación entre las cuencas de Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena inicia durante el Mioceno con los últimos eventos de exhumación del Macizo de Garzón. Se propone que la historia del levantamiento del Macizo de Garzón ocurre por sectores iniciando al Noreste del mismo hace unos 20 Ma, continuando por el borde Sureste y progresivamente desarrollándose hacia el Oeste donde el levantamiento más reciente lo ha experimentado el sector contiguo al margen Occidental del Macizo de Garzón.
4. Las características estructurales y los eventos de deformación del borde Occidental de la Cuenca Yarí-Caguán están dados por la exhumación del borde Oriental del Macizo de Garzón que generó fallas inversas con vergencia al Este, estas fallas marcaron la división de una paleocuenca que hasta el Oligoceno estuvo compuesta por las actuales cuencas Yarí-Caguán y Valle Superior del Magdalena.
5. La mayor parte del registro sedimentario de rocas del Neógeno, Paleógeno y Cretácico depositadas en áreas adyacentes al Oeste del Macizo de Garzón, fue

erosionado a causa de una intensa exhumación que inició durante el Plioceno logrando exponer rocas del Jurásico.

6. Es posible que el sector de la ciudad de Florencia haya tenido una cocina de generación durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior, con la Formación Villeta como roca generadora la cual presenta facies calcáreas, la Formación Rumiyaco (miembros Neme y Arcilloso) cumplió la función de roca reservorio y sello a la vez en este sector de la Cuenca. El extremo Suroccidental de la Cuenca Yarí-Caguán (o extremo Norte de la Cuenca del Putumayo, en cercanías del municipio de Belén de los Andaquíes) posiblemente tenga una cocina de generación activa desde el Oligoceno con la Formación Villeta como roca generadora la cual presenta facies más calcáreas y lodosas hacia esta zona de la Cuenca.

8. RECOMENDACIONES

Es conveniente incorporar información sísmica, geoquímica (reflectancia de vitrinita) y análisis de termocronología de alta temperatura del Macizo de Garzón y del "alto de Florencia" para ampliar la historia tectónica de estos dos cuerpos e integrar en un mismo modelo en tres dimensiones, el sistema petrolífero de las cuencas Valle Superior del Magdalena, Yarí-Caguán y Putumayo con el fin de evaluar el comportamiento de los fluidos entre estas cuencas.

Adicionalmente se debe realizar un trabajo similar al mencionado que evalúe la posibilidad de aporte de hidrocarburos de la Cuenca "Llanos Sur" a la Cuenca Yarí-Caguán antes del levantamiento de la Serranía de la Macarena.

BIBLIOGRAFÍA

AMÉZQUITA, F. Y MONTES, C., Sección geológica el Maco-Buenavista: Estructura en el sector Occidental del Valle Superior del Magdalena. Editor Etayo-Serna, F. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Capítulo VI. Universidad Nacional de Colombia. 1994. p 9, 12, 23-24, 35.

ANDERSON, V., HORTON, B., SAYLOR, J., MORA, A., TESÓN, E., BREECKER, D. AND KETCHAM, R., Topographic growth of the Garzón basement massif in the Northern Andes: Implications for the development of the Magdalena and Orinoco river systems. In press. p 2, 16-18, 23-25, 27.

ANH., Mapa de rezumaderos. [en línea] [Consultado el 19 de Junio de 2013] disponible en: <http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Estudios-Integrados-y-Modelamientos/Paginas/MAPA-DE-REZUMADEROS.aspx> 2012

ARMSTRONG, P., Thermochronometers in Sedimentary Basins. Techniques, interpretations and applications. Editors, Peter W. Reiners & Todd A. Ehlers. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Vol. 58. Mineralogical Society of America. 2005. p 503-504.

BAKIOGLU, K. B., Garzón Massif basement tectonics: A Geophysical study, Upper Magdalena Valley, Colombia. Master's thesis. University of South Carolina – Columbia. 2014. p 46.

BARRERO, D., PARDO, A., VARGAS, C. AND MARTINEZ, J., Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos. Bogotá. 2007. p 28.

BAYONA, G., CORTÉS, M., JARAMILLO, C., OJEDA, G., ARISTIZABAL, J., AND REYES-HARKER, A., An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 120. 2008 p 1194.

