

**APLICACIÓN DE LA TERMOCRONOLOGÍA PARA DETERMINAR LA
TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN DEL ANTICLINORIO DE VILLETA,
SINCLINAL DE GUADUAS, CUNDINAMARCA, COLOMBIA.**

LIDY OSORIO CARREÑO

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

2011

**APLICACIÓN DE LA TERMOCRONOLOGÍA PARA DETERMINAR LA
TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN DEL ANTICLINORIO DE VILLETA,
SINCLINAL DE GUADUAS, CUNDINAMARCA, COLOMBIA.**

LIDY OSORIO CARREÑO

**Tesis de Grado presentada para optar el título de:
MAGÍSTER EN GEOLOGÍA**

Director (UIS)

MSc. Sait Khurama Velásquez

Codirector (ICP)

Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez

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

2011

AGRADECIMIENTOS

A todo el cuerpo directivo y administrativo de la Escuela de Geología de la UIS y ECOPETROL-ICP por trabajar en este proyecto de maestría, hacerlo realidad y además ayudar a fortalecer mi crecimiento profesional y personal.

A Andrés Roberto Mora, mi director de proyecto ICP, por su asesoría y haberme dado la oportunidad de interactuar con un excelente grupo de trabajo. Mil gracias porque en los momentos difíciles de la vida es cuando conoces y sabes con que personas cuentas.

A Sait Khurama, mi director de proyecto UIS, por su dirección y continua asesoría en la redacción de esta tesis.

A todos los integrantes del selecto grupo de “Cronología de la deformación en las cuencas Subandinas” por su colaboración en la realización de mi proyecto de grado.

A Jorge Rubiano por regarle parte de su poco tiempo para una explicación.

A Mauricio Parra por enseñarme todas las bases del mundo de la termocronología.

A Shirley, Carolina Mateus, Carlos Robayo, Tatis, y todas las personas que de una u otra forma colaboraron con la realización de mi tesis.

Agradezco a todos mis compañeros de la maestría porque cada uno aportó a mi crecimiento personal y profesional. Juanca y Yasmin gracias por estar ahí en los momentos que necesitaba una asesoría, un regaño, una

motivación para sacar adelante este proyecto. Andrea, Ricardo, Isaid, Alejandro, Jenny Paola y Hernán por sus palabras de ánimo e interés de que todo me saliera bien. Victor y Eliecer por ser ejemplo de voluntad y constancia. Julieta por su compañía en esas circunstancias de la vida poco agradables. Jairo por enseñarnos que el ser diferente tiene cabida en cualquier empresa de la vida. Y a Mario y Migue por ser las personas que le pusieron el picante, la chispa a nuestros días de candidatos de maestría.

Este trabajo está dedicado a esa mujer que siempre me ha animado a luchar por mis sueños y ha estado ahí incondicionalmente a mi lado en todos los momentos de mi vida, mi mami, Alcira Carreño Patiño. También a mi esposo Juan Carlos Niño por su apoyo y entrega a nuestros hijos mientras yo realizaba mis estudios y a mis cachetones, Lidy y Juan Carlos, porque son las personitas que volvieron a llenar de alegría y motivos mi vida.

Lidy Osorio Carreño

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	15
1. OBJETIVOS	18
1.1 OBJETIVO GENERAL	18
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
2. MARCO DE REFERENCIA	19
2.1 MARCO TEÓRICO	19
2.1.1 Termocronología	19
2.1.1.1 Método de Trazas de Fisión (<i>Fission Track</i> o FT)	22
2.1.1.2 Método de (U-Th)/He	24
2.1.2 Geocronología	26
2.1.2.1 Datación U-Pb	28
3. ANTECEDENTES	32
3.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA	32
3.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	33
3.3 MARCO GEOLÓGICO LOCAL	35
3.3.1 Estratigrafía	39
3.3.2 Áreas fuentes potenciales de sedimentos	40
3.3.3 Geoquímica	41
3.4 TERMOCRONOLOGÍA EN LA CORDILLERA ORIENTAL	43
4. METODOLOGÍA	47
4.1 FASE I: ESTUDIO PRELIMINAR ZONA DE INTERÉS	47
4.2 FASE II: FASE DE MUESTREO DE CAMPO Y MÉTODOS ANALÍTICOS	48
4.2.1 Muestreo en campo	48

4.2.2 Métodos analíticos	50
4.2.2.1 Análisis de paleotermómetros	50
4.2.2.2 Análisis de termocronología	51
4.2.2.3 Análisis de geocronología	52
4.3 FASE III: MODELAMIENTO DE DATOS TERMOCRONOLÓGICOS	52
4.4 FASE IV: ANÁLISIS Y REALIZACIÓN INFORME FINAL	53
5. RESULTADOS	55
5.1 RESULTADOS DE PALEOTERMÓMETROS	57
5.2 RESULTADOS TERMOCRONOLÓGICOS	60
5.2.1 Zona Sinclinal de Guaduas	69
5.2.2 Zona Anticlinorio de Villeta	75
5.3 RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS (U-Pb)	84
6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	89
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	93
BIBLIOGRAFÍA	96
ANEXOS	108

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Termocronómetros de bajas temperaturas y sus temperaturas de cierre (T_c)	21
Tabla 2. Datos de R_o aleatorio con R_o corregido para alcanzar su valor máximo.	58
Tabla 3. Relación de muestras para análisis de AFT.	62
Tabla 4. Datos de trazas de fisión de apatito. Muestras analizadas a partir del método ablación láser acoplado a la espectroscopia de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS).	63
Tabla 5. Datos de (U-Th)/He en apatito	65
Tabla 6. Datos de de (U-Th)/He en circón	66
Tabla 7. Resultados del modelamiento de termocronómetros en muestras seleccionadas en el Sinclinal de Guaduas	73
Tabla 8. Resultados del modelamiento de termocronómetros en muestras seleccionadas en el Anticlinorio de Villeta	77

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Termocronómetros utilizados actualmente con su rangos de temperatura de cierre (Tomado de Parra, 2010)	22
Figura 2. Formación de las trazas de fisión en un átomo de Uranio y como se observan en un apatito a través del microscopio de alta resolución.	24
Figura 3. Diagrama de concordia. Se aprecia los datos que se obtienen de un diagrama de este tipo; así como la discordia y su significado	30
Figura 4. Mapa relieve de ubicación Anticlinorio de Villeta, Sinclinal de Guaduas y Fallas circundantes. El rectángulo amarillo indica la zona de estudio.	32
Figura 5. Características tectónicas y estructurales alrededor de los Andes Colombianos	34
Figura 6. Mapa geológico del VMM y piedemonte Occidental de la COr. y sus estructuras más importantes.	38
Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de la COr con sus cuencas aledañas del VMM y Llanos.	39
Figura 8. Mapa geológico con la ubicación de las muestras tomadas para los diferentes análisis.	49
Figura 9 Localización de muestras de termocronología, paleotermometría y geocronología U-Pb de este estudio y publicados.	56
Figura 10. Localización muestras con reflectancia de vitrinita (%Ro). En azul número de muestra y en negro valor de Ro%.	59
Figura 11. Edades de trazas de fisión en apatito y edad estratigráfica contra espesor estratigráfico.	69

Figura 12. Localización muestras modeladas en el flanco Occidental del Sinclinal de Guaduas	70
Figura 13. Resultado de Modelamiento termal de datos de AFT y Ro para la muestra 660-40 (Fm Cimarrona), parcialmente reseteada, del Cretáceo Superior	72
Figura 14. Resultado de Modelamiento termal de datos de AFT y Ro para la muestra 10GU08, parcialmente reseteada, Fm San Juan de Rio Seco (Eoceno Medio-Mioceno Inferior)	74
Figura 15. Modelamiento inverso de la muestra 10GU25, Fm Umir.	76
Figura 16. Modelamiento inverso de la muestra 10GU32, Fm Socotá	80
Figura 17. Modelamiento inverso de la muestra 10GU38 a partir de de datos de edades reseteadas de AHe, AFT y ZHe	82
Figura 18. Localización muestras análisis geocronológicos U-Pb	84
Figura 19. Edades detríticas U-Pb en circones de rocas Cretácicas y Cenozoicas del área de Sinclinal de Guaduas y Anticlinorio de Villeta	85
Figura 20. Evolución estructural del Sinclinal de Guaduas y el Anticlinorio de Villeta	92

RESUMEN

TÍTULO: APLICACIÓN DE LA TERMOCRONOLOGÍA PARA DETERMINAR LA TEMPORALIDAD DE LA DEFORMACIÓN DEL ANTICLINORIO DE VILLETA, SINCLINAL DE GUADUAS, CUNDINAMARCA, COLOMBIA*

AUTOR: LIDY OSORIO CARREÑO**

PALABRAS CLAVE: TERMOCRONÓMETROS, PALEOTERMÓMETROS, GEOCRONOLOGÍA, MODELAMIENTO INVERSO, CORDILLERA ORIENTAL, TRAZAS DE FISION, (U-Th)/He.

DESCRIPCIÓN

La Cordillera Oriental, junto con la cuenca del Valle Medio del Magdalena, guarda dentro de sus secuencias la historia de su evolución. En el Cretáceo temprano hacían parte de una gran cuenca extensional. Luego con el inicio del levantamiento de la Cordillera Central, al final del Cretáceo-Paleoceno, formaron parte de una cuenca de antepaís asociada a este levantamiento. Posteriormente, por lo menos desde el Eoceno tardío, se inicia el levantamiento de la Cordillera Oriental, transformando la cuenca del Valle Medio del Magdalena como una cuenca de antepaís asociada al borde occidental de la Cordillera Oriental. En este caso, las secuencias presentes dentro de esta cuenca se convierten en un laboratorio natural para descifrar la historia de levantamiento de estas dos cordilleras.

Con el propósito de determinar la temporalidad de la deformación del flanco occidental de la Cordillera Oriental y parte sur de la cuenca del Valle del Magdalena Medio se empleó la termocronología, herramienta que a través de diversos termocronómetros puede descifrar la historia de levantamiento de una zona. Estos, combinados con los paleotermómetros, como la reflectancia de la vitrinita, permiten restringir mejor la historia t-T de una roca, ya que indican las máximas temperaturas a las que estuvieron sometidas las rocas. Mientras que los geocronómetros evidencian los terrenos que estuvieron levantados generados sedimentos que rellenaron la cuenca.

En el área de estudio se analizaron 17 muestras para trazas de fisión en apatito, 5 para análisis de (U-Th)/He en apatito (AHe) y 9 para (U-Th)/He en circón (ZHe) y 8 dataciones nuevas de U-Pb en circones detríticos de rocas del Cretáceo y Cenozoicas a lo largo del Sinclinal de Guaduas y Anticlinorio de Villeta, donde se documenta la deformación en secuencia del Anticlinorio de Villeta – Sinclinal de Guaduas durante el Oligoceno tardío, la cual siguió activa durante todo el Mioceno.

* Tesis de Maestría

** Facultad de Ciencias Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: MSc. Sait Khurama Velásquez. Codirector: Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez

ABSTRACT

TITLE: APPLICATION OF THERMOCHRONOLOGY TO DETERMINE THE TIMING OF THE DEFORMATION OF VILLETA ANTICLINORIUM, GUADUAS SYNCLINE, CUNDINAMARCA, COLOMBIA*

AUTHOR: LIDY OSORIO CARREÑO**

KEY WORDS: THERMOCHRONOMETERS, PALEOTHERMOMETERS, GEOCHRONOLOGY, INVERSE MODELING, EASTERN CORDILLERA, FISSION TRACK, (U-Th) / He.

DESCRIPTION

The Eastern Cordillera with the Middle Magdalena Valley Basin contains into their sequences the history of its evolution. In the Early Cretaceous, they were part of a major extensional basin. Then, with the start of the uplifting of the Central Range (Cordillera Central) at the end of the Cretaceous-Paleocene, they both were part of a foreland basin that is associated with this event. Subsequently, at least from the Late Eocene, the Eastern Cordillera started its uplifting turning the Middle Magdalena Valley Basin into a foreland basin associated with the Western edge of the Eastern Range. In this case, the sequences present in this basin become a natural laboratory in order to decipher the uplift history of these two mountain ranges.

In order to determine the timing of deformation of the western flank of the Eastern Range and the southern of the Middle Magdalena Valley Basin the thermochronology was used. This tool can decipher the uplift history of an area through the use of various thermochronometers. These combined with paleothermometers, such as the vitrinite reflectance, will make possible to restrict the better Time-Temperature history of a rock because they indicate the maximum temperatures the rocks were subjected, while the geochronometers show the lands that were lifted generating the sediments that filled the basin.

In the study area, 17 samples were analyzed for apatite fission tracks, 5 samples for analysis (U-Th)/He in apatite (AHe), 9 samples (U-Th)/He in zircon (ZHe) and 8 samples for new detrital zircon U-Pb age from the Cretaceous and Cenozoic rocks along the Guaduas syncline and Villeta Anticlinorium, where the deformation sequence of Villeta Anticlinorium – Guaduas Syncline during the late Oligocene which was active throughout the Miocene was documented.

* Master's Degree Thesis

** Faculty of Physical and Chemical Sciences. School of Geology. Director: MSc. Sait Khurama Velásquez. Codirector: Ph.D. Andrés Roberto Mora Bohórquez

INTRODUCCIÓN

Uno de los factores importantes para hallar acumulaciones comerciales de hidrocarburos es el sincronismo que exista en los elementos que componen el sistema petrolífero (roca madre, roca reservorio, roca sello, roca de sobrecarga), y los procesos que ocurren dentro de él, es decir, cuándo ocurren la generación-migración-acumulación de hidrocarburos, y formación de trampas.

El plegamiento, fallamiento, levantamiento y erosión favorecen el proceso de remigración del petróleo desde un reservorio a otro o hacia la superficie. Es por esto que entender cuándo y dónde ha ocurrido la deformación en un terreno es de gran importancia para determinar si esto ha beneficiado la formación de un sistema petrolífero, o por el contrario lo ha destruido. En Colombia estos eventos de deformación tienen una historia compleja, ya que han sido el resultado de la interacción cinemática de las placas de Suramérica, Nazca, Cocos, y del Caribe, generando la formación de los tres cinturones plegados más importantes del país: Cordillera Occidental, Central y Oriental. Esta última es de mayor importancia petrolera ya que en sus piedemontes y cuencas, intermontana y de antepaís (*Foreland*), yacen los principales yacimientos de petróleo de Colombia. Descifrar la temporalidad de estos eventos de deformación y cómo han afectado a la Cordillera Oriental y sus cuencas vecinas constituye un importante aporte para entender la relación entre los diferentes elementos y procesos dentro de los sistemas petrolíferos y de esta manera definir en qué lugares es posible encontrar acumulaciones económicas de hidrocarburos, minimizando el riesgo exploratorio.

Determinar la temporalidad de deformación en un cinturón orogénico puede realizarse por medio de indicadores directos de la deformación, como estratos de crecimiento o relaciones estructurales de intersección. Sin embargo, su grado de preservación en áreas plegadas es frecuentemente bajo debido a la erosión.

Además en áreas de inversión tectónica, la tendencia de las fallas de inversión para acomodar desplazamiento por periodos prolongados, favorecen el canibalismo de los estratos de crecimiento formados en los estadios iniciales de la deformación, como por ejemplo en la Cordillera Oriental Colombiana (Parra et al., 2009a; Mora et al., 2010a). En estos casos, con el fin de datar la deformación se hace necesario utilizar técnicas indirectas como la termocronología, que nos permite inferir la temporalidad de la deformación y el levantamiento a partir del enfriamiento asociado de las rocas. Esta herramienta utiliza diferentes sistemas minerales con los cuales podemos reconstruir la historia termal de un terreno geológico a medida que se desplaza hacia la superficie desde isothermas de 550°C hasta 60°C, lo que es equivalente a exhumar rocas desde profundidades con un rango de ~10 km a ~ 1 km (Reiners y Brandon, 2006).

El flanco occidental de la Cordillera Oriental presenta una magnitud máxima de exhumación de 8-12 km en el núcleo del Anticlinorio de Villeta, en donde arenitas del Cretácico inferior presentan edades reseteadas de trazas de fisión en circón de ~25 Ma (Parra et al., 2009a), y por lo tanto documentan que la exhumación inicio antes del Oligoceno tardío. Con el propósito de descifrar esta historia de exhumación en el área de estudio, se llevaron a cabo análisis paleotermométricos en 10 muestras, termocronológicos en 17 muestras y geocronológicos en 8 muestras de las secuencias del Cretáceo inferior, superior y Cenozoicas a lo largo del Sinclinal de Guaduas y el Anticlinorio de Villeta.

Con estos nuevos datos se pudo documentar diferentes dominios de enterramiento a partir de los datos de reflectancia de vitrinita (Ro) en muestras Cretácico superior en el Sinclinal de Guaduas, y del Cretáceo inferior en el Anticlinorio de Villeta, con una tendencia general de aumentar el enterramiento hacia el oriente. El modelamiento termocronológico sugiere inicio de exhumación en el Eoceno temprano en rocas del Cretáceo superior en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas, mientras que rocas de Cretácico inferior sugieren un inicio

de exhumación para el flanco occidental y núcleo del Anticlinal de Villeta para el Oligoceno tardío. Evidenciando la variabilidad espacio temporal de la deformación en el flanco Occidental de la Cordillera Oriental.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Resolver la temporalidad de la deformación en el Anticlinorio de Villeta, Sinclinal de Guaduas, incluyendo la temporalidad del movimiento de las fallas de Bituima y Cambao, basados en datos termocronológicos.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Modelar por medio del Software Hefty los datos de los termocronómetros trazas de fisión en apatito AFT, (U-Th)/He en apatito y circón.
- Reconstruir una historia termal viable y traducir está en un evento tectónico a partir del modelamiento de los datos, que representen la temporalidad de deformación del Anticlinorio de Villeta, Sinclinal de Guaduas.
- Proponer un contexto geológico, tectónico y de sistemas petrolíferos dentro del que se enmarque los datos termocronológicos adquiridos.

2. MARCO DE REFERENCIA

2.1 MARCO TEÓRICO

En los años ochenta, a nivel mundial, se realizaron las primeras aproximaciones al problema de la temporalidad en la formación de estructuras utilizando la combinación de cuatro herramientas: proveniencia, facies, paleocorrientes y análisis de subsidencia; pero estas técnicas son una aproximación inicial de su temporalidad y tasa de movimiento. La necesidad de determinar con más precisión el tiempo y la velocidad con los que se han dado procesos de deformación de la corteza han llevado a los geólogos estructuralistas a introducir técnicas modernas que permitan determinar con mayor precisión la edad de esta deformación. Una de estas, que pertenece al grupo de las dataciones radiométricas, es la termocronología, la cual puede ser aplicada a terrenos de todas las edades geológicas posibles. La termocronología hace posible medir la edad virtual de estructuras en áreas donde los estratos de crecimiento han sido erosionados o no existe ninguna otra posibilidad de establecer una cronología de la deformación (Mora, 2007). Esta técnica involucra la variable tiempo en la deformación así como la velocidad de deformación a escala de tiempo geológico.

Además, los datos termocronómetros como AFT, (U-Th)/He, junto con datos de paleotermómetros como la reflectancia de la vitrinita (Ro%) y métodos geocronológicos como las dataciones U-Pb en circones detríticos permiten correlacionar la temporalidad de la exhumación inducida por levantamiento en un cinturón plegado y cabalgante.

2.1.1 Termocronología. La termocronología es una técnica que estudia la historia termal de un mineral, roca, o terreno geológico por medio de sistemas

radioisotópicos (termocronómetros), sistemas basados en la acumulación de un elemento resultante en un mineral a partir del decaimiento radioactivo de un isótopo y su retención es controlada por la temperatura.

Los termocronómetros pueden formarse por:

- Uno o varios elementos radioactivos parentales (ej. ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K).
- Un elemento radiogénico resultante (o hijo) como un isótopo (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^4He), o un rasgo cristalográfico (huellas de fisión)
- Un mineral que contenga los elementos parental y resultante (apatito, circón, micas, feldespatos, etc.).

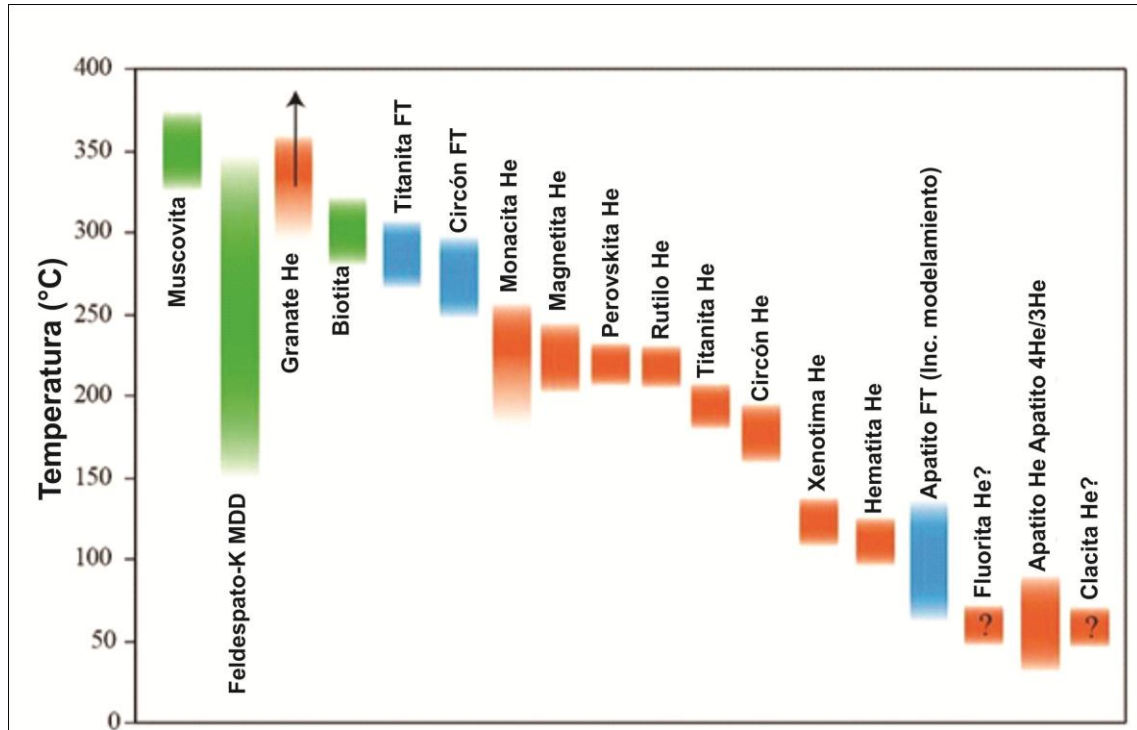
La producción de radioisótopos disminuye exponencialmente con el tiempo, pero es predecible y estable, dando la capacidad a los termocronómetros de mantener el tiempo (Reiners y Brandon, 2006). La sensibilidad térmica de estos relojes radioisotópicos permiten que estos proporcionen información sobre la historia de enfriamiento de la roca, más que la edad de cristalización de sus minerales (aunque en algunos casos miden esta edad), fundamento que lo hace diferente de los geocronómetros, los cuales dan edades absolutas de la formación de un evento magmático o estratigráfico por ejemplo, mientras que la termocronómetros dan información de la temporalidad y la tasa a la cual ocurrió el proceso. Otra diferencia es cuando los termocronómetros son sometidos a altas temperaturas, cada sistema isotópico (ejemplo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, trazas de fisión en circón (ZFT) o en apatito (AFT) o (Uranio-Torio)/Helio [(U-Th)/He] se comporta como un sistema abierto en el cual el producto hijo de la descomposición nuclear, es eliminado por difusión más rápidamente de lo que se produce, de forma que no se acumula en el mineral. Al disminuir la temperatura, es decir al ocurrir enfriamiento, hasta cierto rango de temperaturas específico (temperatura de cierre, Dodson, 1973), el sistema pasa a ser un sistema cerrado, en el cual la eliminación es muy lenta y a

escala de tiempo geológico todo el producto hijo es retenido dentro del mineral donde está ocurriendo la descomposición radiactiva (esto es específico para cada sistema termocronológico, Tabla 1). Por lo tanto, determinar esta concentración, permite conocer el tiempo que éste mineral requirió para enfriarse lo suficiente y retener el producto de desintegración (hijo). De esta manera se determina la edad de enfriamiento que representa el efecto de acumulación de muchos procesos que interactuaron con la roca hasta que ésta alcanzó la superficie. A partir de esta edad se puede derivar una historia de exhumación, con cierto conocimiento del gradiente geotermal y la cinemática de la deformación del área a la cual pertenece la muestra, se construye la historia de tiempo-temperatura para diversos eventos que ocurren en la corteza superior. Este conocimiento puede ser refinado utilizando la sensibilidad de numerosos termocronómetros a ciertos rangos de temperatura (Reiners et al, 2005), como se muestran en la Figura 1.