BENAVENTE, V. Y BURRUS, M., Wrench Faults in the Upper Magdalena Valley in Colombia. III Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Caracas, 13-16 de Marzo de 1988. p 354-355.

BLANCO, M. A. Y DE FREITAS, M. G., Geología Estructural de la Zona de Yaguará-Palermo, Piedemonte de la Cordillera Central con Valle Superior del Magdalena, Colombia. VIII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Cartagena, 21-24 de Septiembre de 2003. p 28-31.

BLANCO, Y., Distribución e Interpretación facial de las Unidades Calcáreas Tetuán, Bambuca y la Luna (Grupo Villeta), Cuenca Valle Superior del Magdalena. Tesis de grado. Facultad de Geología, Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga. 2000. p 37.

BÜRGL, H., Historia Geológica de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana De Ciencias Exactas Físicas y Naturales*. Vol. 11, No. 43. Servicio Geológico Nacional, Bogotá. 1961. p 145.

CABALLERO, V., PARRA, M. Y MORA, A., Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío – Oligoceno temprano: Proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*. Vol. 32, No 1, enero-junio de 2010. p 74.

CÁRDENAS, J., FUQUEN, J. Y NÚÑEZ, A., Geología de la Plancha 388 Pitalito. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 1998.

CÁRDENAS, J., NÚÑEZ, A. Y FUQUEN J., Geología de la Plancha 388 Pitalito. Memoria explicativa. Ingeominas. Ibagué. 2002.

COOPER, M., ADDISON, F., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R., HAYWARD, A., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. AND TABORDA, A., Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bull. Vol. 79, No 10. 1995. p 1436, 1439 -1440.

CORTÉS, M., ANGELIER J. Y COLLETA B., Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. Tectonics. Vol. 24. 2005. p 1, 7.

DA ROSA-COSTA, L., Geocronología $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do Segmento Sudeste do Escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronología do evento Transamazônico. Tese de doutorado. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 2006. p 9.

DE BEDOUT, J. Y PORRAS, J., Modelado Geoquímico-Estructural 2d Para Evaluar el origen y potencial de las arenas bituminosas del Sur de Florencia en la Cuenca Caguán-Putumayo, Colombia. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 2014. p 150.

DE PORTA, J., La formación del Istmo de Panamá. Su incidencia en Colombia. Revista Academia Colombiana de Ciencia. Vol. 27, No 103. 2003. p 210.

DIEDERIX, H. Y ROMERO, J., Falla Algeciras (CO-29H). Atlas de deformaciones Cuaternarias de los Andes. Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. Publicación Geológica multinacional. No7. 2009. p 235-242.

ECOPETROL, Evaluación del potencial de arenas Bituminosas en Colombia. Informe Final. Informe interno Ecopetrol. 2015.

ECOPETROL., Base de datos de información geológica. 2013.

EGBUE, O. and KELLOGG, J., Pleistocene to Present North Andean “escape”. Tectonophysics. 489. 2010. p 248, 252-253.

ESTÉVEZ, Y., Mapa Geológico Proyecto Arenas Bituminosas. Escala 1:250.000. Instituto Colombiano del Petróleo. 2014.

FERREIRA, P., NÚÑEZ, A. Y RODRÍGUEZ, M., Levantamiento Geológico de la Plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. Ingeominas. 2002. p 49-63.

GARCÍA, I.N., Análisis estructural y cronología de la deformación del área de Upar, Valle Superior del Magdalena. Tesis de Maestría. Escuela de Ingeniería. Departamento de Geología. Universidad Eafit. Medellín. En trámite de publicación. 2015. p 23-25, 43, 51-58, 60.

GIL, W., Estratigrafía y geología estructural de la parte Sur del bloque Doima, Valle Superior del Magdalena, Departamento del Tolima, Colombia. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 2007. p 72.

GÓMEZ J., MORALES C., MARQUÍNEZ G. Y VELANDIA F., Geología de la Plancha 322 Santa María. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 1999.

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., JIMÉNEZ, D., TEJADA, M., SEPULVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H. Y MORA, M., Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000. Plancha 5-13. Ingeominas. 2007a.

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., JIMÉNEZ, D., TEJADA, M., SEPÚLVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H. Y MORA, M., Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000. Plancha 5-14. Ingeominas. 2007b

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., JIMÉNEZ, D., TEJADA, M., SEPULVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H. Y MORA, M., Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000. Plancha 5-18. Ingeominas. 2007c.

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., JIMÉNEZ, D., TEJADA, M., SEPULVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H. Y MORA, M., Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000 Plancha 5-19. Ingeominas. 2007d.

GONÇALVES, F., MORA, C., CÓRDOBA, F., KAIRUZ, E. AND GIRALDO, B., Petroleum Generation and Migration in the Putumayo Basin, Colombia: insights from an organic geochemistry and basin modeling study in the foothills. Marine And Petroleum Geology. Vol. 19. 2002. p 712-713.

GRP LTDA. Consultoría para el estudio integrado de geología de campo en 8 áreas potenciales para la exploración de arenas bituminosas en Colombia. Mapa Geológico Preliminar Área Florencia. Escala 1:50.000. Informe para Ecopetrol. 2013a.

GRP LTDA. Consultoría para el estudio integrado de geología de campo en 8 áreas potenciales para la exploración de arenas bituminosas en Colombia. Área San Vicente del Caguan. Escala 1:25.000. Informe para Ecopetrol. 2013b.

GRP LTDA. Columna generalizada Formaciones Caballos y Villeta Escuela el Condor. Escala 1:200. Informe para Ecopetrol. 2013c.

GRP LTDA. Columna Generalizada Formación Rumiyaco Río Orteguzaza. Escala 1:200. Informe para Ecopetrol. 2013d.

GRP LTDA. Columna generalizada Formación Pepino (Miembro Superior) Cantera las Pavas. Escala 1:200. Informe para Ecopetrol. 2013e.

GRP LTDA. Columna generalizada Formaciones Caballos, Villeta, Rumiyaco y Pepino Quebrada las Doradas. Escala 1:200. Informe para Ecopetrol. 2013f.

HANTSCHHEL, T. AND KAUEAUF, A. I., Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2009. p 126-127.

HANTSCHHEL, T., KAUEAUF, A. AND WYGRALA, B., Finite element analysis and ray tracing modeling of petroleum migration. Marine and Petroleum Geology. 17. 2000. p 820.

HERRERA, C. y DÍAZ, J., Análisis estructural del alto de Florencia en cercanías al Macizo de Garzón, Caquetá, Colombia. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 2015. p 61-62.

ICP. Análisis Palinológico Secciones Superficiales. Proyecto Arenas Bituminosas. Grupo de Bioestratigrafía ICP. Informe Interno 15-14., 2014.

JACOBS, C., BURGL, H. AND CONLEY D., Backbone of Colombia. AAPG Special Volumes. 1963. p 63.

JARAMILLO, C. Y YEPES, O., Palinoestratigráfica del Grupo Olini (Coniaciano-Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia. Departamento de Gociencias, Universidad Nacional de Colombia. Capítulo XVII. 1994. p 4.

JARVIS, A., REUTER, H.I., NELSON, A. AND GUEVARA, E., Hole-filled seamless SRTM data V4. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). 2008. [en línea] [Consultado el 13 de Febrero de 2014] disponible en: <http://srtm.csi.cgiar.org>

JIMÉNEZ, G., Análisis de la deformación y modelo estructural basado en datos paleomagnéticos y cinemáticos en el sector Sur del Valle Superior del Magdalena (Anticlinal de la Hocha). Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. 2008. p 15, 19.

JIMÉNEZ, G., RICO, J., BAYONA, G., MONTES, C., ROSERO, A. AND SIERRA, D., Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 39. 2012. p 185-186, 195-196, 200.

JIMÉNEZ-MEJÍA, D., JULIANI, C. AND CORDANI, U., P–T–t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzon Massif, Andean basement, SE Colombia. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 21. 2006 p 334.

KETCHAM R. AND APATITE TO ZIRCON INC. HEFTY (V.1.7.4) (software). 2011.

KROONENBERG, S., Litología, Metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia). Geología Norandina. 1982. p 1.

KROONENBERG, S., Borde Occidental del Escudo de Guayana en Colombia. Boletín Geológico (Caracas, Venezuela), Publ. Especial No 10. Memoria del Primer Simposio Amazónico, Puerto Ayacucho, Venezuela. 1985. p 1, 60.