Tabla 1. Termocronómetros de bajas temperaturas y sus temperaturas de cierre (T_c)

Termocronómetros de Baja Temperatura		
Sistema Isotópico	Mineral	T_c (°C)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Feldespató Potásico	150-300
	Biotita	300±50
	Mica blanca	350±50
	Horblenda	500±50
Trazas de Fisión	Apatito	110±10
	Circón	240±20
	Esfena	265-310
(U/Th)He	Apatito	75±5
	Circón	160-200

Figura 1. Termocronómetros utilizados actualmente con su rangos de temperatura de cierre (Tomado de Parra, 2010)



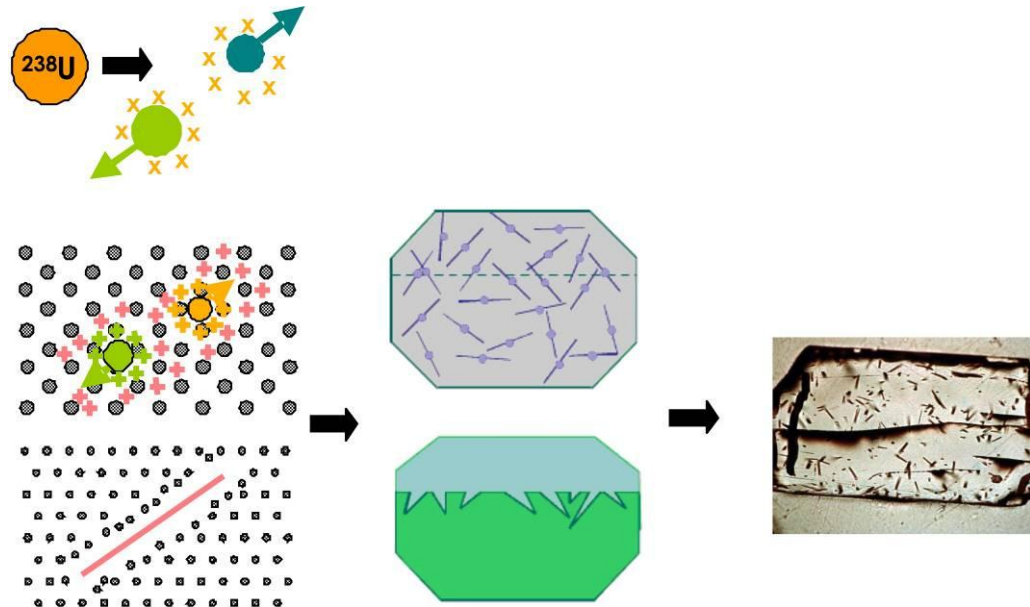
Fuente: Cortesía Daniel Stöckli, Kansas Univ. (en Mauricio Parra, 2010)

2.1.1.1 Método de Trazas de Fisión (*Fission Track* o FT). Los termocronómetros más utilizados para datar eventos de enfriamiento de las rocas son las Trazas de Fisión (FT). Estas son daños generados en los minerales que contienen ^{238}U por la fisión espontánea que ocurre en los núcleos del Uranio, dividiéndose este en dos partes que se repelen y viajan en direcciones diferentes debido a que se cargan positivamente y generan un elemento lineal en la red del cristal (Figura 2). La datación con huellas de fisión se basa en la ecuación general de un esquema decaimiento radioactivo: requiere una estimación de la abundancia relativa del isótopo padre y el producto hijo, por ejemplo el número de átomos de ^{238}U y el número de huellas de fisión espontáneas por unidad de volumen y esta relación mide el tiempo que duraron estas huellas para acumularse dentro del

mineral. Pero para que sea un método útil de datación, es necesario que la concentración del isótopo padre (^{238}U) sea la suficiente para que produzca una cantidad detectable de eventos de fisión. Por otra parte, una concentración demasiado alta de ^{238}U puede causar mucha fisión, de tal manera que no sea posible distinguir las trazas individualmente. Afortunadamente, el rango apropiado para la acumulación de la concentración en escalas de tiempo geológico (~1-1000 ppm) es típico de minerales relativamente comunes, como el apatito [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$], circón (ZrSiO_4) y esfena [$\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$] (Gallagher et al., 1998), de los cuales el apatito es el mineral donde se ha podido estudiar mejor el comportamiento cinético de las huellas de fisión.

Cuando las rocas que contienen estos minerales son sometidas a elevadas temperaturas las huellas que se han formado hasta ese momento se acortan progresivamente hasta que se borran debido a la recuperación térmica de los daños dentro de la red del cristal. El rango de temperaturas en la que las trazas de fisión se acortan progresivamente se define como la zona de borrado parcial (Partial Annealing Zone o PAZ). Para el apatito, por lo general corresponde a ~60°C a 110-140 °C (Ketcham et al., 1999). El límite superior de temperatura de la PAZ, es denominada como temperatura de cierre (Dodson, 1973) y por encima de esta se encuentra la zona de borrado total (Total Annealing Zone o TAZ), si la roca alcanza TAZ todas las FT serán borradas, y no se puede conocer la historia termal anterior. Este límite de borrado total depende de la composición química de los apatitos (Green et al., 1986) y el parámetro de grabado (etch) D_{par} , figura geométrica que forman la intersección de la FT y la superficie pulida y grabada del apatito y es paralela al eje c de la red cristalográfica, las cuales tienden a tomar formas hexagonales (Donelick et al., 1999; Ketcham et al., 1999; Donelick et al., 2005). Generalmente, los apatitos con mayor D_{par} son ricos en Cloro y las temperaturas de borrado son más altas (Donelick et al., 2005).

Figura 2. Formación de las trazas de fisión en un átomo de Uranio y como se observan en un apatito a través del microscopio de alta resolución.



Fuente: Modificado de <http://www.geotrack.com.au/afta-overview.htm> y Parra M., 2010

Los parámetros anteriormente mencionados se reflejan directamente en la longitud que presenta las FT, conocer la distribución del histograma de frecuencias de longitudes de FT puede aportar información sobre la manera se ha producido la evolución termal dentro de esta ventana de temperaturas.

2.1.1.2 Método de (U-Th)/He. El método de (U-Th) He se basa en la acumulación de partículas alfa (^4He) en un mineral producidas por la desintegración de los isótopos padres ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , y ^{147}Sm . El ^4He radiogénico puede ser retenido en el mineral, pero también puede perderse por difusión, a una tasa determinada por la temperatura. Los minerales más utilizados para aplicar este método son el apatito y el circón, ya que están presentes como accesorios en la mayoría de los tipos de rocas presentes en la corteza superior.

Determinando la concentración de ^4He y los isótopos padres dentro de estos minerales, se puede conocer el tiempo en que el He se acumuló dentro del mineral y esto es lo que se conoce como edad (U-Th)/He. Similar a lo que ocurre con las trazas de fisión, la edad (U-Th)/He disminuye progresivamente con la temperatura. A mayor temperatura mayor pérdida de ^4He por difusión y la edad del mineral será más joven. Igualmente presenta una temperatura de cierre que varía dependiendo del mineral utilizado (Tabla 1) y son inferiores a las temperaturas de cierre de las trazas de fisión, siendo un complemento a la información reportada por las trazas. Cuando esta temperatura de cierre es superada el sistema se comporta como abierto, donde cualquier producto de la desintegración no es retenida dentro del cristal, y por debajo de esta temperatura ocurre lo contrario, el sistema se cierra y el ^4He radiogénico es acumulado en la estructura cristalina adyacente a los átomos de U y Th (para mayor información Farley, 2002, Harrison y Zeitler, 2005, Lisker et al., 2009).

Estudios en laboratorio han podido determinar que dentro del rango de temperaturas de 40 a 90 °C el ^4He se pierde progresivamente y esta franja es determinada como la zona de Retención Parcial de He (ZRPHe) en los apatitos. A medida que se pierde ^4He la edad del grano es más joven de lo que realmente es. Otro factor que afecta la edad (U-Th)/He obtenida, es el tamaño del grano ya que las partículas alfa cuando son emitidas por la desintegración radiogénica salen con alta energía cinética y necesitan recorrer distancias entre 10 a 35 μm a través del material cristalino para parar, si un átomo que se encuentre cerca al borde del cristal sufre desintegración alfa no hay posibilidad que la partícula pare antes de salir del grano. Esto hace que se pierda ^4He del grano y tenga una edad más joven de la tendría si esto no hubiese ocurrido. Si esta partícula alfa es inyectada en otro grano vecino este tendría una edad más vieja de la real. Farley et al., 1996 propone un factor de corrección denominado como F_T para darle solución a estos problemas de expulsión de las partículas alfa, donde tiene en cuenta el tamaño del grano, forma y patrones de zonación (Ketchum y Donelick, 2009)

La necesidad de poder entender cómo se relacionan los procesos tectónicos, geomorfológicos y climáticos es la que ha generado el avance en los métodos, interpretaciones y aplicaciones de la termocronología, especialmente en los termocronómetros sensibles a bajas temperaturas como la datación por Helio (U-Th)/He y huellas de fisión (FT) en minerales como apatito y circón, empleados en esta investigación.

2.1.2 Geocronología. La geocronología es una de las aplicaciones más importante de la geoquímica isotópica y es la ciencia que permite determinar la edad absoluta de las rocas, fósiles y sedimentos, con cierto grado de incertidumbre, el cual es inherente en cada uno de los diferentes métodos que se pueden usar.

Los isótopos son átomos del mismo número atómico con diferente número de neutrones. La diferencia en el número de neutrones entre varios isótopos de un elemento evidencia la diferencia de masas. Los isótopos radiactivos son nucleídos que espontáneamente se desintegran con el tiempo para formar otros isótopos, durante la desintegración los isótopos radiactivos emiten partículas alfa y beta y en algunos casos rayos gama. Los átomos producidos por el decaimiento radiactivo de otros nucleídos se denominan radiogénicos (Dickin, 2005). En términos generales se puede expresar como:

$$D = D_i + N(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Ec1}$$

en donde:

D: son los isótopos radiogénicos presentes.

D_i: son los isótopos radiogénicos presentes en el momento del inicio del decaimiento.

N: es el número de isótopos radiactivos.

Las mediciones del tiempo geológico están basadas en esta ecuación o en otras derivadas de esta misma. El período en el cual decaen la mitad de los átomos radiactivos, se le denomina vida media y es un valor característico de cada nucleído. El hecho de que la tasa de decaimiento está relacionada a la cantidad de átomos presentes, significa que matemáticamente se puede representar por:

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}} \quad \text{Ec2}$$

En donde:

λ : constante de decaimiento radiactivo

$T_{1/2}$: vida media. Tiempo para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra.

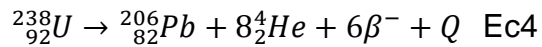
Por lo tanto;

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{Y_{hoy} - Y_i}{X_{hoy}} \right] + 1 \quad \text{Ec3}$$

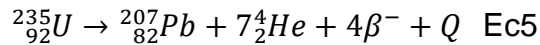
Existen varios pares isotópicos útiles para la geología. El rango de edades que pueden calcularse depende principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con que se conozca la constante de decaimiento radiactivo. El método de datación que se escoge lo determinan dos factores principalmente: la edad aproximada de la roca y su composición mineralógica. El cálculo de la edad de una roca o un mineral puede hacerse por varios métodos, para este trabajo se utilizó el método de U-Pb en circones.

2.1.2.1 Datación U-Pb. Todos los isótopos naturales de Uranio (U) (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) son radiactivos. De los cuatro isótopos estables del Plomo (Pb), sólo el ^{204}Pb no es radiogénico ya que los demás son producto del decaimiento en cadena del U y Th.

Esta metodología se sustenta en los decaimientos de los isótopos radiactivos ^{238}U y ^{235}U a los radiogénicos ^{206}Pb y ^{207}Pb respectivamente, y se pueden expresar de la siguiente manera.



Y



en donde:

^4He : representa las partículas α emitidas,

β^- : representa la partícula beta negativa

Q: es la energía del decaimiento.

Medir la concentraciones de los isótopos de U y de los isótopos de Pb radiogénicos (Pb^{206} y Pb^{207}) en un sistema químico (e.g. en Circones) que contenga U permite calcular dos edades de U-Pb, la edad $\text{U}^{238} - \text{Pb}^{206}$, T_1 y la edad $\text{U}^{235} - \text{Pb}^{207}$, T_2 , calculadas por medio de la ecuación de desintegración radiogénica:

$$T_1 = \frac{1}{\lambda_{\text{U}^{238}}} \ln \left(\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} + 1 \right) \quad \text{Ec6}$$

$$T_2 = \frac{1}{\lambda_{\text{U}^{235}}} \ln \left(\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} + 1 \right) \quad \text{Ec7}$$

Cuando estas dos edades son iguales se dice que son concordantes y si no lo son discordantes.

Para que estas dos edades sean iguales y sean la edad verdadera del mineral debe cumplirse ciertas suposiciones:

- No haber ganancia ni pérdida de U o Pb desde el momento que se formó el sistema.
- No haber ganancia ni pérdida de miembros intermedios del esquema de desintegración radioactiva, por ejemplo: radón
- Haber realizado las correcciones adecuadas de las concentraciones iniciales del Pb^{206} y Pb^{207}
- Haber realizado un análisis químico adecuado y utilizado las constantes de desintegración λ_{238} y λ_{235} correctas.

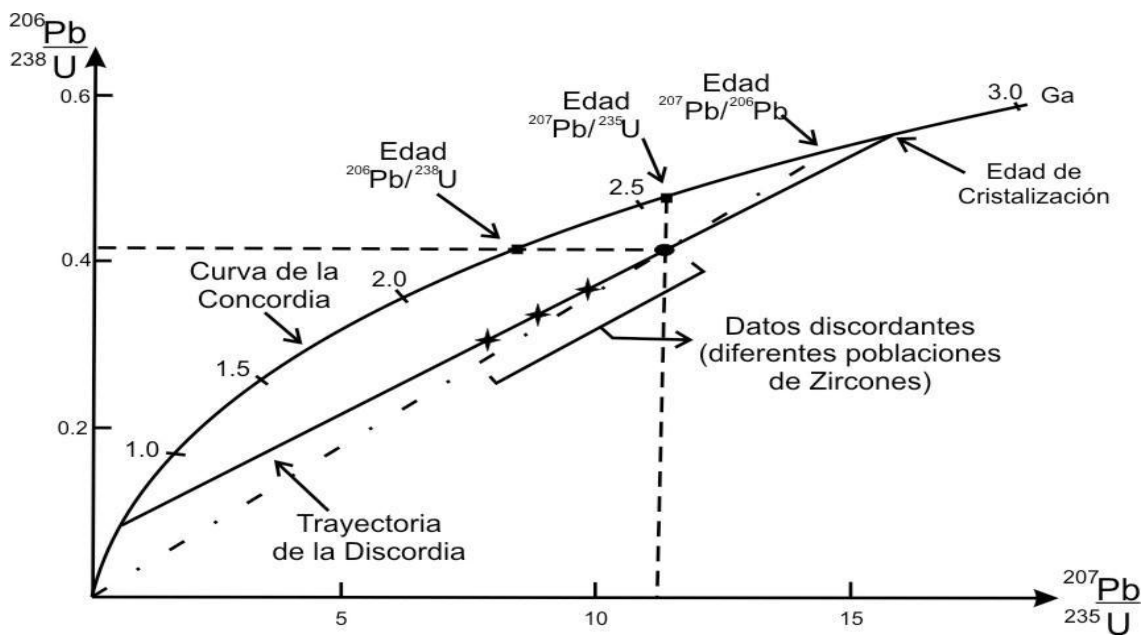
Cuando todas estas suposiciones se cumplen se dice que la edad es concordante y si no se cumplen será una edad discordante.

Wetherill (1956), ideó un esquema gráfico donde evalúa los efectos si se incumple alguna de las anteriores suposiciones; denominado diagrama de concordia (Figura 3) donde relaciona las razones de Pb^{*206}/U^{238} en la ordenada y Pb^{*207}/U^{235} en la abscisa.

Las muestras cuyas relaciones isotópicas alojen sus datos a lo largo de la curva de la concordia, reciben el nombre de edades concordantes. Dichas edades, se interpretan como edad de cristalización del cuerpo, es decir, una edad de cristalización magmática.

Cuando los datos obtenidos, no se encuentran a lo largo de la concordia, se denominan discordantes. Por tal motivo, se puede construir una línea conocida como la discordia, la cual tendrá una intersección superior y otra inferior con la curva de la concordia. Esto se presenta cuando los minerales datados, tienen una historia geológica compleja. La intersección superior de la discordia, es relacionada a un proceso magmático, es decir, cuando cristalizó un magma; mientras que la intersección inferior representa usualmente un proceso metamórfico.

Figura 3. Diagrama de concordia. Se aprecia los datos que se obtienen de un diagrama de este tipo; así como la discordia y su significado



Fuente: Modificado de Méndez D., 2009

Dependiendo de las curvas obtenidas se pueden tener interpretaciones de los puntos de intersección y de las rocas datadas. Para rocas ígneas antiguas la

intersección superior indica la edad de cristalización o emplazamiento y la intersección inferior, la última apertura del sistema, la cual podría reflejar un evento térmico. Para las rocas ígneas jóvenes, la intersección superior indica si tiene componente cortical heredado y la intersección inferior la edad de intrusión o de cristalización. En las rocas metasedimentarias antiguas, la intersección superior muestra la edad de formación del mineral durante el metamorfismo de alto grado y la intersección inferior, la última apertura del sistema (edad del último evento térmico). En rocas metasedimentarias jóvenes, la intersección superior indica la edad aproximada de la corteza durante la formación del sedimento o la edad de la fuente que aporta el sedimento, y la intersección inferior, la edad del último evento metamórfico.

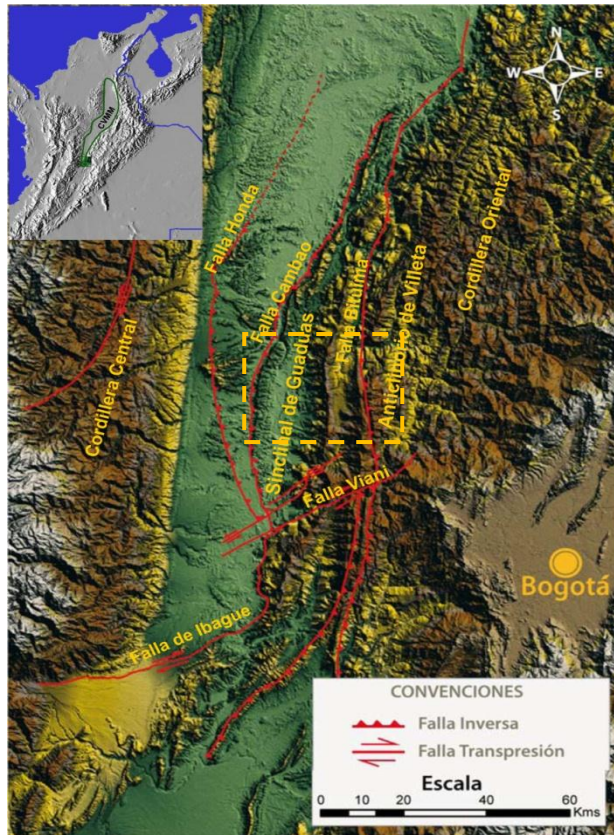
Debido a que la temperatura de cierre del circón es de 900 °C, el sistema de datación por medio de U-Pb es estable y confiable (Cherniak y Watson, 2001)

3. ANTECEDENTES

3.1 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA

La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte meridional de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (CVMM), hacia el piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental (COr), donde yacen dos importantes estructuras, el Anticlinorio de Villeta (AV) y el Sinclinal de Guaduas (SG), bordeadas por las Fallas de Cambao y Bituima respectivamente (Figura 4).

Figura 4. Mapa relieve de ubicación Anticlinorio de Villeta, Sinclinal de Guaduas y Fallas circundantes. El rectángulo amarillo indica la zona de estudio.



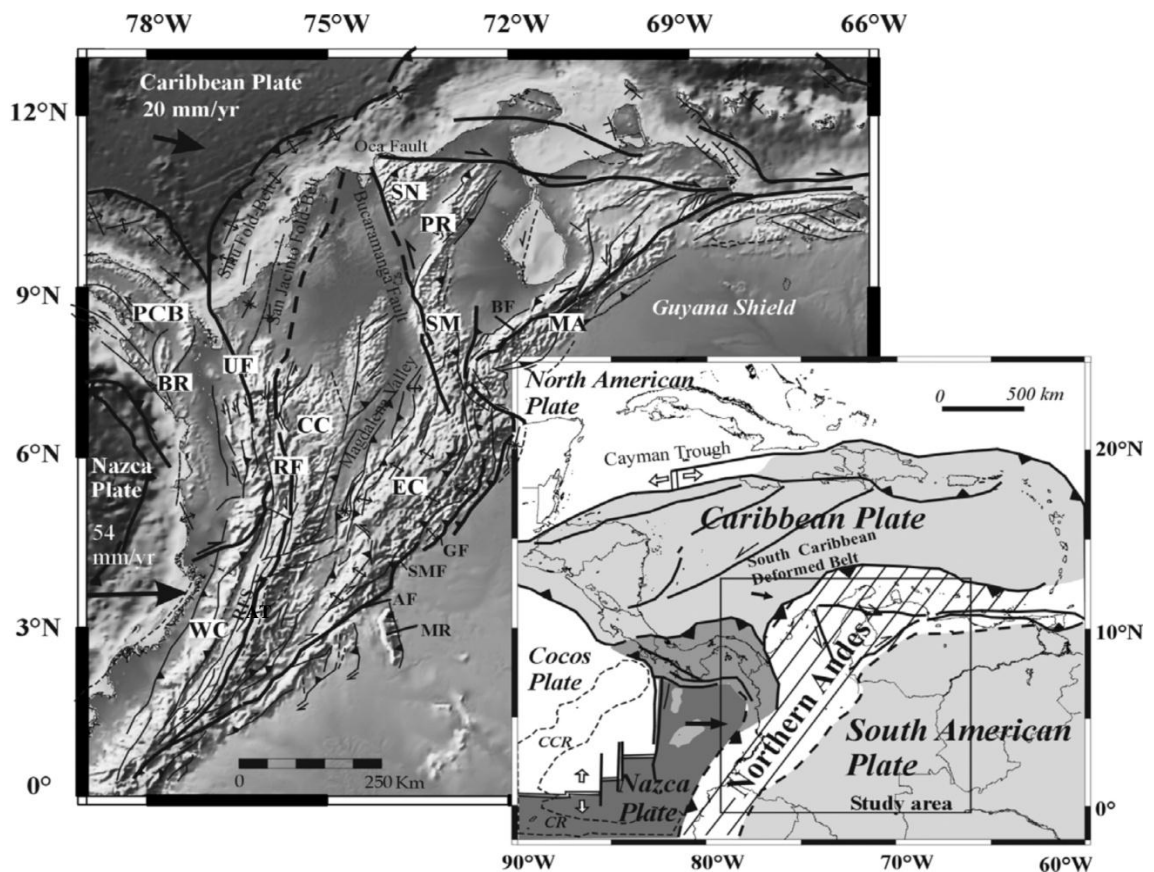
Fuente: Modificado de Mondragón et al., 2009

3.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La configuración actual del territorio colombiano, esquina Noroccidental de Suramérica, es el resultado del continuo accionar de procesos de subducción, obducción y acreción de terrenos oceánicos en la márgenes Occidental y Noroccidental de Colombia de las placas de Nazca, Cocos, Caribe y Suramérica desde el Paleozoico (Barrero, 1979; Bourgois et al., 1982, 1987; Etayo-Serna et al., 1982; Álvarez, 1983; Duque-Caro, 1984, 1990; McCourt et al., 1984; Restrepo-Pace, 1995). Como resultado de estos procesos se formaron los tres cinturones montañosos más importantes de Colombia, la Cordillera Occidental (COcc), Cordillera Central (CC) y Cordillera Oriental (COOr), de diferente naturaleza geológica y edad, y otras elevaciones topográficas aisladas como son la Sierra Nevada de Santa Marta y las Serranías del Baudo y Macarena (Figura 5).