LISKER, F., VENTURA, B. AND GLASMACHER, U., Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, Special Publications. London. 324. 2014. p 11.

MARQUÍNEZ, G., RODRÍGUEZ, Y., TERRAZA, R. Y MARTÍNEZ, M., Geología de la Plancha 365 Coconuco. Escala 1:100.000. Versión digital 2009. Ingeominas. 2003.

MONTENEGRO, G. AND BARRAGAN, M., Petroleum Geology of Colombia. Caguán and Putumayo Basins. Editado por F. Cediell. Agencia Nacional de Hidrocarburos. Departamento de Geología, Universidad Eafit. Fondo Editorial Universidad Eafit. Vol. IV. Medellín. 2011. p 28, 39, 80, 90-91.

MORA, A., VENEGAS, D. Y VERGARA, L., Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el Sector del Norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento del Caquetá, Colombia. Geología Colombiana XXIII. 1998. p 19, 31-77.

MORALES, C., CAICEDO, J., VELANDIA, F. Y NÚÑEZ, A., Geología de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Ingeominas. 2001. p 32-56.

NÚÑEZ, A., Reconocimiento Geológico Regional de las Planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco. Departamentos de Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. Bogotá D.C. Ingeominas. 2003. p 87, 116, 122, 126, 134.

NÚÑEZ, A., Geología de la Plancha 412 San Juan de Villalobos. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 2010.

PARRA, M., MORA, A., SOBEL, E., STRECKER, M. AND GONZÁLEZ, R., Episodic orogenic front migration in the Northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*. Vol. 28. 2009. p 5.

PEÑA, J., ANNICCHIARICO, G., JARAMILLO, J. Y VELÁSQUEZ, E., Las Calizas de Tetuán: Una nueva unidad litoestratigráfica para la Subcuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena. *Estratigrafía, Petrografía y Ambiente Sedimentario*. Revista Académica Colombiana de Ciencias de la Tierra. Bogotá, D. C. 2002. p 487.

RAMÍREZ, J., Informe de propuesta de Sistema Petrolífero regional para la Cuenca de Caguán usando los datos Termocronológicos disponibles. UT EOS-DISMET. Informe para Ecopetrol. Archivo anexo. 2015.

RAMÍREZ-ARIAS, J., MORA, A., RUBIANO, J., DUDDY, I. AND PARRA, M., The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 39. 2012. p 125.

RAMÓN, J. AND ROSERO, A., Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 21 2006. p 496, 502.

RAMÓN, J., VIDAL, G., ROSERO, A., GÓMEZ, P. Y BORJA, H. Revaluación del modelo geológico del Campo Tello (Valle Superior del Magdalena) y sus implicaciones en el programa de desarrollo. Geología Colombiana No. 26. 2001. p 63-64.

REYES, A., OLAYA, I., ARANGO, F., MUNAR, F., GOMEZ, P., GIRALDO, B., RANGEL, A., MORA, C., SARMIENTO, L., PEREZ, H., BUCHELLI, F., CERON, J., RUEDA, M Y ZEGARRA, M., Evaluacion Regional de la Cuenca Yarí-Caguán. Ecopetrol-ICP. Piedecuesta. 1997.

RODRÍGUEZ, C., MANOSALVA, S., MORA, C., POSADA, C., MORENO, C. Y JIMÉNEZ, D., Open round Colombia 2010. Agencia Nacional de Hidrocarburos. 2009a. p 14.

RODRÍGUEZ, C., MORA, C., VARGAS, A., PIRAGUA, A., ROMERO, O., GARCÍA, R., MORENO, C., MANOSALVA, S., FONSECA, H., PINZÓN, R. Y SIERRA, L., Cartografía geológica de 51267.45 km² en la Cuenca Caguán – Putumayo a partir de sensores remotos a escala 1:100.000 y 739 km² con control de campo a escala 1:50.000 en las planchas IGAC 413 y 414 departamentos de Meta, Caquetá, Putumayo. ANH-UPTC. 2009b. p 76, 81-83, 90-91.

RODRÍGUEZ, C., VARGAS, A., PIRAGUA, A., ROMERO, O., GARCÍA, R., MORENO, C. Y PINZÓN, R., Cartografía Geológica de 51267,45 Km² a escala 1:100.000, con 739 Km² de control cartográfico a escala 1:50.000 en un sector de la Cuenca del Caguán-Putumayo, localizado en los departamentos de Meta, Caquetá y Putumayo. Mapa Geológico a escala.1:100.000. Sector del Piedemonte de la Cuenca Caguán-Putumayo. ANH-UPTC. Mapa1/4. 2009c.

RODRÍGUEZ, C., VARGAS, A., PIRAGUA, A., ROMERO, O., GARCÍA, R., MORENO, C. Y PINZÓN, R., Cartografía Geológica de 51267,45 Km² a escala 1:100.000, con 739 Km² de control cartográfico a escala 1:50.000 en un sector de la Cuenca del Caguán-Putumayo, localizado en los departamentos de Meta, Caquetá y Putumayo. Mapa Geológico a escala 1:100.000. Sector del Piedemonte de la Cuenca Caguán-Putumayo. ANH-UPTC. Mapa2/4. 2009d.

RODRÍGUEZ, C., VARGAS, A., PIRAGUA, A., ROMERO, O., GARCÍA, R., MORENO, C. Y PINZÓN, R., Cartografía Geológica de 51267,45 Km² a escala 1:100.000, con 739 Km² de control cartográfico a escala 1:50.000 en un sector de la Cuenca del Caguán-Putumayo, localizado en los departamentos de Meta, Caquetá y Putumayo. Mapa Geológico a escala 1:100.000. Sector del Piedemonte de la Cuenca Caguán-Putumayo. ANH-UPTC. Mapa3/4. 2009e.

RODRÍGUEZ, C., VARGAS, A., PIRAGUA, A., ROMERO, O., GARCÍA, R., MORENO, C. Y PINZÓN, R., Cartografía Geológica de 51267,45 Km² a escala 1:100.000, con 739 Km² de control cartográfico a escala 1:50.000 en un sector de la Cuenca del Caguán-Putumayo, localizado en los departamentos de Meta, Caquetá y Putumayo. Mapa Geológico a escala 1:100.000. Sector del Piedemonte de la Cuenca Caguán-Putumayo. ANH-UPTC. Mapa4/4. 2009f.

RODRÍGUEZ, G., ZAPATA, G. Y VELÁSQUEZ, M., Geología de la Plancha 389 Timaná. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 2010a.

RODRÍGUEZ, G., ZAPATA, G. Y VELÁSQUEZ, M., Geología de la Plancha 414 El Doncello. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 2010b.

RODRÍGUEZ, G., ZAPATA, G. Y VELÁSQUEZ, M., Geología de la Plancha 368 San Vicente del Caguán. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 2003b.

RODRÍGUEZ, G., ZAPATA, G., VELÁSQUEZ, M., COSSIO, U. Y LONDOÑO A.,. Geología de las Planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte Noroccidental) y 414 El Doncello, Departamento del Caquetá y Huila. Memoria explicativa. Medellín. Ingeominas. 2003a. p 30, 89, 98, 109, 153.

RUEDA, J., Cálculo preliminar de recursos potenciales de arenas bituminosas en las áreas de Forencia, San Vicente, Caño Sur y Sogamoso. UT DTH - EOS Exploración. Informe para Ecopetrol. Piedecuesta. 2011. p 38.

SARMIENTO, L. AND RANGEL, A., Petroleum systems of the Upper Magdalena Valley, Colombia. Marine and Petroleum Geology. 21. 2004. p 373-391.

SARMIENTO, L., Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of The Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonics models. Tectonics Department. Faculty of Earth and Life Sciences. Vrije Universiteit Amsterdam. 2002. p 64, 67.

SCHAMEL, S., Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. AAPG. Memoir 52, Chapter 10. 1991. p 283-301.

SILVA, J., SIAL, A., FERREIRA, V., ARENAS, J. AND JIMENEZ, D. C-Isotope Stratigraphy of some Ediacaran-Cambrian Carbonate Sucessions in NW Gondwana. s.f. [en línea] [Consultado el 10 de Septiembre de 2015] disponible en: <http://www.vssagi.com/igcp478/AbstractsVSSAGI/327.pdf>

TAGAMI, T. AND O'SULLIVAN, P., Fundamentals of Fission-Track Thermochronology Low-Temperature Thermochronology. Techniques, interpretations and applications. Editors, Peter W. Reiners & Todd A. Ehlers. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Vol. 58. Mineralogical Society of America. 2005. p 33.