La Falla de Romeral (RF) (Figura 5), es el límite entre los dos tipos de basamentos que conforman el territorio colombiano, el oceánico y el continental. Al Occidente de esta falla ocurrió la acreción de varios terrenos oceánicos (arcos de islas, corteza oceánica, sedimentos pelágicos y de fosa) a Suramérica, durante el Cretáceo Temprano al Cenozoico (Etayo-Serna et al., 1983) y al Oriente, el continental, basamento metamórfico tipo granulita suprayacido por rocas metasedimentarias de bajo grado en la cordillera Oriental, depositadas durante el Proterozoico tardío a Ordovícico y metamorfoseadas en el Ordovícico tardío (Restrepo-Pace, 1995) y en la Cordillera Central por rocas metamórficas de bajo y medio grado (Mccourt et al., 1984), asociadas con rocas metavolcánicas en la margen occidental de esta cordillera (Etayo-Serna et al., 1983; Restrepo-Pace, 1992) . Este complejo metamórfico es intruido por plutones Mesozoicos y Cenozoicos calco-alcalinos tanto en la Cordillera Oriental como en la Central, incluso en los terrenos oceánicos presentes al Occidente de la Falla Romeral (Etayo-Serna et al., 1983, Aspen et al., 1987).

Figura 5. Características tectónicas y estructurales alrededor de los Andes Colombianos. PCB, Bloque Choco-Panama; CC, Cordillera Central; WC, Cordillera Occidental; EC, Cordillera Oriental; RF, Falla de Romeral; BR, Terreno Amaime AT; Falla Urumita UF; Serranía (Range) de Baudo; SN, Sierra Nevada de Santa Marta; PR, Serranía Perijá; SM, Macizo Santander, MA, Andes Mérida; BF, Falla Boconó; GF, Falla Guaicaramo; SMF, Falla Santa María; AG, Falla Algeciras; MR, Serranía Macarena.



Fuente: Tomado de: Cortés et al., 2006

En el Mesozoico un sistema de Rift fue formado en lo que hoy es la CVMM y CVSM, y la CO_r, acumulándose aproximadamente 3000 m. de estratos rojos Jurasicos y volcanoclásticos (Etayo-Serna et al., 1983). En el Cretáceo el territorio colombiano es invadido por el mar depositándose una secuencia de shales ricos

en materia orgánica, calizas y chert, alcanzando un máximo espesor de 7 Km. al Oriente de la zona sur de la CVMM en el área del Anticlinorio de Villeta (Sarmiento, 1989). La acreción ocurrida del Cretáceo Tardío al Eoceno de la Cordillera Occidental generó una propagación hacia el Norte y levantamiento de la Cordillera Central y el inicio de una inversión compresional del graben Mesozoico en la Cordillera Oriental (Campbell, 1968; Barrero, 1979; Gómez, 2001, Gómez et al., 2003), según Sarmiento 2001, este levantamiento desarrollo una cuenca de *foreland* a lo largo de todo el Valle del Magdalena, la Cordillera Oriental y los Llanos Orientales y una posterior división de ésta gran cuenca durante la orogenia Andina (deformación ocurrida durante el Mioceno Medio-Plioceno) por el levantamiento inicial de la Cordillera Oriental durante el Eoceno temprano a medio, transformando el Valle del Magdalena a su actual configuración de cuenca intermontana y desplazando la cuenca *foreland* a la parte oriental de la Cordillera Oriental por el levantamiento que continuó hasta hacerse más intenso durante el Plioceno-Pleistoceno (Gómez, 2001; Gómez et al., 2003; Gómez et al., 2005; Parra et al., 2008) como consecuencia de la acreción del Arco de Panamá-Baudó (Colleta, 1990, Dengo y Covey, 1993)

Estos eventos de levantamiento tanto de la Cordillera Central como la Oriental han quedado registrados en los sedimentos acumulados y discordancias en la CVMM y la cuenca de los Llanos, como ha sido mencionado en estudios detallado de estas cuencas (Gómez, 2001; Gómez et al., 2003; 2005a, b; Mora, 2007; Parra et al., 2009a, b; Mora et al, 2010; Horton et al, 2010).

3.3 MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La Cuenca del Valle Medio del Magdalena está limitada al Occidente por el flanco oriental de la Cordillera Central y al Sur por la falla transcurrente dextral de Ibagué. Hacia el nororiente, está limitada por el Macizo de Santander y por la Falla de

Bucaramanga. Contiene el registro de ~70 my de la evolución de los Andes en aproximadamente 7km de estratos clásticos no marinos que se extienden de Sur a Norte en lo que hoy es un valle entre la Cordillera Central y Cordillera Oriental. La configuración entre estos estratos es el resultado de la evolución orogénica tanto de la Cordillera Central como de la Cordillera Oriental (Gómez, 2001, Gómez et al., 2003).

Los principales rasgos estructurales en la zona de estudio se ubican hacia el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, y son Anticlinal de Villeta y Sinclinal de Guaduas. El Anticlinal de Villeta ha sido modelado como un pliegue generado por flexión de falla (Namson et al., 1994) y representa una gran estructura antiforme, con inmersión hacia el norte con una dirección aproximada N20°W (Acosta y Ulloa, 2001). Esta estructura está truncada en el flanco oriental por los cabalgamientos que limitan el bloque de la Sabana de Bogotá y al occidente por la Falla de Bituima. En este sector, afloran cerca de 7 km de intercalaciones de shales, calizas y cherts de edad cretácica, las cuales se caracterizan por su alto potencial como rocas generadoras (Figuras 6 y 7). Este gran espesor de la secuencia cretácica en el Anticlinal de Villeta es explicada por Sarmiento (2001) como el producto de eventos de extensión que tuvieron lugar en la Cordillera Oriental durante el Cretáceo, en donde el sistema de fallas de Bituima-La Salina se comportó originalmente como un sistema de fallas normales con algún componente de rumbo. Este sistema de fallas fue posteriormente invertido durante la Orogenia Andina (Sarmiento, 2001; Sarmiento et al., 2006; Mondragón et al., 2009, Mora et al., 2008).

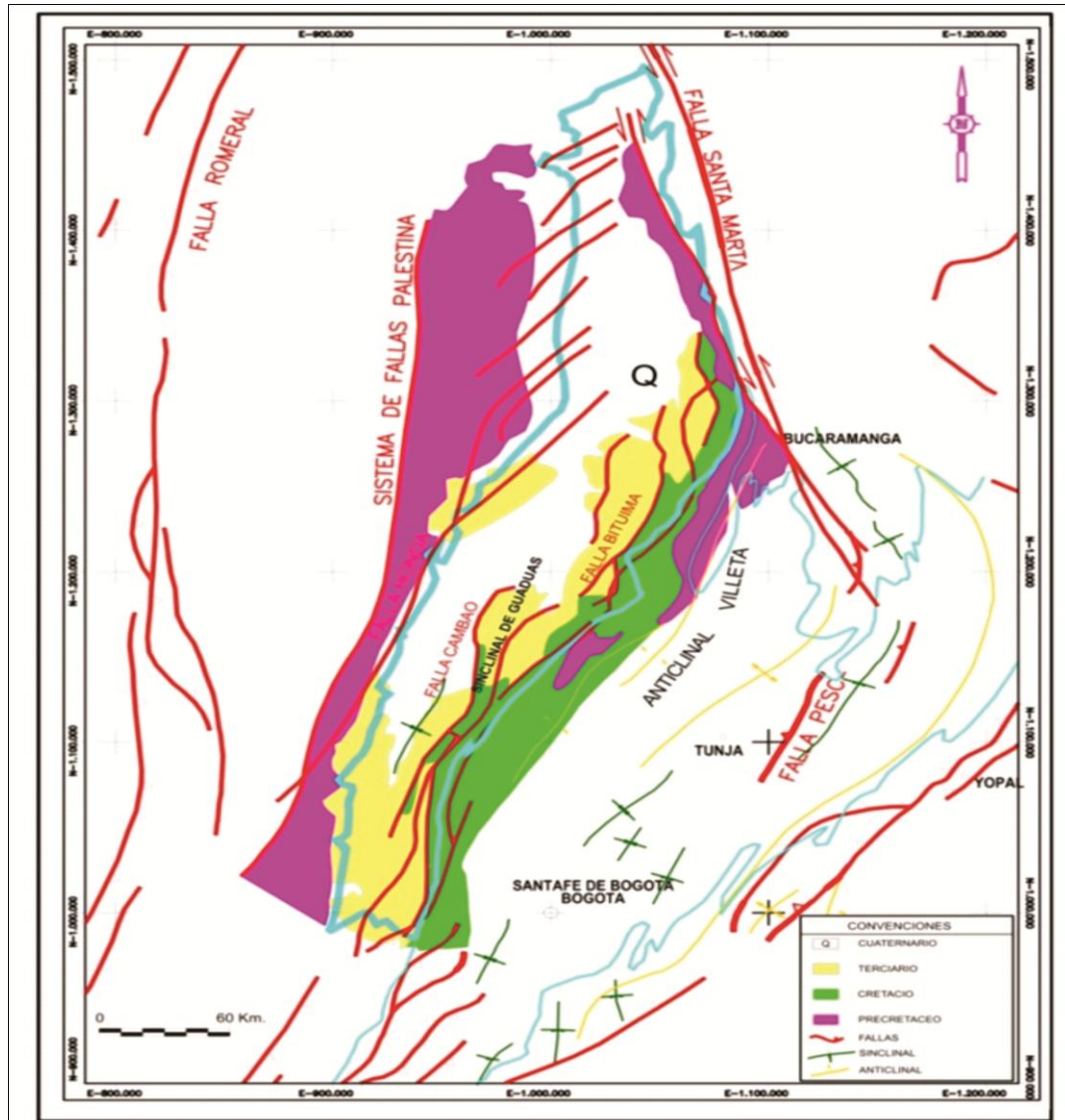
La Falla de Bituima es una falla de carácter inverso, con alto ángulo cerca de la superficie y menor en profundidad y es importante tanto a nivel estructural como estratigráfico debido a que presenta facies heterópicas isócronas a cada lado de ella, en especial para rocas del Cretácico medio y superior, lo mismo que para rocas terciarias (Acosta y Ulloa, 2001a). 12 km al oriente se encuentra la Falla de

Manipí, es una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente y plano de fallas N10°E. La cual pone en contacto rocas de la Fm Murca (correlacionable con la Fm La Naveta) sobre el techo de la Fm Trincheras (Acosta y Ulloa, 2001b). Mas al oriente se encuentran las Fallas de Quebrada Honda, falla inversa con buzamiento al occidente y la Falla de Supatá, falla de cabalgamiento con vergencia hacia el occidente.

Al oeste del Anticlinal de Villeta se encuentra el Sinclinal de Guaduas, que con una longitud cercana a los 70 km. Corresponde con una estructura asimétrica, cuyo flanco oriental exhibe ángulos de buzamiento relativamente mayores, hasta de 70°, que su flanco occidental, en el cual son menores de 30°. Está limitado al oriente por la falla del Alto del Trigo y al Occidente por la Falla de Cambao, la cual también es inversa, buza al oriente con alto ángulo cerca de la superficie, el cual disminuye en profundidad.

El sinclinal es generado por la propagación de la falla de Cambao hacia el oeste. Los afloramientos en el sinclinal son de rocas Cenozoicas representadas por una sucesión de conglomerados, areniscas y arcillolitas depositadas en ambientes continentales como resultado de la interacción de sistemas deposicionales alimentados desde las cordilleras circundantes (Gomez et al., 2003, Caballero V., 2010, Nie et al., 2010a) (Figuras 2 y 3).

Figura 6. Mapa geológico del VMM y piedemonte Occidental de la COr. y sus estructuras más importantes.



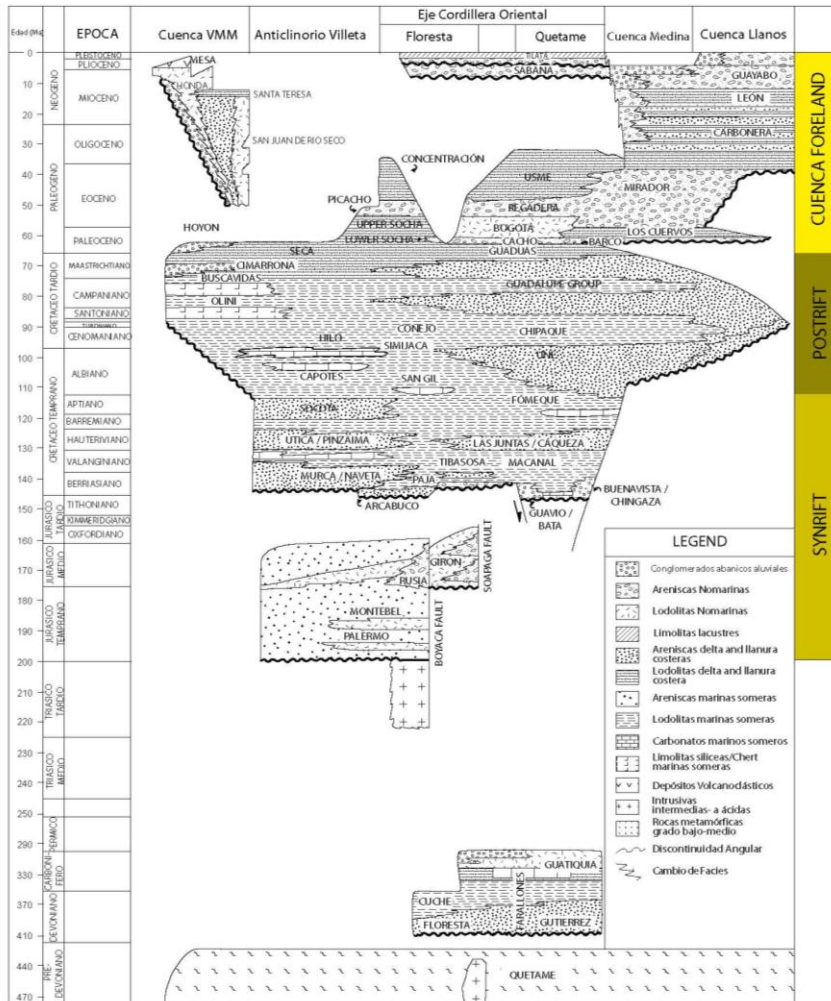
Fuente: Modificado de Córdoba et al., 2001

Finalmente, la falla de Honda corresponde a la estructura más frontal del sistema de fallas del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. Es una falla inversa con gran desplazamiento cerca al municipio de la Dorada (Figura 2), en donde pone en contacto rocas de la Fm Gualanday Superior (Oligoceno) con rocas de la

Formación Mesa (Plio-Pleistoceno). En esta localidad, la componente horizontal de desplazamiento es de 3 a 4 Km y la componente vertical es aproximadamente 1.5 km (CSPGG, 1992)

3.3.1 Estratigrafía. Las unidades aflorantes en el área se resumen en la tabla anexa (Figura 7), donde aprecia el diagrama estratigráfico presente en la COy y sus cuencas aledañas.

Figura 7. Columna estratigráfica generalizada de la COy con sus cuencas aledañas del VMM y Llanos.



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

3.3.2 Áreas fuentes potenciales de sedimentos. La sucesión estratigráfica Cretácica-Cenozoica de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental (Figura 7) ha recibido aporte de sedimentos provenientes desde diferentes áreas fuentes, acorde con la evolución geológica de la zona a través del tiempo geológico.

Con base en revisiones recientes Parra et al., 2010 describen las áreas fuentes potenciales para estos sedimentos:

- El cratón amazónico: se caracteriza por varias provincias con edades de cristalización proterozoica >2300 – 1500 Ma. En el Escudo de la Guyana, se han identificado picos de edades metamórficas de 1600-1450, 1350-1250, edades de la orogenia grenvillianas, de 1100-900 Ma, o bien distribuciones de edades más continuas y amplias, de 1200-600 Ma (Horton et al., 2010b).
- El basamento de la Cordillera Oriental: contiene rocas metamórficas de edades grenvillianas 1100-900 Ma en los Macizos de Santander y Garzón, con circones de 1500-1000 Ma heredados de los protolitos de dichas metamorfitas. Plutones del Paleozoico inferior han sido identificados en el Macizo de Santander (460-410, Goldsmith et al., 1971), Floresta (500-465 Ma, Horton et al., 2010b) y Quetame (490-470 Ma, Horton et al., 2010b). Edades U-Pb de 230-200 Ma (Dorr et al., 1995) y edades detríticas en ríos actuales de 250-200 Ma (Nie et al., 2010b) documentan un evento tectono-magmático permo-triásico en el Macizo de Santander.
- La Cordillera Central: exhibe ante todo edades Mesozoicas y del Paleozoico tardío, incluyendo neises con edades de metamorfismo permo-triásicas de 300-250 Ma, e intrusivos triásicos (230-220 Ma) en sus flancos oriental y occidental (Vinasco et al., 2006). En la serranía de San Lucas magmatismo con edad mínima de Jurásico temprano (200-190 Ma) se documenta con edades K-Ar en

su parte noroccidental (Clavijo et al., 2008). Circones detríticos en ríos actuales muestran edades U-Pb permo-triásicas (220-270 Ma) para esta área (Nie et al., 2010b). Aparentemente, las edades plutónicas Jurásicas a Paleocenas (180-55 Ma) son las que predominan en la Cordillera Central, (Aspden et al., 1987; Villagómez, 2010). Finalmente, metamorfitas de la orogenia grenvilliana afloran puntualmente a lo largo del margen oriental de la Cordillera Central (Restrepo-Pace et al., 1997; Ordoñez-Carmona et al., 2006; Clavijo et al., 2008)

- Las unidades sedimentarias paleozoicas a paleógenas de la Cordillera Oriental, así como aquellas que debieron cubrir la Cordillera Central previo a su levantamiento inicial del Cretácico-tardío-Paleoceno, contienen la señal detrítica de sus áreas fuente en el cratón y en altos locales del basamento, y por tanto incluyen circones con todos los rangos anteriormente mencionados, incluyendo particularmente circones del Paleozoico inferior en rocas del Cretácico inferior (Horton et al., 2010b), circones grenvillianos en rocas del Cretáceo Inferior y superior (Horton et al., 2010b; Saylor et al., 2011) y circones mesozoicos de la Cordillera Central para rocas post-Paleocenas (Bayona et al., 2009; Bande et al., 2010; Horton et al., 2010a; Horton et al., 2010b; Nie et al., 2010b; Saylor et al., 2011).

3.3.3 Geoquímica. En el área las ocurrencias de hidrocarburos en la superficie están asociadas al fallamiento, principalmente inverso. La migración del hidrocarburo desde el subsuelo a superficie ha sido principalmente por los planos de falla. Las diferentes manifestaciones de aceite, gas y asfáltenos se hallan predominantemente en areniscas, areniscas conglomeráticas, conglomerados y ocasionalmente en shales bituminosos del Cretáceo tardío.

Mondragon et al., 2009 realizaron la caracterización de 100 muestras de afloramientos en su mayoría del AV; evidenciando que las rocas del Coniaciano-

Turoniano y del Cretáceo inferior aún presentan un excelente potencial remanente (%TOC 7 y 3 respectivamente), a pesar de encontrarse sobremaduras en el área ($R_o > 4$). Además, las rocas de la Formación Umir, que aflora al occidente de la Falla de Bituima, presentan interesantes valores de IH 600 mg CH/g TOC y % TOC 2 y se encuentran entrando en la ventana de generación de aceite (R_o 0.49-0.53).

Los autores realizaron tres modelamientos con pseudopozos, localizados uno al oriente de la Falla de Bituima, otro Sinclinal de Guaduas y el último en el bloque yacente de la Falla de Cambao, de los cuales sugieren que dos eventos de generación de hidrocarburos tuvieron lugar en las áreas localizadas al oriente de la Falla de Bituima, el primero hacia finales del Cretáceo y el segundo durante el Eoceno tardío-Oligoceno tardío. Mientras que hacia el occidente de la Falla de Bituima (Sinclinal de Guaduas), estos eventos fueron más recientes durante el Paleoceno temprano-Eoceno temprano y el Eoceno tardío-Oligoceno tardío. Finalmente, en el área ubicada al occidente de la Falla de Cambao se generaron menos volúmenes de hidrocarburos durante el Oligoceno superior y el Plioceno. Luego estos procesos de generación serían los responsables de la carga de los intervalos productores asociados a las facies conglomeráticas y calcáreas del Cretáceo tardío (e.g. Campos Pulí y Guaduas) y las facies arenosas del Eoceno y Oligoceno (e.g. Campo Toqui-Toqui).

Poder entender como fue la temporalidad de la deformación en estas áreas y como esto está relacionado con la producción-migración-entrapamiento de hidrocarburos es de vital importancia desde el punto de vista exploratorio del área de estudio.

3.4 TERMOCRONOLOGÍA EN LA CORDILLERA ORIENTAL

En los últimos 10 años en Colombia se han realizados diversos estudios enfocados en poder entender a mayor detalle los eventos geológicos que han actuado a través del tiempo en el territorio nacional y como estos han quedado registrados en los cinturones montañosos, cuencas y estructuras que, como resultado, configuran el paisaje actual, cuya geodinámica ha sido bastante compleja. La industria del petróleo es la que mayor inversión ha realizado en este tipo de estudios ya que con el paso del tiempo los prospectos se encuentran en estructuras más profundas y más complejas situación que ha generado el desarrollo de herramientas como la termocronología, que complementan las tradicionales y ayudan a entender a un mayor detalle la evolución de estas estructuras. Es por esto que Gómez E., 2001 en su tesis doctoral, integra estudios estructurales y estratigráficos de superficie y subsuelo, estratos de crecimientos, termocronología con huellas de fisión, reflectancia de vitrinita, estudios de proveniencia y cronología de cenizas volcánicas de las cuencas del CVMM, los Llanos y de la CO_r para explicar cómo fueron los mecanismos de acomodación regional; luego en posteriores publicaciones (Gómez et al., 2003, 2005a, 2005b) especifica como en la parte Sur, Norte de la CVM y en la cuenca de los Llanos los datos estratigráficos y estructurales locales revelan que la deformación ocurrida en el Cretáceo Tardío a Cenozoico de las Cordilleras Central y Oriental fueron espacial y temporalmente variables. Los datos del modelamiento de las edades reportadas por los termocronómetros, AFT y ZFT, tomados en la CVMM y en los flancos Oriental de la CC y Occidental de la CO_r, evidenciaron el inicio de la deformación de la CC a partir del Cretáceo Tardío mientras que en la CO_r se reportaron dos eventos de enfriamiento uno que inicia entre 65 y 30 Ma y otra más joven entre 15 y 5 Ma. Este estudio dió a conocer la distribución regional y local de los atributos sedimentarios y la cronología de la deformación para proyectar rocas fuentes, trampas y reservorios elementos importantes en la exploración de hidrocarburos; además demostró la aplicabilidad de varios métodos poco usados

para determinar mejor las historias y estilos de deformación e historias probables de maduración de los hidrocarburos. Gómez, 2001 sugiere la realización de más estudios cuantitativos sobre la exhumación en los Andes Colombianos con el propósito de realizar modelamiento más significativos.

La primera publicación de trazas de fisión de la CO_r de Colombia fue hecha en el 2008 por Mora et al. En este trabajo se propone una dramática aceleración de la exhumación en la CO_r, restringida a su flanco oriental. Publicaciones más recientes Parra M. et al., 2009b, revelan la exhumación diacrónica de los Andes Colombianos, asociada con la deformación contraccional Cenozoica. En este estudio se integraron 29 nuevos datos de edades de AFT con 24 datos de publicaciones, igualmente 17 datos nuevos de edades de ZFT y 6 ya publicados, los cuales son subdivididos en provincias morfotectónicas localizadas en la CC y CVMM hasta el AV, el Eje Central de la CO_r y en el Macizo de Quetame. En este estudio se interpretaron las edades termocronológicas como reflejo de la exhumación erosional por la formación de las cordilleras. Observándose que a lo largo del AV, flanco Occidental de la CO_r, las edades reseteadas ZFT revelan que la exhumación inicia antes de ~25 Ma. Más hacia el Oriente, en el Macizo de Floresta edades reseteadas de AFT en rocas del Cretáceo Inferior y el modelamiento termal de datos de AFT de areniscas Cenozoicas reseteadas parcialmente en el Eje Central de la CO_r sugieren el inicio del enfriamiento entre ~40 y 30 Ma. Mientras que en el Macizo de Quetame edades de ZFT y AFT sugieren un inicio de exhumación hace ~20 Ma, con tasas de exhumación más lentas en el Mioceno que en el Plioceno.

Mora et al., 2010, utilizando los termocronómetros de AFT y ZFT y las relaciones estructurales regionales, interpretaron la migración de la deformación durante la orogénesis Cenozoico en la CO_r. 41 dato de edades de AFT y ZFT a lo largo de transectas verticales y horizontales a través de la CO_r fueron modelados por medio del software Hefty, mediante modelamiento inverso de los resultados de FT

para delimitar las historias más probables de enfriamiento causados por la exhumación vinculada a la deformación de la corteza superior. Estos modelos inversos son limitados por el conocimiento previo de la zona como: geometría de las estructuras, cronoestratigrafía, bioestratigrafía y los datos de reflectancia de vitrinita (Ro). Los autores hallaron una correspondencia en el tiempo y el estilo de deformación en ambos flancos de la CO_r, al analizar los modelamientos y datos de FT. La deformación plegamiento-fallamiento que limita al Oriente con la cuenca de antepaís o *foreland* de los Llanos ocurrió del Oligoceno al Mioceno Temprano. Similarmente, las estructuras plegadas y falladas que están a lo largo del límite Occidental con la cuenca intermontana del VMM se activaron al mismo tiempo. La explicación dada por los autores a este sincronismo en la exhumación de estas estructuras parece ser su carácter similar de estructuras asociadas a la inversión de fallas normales principales y esto es reflejado en los datos de AFT e interpretaciones de datos de proveniencia a lo largo del piedemonte Oriental de la CO_r, contradiciendo los trabajos previos (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Restrepo-Pace et al., 2004) donde para ellos la deformación y la erosión generada por el cabalgamiento afecto a la CO_r desde el Mioceno Tardío al Plioceno. Finalmente los autores, recalcan la importancia de conocer la temporalidad de estas inversiones y levantamientos de la CO_r en Colombia y las implicaciones de esto en el sistema petrolífero, ya que si se conoce el tiempo de inicio de levantamiento se podrá limitar el tiempo de máximo enterramiento y el espesor de las unidades de sobrecarga y así sugerir cuando finaliza el periodo de generación de hidrocarburos y si estos pudieron haber cargado las trampas estructurales.

De acuerdo a los anteriores estudios la termocronología es una herramienta clave que ayuda a descifrar con mayor exactitud la temporalidad de la deformación en la zona Sur de la CVMM con el propósito de limitar en tiempo y espacio la ubicación de los elementos del sistema petrolífero y como han influenciado las Fallas de Cambao y Bituima en esta historia de deformación. Estudios anteriores de

modelamiento geoquímico de la zona Sur de la CVMM sugieren que importantes eventos de generación de hidrocarburos tuvieron lugar desde finales del Cretáceo en lo que hoy constituye la parte más interna del cinturón plegado Andino. Posteriormente, un segundo pulso de generación tuvo lugar durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Tardío, en las áreas localizadas tanto al E y W de la falla de Bituima. Las facies correspondientes a la Formación Umir localizadas al W de la falla de Bituima presentan un interesante potencial como generadoras de hidrocarburos y se encuentran hoy en día entrando en la ventana de generación de aceite. (Mondragón et al., 2009). Entender la temporalidad relativa entre los procesos de generación y eventos deformativos, abre un interesante potencial exploratorio para estructuras antiguas preservadas en los bloques yacentes del piedemonte occidental de la CO_r, de la cual hace parte el área de estudio.

4. METODOLOGÍA

Esta investigación se realizó en cuatro fases, diseñadas con el objetivo de obtener la información necesaria para obtener la historia de la deformación de la zona comprendida entre el Anticlinorio de Villeta y el Sinclinal de Guaduas a través de la interpretación de los nuevos datos arrojados por los termocronómetros AFT, (U-Th) He en apatitos y circón, análisis de Ro y dataciones U-Pb de las muestras tomadas en el área de estudio y los existentes en previos estudios.

Las fases desarrolladas son las siguientes:

4.1 FASE I: ESTUDIO PRELIMINAR ZONA DE INTERÉS

Se revisó la documentación presente sobre estudios geológicos con énfasis en técnicas de datación utilizando termocronómetros de baja temperatura, estructural, estratigrafía, geoquímica y bioestratigrafía generadas en la zona de estudio o en otras áreas que sirvieran de modelo para aplicar.

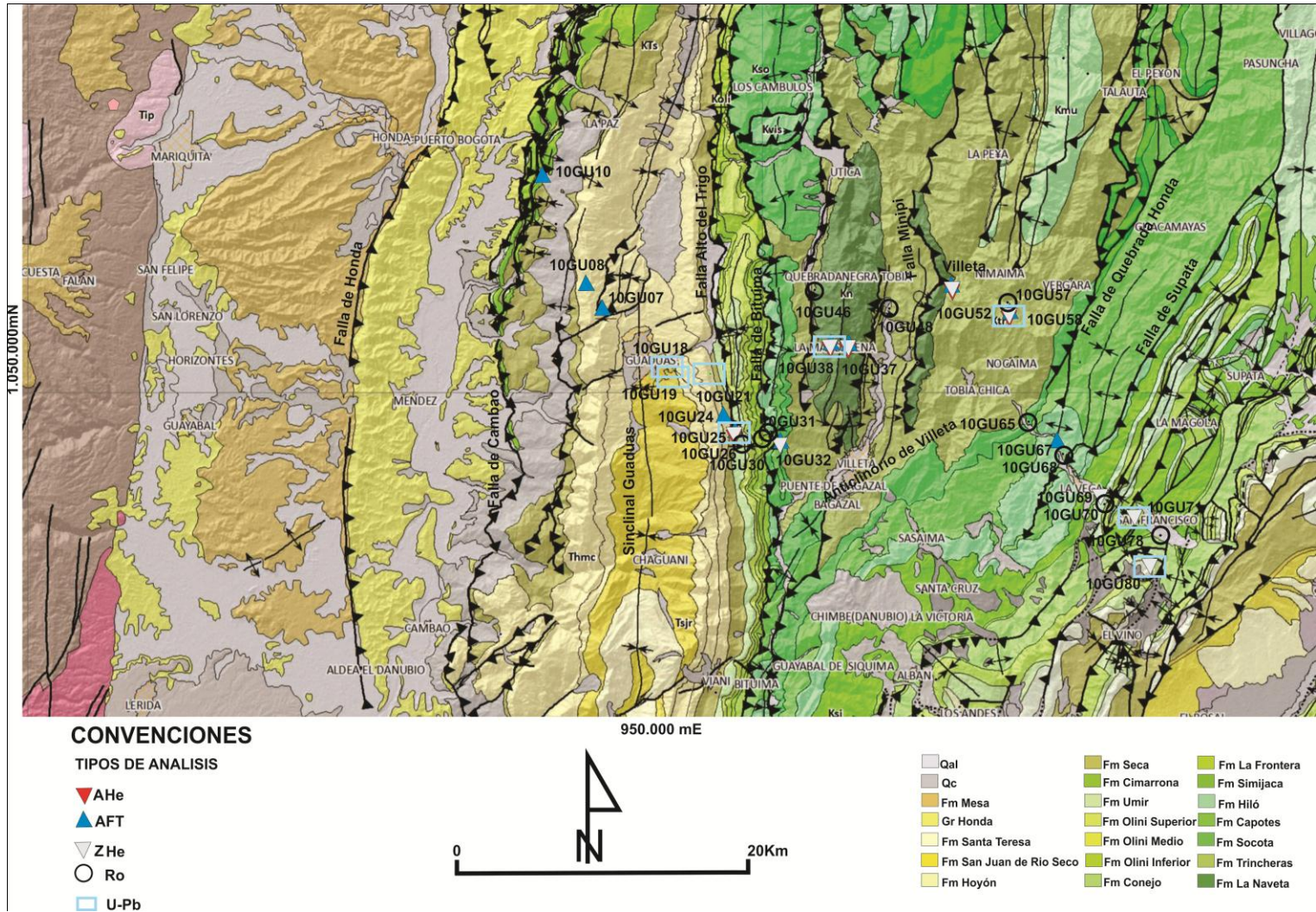
Instituciones visitadas:

- Instituto Colombiano del Petróleo (ICP).
- Universidad Industrial de Santander (UIS).
- Información presente en internet, en páginas especializadas en Geología.

4.2 FASE II: FASE DE MUESTREO DE CAMPO Y MÉTODOS ANALÍTICOS

4.2.1 Muestreo en campo. Muestreo sobre el área de interés, la cual se realizó en el mes de Mayo por los geólogos de campo del proyecto “Cronología de la deformación en las cuencas Subandinas”. En esta fase se recolectaron 86 muestras de areniscas y shales de las diferentes formaciones aflorantes (del Cretáceo Inferior, Superior y Cenozoicas) entre los municipios de Guaduas y San Francisco. De estas 86 muestras se seleccionaron 17 muestras de areniscas para análisis de AFT teniendo en cuenta el grado de alteración, tamaño de grano y posición estratigráfica. Se enviaron 5 kilos de muestra al laboratorio de geocronología de la compañía Apatite to Zircon, Inc. en Viola, Idaho (USA), con el fin de poder obtener suficiente cantidad y calidad de minerales de apatito y circón. De estas 17 muestras fueron seleccionadas 5 para análisis de (U-Th)/He en apatito (AHe) y 9 para (U-Th)/He en circón (ZHe) y 8 dataciones nuevas de U-Pb en circones detríticos. Además fueron enviadas al laboratorio de Geoquímica del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) 10 muestras de shales para análisis de Ro (Figura 8), de acuerdo a su posición estratigráfica y cercanía a muestras de AFT.

Figura 8. Mapa geológico con la ubicación de las muestras tomadas para los diferentes análisis.



4.2.2 Métodos analíticos. Las muestras analizadas provienen de rocas sedimentarias del Cretáceo inferior y superior del Anticlinorio de Villeta y Cenozoicas del Sinclinal de Guaduas. 17 muestras fueron seleccionadas para trazas de fisión en apatito (AFT); de estas se seleccionaron 5 para análisis de (U-Th)/He en apatito (AHe) y 9 para (U-Th)/He en circón (ZHe). Además, se presentan 8 dataciones nuevas de U-Pb en circones detríticos y 10 análisis nuevos de reflectancia de la vitrinita (Ro) (Figura 8).

4.2.2.1 Análisis de paleotermómetros. El paleotermómetro utilizado en esta investigación fue la reflectancia de la vitrinita (Ro%). La vitrinita es un maceral presente en la materia orgánica de las rocas sedimentarias y se forma de la alteración termal de la Lignina y la celulosa en las células vegetales. Con el incremento de la temperatura, la vitrinita experimenta reacciones de aromatizaciones irreversibles y complejas, lo que se traduce en un incremento de la reflectancia. En este caso, la reflectancia de la vitrinita (Ro) registra la máxima temperatura a la que estuvo sometida la roca durante el enterramiento y este valor permite evaluar si las edades reportadas por los termocronómetros corresponden a edades reseteadas, mixtas o detríticas (Ver resultados de termocronología). Además, estos valores pueden dar evidencias de temporalidad relativa de la exhumación en secciones superficiales (Parra et al., 2010).

Los datos de Ro fueron adquiridos en el laboratorio de geoquímica del Instituto Colombiano del Petróleo (ICP) de 10 muestras de unidades de lodolitas, muy cercanas a las muestras tomadas para análisis termocronológicos, siguiendo la norma internacional ISO 7404. Esta metodología obtiene un promedio aritmético de una cantidad de lecturas Ro aleatorio (Ro rand) realizadas en la muestra y depende de la abundancia de la vitrinita. Como complemento a estos datos, se usaron en este reporte 6 datos de Ro provenientes del estudio de Gómez, 2001 (Anexo A Tabla A), los cuales fueron adquiridos bajo parámetros estándar de la firma Geotrack, consistentes en estimar el valor máximo de reflexión (Ro max)

con el fin de homogenizar las dos series de datos, los valores de R_o realizados en este estudio por ICP fueron recalculados llevándolos a un R_o máximo de acuerdo a la ecuación Ec. 8 , según Duddy, I.R. (comm pers., 2010):

$$R_o \text{ max} = (1.2089 \times R_o \text{ rand}) - 0.0977 \quad \text{Ec. 8}$$

4.2.2.2 Análisis de termocronología. Los análisis de AFT fueron realizados por la empresa Apatite to Zircon. Inc. usando la técnica de Ablación Laser y Espectrometría de Masas en un Plasma Inductivamente Acoplado (LA-ICP-MS) para medir el contenido de uranio en 17 muestras (ver Donelick et al., 2005 para descripción de la técnica).

Existe un rango de temperaturas en las que las longitudes de las trazas sufren un progresivo acortamiento o borrado y se denominada como la zona de borrado parcial o PAZ, que para los apatitos es entre ~ 60- 110-140°C (Ketcham et al., 1999). La magnitud del acortamiento de las trazas depende de la cinética del apatito, la cual varía en función del contenido de Cl o de la solubilidad, medida mediante el parámetro D_{par} (diámetro de la traza medido paralelo al eje c del cristal). Generalmente, valores altos de mayores valores de Cl y de D_{par} reflejan mayor resistencia al borrado de trazas, es decir temperaturas de cierre del sistema más altas. Todos estos parámetros anteriormente mencionados son necesarios en el modelamiento de la historia termal para extraer de los datos la temporalidad de exhumación de las rocas.

Los análisis de (U-Th)/He en circones y apatitos fueron realizados en la Universidad de Kansas siguiendo los procedimientos descritos por Stockli et al. (2000) y Biswas et al. (2007).

4.2.2.3 Análisis de geocronología. 756 edades U-Pb fueron obtenidas en 8 muestras de rocas sedimentarias de unidades del Cretácico Inferior, Superior y Cenozoico, mediante el método LA-ICP-MS a través de la compañía Apatite to Zircon. Inc. Para la interpretación se usaron aquellas edades con discordancia <25%, discordancia inversa <5% y error < 10%. Para circones menores de 1Ga se presentan edades $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$, mientras que para granos de mayor edad se reportan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, de acuerdo con los procedimientos de rutina en dataciones detríticas (e.g., Gehrels et al., 2008). Los resultados se presentan en diagramas de probabilidad relativa normalizados, en los que las interpretaciones se basan en poblaciones de edad definidas para al menos 3% de los granos.

4.3 FASE III: MODELAMIENTO DE DATOS TERMOCRONOLÓGICOS

El modelamiento termal inverso de los datos termocronológicos fue realizado por medio del programa HeFTy versión 1.6.7 (Ketcham R. and Donelick R., 2009; Ketcham et al., 2005) usando el modelo cinético de borrado de apatitos de Ketcham et al., (2007a); el modelo de calibración para AHe de Flowers et al., (en prensa), el modelo de calibración ZHe de Reiners et al., (2004) y el método de EasyRo% de Sweeney and Burnham (1990) para la reflectancia de la vitrinita. Las edades AFT fueron obtenidas por LA-ICP-MS y las longitudes de las trazas fueron proyectadas al eje c (Ketcham et al., 2007b) para poblaciones cinéticamente homogéneas. En muestras con edades discordantes, se dividieron los granos en poblaciones de acuerdo a las propiedades cinéticas AFT (D_{par} o contenido de Cl) y se modelaron las poblaciones con el mayor número de granos con edades concordantes. Para restringir el número de trayectorias t-T, se utilizó la temperatura de enterramiento derivada de la reflectancia de la vitrinita de acuerdo al modelo de correlación de Sweeney and Burnham (1990).

Los datos de entrada que requiere este programa dependen del termocronómetros que se esté usando. Modelo de huellas de fisión requiere los datos de las medidas de las longitudes de las huellas de fisión, el número trazas espontáneas e inducidas, el ancho del etch-pit (D_{par}) o contenido de Cl y restricciones adicionales basadas en la geología de la zona de estudio. Además en muestras de rocas sedimentarias, objeto de esta investigación, es necesario conocer la edad de depositación y datos de Reflectancia de la Vitrinita (R_o) para identificar las máximas temperaturas de enterramiento a las cuales estuvieron sometidas las rocas Anticlinorio de Villeta y Sinclinal de Gaudas (Sweeney and Burnham , 1990). .

Los modelos de AHe y ZHe requieren de los datos de edad no corregida con su respectivo error y de las concentraciones de los isótopos de U, Th y Sm en partes por millón (ppm), como valores de entrada para realizar el modelamiento.

El programa permite modelar simultáneamente varios sistemas termocronológicos para una misma muestra, restringiéndose mejor la historia t-T.

Cuando se utiliza un modelo inverso el resultado no es una única solución sino un conjunto de historias térmicas que son consistentes con los datos medidos, de acuerdo a un criterio estadístico (Ketcham R., 2005).

4.4 FASE IV: ANÁLISIS Y REALIZACIÓN INFORME FINAL

En esta fase se realizó la interpretación de los datos obtenidos en las fases análisis de laboratorios y modelamiento de los datos, los cuales corresponden a resultados obtenidos en los análisis termocronológicos, paleotermómetros y geocronológicos y el modelamiento inverso de los diferentes termocronómetros; con el propósito de descifrar la historia de la deformación a través de la zona de

estudio. Con esta información se realizó la redacción del informe final, el cual se estructura de la siguiente manera:

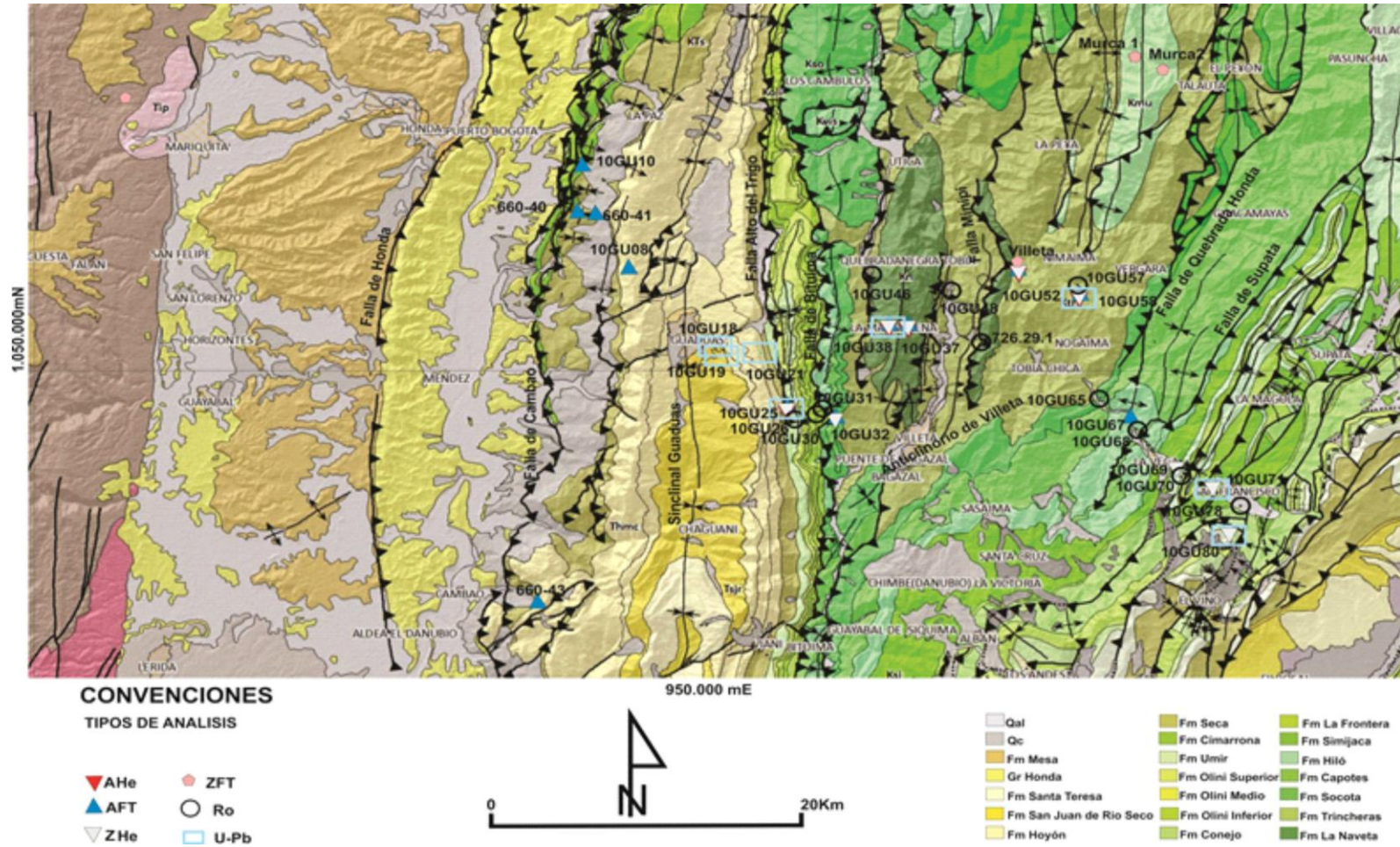
- Introducción
- 1. Objetivos
- 2. Marco de referencia
- 3. Antecedentes.
- 4. Metodología
- 5. Resultados.
- 6. Discusión de los Resultados
- Conclusiones y Recomendaciones.
- Bibliografía

5. RESULTADOS

Las secuencias presentes en estructuras como el Sinclinal de Guaduas y el Anticlinorio de Villeta, en la zona de estudio, evidencian los eventos de deformación que han ocurrido en el área. El Anticlinorio de Villeta es el resultado de la deformación ocurrida en la cuenca antigua Mesozoica, por un proceso de inversión del sistema de fallas normales durante la orogenia andina (Sarmiento, 2001; Sarmiento et al., 2006). Esta cuenca deformada ha sido afectada por procesos de erosión generando un bajo grado de preservación de los indicadores directos de la deformación, como estratos de crecimiento o relaciones estructurales de intersección, dificultando la cuantificación de la temporalidad de esta deformación. En estos casos, la termocronología se convierte en una herramienta valiosa para datar fenómenos asociados con la deformación como el enfriamiento de las rocas debido a la exhumación asociada a este levantamiento.

La Figura 9 presenta la localización de los datos termocronológicos, paleotermocronológicos y geocronológicos obtenidos en este estudio y por estudios publicados, con el propósito de descifrar la temporalidad de la deformación en el Sinclinal de Guaduas y en el Anticlinorio de Villeta.

Figura 9 Localización de muestras de termocronología, paleotermometría y geocronología U-Pb de este estudio y publicados.



5.1 RESULTADOS DE PALEOTERMÓMETROS

Los valores de R_o presentes en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas en la sucesión del Cretácico Superior – Mioceno Inferior varían entre 0.54-0.64% (Gómez E., 2001) (Anexo A Tabla A), documentando temperaturas de enterramiento de 102-115°C para una tasa de calentamiento de 5°C/My (Sweeney and Burnham, 1990). Lo que sugiere temperaturas de enterramiento muy similares para las formaciones del Cretácico Superior hasta el Mioceno Inferior (Gómez et al., 2003). Mientras que hacia el Anticlinorio de Villeta, unidades del Cretácico Superior, en el bloque colgante de la Falla del Alto del Trigo presentan valores de R_o de 1.40% en la muestra 10GU26 de la Fm Umir (Campaniano tardío-Maasrichtiano) y 1.66% en la Fm Guaguaqui (Turoniano-Coniaciano) (Tabla 2); con temperaturas de enterramiento de 178 y 190°C (Sweeney and Burnham, 1990), respectivamente (Figura 10). En este caso, evidencian que estas unidades alcanzaron mayores temperaturas de enterramiento que las unidades del Cretácico Superior del flanco occidental del Sinclinal de Guaduas. En el bloque colgante de la Falla de Bituima afloran unidades del Cretácico Inferior, la muestra 10GU31 de la Fm Hiló (Albiano Tardío) presenta un valor de 1.75% lo que correspondería a temperatura de enterramiento de 194°C (Sweeney and Burnham, 1990), mientras que unidades estratigráficamente inferiores pero ubicadas mucho más al oriente, presentan valores menores 1.22% y 1.27% para la Fm La Naveta (Valanginiano-Barremiano, 10GU46) y Trincheras (Barremiano-Aptiano, 10GU48), respectivamente, los cuales son valores que permite una interpretación tectónica interesante, como se verá en la discusión. Tres kilómetros hacia el oriente, en el bloque colgante de la Falla de Minipí (Ulloa C. et al., 1998), afloran las formaciones La Naveta con un valor de R_o de 6.42% (Anexo A tabla A) (Gómez E., 2001), Trincheras (10GU57) con valor de R_o 1,98% y Socotá (10GU65) con un valor de R_o de 5.38%, evidenciando un aumento considerable de los Valores de R_o (Figura 10), documentando que estas muestras alcanzaron temperaturas >326°C (Sweeney and Burnham, 1990). Estos valores comparados con los de

unidades coetáneas al occidente y en bloque yacente de la Falla de Minipi pueden indicar que se está ante diferentes bloques con diferentes grados de enterramiento en unidades coetáneas, siendo mayor el enterramiento en el bloque colgante de la Falla de Minipi. Dentro de esta sucesión el dato de Ro de la Fm Trincheras (10GU57) comparado con el de la Fm Socotá podría considerarse anómalo, pero esto podría reflejar la presencia de fallamiento el cual no ha sido reportado hasta el momento. La existencia de una edad de ZFT reseteada reportada por Parra et al., 2009b en horizontes inferiores de esta unidad, podrían indicar que la misma estuvo sujeta a diferentes grados de enterramiento a lo largo del área de estudio.

Tabla 2. Datos de Ro aleatorio con Ro corregido para alcanzar su valor máximo.

Muestra	X (Este)	Y(Norte)	Formación	Edad	Ro aleatorio	Desviación Estándar	Ro max	Desviación Estándar
				Campaniano				
				Tardio-				
10GU26	948617	1046565	Umir	Maastrichtiano	1.24	0.29	1.40	0.25
				Turoniano -				
10GU30	950023	1046912	Guaguaqui	Coniaciano	1.45	0.15	1.66	0.09
10GU78	977090	1040256	Conejo	Turoniano	1.98	0.37	2.3	0.35
10GU70	973313	1042389	Simijaca	Cenomaniano	1.71	0.23	1.97	0.18
10GU31	950452	1047303	Hilo	Albiano Tardío	1.53	0.19	1.75	0.13
10GU68	970459	1045809	Hilo	Albiano Tardío	1.05	0.13	1.17	0.06
10GU65	968127	1048007	Socotá	Aptiano Tardío	4.53	0.57	5.38	0.6
10GU48	958662	1055728	Trincheras	Barremiano	1.13	0.15	1.27	0.08
10GU57	966687	1056160	Trincheras	Barremiano	1.72	0.35	1.98	0.32
				Valanginiano-				
10GU46	953593	1056984	La Naveta	Barremiano	1.09	0.17	1.22	0.11

embargo la medición de reflectancia de vitrinita es una técnica mucho más confiable para cálculos de paleotemperatura que las inferencias, no inequívocas, respecto al reseteo o no de edades de zircón helio. Por lo anterior se considera el dato de Ro mucho más robusto.

5.2 RESULTADOS TERMOCRONOLÓGICOS

En el análisis de datos termocronológicos en cuencas sedimentarias se puede identificar tres tipos de edades, de acuerdo a las temperaturas máximas a las que han estado sometidas las muestras antes de un evento de exhumación:

- Edades reseteadas: resultan de muestras que alcanzan las temperaturas máximas de enterramiento mayores que la temperatura de borrado total del termocronómetro usado, antes del último evento de enfriamiento. En rocas sedimentarias, estas edades reseteadas se reconocen porque son más jóvenes que la edad estratigráfica y, dependiendo de la homogeneidad de las propiedades de borrado del mineral, pueden ser concordantes o discordantes, de acuerdo con si pasan o fallan tests estadísticos aplicados rutinariamente sobre edades de granos individuales (chi-cuadrado en este caso, ver Donelick et al., 2005).
- Edades reseteadas parcialmente o mixtas: ocurren en muestras con temperaturas de enterramiento similares o más frías que las temperatura de borrado total, indicando exhumaciones de dentro de la zona de PAZ de las huellas de fisión o PRZ en (U-Th) He (e.g., Donelick et al., 2005, Reiners, 2005). Edades de enfriamiento borradas parcialmente pueden superponerse con las edades de depositación y pueden ser concordantes o discordantes. Estas edades reseteadas parcialmente no tienen un significado geológico directo.

- Por último, edades detríticas son obtenidas de muestras con temperaturas de enterramiento similar o menores que la temperatura que marca el límite superior de la PAZ y por lo tanto así preservan una edad heredada del área fuente. Las edades detríticas se distinguen porque tienen una edad de enfriamiento significativamente más vieja que la edad de depositación y son generalmente discordantes.

En la Tabla 3 se reporta los resultados de AFT en las 17 muestras enviadas con su respectivo parámetro cinético, D_{par} , y las longitudes de las trazas, cuya distribución es el resultado de la historia termal - a temperaturas inferiores a ~120C- a la que ha estado sometida la muestra.

De las 17 muestras enviadas para análisis AFT solo 9 de ellas arrojaron suficientes apatitos para medición de edades y longitudes de trazas (Tabla 4). Igualmente, en este estudio se utilizaron 6 datos de AFT del estudio de Gómez, 2001 realizados por medio del método de detector externo (Anexo A, Tabla B)

La tabla 5 y 6 reportan los resultados de los termocronómetros de AHe y ZHe para 5 y 9 muestras respectivamente, de arenitas de unidades del Cretáceo inferior y superior en el Anticlinorio de Villeta.

Tabla 3. Relación de muestras para análisis de AFT.

Muestra	X	Y	Provincia Geológica*	Formación	Edad Estratigráfica (Ma)	Edad AFT (Ma)	# Granos	Dpar (μm)	# Longitud
10GU07	939303	1055321	SG	San Juan de Rio Seco	30 ± 13	0.0±15.6	1	-	Sin trazas
10GU08	938070	1057468	SG	San Juan de Rio Seco	30 ± 13	8.5±0.6	40	1.66	95
10GU10	934946	1065118	SG	Seca	65±2.5	30.1±6.6	11	1.98	12
10GU18	943494	1051800	SG	San Juan de Rio Seco	30 ± 13	-	Sin granos	-	-
10GU19	944050	1051055	SG	San Juan de Rio Seco	30 ± 13	5.8±5.8	1	-	1
10GU21	946453	1051295	SG	Seca	65 ± 2.5	0.0±473.9	1	-	Sin trazas
10GU24	947251	1048352	SG	Seca	65 ± 2.5	-	Sin granos	-	-
10GU25	948234	1047217	AV	Umir	70±5.0	9.6±2.0	32	1.62	12
10GU32	951229	1046658	AV	Socotá	116.5±4.5	3.9±1.4	7	1.67	6
10GU37	955799	1053181	AV	La Naveta	136±4.0	3.8±1.1	15	1.52	11
10GU38	954899	1053252	AV	La Naveta	136±4.0	4.2±1.1	31	1.44	12
10GU52	962911	1057421	AV	La Naveta	136±4.0	17.9±6.4	20	1.42	3
10GU58	966827	1055472	AV	Trinchera	126.5±4.5	4.8±1.8	8	1.54	4
10GU67	970078	1046584	AV	Capote	107.5±5.5	1.0±0.1	21	1.44	33
10GU69	972991	1042851	AV	Pacho	100±1	-	Sin granos	-	-
10GU71	975320	1041508	AV	Simijaca	99±1	-	Sin granos	-	-
10GU80	976437	1038202	AV	Labor y Tierna	68.5±1.5	-	Sin granos	-	-

*SG: Sinclinal de Guaduas; AV: Anticlinorio de Villeta

Tabla 4. Datos de trazas de fisión de apatito. Muestras analizadas a partir del método ablación láser acoplado a la espectroscopia de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS).

Muestra	X (Este)	Y (Norte)	Formación	Edad estratigráfica (Ma)	# Gr	Ns ¹	$\Sigma(P\Omega)$ (cm ²) ²	1 σ $\Sigma(P\Omega)$ (cm ²)	ξ_{MS} ³	1 σ ξ_{MS}
Sinclinal de Guaduas										
10GU08	938070	1057468	San Juan de Rio Seco	30 ± 13	40	207	2.002E-04	6.830E-06	16.414	0.346
10GU10	934946	1065118	Seca	65 ± 2.5	10	21	5.323E-03	1.836E-07	16.413	0.348
Anticlinorio de Villeta										
10GU25	948234	1047217	Umir	83.75 ± 3.5	32	24	1.432E-05	6.694E-07	11.467	0.248
10GU67	970078	1046584	Capote	107.5±4.5	19	48	3.455E-04	1.394E-05	14.733	0.293
10GU32	951229	1046658	Socotá	116.5±4.5	7	8	1.479E-05	5.187E-07	14.386	14.386
10GU58	966827	1055472	Trinchera	126.5±4.5	8	7	4.751E-06	2.236E-07	11.597	0.249
10GU52	962911	1057421	La Naveta	136±4	10	8	3.254E-06	1.322E-07	14.588	0.289
10GU37	955799	1053181	La Naveta	136±4	14	12	2.303E-05	7.978E-07	14.464	0.286
10GU38	954899	1053252	La Naveta	136±4	27	16	2.186E-05	1.007E-06	11.548	0.249

¹Numero de trazas de fisión espontaneas contadas

²Suma de $P_i \cdot \Omega_i$ para todos los granos evaluados; P_i es relación ($^{238}\text{U}/^{43}\text{Ca}$) para grano de apatito i ; Ω_i área sobre la cual NS y P_i son evaluados.

³ ζ -Factor de calibración basado en LA-ICP-MS de trazas de fisión estándar

Continuación Tabla 4...

Muestra	⁴³ Ca ⁴	²³⁸ U ⁵	P(χ^2) ⁶	Edad (Ma) ±1σError	Dpar (μm)	SD (μm)	#Dpar	Longitud (μm)	Error (μm)	SD (μm)	# Longitudes
Sinclinal de Guaduas											
10GU08	1.09E+01	8.34E-01	0.00	8.5±0.9	1.66	0.31	81	14.18	1.57	2.59	95
10GU10	3.21E-01	5.46E-02	0.00	30.0±6.6	1.98	0.42	13	13.19	1.27	2.16	12
Anticlinorio de Villeta											
10GU25	5.36E-01	1.77E-01	98.78	9.6±2.0	1.62	0.31	39	12.49	1.88	1.88	12
10GU67	4.68E-01	3.65E-02	0.46	1.0±1.0	1.44	0.18	30	14.5	1.25	2.13	33
10GU32	1.22E+01	1.10E+00	2.9	3.9±1.4	1.67	0.15	8	13.85	1.18	1.82	6
10GU58	1.27E-01	2.54E-02	43.89	4.8±1.8	1.54	0.33	8	12.45	0.41	0.97	4
10GU52	3.25E-06	1.32E-07	82.56	13.5±5.5	1.42	0.22	20	12.44	2.68	2.68	3
10GU37	3.78E-01	3.71E-02	0.00	3.8±1.1	1.52	0.22	15	15.01	0.95	1.44	11
10GU38	4.07E-01	4.89E+00	0.00	4.2±1.2	1.44	0.22	31	13.31	1.47	2.25	12

⁴ ⁴³Ca con corrección por valor de fondo (adimensional)

⁵ ²³⁸U con corrección por valor de fondo (adimensional).

⁶ χ^2 probabilidad chi-cuadrado. Valores > 5% pasan la prueba y representan edades de una población

Tabla 5. Datos de (U-Th)/He en apatito

Numero Muestra	X (Norte)	Y (Este)	Formación	Age [Ma]	± [Ma] 8%	U [ppm]	Th [ppm]	Sm [ppm]	Th/U	He [nmol/g]	mass [mg]	Ft ¹
Anticlinorio de Villeta												
10GU25-1	948234	1047217	Umir	2.29	0.14	10.5	35.5	26.0	3.37	0.1	0.62	0.51
10GU25-2				1.93	0.12	6.1	91.5	45.9	14.93	0.2	0.82	0.54
10GU25-3				2.92	0.18	15.4	162.5	68.8	10.59	0.4	0.52	0.48
10GU25-4				3.14	0.19	9.7	111.9	59.8	11.53	0.3	0.65	0.51
10GU37-1	955799	1053181	La Naveta	2.0	0.12	6.4	67.2	65.5	10.58	0.1	0.75	0.52
10GU37-2				12.0	0.72	2.5	13.6	50.2	5.42	0.2	0.72	0.52
10GU37-3				1.9	0.11	5.4	99.7	99.6	18.52	0.2	1.72	0.62
10GU37-4				2.1	0.12	7.8	39.2	48.9	5.03	0.1	1.16	0.59
10GU38-1	954899	1053252	La Naveta	3.8	0.23	5.9	117.1	104.5	19.73	0.4	1.00	0.57
10GU38-2				1.5	0.09	1.2	30.8	10.6	25.16	0.0	2.60	0.67
10GU38-3				3.9	0.24	8.9	154.0	122.0	17.33	0.6	1.52	0.62
10GU38-4				2.1	0.12	30.6	22.7	44.2	0.74	0.3	2.39	0.68
10GU52-1	962911	1057421	La Naveta	32.1	1.93	1.3	20.1	32.2	15.71	0.7	2.54	0.67
10GU52-2				13.9	0.83	0.3	1.7	25.5	5.31	0.0	1.56	0.63
10GU52-3				4.59	0.28	2.9	32.0	57.3	11.12	0.2	1.28	0.60
10GU52-4				2.8	0.17	1.6	58.1	37.1	36.73	0.2	2.23	0.66
10GU58-1	966827	1055472	Trinchera	4.0	0.24	37.4	59.4	11.8	1.59	0.7	2.17	0.66
10GU58-2				7.9	0.47	12.9	32.7	59.9	2.53	0.5	1.01	0.58
10GU58-3				4.0	0.24	12.9	18.0	95.4	1.40	0.3	1.81	0.64
10GU58-4				3.4	0.20	13.9	14.5	11.1	1.05	0.2	4.61	0.73

¹Ft: factor de corrección por expulsión de partículas α

Tabla 6. Datos de de (U-Th)/He en circón

Muestra	X (Norte)	Y (Este)	Formación	Age [Ma]	± [Ma] 8%	U [ppm]	Th [ppm]	Sm [ppm]	Th/U	He [nmol/g]	mass [mg]	Ft
10GU25-1	948234	1047217	Umir	21.3	1.70	118.0	88.6	1.1	0.75	11.9	4.07	0.74
10GU25-2				20.5	1.64	161.3	80.9	0.6	0.50	14.4	3.09	0.72
10GU25-3				30.8	2.47	81.5	38.0	0.4	0.47	11.2	4.59	0.74
10GU25-4				21.0	1.68	188.0	73.3	1.8	0.39	23.5	3.55	0.74
10GU32-1	951229	1046658	Socotá	22.8	1.83	99.3	58.1	1.0	0.58	10.6	6.35	0.76
10GU32-2				9.2	0.73	55.2	23.2	0.4	0.42	2.3	4.52	0.76
10GU32-3				6.4	5.23	50.9	34.2	2.3	0.67	1.4	3.96	0.74
10GU32-4				5.0	0.40	230.9	88.2	1.6	0.38	4.2	1.15	0.62
10GU37-1	955799	1053181	La Naveta	34.7	2.78	95.0	34.5	1.3	0.36	14.6	5.61	0.76
10GU37-2				4.5	0.36	150.0	55.1	0.5	0.37	3.0	5.15	0.77
10GU37-3				10.9	0.87	359.2	81.6	1.1	0.23	15.4	2.42	0.69
10GU37-4				31.7	2.54	129.9	111.0	0.6	0.85	19.7	4.28	0.74
10GU38-1	954899	1053252	La Naveta	15.8	1.26	45.2	27.4	0.8	0.61	3.5	9.74	0.80
10GU38-2				22.9	1.84	57.0	42.1	0.5	0.74	6.5	8.37	0.79
10GU38-3				8.5	0.68	40.3	33.1	1.2	0.82	1.7	5.26	0.76
10GU38-4				13.5	1.08	150.5	76.9	0.6	0.51	9.2	4.51	0.75
10GU52-1	962911	1057421	La Naveta	6.4	0.51	40.4	23.6	0.5	0.58	1.4	31.27	0.86
10GU52-2				8.6	0.69	55.3	40.1	0.7	0.73	2.5	15.01	0.82
10GU52-3				7.0	0.56	117.8	78.0	1.8	0.66	4.2	18.74	0.83
10GU52-4				4.9	0.39	62.6	33.9	0.7	0.54	1.4	8.00	0.78

¹Ft: factor de corrección por expulsión de partículas α

Continuación Tabla 6...

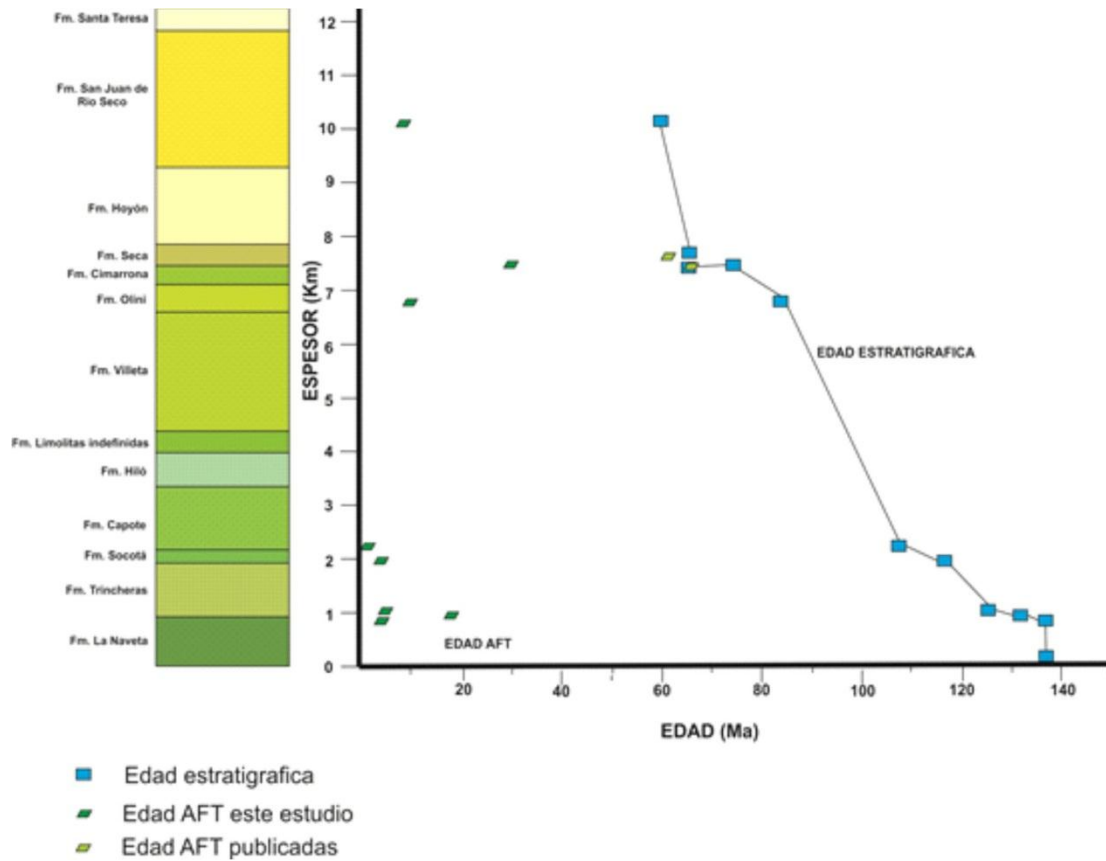
Muestra	X (Norte)	Y (Este)	Formación	Age [Ma]	± [Ma] 8%	U [ppm]	Th [ppm]	Sm [ppm]	Th/U	He [nmol/g]	mass [mg]	Ft
10GU58-1	966827	1055472	Trinchera	4.5	0.36	81.8	37.3	1.2	0.46	1.7	5.34	0.76
10GU58-2				6.0	0.48	48.4	25.2	0.5	0.52	1.5	13.50	0.82
10GU58-3				6.5	0.52	46.5	19.8	0.4	0.43	1.5	14.06	0.81
10GU58-4				9.6	0.77	30.0	26.8	0.3	0.89	1.6	17.68	0.83
10GU69-1	972991	1042851	Pacho	5.0	0.40	140.5	97.1	0.7	0.69	2.8	1.30	0.65
10GU69-2				20.5	1.64	0.3	0.6	0.3	1.78	0.0	2.85	0.71
10GU69-3				9.8	0.78	291.6	32.4	1.8	0.11	11.6	3.04	0.73
10GU69-4				13.3	1.06	299.0	50.3	2.2	0.17	15.8	2.88	0.71
10GU71-1	975320	1041508	Simijaca	41.3	3.31	4.6	1.6	1.4	0.35	0.6	0.64	0.54
10GU71-2				1450.4	116.03	19.7	3.6	0.9	0.18	111.3	1.07	0.62
10GU71-3				13.4	1.07	134.0	90.9	2.6	0.68	7.4	1.41	0.66
10GU71-4				226.4	18.11	39.1	2.8	0.0	0.07	25.2	0.47	0.51
10GU80-1	976437	1038202	Labor y Tierna	240.4	19.23	42.0	28.3	1.1	0.67	51.9	9.68	0.81
10GU80-2				405.3	32.42	62.7	38.0	1.4	0.61	117.0	3.20	0.73
10GU80-3				405.2	32.42	115.5	45.8	0.7	0.40	212.2	4.00	0.75
10GU80-4				920.7	73.65	60.1	1.3	0.2	0.02	253.6	5.71	0.78

¹Ft: factor de corrección por expulsión de partículas α

En la Figura 11 se muestra la relación de las edades AFT y estratigráfica para 9 muestras correspondientes a este trabajo y 2 tomadas del trabajo de Gómez, 2001. La gráfica revela que las seis muestras pertenecientes a la parte inferior de la sección (Formaciones La Naveta-Umir) presentan edades “*pooled*” de AFT menores que sus correspondientes edades estratigráficas, lo que indica que estas muestras están borradas para AFT. Además los valores de reflectancia de vitrinita (R_o max) que presentan muestras de estas unidades oscilan entre $1.17 \pm 0.06\%$ – $5.38 \pm 0.60\%$, lo que correspondería a temperaturas $\sim 165^\circ\text{C}$ - $> 326^\circ\text{C}$ de acuerdo con el modelo cinético de Burnham & Sweeney, (1990). Este rango de temperaturas indican que las unidades Cretáceas estuvieron sometidas a temperaturas suficientes para el borrado total de trazas de fisión en apatito, 110 - 140°C (Ketcham et al., 1999), y en la parte baja de la sección, para difusión total de Helio para el sistema ZHe (160 - 200°C ; Farley, 2000).

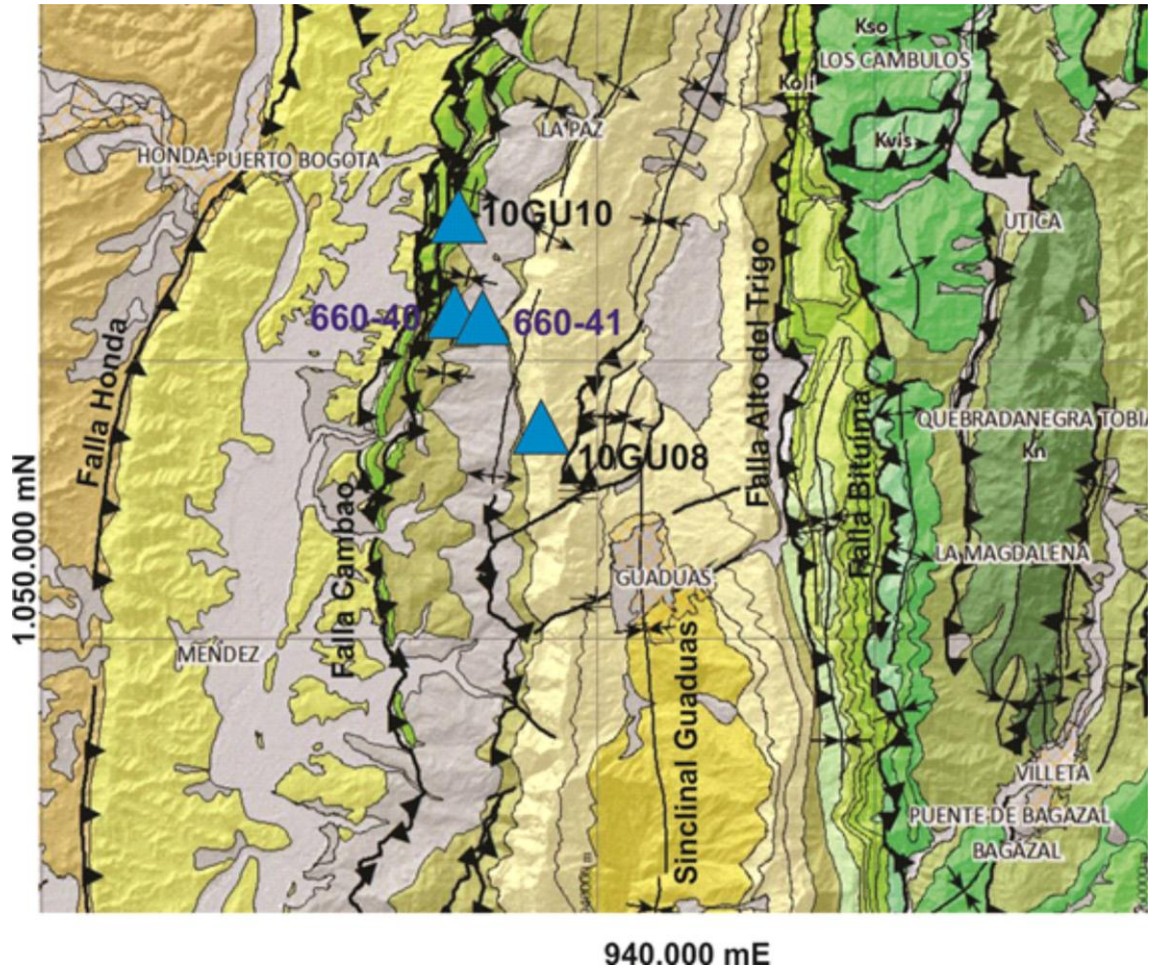
Dos de las muestras del Cretácico superior (660-40 y 660-41), tomadas de Gomez (2001), presentan edades cercanas a la edad estratigráfica, mientras que otras dos muestras presentadas en este estudio (10GU08 y 10GU10) presentan edades inferiores a la edad estratigráfica (Figura 11 y Tabla 4). Como sugieren los datos de R_o presentados por Gomez (2001) (Anexo A , Tabla A), no hay un cambio significativo en los valores de R_o , siendo estos $\sim 0.6\%$ ($\sim 109^\circ\text{C}$) en la sucesión del Cretácico Superior – Eoceno Inferior. Estos datos indican que a pesar de las edades AFT son menores que la edad estratigráfica, estas son parcialmente reseteadas.

Figura 11. Edades de trazas de fisión en apatito y edad estratigráfica contra espesor estratigráfico. Espesores estratigráficos tomados de Gómez, 2001.



5.2.1 Zona Sinclinal de Guaduas. La evaluación de la temporalidad del inicio del enfriamiento en el Sinclinal de Guaduas se realiza a través del modelamiento en HeFTy de datos termocronológicos reportados de muestras de areniscas de las Formaciones Cimarrona (660-40), Seca (10GU10, 660-41), y San Juan de Rio Seco (10GU08) con edades Maastrichtiano, Paleoceno inferior, Eoceno medio-Mioceno inferior, respectivamente. Los datos crudos de las muestras denominadas como 660 fueron obtenidos por Gómez, 2001, los cuales complementaron los datos en el presente estudio (Figura 12).

Figura 12. Localización muestras modeladas en el flanco Occidental del Sinclinal de Guaduas. Muestra azul, datos tomados de Gomez, 2001; Muestra negro datos del presente trabajo. Convenciones como en la Figura 13.



Las muestras presentes en el Sinclinal de Guaduas presentan valores de R_o medidos para la secuencia del Maastrichtiano-Paleoceno entre 0.54 – 0.64% rangos que corresponden a máximas paleotemperaturas entre 90 y 106°C (Gómez, 2001). Dichos valores corresponden a temperaturas menores que la temperatura de borrado total para AFT, por lo que las edades AFT son mixtas o edades parcialmente borradas y requieren modelamiento para extraer la información de su historia termal. Además de los parámetros necesarios para

realizar el modelamiento, se utilizaron criterios geológicos como la presencia de la discordancia en el Eoceno Inferior (56-43 Ma) (Gómez, et al., 2003) que afecta las rocas de la cuenca del VMM.

La muestra de la Fm Cimarrona (Maastrichtiano) tiene una edad AFT 66.2 ± 7.7 Ma, para una población de 20 granos y un valor medio de longitudes de traza de 13.21 ± 1.49 μm para 50 trazas. El modelamiento termal muestra soluciones t-T que restringen la edad del inicio de la exhumación a ~ 50 -30 Ma (Figura 13, Tabla 7). El mismo patrón se observa en dos muestras de la suprayacente Fm Seca (Modelos no mostrados). La muestra 10GU10, con edad discordante fue separada en dos poblaciones cinéticas, población 1 con un grano, $D_{\text{par}} < 1.5$ μm , edad AFT 16.4 ± 5.8 Ma y 1 longitud 15.94 ± 0.0 μm , y población 2 con $D_{\text{par}} > 1.5$ μm , edad AFT 61.6 ± 17.2 Ma, para 9 granos y 11 longitudes con un valor medio de 12.94 μm . Las dos poblaciones pasan la prueba del chi-cuadrado (χ^2), utilizando los datos de la población 2 para el modelamiento inverso (Tabla 7). La muestra 660-41 (Fm Seca); presenta edad de AFT 61.5 ± 9.1 Ma, para 20 granos y 18 longitudes con un valor medio de 13.23 ± 1 μm , respectivamente. Estos modelamientos presentan una mayor dispersión en los datos debido a que poseen una menor cantidad de longitudes con respecto a la muestra 660-40.

Figura 13. Resultado de Modelamiento termal de datos de AFT y Ro para la muestra 660-40 (Fm Cimarrona), parcialmente reseteada, del Cretáceo Superior. Aquí se muestra el diagrama de punto en los cuales los puntos verdes indican los extremos de las trayectorias t-T aceptables y los purpura indican los extremos de las trayectorias que mejor se ajustan a los datos. La línea negra indica la mejor solución t-T. GOF reflejan el mejor ajuste entre los datos medidos y modelados (Ketcham, 2005).

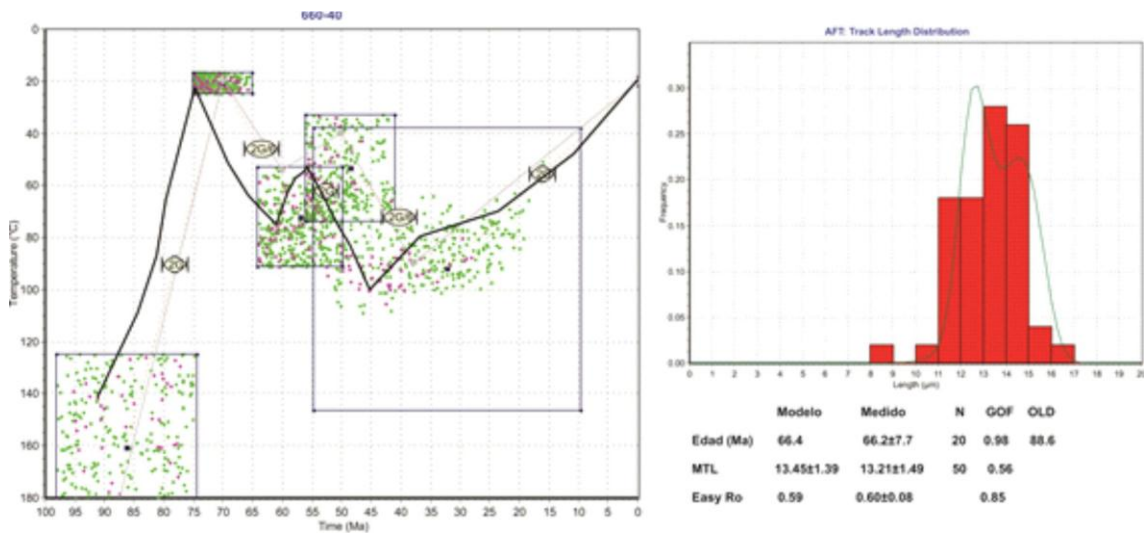


Tabla 7. Resultados del modelamiento de termocronómetros en muestras seleccionadas en el Sinclinal de Guaduas

Muestra	Parámetro Cinético		Edad AFT					Longitudes				Ro		
	Cl	Dpar	N	Modelo	Medido	GOF ₂	Old ₃	N	Modelo	Medido	GOF ₂	Modelo	Medido	GOF ₂
	(wt%)	(μm)												
Sinclinal de Guaduas														
660-40														
P1	0.769	-	20	66.4	66.2 ± 7.7	0.98	88.6	50	13.45 ± 1.39	13.21 ± 1.49	0.56	0.59	0.6 ± 0.08	0.85
660-41														
P1	0.625	-	20	66.5	61.5 ± 9.1	0.58	82.1	18	13.70 ± 1.23	13.23 ± 1.00	1.00	0.52	0.6 ± 0.08	0.31
10GU10														
P2		2.32	9	66	61.6 ± 17.2	0.80	80.1	11	13.62 ± 1.02	12.94 ± 0.98	0.89	0.56	0.6 ± 0.08	0.69
10GU08														
P1		1.325	23	8.77	8.5 ± 0.9	0.79	10.9	37	14.24 ± 1.40	14.05 ± 1.60	0.57	0.67	0.6 ± 0.10	0.51
P3		2.065	7	11.3	15.0 ± 3.3	0.27	26.5	38	13.96 ± 1.83	14.26 ± 1.58	0.83	0.67	0.6 ± 0.10	0.51

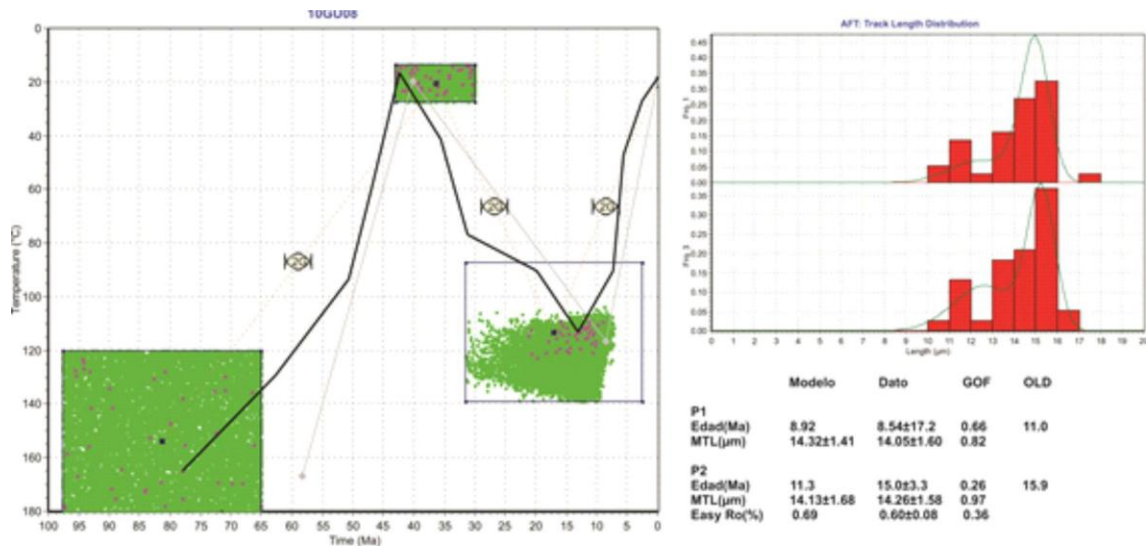
¹ P1-P3 población de granos basados en el parámetro cinético

² GOF mejor ajuste entre los datos medidos y modelados (Ketcham, 2005); buen ajuste GOF > 0.5; ajuste aceptable GOF > 0.05

³ Edad de la traza más antigua modelada

Más al oriente, ~4.5 Km de la muestras 660-41 en el Sinclinal de Guaduas una muestra de la Formación San Juan de Rio Seco (10GU08) del Eoceno Medio a Mioceno Inferior, presenta edad AFT *pooled* discordante de 30 ± 13 Ma. Los granos fueron separados en tres poblaciones cinéticas y dos de las cuales pasan la prueba del χ^2 y se utilizaron para el modelamiento inverso. Estas presentan edades de 15 ± 3.3 Ma para una población de 7 granos con valores altos de Dpar ($>1.82 \mu\text{m}$) y 8.5 ± 0.9 Ma para una población de 23 granos y bajos valores de Dpar ($< 1.6 \mu\text{m}$). Las edades de las poblaciones son menores a la edad estratigráfica pero datos de %Ro realizados por Gomez, 2001 (Anexo A, Tabla A) demuestran que esta unidad no alcanzó temperaturas superior a los 100°C , luego estas edades son mixtas. Su Modelamiento sugiere inicio de enfriamiento entre 22 -10 Ma. Registrando un evento de exhumación en el Mioceno temprano para esta zona.

Figura 14. Resultado de Modelamiento termal de datos de AFT y Ro para la muestra 10GU08, parcialmente reseteada, Fm San Juan de Rio Seco (Eoceno Medio-Mioceno Inferior). Convenciones como en la Figura 13.



5.2.2 Zona Anticlinorio de Villeta. 10 arenitas del Cretáceo Inferior y Superior tienen edades AFT *pooled* en el rango de 1.0 ± 0.1 - 17.9 ± 6.4 Ma (Tabla 4). Sin embargo, sólo 4 de estas muestras presentan un número aceptable de granos y longitudes de trazas para el modelamiento (Tabla 8). Temperaturas máximas alcanzadas por las rocas antes de su exhumación se documentan mediante los datos de R_o realizados por el Laboratorio de Geoquímica ICP y corregidos para obtener un R_o máximo (Tabla 2).

El valor de 1.40% de R_o en rocas del Campaniano Tardió-Maastrichtiano de la Fm Umir (10GU25), al occidente del Anticlinorio de Villeta, documenta temperaturas de enterramiento de $\sim 178^\circ\text{C}$ (Burnham & Sweeney, 1990), superando las temperaturas de borrado total para AHe, AFT y muy cerca al límite superior para ZHe, corroborado por las edades obtenidas (AHe: 2.5 ± 0.15 Ma, AFT: 9.60 ± 1.98 Ma, ZHe: 23.4 Ma). Todas las edades termocronométricas son menores a la edad estratigráfica Campaniana-Maastrichtiano, sin embargo la temperatura máxima de enterramiento indica que es probable que esta unidad no haya alcanzado la isoterma de borrado para ZHe, en cuyo caso estas edades podrían ser no reseteadas a pesar de tener una buena reproducibilidad. El modelamiento de todos los datos termocronológicos sugiere un inicio de exhumación de esta muestra desde 20-8 Ma (Figura 15), evidenciándose un bajo ajuste con el dato de R_o , debido a que el modelo le da un mayor peso a la edad ZHe (Tabla 6).

Figura 15. Modelamiento inverso de la muestra 10GU25, Fm Umir. Reseteadas para termocronómetros de AHe, AFT y probablemente no reseteada para ZHe. Convenciones como en la Figura 13.

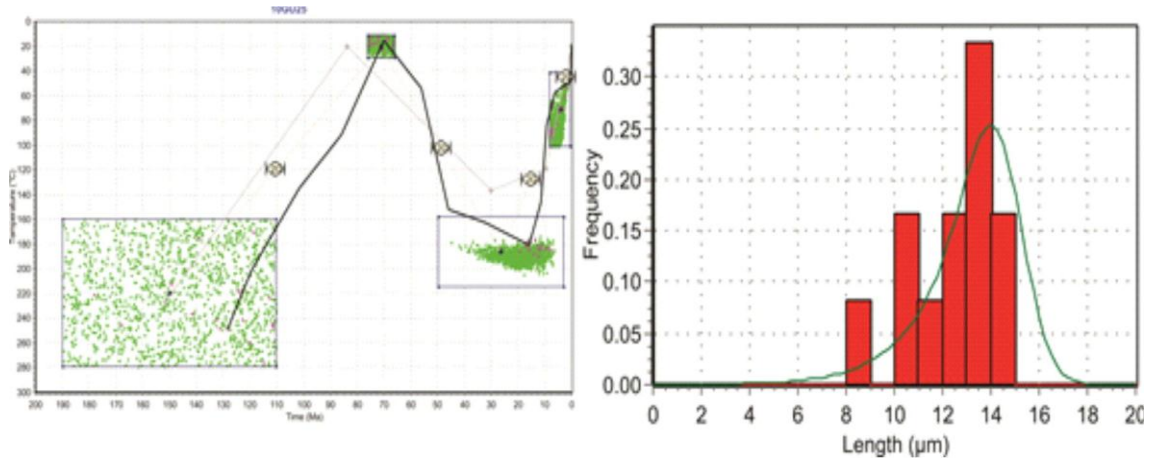


Tabla 8. Resultados del modelamiento de termocronómetros en muestras seleccionadas en el Anticlinorio de Villeta

Muestra	Parámetro Cinético		AFT Age				Length				Apatite He		
	Dpar (μm)	N	Modelo	Medida	GOF ²	Old ³	N	Modelo	Medida	GOF ₂	Modelo	Medido	GOF ²
Anticlinorio de Villeta													
10GU25													
P1	1.855	32	9.71	9.6 ± 1.98	0.96	10.9	12	13.40 ± 1.49	12.49 ± 1.88	0.97	2.46	2.57 ± 0.15	0.49
10GU32													
P1	1.38	4	11.7	11.6 ± 5.8	0.99	13.6	4	14.13 ± 1.20	13.86 ± 1.45	1.00	-	-	-
10GU37													
P1	1.37	7	3.24	3.4 ± 1.7	0.91	4.03	6	14.07 ± 1.41	14.73 ± 1.15	0.96	1.92	1.90 ± 0.11	0.92
10GU38													
P1	1.36	17	6.69	6.9 ± 2.0	0.94	8.25	4	13.91 ± 1.28	13.40 ± 1.55	0.66	2.84	2.83 ± 0.17	0.92

¹ P1-P4 población de granos basados en el parámetro cinético

² GOF mejor ajuste entre los datos medidos y modelados (Ketcham, 2005); buen ajuste GOF > 0.5; ajuste aceptable GOF > 0.05

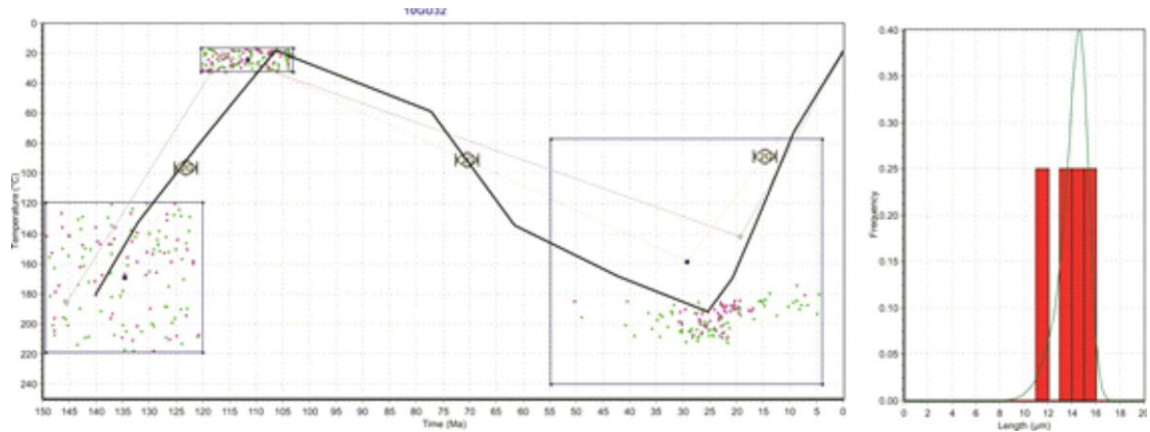
³ Edad de la traza más antigua modelada

Continuación Tabla 8...

Muestra	Zircón He			Ro		
	Modelo	Medido	GOF ²	Modelo	Medido	GOF ²
Anticlinorio de Villeta						
10GU25						
P1	23.2	23.4 ± 1.9	0.94	1.73	1.40 ± 0.25	0.18
10GU32						
P1	23.6	22.8 ± 1.8	0.66	1.98	2.00 ± 0.20	0.92
10GU37						
P1	10.4	10.2 ± 0.8	0.75	1.96	2.00 ± 0.20	0.85
10GU38						
P1	16.2	15.2 ± 1.2	0.42	1.99	2.00 ± 0.20	0.94

Hacia el bloque colgante de la Falla de Bituima la muestra 10GU32 de la Formación Socotá fue modelada con base en datos de AFT y ZHe (Tablas 8 y 6). El valor más cercano de R_0 es de 1.75% en rocas de la Formación Hilo y documenta 194°C de temperatura de enterramiento para rocas del Albiano tardío (10GU31, Tabla 2) ((Burnham & Sweeney, 1990). En este caso, rocas del Aptiano (Fm Socotá) deberían haber alcanzado máximas paleotemperaturas de enterramiento, asumiendo un gradiente de 30°C/km y 450 m de espesor entre la Fm Hiló y Socotá (espesor tomada corte estructural Silva A., 2011 en preparación). Si la muestra tuviera un valor de 2% de R_0 , pasaría las temperaturas de borrado para los dos sistemas de termocronómetros (AFT, ZHe). La muestra presenta una edad discordante de AFT (3.9 ± 1.4 , con 7 granos). Esta población de granos fue separada en dos poblaciones cinéticas: P1 de 4 granos con 11.6 ± 5.8 Ma de edad AFT; 13.86 ± 1.45 μm para 4 longitudes y valores $D_{\text{par}} < 1.67 \mu\text{m}$; P2 3 granos con edad de AFT 2.3 ± 1.2 Ma; 13.82 ± 0.82 μm para 2 longitudes y $D_{\text{par}} > 1.67$ μm . La población 2 no fue modelada, no presenta consistencia con el parámetro cinético. Tres de las alícuotas presentes en los datos de ZHe presentan edades menores a las AFT (5.0, 6.4, 9.2 Ma), aunque presentan buena reproducibilidad no fueron tenidos en cuenta en el análisis. El modelamiento fue realizado con el grano de edad ZHe de 22.8 Ma consistente con la edad de AFT. El modelamiento de la parte más occidental del bloque colgante de la Falla de Bituima sugiere un inicio de exhumación hace 30-20 Ma, a una tasa de 10.5°C/My.

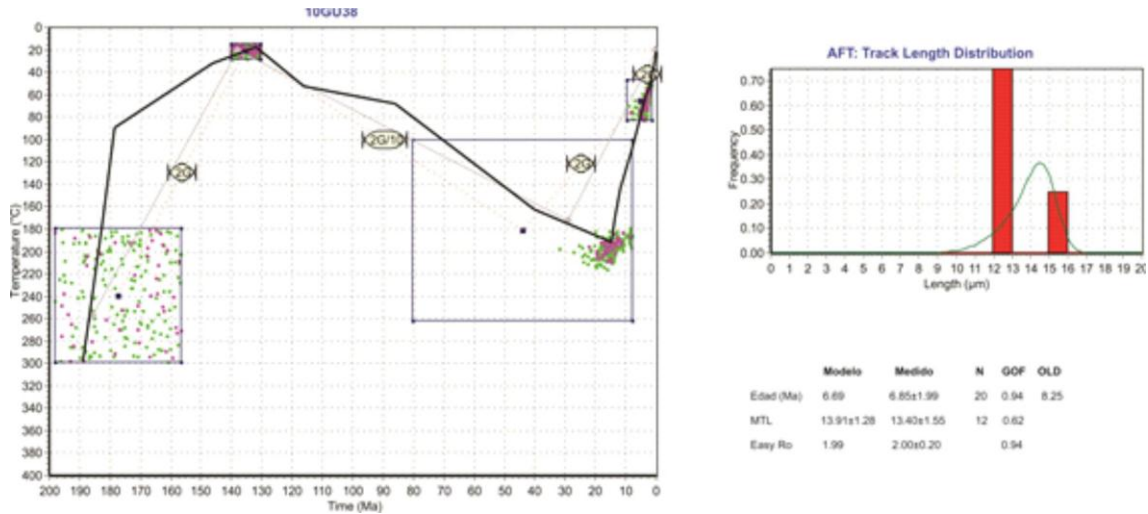
Figura 16. Modelamiento inverso de la muestra 10GU32, Fm Socotá. Reseteadas para termocronómetros de AFT y ZHe. Convenciones como la Figura 13.



Localizada más hacia el núcleo del Anticlinal de Villeta, la muestra 10GU38 de la Fm La Naveta (Valanginiano-Barremiano) presenta edad de AFT discordante 4.2 ± 1.1 Ma con 20 granos; esta población de granos fue separada en dos poblaciones de acuerdo a su cinética, resultando dos poblaciones: P1 con edad de AFT de 6.85 ± 1.99 Ma con 17 granos y 4 longitudes con longitud media de 13.40 ± 1.55 μm y pasa la prueba del χ^2 , mientras que la P2 es discordante y no se tienen en cuenta en el análisis. El modelamiento se realizó con la edad AFT de la Población 1 (Tabla 8), AHe de 2.83 ± 0.17 Ma, y ZHe de 15.2 ± 1.2 Ma, todas menores que su edad estratigráfica; documentando que la temperatura de enterramiento de esta unidad es por lo menos 180°C donde se inicia el reseteo del sistema de mayor temperatura (ZHe). Se asume un valor de R_o de 2.0% que sugiere el borrado total de todos los termocronómetros medidos. Cabe mencionar el dato de R_o reportado por la muestra 10GU46 para esta unidad (Tabla 2) el cual corresponde a niveles estratigráficos superiores a aquellos donde se tomó la muestra 10GU38; presenta un valor de R_o de 1.22, el cual equivale a aproximadamente 150°C . Un enterramiento de 30°C adicionales es razonable para la muestra 10GU38, el cual equivaldría a que la muestra 10GU38 alcanzó temperaturas mayores a las de borrado total de ZHe.

El modelamiento muestra un inicio de la exhumación para esta unidad de 20-10 Ma; (Figura 17), patrón que se repite en la muestra 10GU37 de la misma unidad al otro flanco del anticlinal, aunque sus datos presentan menor reproducibilidad ya que la edad de AFT 3.8 ± 1.1 Ma es discordante con 27 granos, los cuales fueron separados en dos poblaciones cinéticas, de las cuales solo la población uno con mayor número de granos fue utilizada para el modelamiento (Tabla 8). Las edades de ZHe muestran las siguientes edades: 4.5, 10.9, 31.7 y 34.7 Ma. Los datos de AHe muestran tres granos con buena reproducibilidad (1.9, 2.0, 2.1 Ma) y un cuarto grano con 12.0 Ma, mayor que la edad de AFT y que la de algunos cristales de circón analizados de ZHe. Si se seleccionan arbitrariamente las edades AHe: 1.90 ± 0.11 ; AFT: 3.4 ± 1.7 ; ZHe: 10.2 ± 0.8 Ma para realizar el modelamiento, el dato de inicio de exhumación Mioceno temprano (modelado) estaría en el rango de edades de enfriamiento documentadas con trazas de fisión en circón (ZFT) en unidades del Cretácico inferior del núcleo del Anticlinal de Villeta (ZFT: 24-19 Ma, Parra et al., 2009b) (Anexo A, Tabla B). Sin embargo si se usaran las edades de ZHe más antigua podría llegarse a un inicio de la exhumación en el Oligoceno. Pese a que las máximas paleo-temperaturas deducidas, permiten inferir que las edades de ZHe deberían ser cercanas al inicio de la exhumación, su variabilidad hace que no sea posible obtener interpretaciones más sólidas.

Figura 17. Modelamiento inverso de la muestra 10GU38 a partir de de datos de edades reseteadas de AHe, AFT y ZHe. Convenciones como en la Figura 13.



La muestra 10GU52 de la Fm La Naveta presenta edades AFT discordantes de 17.9 ± 6.4 con 18 granos, de los cuales se eliminaron 8 granos con mucho error debido al bajo contenido de uranio, quedando una población de 10 granos con edad 13.5 ± 5.5 Ma, la cual pasa la prueba del χ^2 . El bajo contenido de trazas confinadas (3), no permite tener una buena reproducibilidad de los datos, generando un modelo con una alta dispersión (Tabla 4). El valor de Ro de 6.42% (726.29.1) reportado por Gómez, 2001 (Anexo A, Tabla A); evidencia que estas rocas del Valaginario-Barremiano estuvieron sometidas a $T > 350^\circ\text{C}$, superando las temperaturas de borrado para los diferentes termocronómetros, lo cual es documentado por un dato de edad reseteada de ZFT de 24 Ma (Parra et al; 2009b) (Anexo A, Tabla B., Figura 9) en el contacto con la suprayacente Fm Trincheras, este edad ZFT documenta el inicio de la exhumación de estas rocas en el Mioceno temprano.

Datos de edad de AHe en 4 alícuotas tienen baja reproducibilidad, con edades que varían entre 2.8 y 32.1 Ma para muestras con contenidos similares de Uranio

(Tabla 5), por lo que no se usó en el modelamiento. La edad ZHe tiene buena reproducibilidad, con valores de 7.3 ± 0.6 Ma (promedio de tres granos) (Tabla 6). Sin embargo, la edad de ZHe es menor que la edad AFT, por lo que no se tuvo en cuenta para el análisis debido a la falta de consistencia en los datos.

Las edades reportadas por diferentes termocronómetros en la muestra 10GU58 de la Fm Trincheras, son menores que la edad estratigráfica Barremiano-Aptiano inferior. Con edad de AFT 4.8 ± 1.8 Ma con 8 granos, la baja cantidad de longitudes de trazas medidas no permiten realizar un modelo que restrinja la historia t-T para la muestra. Las edades AHe de tienen una buen reproducibilidad para las cuatro alícuotas dando una edad promedio de 4.85 ± 0.29 Ma (Tabla 5); lo mismo es reflejado por los cuatro granos de edad ZHe dando una edad promedio de 6.68 ± 0.53 Ma (Tabla 6). Estas edades evidencian un evento de exhumación para el Mioceno tardío.

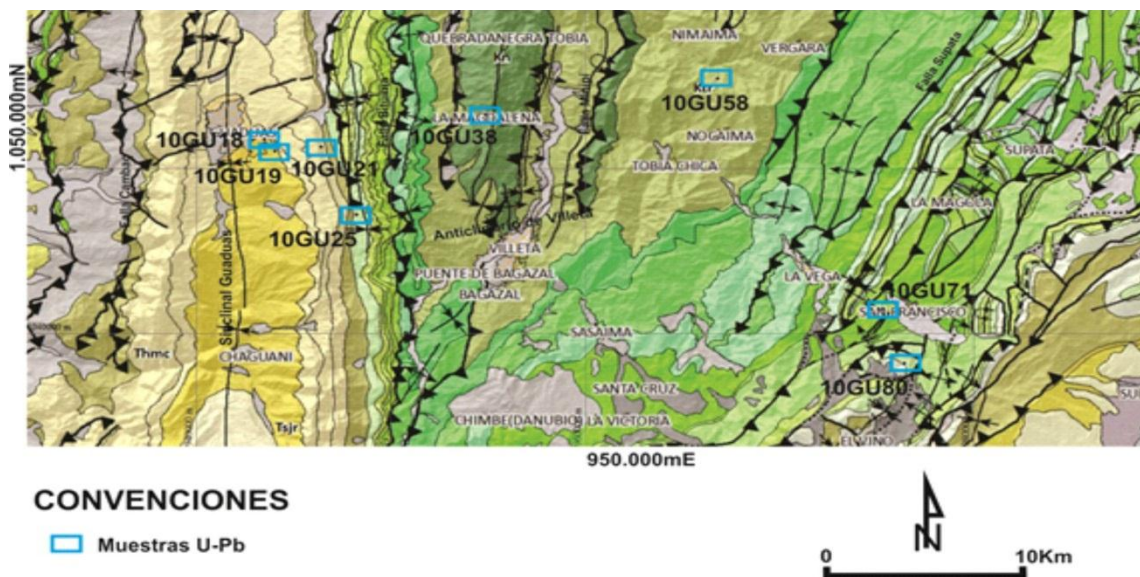
Las muestras de las formaciones Cretácicas ubicadas hacia el oriente de la Falla de Supatá (Figura 9) presentan solo edades de ZHe. Las edades ZHe de la muestra 10GU69 de la Fm Pacho (Albiano superior) presenta una buen reproducibilidad de los datos con una edad promedio para los cuatro grano de 12.1 ± 1.0 Ma; menor a su edad estratigráfica. Un valor de R_o de 1.97% en la muestra 10GU70 de la coetánea Fm. Simijaca documenta que la unidad alcanzó temperatura de enterramiento de 203°C , suficientes para borrar la edad de ZHe. Luego esta edad estaría indicando el evento de exhumación del Mioceno Medio para esta unidad debido al movimiento de la Falla de Supatá.

Las muestras 10GU71 y 10GU80 de las formaciones Simijaca (Cenomaniano) y Labor y Tierna (Maastrichtiano inferior) respectivamente, presentan edades superiores a la edad de depositación, es decir edades mixtas, sin significado geológico directo (Tabla 4). Estos datos podrían representar la edad de exhumación del área fuente de los sedimentos para estas secuencias.

5.3 RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS (U-Pb)

Se presentan resultados de 8 análisis de U-Pb en circones detríticos de unidades del Cretácico Inferior, Superior y Cenozoicas del área de estudio (Figura 18). En el flanco oriental del Anticlinorio de Villeta se obtuvieron datos de las formaciones Simijaca (Cenomaniano, 10GU71) y Labor-Tierna (Maastrichtiano inferior, 10GU80) y en la parte central de la Fm La Naveta (10GU38), Fm Trincheras (10GU58). En el flanco oriental del Sinclinal de Guaduas se analizaron arenitas de las formaciones Umir (Campaniano Tardió-Maastrichtiano, 10GU25), Seca (Maastrichtiano, 10GU21) y San Juan de Rio Seco (Eoceno Medio- Mioceno Inferior, 10GU18, 10GU19).

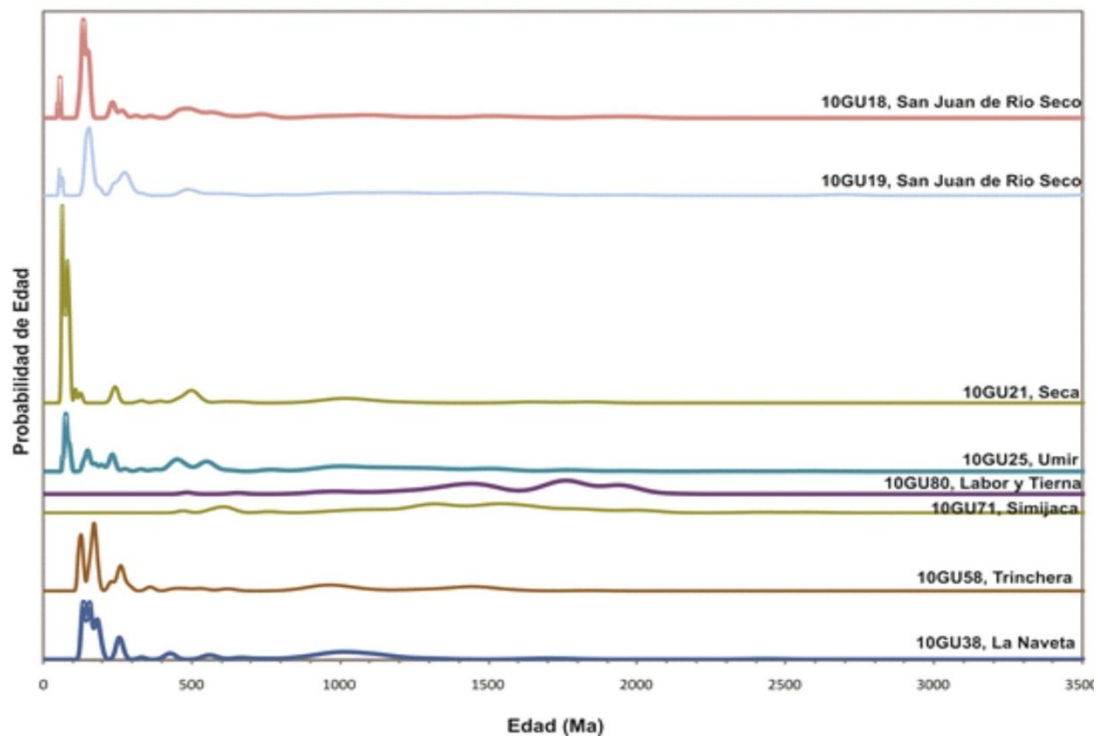
Figura 18. Localización muestras análisis geocronológicos U-Pb. Convenciones como en la Figura 8



Una muestra de la Fm La Naveta (10GU38), Valanginiano-Barremiano muestra un pico de predominante de 129-200 Ma y picos subordinados de ~250-300 Ma y

900-1200 Ma (Figura 19). El 14% de los granos corresponde a edades más jóvenes, sincrónicas con la depositación, evidenciando la actividad del arco magmático la cual se encontraba al occidente de la zona, donde subemergía la paleocordillera Central (Sarmiento, 2001). La presencia de fragmentos líticos volcánicos y feldespatos derivados de una fuente occidental es documentada por la dirección de paleocorrientes en las areniscas de esta formación (Sarmiento, 1989). En este caso, tanto los picos de edades de 250- 300 Ma como el pico amplio de edades grenvillianas 900-1200 Ma también documentan la procedencia de la Cordillera Central, ya que otras posibles áreas de esta señal grenvilliana podrían ser el paleoalto del Macizo de Santander o el Escudo de la Guyana pero son descartadas por la dirección de la paleocorriente.

Figura 19. Edades detríticas U-Pb en circones de rocas Cretácicas y Cenozoicas del área de Sinclinal de Guaduas y Anticlinorio de Villeta. Las curvas de probabilidad de las edades se muestran en orden estratigráfico ascendente.



La muestra de la Fm Trincheras (10GU58) (Barremiano-Aptiano) presenta picos de edades 116-200 Ma; 250-300 Ma y picos subordinados de 900-1200 Ma y 1400-1600 Ma. Igual que la muestra anterior el 16% de los granos de edades jóvenes son sincrónicos con la depositación de la unidad, evidenciando la actividad presente del arco magmático que se encontraba al Occidente del área (Sarmiento, 2001). La presencia de altas concentraciones de minerales arcillosos volcanogénicos en los shales del Grupo Villeta evidencia esta actividad (Rubiano, 1989 en Sarmiento, 2001). Los circones de 250-300 Ma documentan la procedencia desde rocas Pérmico-Triásicas de la Cordillera Central. Las edades grenvillianas presentes en esta muestra disminuyen con respecto a la muestra 10GU38, posiblemente debido a la posición más central de esta muestra en la cuenca, donde el aporte de circones grenvillianos provenientes de la Cordillera Central llegaban en menor proporción, mientras que aumenta ligeramente la señal de circones con edades Mesoproterozoica (1400 – 1600) provenientes del cratón.

En tres muestras del Cretácico Superior (Fm Simijaca, Cenomaniano, 10GU71; Labor y Tierna, Maastrichtiano inferior, 10GU80 y Fm Umir, Campaniano tardio-Maastrichtiano, 10GU25) presentan distribuciones diferentes. Las muestras 10GU71 y 10GU80 ubicadas al oriente de la zona de estudio, registran la desaparición de circones provenientes de la Cordillera Central y un amplia distribuciones de circones de edades Neo y Mesoproterozoicas (~900--~2550 Ma). Documentando la procedencia desde el cratón de estos circones. La ausencia de circones provenientes de la Cordillera Central en estas muestras puede deberse a la posición en la cuenca de estas unidades, ya que harían parte del flanco oriental, al otro lado del eje de la cuenca donde los detritos provenientes desde la Cordillera central no alcanzarían a depositarse. El principal flujo de detritos llegaría desde la zona oriental, provenientes desde el cratón. Mientras que la muestra 10GU25, ubicada en la parte más occidental del Anticlinorio de Villeta, registra picos de edades de 75-95 Ma; picos subordinados de 135-150 Ma; 200-250 Ma; 420-600 Ma y una amplia distribución de edades de 900-1200 Ma. Los picos <250

Ma documentan la proveniencia de la Cordillera Central (Horton et al., 2010b; Nie et al., 2010a). La presencia de circones de 420-600 Ma y amplia distribución de edades grenvillianas provendrían también de la Cordillera Central, debido a que en este tiempo macizos con estas edades (Macizo de Santander y Floresta; Goldsmith et al., 1971; Horton et al., 2010b) no se encontraban expuestos.

Se presentan resultados de tres muestras de unidades Cenozoicas, Fm Seca (Paleoceno, 10GU21); Fm San Juan de Rio Seco (Eoceno medio-Mioceno inferior; 10GU18 y 10GU19). Presentan patrones similares pero con diferencia en la cantidad de edades menores a 130 Ma. La muestra de la Fm Seca presenta 60% de sus granos con edades <130 Ma, documentando claramente la proveniencia de la Cordillera Central (Horton et al., 2010b; Nie et al., 2010a). Igualmente presenta picos subordinados de edades de 250-300 Ma; 450-520 Ma y una amplia distribución de edades grenvillianas (900-1200Ma). Estos picos subordinados de 450-520 Ma y edades grenvillianas podrían proceder del reciclamiento del basamento de la Cordillera Oriental o de la erosión de las unidades cretácicas que cubrían la Cordillera Central, que iniciaba su levantamiento para este tiempo. Datos de paleocorrientes reportadas por Gómez et al., 2003 en esta unidad, presentan una dirección hacia el oriente confirmando un área fuente occidental para estos circones.

Las muestras de la Fm San Juan de Rio Seco, presentan picos de edades 51-60 Ma; 130-160 Ma; y picos subordinados de edades de 230-330 Ma; 450-650 Ma; y amplia distribución de edades grenvillianas y paleoproterozoicas. Las edades Jurásicas y menores documentan procedencia de la Cordillera Central (Horton et al., 2010b; Nie et al., 2010a; Aspdén et al., 1987; Villagómez, 2010). Las edades Paleozoicas - paleoproterozoicas son el resultado de reciclamiento del basamento de la Cordillera Oriental o producto de erosión causada sobre rocas cretácicas que se encontraban expuestas al sur del sinclinal de Guaduas, en el lado oriental del cinturón plegado de Girardot o en la cresta del Anticlinorio de Villeta que iniciaba

su deformación para este tiempo, evidenciado por los estratos de crecimiento presentes en la parte inferior de la Fm San Juan de Rio Seco (Gómez et al., 2003). La presencia de paleocorrientes hacia el norte para esta unidad (Gómez et al., 2003); confirman un área fuente del sur, pero la presencia de levantamiento en la Cordillera Central y el inicio de la deformación en la Cordillera Oriental generan un paleorelieve similar al actual en donde la cuenca puede captar detritos de ambos flancos.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los datos de reflectancia de vitrinita pueden ser interpretados mostrando diferentes dominios de enterramiento. De ese modo las muestras más occidentales de Ro en el Cretácico Superior, con valores cercanos a 0.6 comparadas con aquellas muestras coetáneas más al oriente (Ej. 10GU30. Ro= 1.66%) muestran un mayor enterramiento al oriente, condicionado por cambios de espesor en las unidades suprayacentes. Así mismo, los cambios en los valores de Ro en la Formación La Naveta a cada lado de la Falla de Minipí, muestran que dicha falla pudo ser una falla de borde de rift condicionando cambios de espesor entre unidades Cretácicas, mayores al oriente de la misma (muestra 726.29.1 con Ro= 6.42%) comparado con los que se pueden inferir al occidente (muestra 10GU48 con Ro=1.26%). Finalmente, los valores de Ro más bajos en unidades más antiguas al occidente de la Falla de Supatá comparados con valores más altos en unidades más jóvenes al oriente de dicha falla, indican diferencias en máximas paleotemperaturas condicionados por dicha falla, probablemente asociados con diferentes temporalidades en el inicio de la exhumación.

Modelamiento termal con base en datos termocronológicos de unidades del Maastrichtiano al Paleoceno en el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas ilustran el inicio del enfriamiento desde 50-30 Ma. Sin embargo rangos de edad más antiguos también son admitidos por el modelamiento. No se descarta que estos datos correspondan con edades de exhumación de estructuras diferentes al Sinclinal de Guaduas, pero retrabajadas por la deformación de la Falla de Cambao. Esto se sugiere, pues no se reportan edades similares de exhumación en estructuras en secuencia hacia el traspais del Sinclinal de Guaduas y la Falla de Cambao (Figura 20). En vista de lo anterior, la exhumación del Eoceno temprano o anterior no puede ser asociada por el momento a ninguna estructura precisa. Los datos de reflectancia de vitrinita de ~0.6% casi invariable a través de

las rocas del Cretácico superior – Mioceno, documentan deformación en este flanco para que la sedimentación contemporánea no permitiera que las rocas más inferiores de la secuencia alcanzaran mayores temperaturas. Las edades U-Pb < 150 Ma de las Fm Seca y San Juan de Rio Seco documentan la procedencia de la Cordillera Central y picos de edades 450-650 Ma documentan la exposición de rocas cretáceas expuestas hacia la parte sur del Sinclinal de Guaduas, ya que datos de paleocorrientes en dirección norte en la Fm San Juan de Rio Seco, evidencia la posición hacia el sur del área de aporte (Gómez et al, 2003). Estos datos en su conjunto parecen asociarse con la exhumación paleocena de la Cordillera Central (que inicia en el Cretácico según datos termocronológicos) y con la deformación paleocena en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, en altos intracuenca

La deformación Eoceno Medio (Figura 20) no es registrada por los sistemas termocronológicos utilizados en el estudio. Por lo anterior se revisaron las evidencias de estratos de crecimientos en los miembros Armadillo y Almácigos de la Fm San Juan de Rio Seco reportados por Gómez et al. (2003) que indicaban que ~ 43 Ma se inició la deformación a lo largo de la Falla de Bituima. Tras esta revisión se detecta que la posición stratigráfica de estos estratos de crecimiento puede ser revisada e incluso que con un buen amarre puede argumentarse que corresponden más bien con unidades del Oligoceno (Fm. Santa Teresa) (Silva et al., 2011 en preparación, Ramírez, J. Com. Pers 2011).

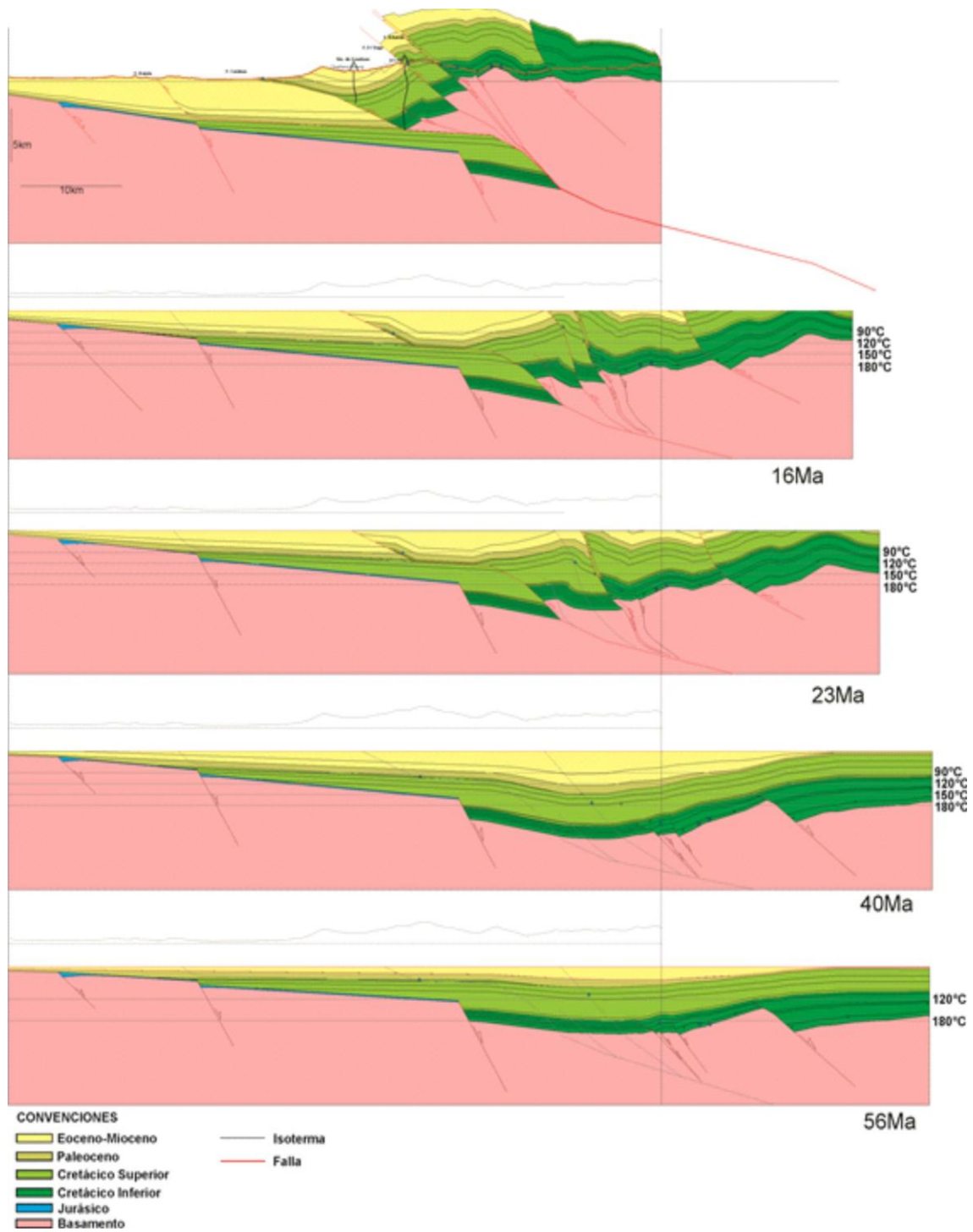
El modelamiento termal de edades de AFT, AHe, ZHe documentan un enfriamiento de las rocas del Cretácico superior e inferior de hace ~30 Ma para la flanco occidental del Anticlinorio de Villeta (10GU32, Figura 11) y ~20 Ma hacia el núcleo (10GU38, 37, Figura 12 y Figura 20). Documentando un enfriamiento Mioceno inferior generado por la falla de cabalgamiento de Bituima. El cual, según los datos termocronológicos se iniciaría más temprano en el flanco occidental que hacia el núcleo.

Datos de edades de ZFT en muestras de la Fm La Naveta (10GU52) y Trincheras (10GU58) evidencian un inicio de enfriamiento de ~24 Ma por la actividad de la Falla de Minipí (Figura 20). Datos de Ro de 6.42 -5.38% en estas formaciones, documentan que estas rocas estuvieron sometidas a temperaturas superiores a los 320°C, ubicándose en esta zona el antiguo depocentro de la cuenca de rift mesozoica. Estas edades Mioceno temprano de exhumación del bloque de la Falla de Bituima y Minipí, evidencian que se movieron al mismo tiempo.

En la parte más oriental los datos de ZHe en las formación Pacho presenta una edad de exhumación de ~12 Ma generado por el cabalgamiento de la Falla de Supatá.

Los datos presentados en su conjunto muestran que la evidencia disponible documenta un inicio de la deformación en secuencia del Anticlinorio de Villeta-Sinclinal de Guaduas durante el Oligoceno, más bien tardío, en consonancia con datos anteriores de ZFT (Parra et al. 2009b). De ese modo la deformación se habría iniciado en el Oligoceno pero edades de exhumación más jóvenes, comunes en toda el área de estudio, documentan que seguía activa durante todo el Mioceno. Por el contrario episodios de deformación más antiguos, se documentan desde el Eoceno Inferior-Paleoceno y parecen corresponder con episodios que ocurren en el Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Central más que con deformación en secuencia del Sinclinal de Guaduas y el Anticlinorio de Villeta.

Figura 20. Evolución estructural del Sinclinal de Guaduas y el Anticlinorio de Villeta



CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los datos de reflectancia de vitrinita colectadas de rocas Cretácicas a lo largo de la zona de estudio presentan una tendencia general de aumentar su valor de oeste a este. Esto es debido a un aumento en los espesores de las unidades Cretácicas hacia el Oriente, donde se encontraba el depocentro de la cuenca Mesozoica, evidenciado por altos valores de R_o (6.54%-5.38%) en la Fm La Naveta a Socotá al oriente de la Falla Minipí que los presentados al occidente.

Dataciones de U-Pb en unidades del Cretácico Superior (Fm. Simijaca, 10GU71; Fm Labor; Tierna, 10GU80) localizadas hacia la parte más oriental de la zona de estudio y en unidades del Cretácico inferior y superior hacia la parte occidental (Fm La Naveta, 10GU38; Fm. Trincheras, 10GU58; Fm. Umir, 10GU25) confirman la ubicación del depocentro de la cuenca Mesozoica en la parte oriental de la actual Falla de Minipí (Figura 19). Estas muestras registran la ausencia de circones con edades provenientes desde la Cordillera Central y un aumento de circones con edades Neo y Mesoproterozoicas aportadas desde el cratón, mientras que las muestras ubicadas al occidente registran edades provenientes de la cordillera central y menores contribuciones de circones con edades provenientes del cratón entre más occidental sea la posición de la muestra (Figura 18). La ausencia de una barrera dentro de la cuenca para este tiempo confirma la configuración de la cuenca con su depocentro en este sector.

El modelamiento termal sugiere un inicio de deformación hacia el flanco occidental del Sinclinal de Guaduas, para el Eoceno temprano-Paleoceno como respuesta a eventos de deformación en la Cordillera Central y no a la deformación en secuencia del Anticlinorio de Villeta-Sinclinal de Guaduas. Mientras que la exhumación Oligocena tardía ocurre hacia el Anticlinorio de Villeta producto del movimiento de las fallas de Bituima y Minipí acorde con los datos de trazas de

fisión en circón publicados por Parra et al., 2009b. Deformación que sigue durante todo el Mioceno como es reportado por los modelamientos termales de edades de AFT, AHe, ZHe de la zona de estudio.

Las dataciones U-Pb confirman a la Cordillera Central y el Cratón como las principales áreas fuentes para las formaciones cretáceas de la cuenca. Además confirma el levantamiento de la Cordillera Central desde el Cretáceo tardío-Paleoceno con gran aporte de clastos en las unidades del Cretácico superior (Campaniano-Maastrichtiano) y Paleocenas.

Determinar la temporalidad de la deformación en el sinclinal de Guaduas y Anticlinorio de Villeta se convierte en un elemento importante a la hora de realizar la valoración del sistema petrolífero en este sector, ya que introducir la variable tiempo ayuda a determinar con una mayor precisión la temporalidad entre los procesos formación-migración-acumulación-formación de trampas para disminuir el riesgo exploratorio.

Se recomienda realizar muestreo para análisis termocronológicos y paleotemperaturas a lo largo de la Falla de Cambao, hacia la zona Sur y Norte del área de estudio de la presente investigación, con el propósito de poder determinar con mayor confiabilidad la temporalidad de la deformación generada por dicha falla en diferentes sectores.

Se recomienda realizar análisis termocronológicos de trazas de fisión en circones de las muestras 10GU52 de la Fm La Naveta, con el propósito de determinar con mayor confiabilidad el inicio de la exhumación de este sector, ya que las rocas estuvieron sometidas a temperaturas superiores a 320 °C.

Se recomienda realizar una revisión cartográfica y unificación de nomenclatura estratigráfica de la zona de estudio. Los estudios publicados hasta el momento

presentan una gran variedad de nomenclatura en las unidades, igualmente la parte estructural presenta cambios marcados en la presencia de fallamiento haciendo un poco tedioso la correlación de las unidades y el comportamiento estructural del área.

BIBLIOGRAFÍA

1. ACOSTA J y Ulloa C., 2001. Geología de la Plancha 227. La Mesa. Memoria explicativa. INGEOMINAS. pp.3-77
2. ÁLVAREZ, A.J., 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenoicos. Boletín Geológico Ingeominas, No. 26(2).
3. ASPEND J., McCourt W., y Brook M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia: Journal of the Geological Society, London. Vol. 144, pp. 893-905.
4. BARRERO, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, vol.4, pp.75.
5. BISWAS S., Coutand I., Grujic, D., Hager, C., Stockli, D., and Grasemann, B., 2007, Exhumation and uplift of the Shillong plateau and its influence on the eastern Himalayas: New constraints from apatite and zircon (U-Th-[Sm])/He and apatite fission track analyses: Tectonics, 26: 22 p.
6. BOURGOIS, J., Calle, B., Tournon, J., Toussaint, J.F., 1982. The Andean ophiolitic megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera-Valle Colombia). Tectonophysics vol. 82, pp.207–229
7. BOURGOIS, J., Toussaint, J.F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L.A., Acevedo, A.P., Parra, E., Tournon, J., 1987. Geological history of

the Cretaceous ophiolitic complex of Northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics* vol. 143, pp.307–327

8. CABALLERO V., 2010. Evolución tectono-sedimentaria del Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, Durante el Oligoceno-Mioceno. Tesis MSc, Universidad Industrial de Santander.
9. CAMPBELL C.J., 1968 en Gómez et al., 2003. The Santa Marta Wrench fault of Colombia and its regional setting, in Fourth Caribbean Geological Conference, 1965, Port of Spain, Trinidad: Flushing, New York, Queens College Press, pp. 247-261
10. CARDONA, A., Chew, D., Valencia, V. A., Bayona, G., Miskovic, A., and Ibañez-Mejía, M., 2010, Grenvillian remnants in the northern Andes: Rondonian and Phanerozoic paleogeographic perspectives: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 92-104.
11. CLAVIJO, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., and Pérez, A., 2008, Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental: *Boletín de Geología*, v. 30, no. 1, p. 45-62.
12. COLLETA B., Hebrard F., Letouzey J., Werner P., and Rudkiewicz J., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In Letouzey J., (ed.) *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Editions Techip, Paris, pp.81-100.
13. COOPER M. A., Addison F.T., Alvarez R., Coral M., Graham R.H., Hayward A.B., Howe S., Martínez J., Naar J., Peñas R., Pulham A.J., y Taborda A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern

- Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, V. 79. No.10. pp. 1421-1443.
14. CORDOBA F., López C., Rolón L., Gómez L., Buchelli F., Sotelo C., y Suárez M., 2001. Evaluación regional de la cuenca Valle Medio del Magdalena – Cordillera Oriental. Fase-1. ECOPETROL, pp.1-228.
 15. CORTÉS M., Colleta B., y Angelier J., 2006. Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. Journal of South American Earth Sciences.vol. 21 pp.437-465.
 16. CSPGG (Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists), 1992. Geological field-trips. Colombia 1980-1989. GEOTEC LTDA. pp.160-168
 17. CHERNIAK, D. y Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon: Chemical Geology, v. 172, p. 5-24.
 18. DENG, C.A., and Covey, M.C., 1993, Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, p. 1315–1337.
 19. DICKIN, A., 2005. Radiogenic isotope geology: London, Cambridge University press. , 492 p
 20. DODSON M., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: Contrib. Mineral. Petrol., vol. 40, pp. 259-274.
 21. DONELICK R., Ketcham R y Carlson D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects, Am. Mineral., vol. 84, pp.1224 – 1234.

22. DONELICK, R. A., P. B. O'Sullivan, and R. A. Ketcham (2005), Apatite fission-track analysis, in *Low Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, *Rev. Mineral. Geochem.*, Mineral. Soc. of Am. vol. 58, pp. 49–94.
23. DORR, W., Groesser, J. R., Rodriguez, G. I., and Kramm, U., 1995, Zircon U-PB age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, no. 2, p. 187-194
24. DUQUE-Caro, H. (Ed.), 1984. Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean boreland. *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, pp. 303–316.
25. ETAYO-Serna, F., Parra, E. y Rodríguez, G., 1982. Análisis facial del “Grupo del Dagua” con base en secciones aflorantes al Oeste de Toro (Valle del Cauca). *Geología Norandina* vol.5, pp. 3–12
26. FARLEY K., 2002. Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; January 2002; v. 47;1; pp. 819-844.
27. GALLAGHER K., Brown R. y Johnson C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu.Rev.Earth Planet.Sci.* vol.26 pp.519-572.
28. GEHRELS, G., Valencia, V. A., and Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 9, no. 3, p.

29. GOLDSMITH, R., Marvin, R. F., and Mehnert, H. H., 1971, Radiometric ages in the Santander massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: U.S Geological Survey Professional Paper, v. 750-D, p. D44-D49.
30. GÓMEZ E., 2001. Tectonic controls on the Late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia. Ph.D. Thesis: School of Cornell University. pp.1-386.
31. GÓMEZ E., Jordan T. E., Allmendinger R. W., Hegarty K. y Haeizler M. 2003. Controls on architecture of the late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. GSA Bulletin., 115 (2): 131-147.
32. GÓMEZ E., Jordan T. E., Allmendinger R. W., Hegarty K. y Kelley S. 2005a. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. GSA Bulletin., 117 (5/6): 547-569.
33. GÓMEZ E., Jordan T. E., Allmendinger R. W y Cardozo N., 2005b. Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. GSA Bulletin., 117 (9/10), pp. 1272-1292.
34. HARRISON T. y Zeitler P., 2005. Fundamentals of noble gas thermochronometry in Low-Temperature Thermochronology. Techniques, Interpretations, and Applications, edited by Reiners, P.W., and Ehlers, T.A., Rev. Mineral. Geochem., vol. 58, pp. 123-149. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C

35. HORTON B., Parra M., Saylor J., Nie J., Mora A., Torres V., Stockli D., y Strecker M., 2010a. Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. *GSA Today* V.20, no, 7, pp. 4-9.
36. HORTON, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D., 2010b, Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages in the Eastern Cordillera of Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 9/10, p. 1423-1442
37. KETCHAM R., Donelick R., y Carlson W., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, *Am. Mineral.*, vol.84, pp.1235 – 1255
38. KETCHAM R., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometric data in *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, edited by Reiners, P.W., and Ehlers, T.A., *Rev. Mineral. Geochem.*, vol. 58, pp. 589-622. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C
39. KETCHAM R, Carter A., Donelick R., Barbarand J. and Hurford J., 2007a. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral.*, 92. Pp. 799-810.
40. KETCHAM R, Carter A., Donelick R., Barbarand J. and Hurford J., 2007b. Improved measurement of fission-track annealing in apatite using c-axis projection. *Am. Mineral.*, 92, pp. 789-798
41. KETCHAM R. y Donelick R., 2009. HeFTy, version 1.6.7. Manual. Apatite to Zircon, Incorporated and Richard A. Ketcham. pp. 1-65.

42. LISKER F., Ventura B., y Glasmacher U., 2009. Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, London, Special Publications 2009; v. 324; p. 1-23
43. MCCOURT, W.J., Aspend, J.A. y Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London 141, 831–845
44. MÉNDEZ D., 2009. Bioestratigrafía y magnetoestratigrafía de alta resolución en sedimentos lacustres del Neógeno en la Cuenca de la Chapala, Jalisco, México. Tesis de maestría. UNAM. Disponible en internet: <http://www.geofisica.unam.mx/posgrado/tesis/.../doris.pdf>. 16 Mayo de 2011.
45. MONDRAGON Juan C., Marcela Mayorga, Germán Rodríguez, Jorge Navarro, Isabelle Moretti, 2009. Nuevas perspectiva exploratorias en el sector Sur en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, Colombia. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, July 2009. <http://www.simposiobolivariano.org/WEB2/>. 11 Junio de 2010.
46. MORA A., 2007. Temporalidad de las estructuras geológicas y su impacto en la exploración de hidrocarburos. CT&F Ciencia, Tecnología y Futuro, Diciembre, vol.3, número 003. Ecopetrol, S.A. pp.206-209.
47. MORA, A., M. Parra, M. R. Strecker, E. R. Sobel, H. Hooghiemstra, V. Torres, and J. Vallejo-Jaramillo, 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia, Geol. Soc. Am. Bull., 120, pp. 930 – 949.
48. MORA, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Da Silva, S., and Blanco, M., 2010a, The eastern foothills of the Eastern

- Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 11-12.
49. MORA A., Horton B., Mesa A., Rubiano J., Ketcham R., Parra M., Blanco V., García D., and Stockli D., 2010. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, Vol. 94, pp. 1-37.
50. NAMSON et al., 1994. Structural geology and hydrocarbon potential of the northern part of the Upper Magdalena Basin, Colombia. V simposio Bolivariano. Exploracion petrolera en las Cuencas Subandinas. pp. 356.
51. NIE J., Horton B., Mora A., Saylor J., Housh T., Rubiano J., y Naranjo J., 2010a. Tracking exhumation of Andean range bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geology*, v.5, pp. 451-454.
52. NIE, J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Mange, M., Garziona, C. N., Basu, A., Caballero, V., Moreno, C. J., and Parra, M., 2010b, Integrated provenance analysis of a retroarc fold-thrust belt: U-Pb geochronology, heavy minerals, and Nd isotopes of the Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia: Submitted to *Earth Science Review*
53. ORDÓÑEZ-Carmona, O., Restrepo-Alvarez, J. J., and Martins-Pimentel, M., 2006, Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 372-382

54. PARRA, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L., Rueda, M., and Torres, V., 2008. Orogenic wedge advance in the northern Andes: evidence from the Oligo-Miocene sedimentary record of the Medina basin, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*.
55. PARRA, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M., and González, R., 2009a. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: *Tectonics*, v. 28, pp.1-27.
56. PARRA, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L., Rueda, M. and Torres, V., 2009b. Orogenic wedge advance in the northern Andes: evidence from the Oligo-Miocene sedimentary record of the Medina basin, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin* vol. 121; No. 5/6; pp. 780–800.
57. PARRA M., 2010. Diapositiva curso: Proyecto Cronología de la deformación de Cuencas Subandinas ECOPETROL-ICP. Abril 2010.
58. PARRA M., Mora A., Blanco V., corredor J. y Rueda J. 2010. Temporalidad de la deformación en el Macizo de Santander y el bloque Sirirí, Cordillera Oriental Colombiana: resultados paleotermométricos, termocronológicos y de proveniencia u-pb. Informe Final. Reporte interno ICP-ECOPETROL
59. REINERS, P.W., Ehlers, T.A., y Zeitler, P.K., 2005, Past, Present, and Future of Thermochronology, in Reiners, P.W., y Ehlers, T.A., eds., *Low-Temperature*

Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, MSA Vol. 58, pp. 1-18.

61. REINERS P. y Brandon M., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu.Rev.Earth Planet.Sci.* vol.34, pp.419-466.
62. RESTREPO-Pace, P.A., 1992. Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 5, pp.97-116.
63. RESTREPO-Pace, P.A., 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic Tectonic Evolution of the Colombian Andes, Based on New Geochronological, Geochemical and Isotopic Data. Ph.D Thesis, The University of Arizona, Tucson, pp.194.
64. RESTREPO-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, no. 3-4, p. 427-441.
65. RESTREPO-Pace P.A., Colmenares F., Higuera C., y Mayorga M., 2004. A Fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia—Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, pp. 598– 613.
66. SARMIENTO, L. F. 1989. Stratigraphy of the Cordillera Oriental, west of Bogotá Colombia [M.Sc. thesis]: Columbia, University of South Carolina, 102 p.

67. SARMIENTO, L. F., 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes Inferences From Tectonic Models. *Ecopetrol*. Thesis Ph.D Unpublished Vrije Universiteit Amsterdam pp.295
68. SARMIENTO-Rojas L., Van Wess J y Cloetingh S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* doi:10.1016/j.jsames.2006.07.003
69. SAYLOR, J. E., Horton, B. K., Nie, J., Corredor, J., and Mora, A., 2011, Evaluating foreland basin partitioning in the northern Andes using Cenozoic fill of the Floresta basin, Eastern Cordillera, Colombia: *Basin Research*, v. in press.
70. SHAGAM, R., B. P. Kohn, P. O. Banks, L. E. Dasch, R. Vargas, G. I. Rodríguez, and N. Pimentel (Eds.) 1984. Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission-track ages from rocks of the Circum-Maracaibo Basin Region of western Venezuela and eastern Colombia, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 162, 385 – 412.
71. SILVA A., Mora A., Tesón E., Castellanos J., Sanchez C, Casallas W., 2011. Historia de deformación y geometría del Valle Medio del Magdalena. Informe interno en preparación para ICP-ECOPETROL.
72. STOCKLI, D.F., Farley, K.A., and Dumitru, T.A., 2000, Calibration of the apatite (UTh)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California: *Geology*, 28: 983-986

73. SWEENEY, J. J., and Burnham, A. K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, no. 10, p. 1559-1570
74. WETHERILL, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages: I. Trans Am. Geophys. Union, v. 37, p. 320-326. Disponible en internet: <http://www.mantleplumes.org/webDocuments/Wetherill1956.pdf>. Mayo 16 de 2011.
75. VILLAGÓMEZ, D., 2010, Thermochronology, geochronology and geochemistry of Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America: Université de Genève, 144 p.
76. VINASCO, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M., and Pelaez, C., 2006, Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic American Earth Sciences, v. 21, p. 355-371

ANEXOS

Anexo A. Datos Termocronológicos y Paleotermómetros de otros Estudios

Tabla A. Datos de Ro de estudios publicados

Formación	Dato Ro (%)	Fuente
Sinclinal de Guaduas		
Santa Teresa	0.54	Gómez, 2001
Santa Teresa	0.60	Gómez, 2001
San Juan de Rio Seco	0.64	Gómez, 2001
San Juan de Rio Seco	0.58	Gómez, 2001
Buscavidas	0.60	Gómez, 2001
Anticlinorio de Villeta		
La Naveta (726.29.1)	6.42	Gómez, 2001

Tabla B. Datos termocronológicos de estudios publicados

Muestra	X	Y	Formación	Edad Estratigráfica (Ma)	# Gr	U (ppm)	Rho-S (NS) ^a	Rho-I (NI) ^a	Rho-D (ND) ^b	P(χ^2) (%) ^c
Datos de trazas de fisión en apatito										
Cordillera Central										
MIGN-1	905632	1069515	Mariquita Stock	-	20	31	1.70 (150)	3.00 (1322)	11.86 (4472)	80.00
Sinclinal de Guaduas										
660-40	935042	1061494	Cimarrona Fm	70 ± 5	20	6	1.914 (96)	8.334 (418)	14.74 (2277)	16.00
660-41	935988	1061470	Seca	65 ± 2	20	5	1.482 (57)	6.996 (269)	14.84 (2277)	90.00
660-43	932183	1033525	Hoyón	60 ± 4	20	13	1.547 (51)	17.65 (582)	15.02 (2350)	42.00
Anticlinorio de Villeta										
726-25	1008597	1044654	Útica	144 ± 2	20	42	1.01 (36)	47.76 (1698)	12.96 (2063)	< 1
726-24	1008597	1044654	Pinzaima	138 ± 3	18	10	0.36 (7)	11.52 (224)	12.89 (2063)	72.00
Datos trazas de fisión en circón										
Codillera Central										
MIGN-1	905632	1069515	Mariquita Stock	-	20	759	103.1 (2911)	17.18 (2425)	2.90 (4010)	70.00
Anticlinorio de Villeta										
Villeta	962905	1057741	Gr. Villeta	135±5	26	84	10.597(1406)	12.564(1667)	4.6803(3924)	8.70
Murca 1	970520	1072779	Murca	138±2	21	224	21.759 (2252)	29.817(3086)	4.3912(4082)	14.70
Murca 2	972168	1071705	Murca	138±2	20	248	27.739 (1769)	38.244(2439)	4.4023(4082)	11.00

^a Rho-S and Rho-I son densidad de trazas medidas espontaneas e inducidas, respectivamente ($\times 10^5$ tracks/cm²). NS y NI número de trazas espontaneas e inducidas contadas por estimación Rho-S y Rho-I, respectivamente

^bRho-D es la densidad de trazas inducidas medidas en el detector de mica externo adherido al viddrio dosimétrico CN2 ($\times 10^5$ tracks/cm²). ND es el número de trazas Inducidas contadas en la mica por estimació Rho-D.

^c χ^2 (%) es la probabilidad del Chi cuadrado (Galbraith, 1981; Green, 1981). Valor > 5% son considerados que pasan la prueba y representan una única población de edades.

Continuación Tabla B Datos termocronológicos de estudios publicados

Muestra	Age (Ma)	Cl (%wt)	$\pm 1 \sigma$	#	Length (μm)	error (μm)	1s	# length	Fuente
Datos de trazas de fisión en apatito									
Cordillera Central									
MIGN-1	31.80	-	-	-	-	-	-	-	Gómez, 2001
Sinclinal de Guaduas									
660-40	66.20	0.78	0.27	20	11.73	0.34	2.43	50	Gómez, 2001
660-41	61.50	0.63	0.19	20	11.72	0.35	1.47	18	Gómez, 2001
660-43	25.80	0.52	0.45	20	10.75	0.94	3.86	17	Gómez, 2001
Anticlinorio de Villeta									
726-25	6.60	0.14	0.21	20	12.36	2.17	4.85	5	Gómez, 2001
726-24	7.90	0.06	0.14	18	11.57	-	-	1	Gómez, 2001
Datos trazas de fisión en circón									
Codillera Central									
MIGN-1	77.60	-	-	-	-	-	-	-	Gómez, 2001
Anticlinorio de Villeta									
Villeta	19.50	-	-	-	-	-	-	-	Parra et al., 2009b
Murca 1	19.40	-	-	-	-	-	-	-	Parra et al., 2009b
Murca 2	24.00	-	-	-	-	-	-	-	Parra et al., 2009b