TORO-TORO, L., MORENO-SÁNCHEZ, M. Y GÓMEZ-CRUZ, A., Metagabro del Ariari, plutonismo MORB, Cordillera Oriental de Colombia. Boletín de Geología. Vol. 36, No 2. 2014. p 17, 22.

TRUMPY, D., El pre-Cretáceo de Colombia. Servicio Geológico Nacional. Vol. 412. Bogotá. 1944. p 12.

VAN DER WIEL, M., Uplift and Volcanism of the SE Colombian Andes in Relation to Neogene Sedimentation in the Upper Magdalena Valley. Thesis PhD. Agricultural University of Wageningen. Amsterdam. The Netherlands. 1991. p 23-40, 186-187.

VELANDIA, F., ACOSTA, J., TERRAZA, R. AND VILLEGAS, H., The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. Tectonophysics. 2005. 399. p 317, 319-321.

VELANDIA, F., FERREIRA, P., RODRÍGUEZ, G. Y NÚÑEZ A., Levantamiento Geológico de la Plancha 366 Garzón. Escala 1:100.000. Memoria Explicativa. Ingeominas. 2001b.

VELANDIA, F., MORALES, C., CAICEDO, J., NÚÑEZ A., Geología de la Plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000. Versión digital 2010. Ingeominas. 2000.

VELANDIA, F., NÚÑEZ, A. Y MARQUÍNEZ, G., Mapa Geológico del Departamento del Huila. Escala 1:300.000. Memoria Explicativa. Ingeominas. Bogotá. 2001a.

VELOZA, G., MORA, A., DE FREITAS, M. Y MANTILLA, M., Dislocación en el tope de la secuencia cretácica de la Subcuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena y sus implicaciones en el modelo estratigráfico secuencial Colombiano. Boletín de Geología. Vol. 30, No 1. 2008. p 42.

VELOZA, G., STYRON, R., TAYLOR, M. AND MORA, A, Open-source archive of active faults for Northwest South America. GSA Today. Vol. 22, No 10. 2012. p 6.

VERGARA, L., Organic geochemical data from The Caballos Formation, Upper Magdalena Valley, Colombia. Revista Latino-Americana de Geoquímica Orgánica. 1995. p 51.

VERGARA, L., Stratigraphy, Foraminiferal Assemblages and Paleoenvironments In The Late Cretaceous of The Upper Magdalena Valley, Colombia (Part I). Journal of South America Earth Sciences. Vol. 10. 1997a. p 114, 116, 118.

VERGARA, L., Cretaceous Black Shales in the Upper Magdalena Valley, Colombia. New Organic Geochemical Results (Part II). Journal of South American Earth Sciences. Vol. 10. No.2. 1997b. p 136.

VILLAMIL, T., Campanian-Miocene tectono-stratigraphy, depocenter evolution of Colombia and western Venezuela. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 1999. p 244, 249, 261, 263, 269.

WOODWARD, N., BOYER, S. Y SUPPE, J., An outline of balanced Cross-Sections. Prepared for the Short Course on Balanced Sections Sponsored by Structural Geology and Tectonics Division of Geological Society of America at the Annual Meeting held at Orlando, Florida. November 1 and 2, 1985. Department of Geological Sciences Studies in Geology 11, 2nd Edition. University of Tennessee. 1985. p 1-3.

WYGRALA, B. P., Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, northern Italy. Kernforschungsanlage Jülich GmbH. Institut für Chemie 5: Erdöl und Organische Geochemie. 1989. p 33, 51, 53.

ANEXOS

Anexo A. Secciones estructurales (en formato .mve y .cvx)

Anexo B. Modelos termales (en formato .hft)

Anexo C. Modelos de Migración de Hidrocarburos (en formato .rar)

NOTA: LOS ANEXOS PUEDEN CONSULTARSE EN LA SALA BASE DE DATOS DE BIBLIOTECA DE LA UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER.