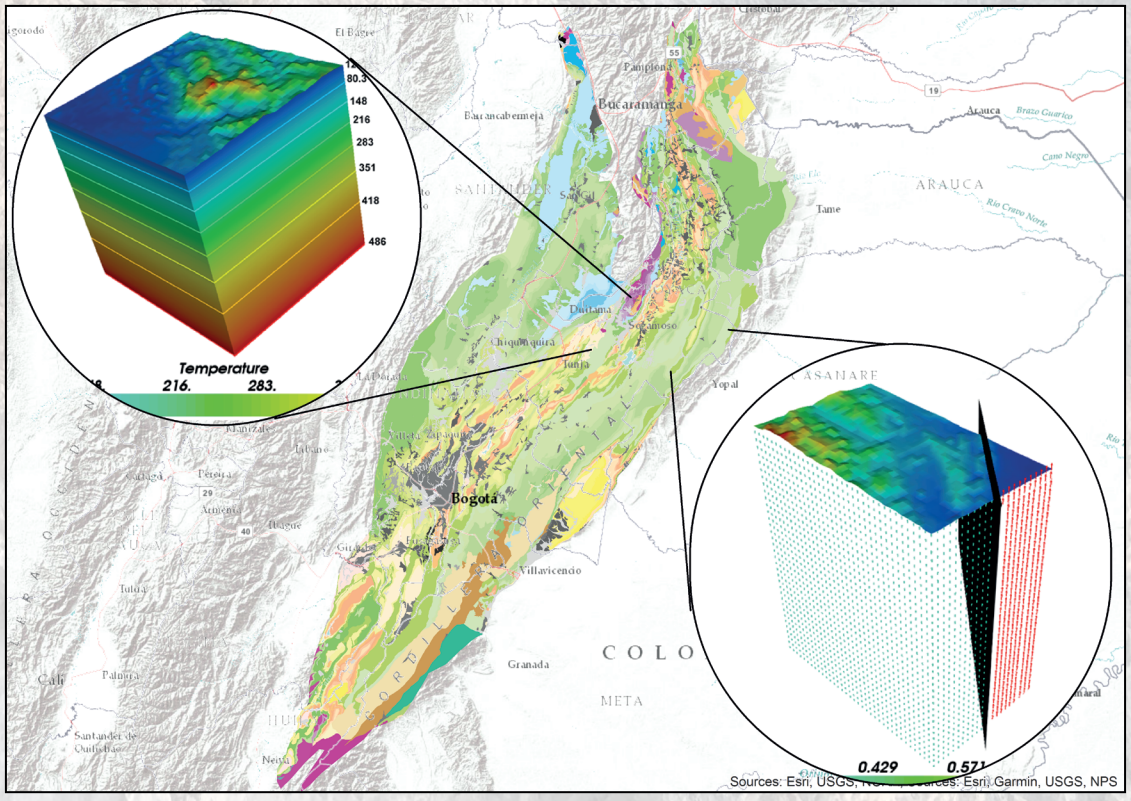
EXPLORANDO LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE ZONAS DEFORMADAS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA MEDIANTE MODELADO TERMOCINEMÁTICO 3D



Mauricio Alberto Bermúdez Cella · Leidy Carolina Sandoval Espinel · John Jairo Sandoval Espinel
Andres David Barrera Herrera · Andrés Felipe Alarcón Bonilla · Andrea Gómez Fernández
Ana Jazmin Rodriguez Lara · Natalia Urrea González · Lady Alejandra Barrera Chaparro

MAURICIO ALBERTO BERMÚDEZ CELLA
mauricio.bermudez@uptc.edu.co
https://orcid.org/0000-0003-0584-4790

LEIDY CAROLINA SANDOVAL ESPINEL
leidycarolina.sandovalespinel@studenti.unipd.it
https://orcid.org/0000-0001-8452-9291

JOHN JAIRO SANDOVAL ESPINEL
john.sandoval02@uptc.edu.co
https://orcid.org/0000-0001-6477-4150

ANDRES DAVID BARRERA HERRERA
andres.barrera02@uptc.edu.co
https://orcid.org/0009-0001-0945-2957

ANDRÉS FELIPE ALARCÓN BONILLA
andres.alarcon01@uptc.edu.co
https://orcid.org/0009-0007-9318-8098

ANDREA GÓMEZ FERNÁNDEZ
andrea.gfernandez@outlook.com
https://orcid.org/0009-0009-9164-4955

ANA JAZMIN RODRIGUEZ LARA
anajazmin.rodriguez@uptc.edu.co
https://orcid.org/0000-0001-5715-8958

NATALIA URREA GONZÁLEZ
natalia.urrea@uptc.edu.co
https://orcid.org/0009-0002-9641-1578

LADY ALEJANDRA BARRERA CHAPARRO
lady.chaparro@ig.ufpa.br
https://orcid.org/0000-0002-0344-0330

INVESTIGACIÓN
INGENIERÍA Y TECNOLOGÍA





EXPLORANDO LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE ZONAS DEFORMADAS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA MEDIANTE MODELADO TERMOCINEMÁTICO 3D

Mauricio Alberto Bermúdez Cella • Leidy Carolina Sandoval Espinel
John Jairo Sandoval Espinel • Andres David Barrera Herrera
Andrés Felipe Alarcón Bonilla • Andrea Gómez Fernández
Ana Jazmin Rodriguez Lara • Natalia Urrea González
Lady Alejandra Barrera Chaparro



Uptc
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia
VIGILADA MINEDUCACIÓN

EDITORIAL UPTC

EXPLORANDO LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE ZONAS DEFORMADAS EN LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA MEDIANTE MODELADO TERMOCINEMÁTICO 3D

Mauricio Alberto Bermúdez Cella • Leidy Carolina Sandoval Espinel
John Jairo Sandoval Espinel • Andres David Barrera Herrera
Andrés Felipe Alarcón Bonilla • Andrea Gómez Fernández
Ana Jazmin Rodriguez Lara • Natalia Urrea González
Lady Alejandra Barrera Chaparro

INGEOLOG
Ciencias
ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Enfoque: Investigación
Área OCDE: Ingeniería y Tecnología
Disciplina: Ingeniería ambiental y geológica
Colección N°. 337

Explorando la evolución geológica de zonas deformadas en la Cordillera Oriental de Colombia mediante modelado termocinemático 3D
Exploring the geological evolution of deformed zones in the Colombian Eastern Cordillera using 3D thermokinematic modeling

Primera Edición, 2026
Versión digital

© Bermudez Cella Mauricio, 2026
© Sandoval Espinel Leidy Carolina, 2026
© Sandoval Espinel John, 2026
© Barrera Herrera Andrés, 2026
© Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, 2026
© Gómez Fernández Andrea, 2026
© Rodríguez Lara Ana Jazmín, 2026
© Urrea González Natalia, 2026
© Barrera Chaparro Lady Alejandra, 2026
© Alarcón Bonilla Andrés, 2026

ISBN (ePub) 978-628-7863-20-0

Proceso de arbitraje doble ciego
Recepción: junio 2024
Aprobación: marzo 2025

Hecho en Colombia - Made in Colombia

Explorando la evolución geológica de zonas deformadas en la Cordillera Oriental de Colombia mediante modelado termocinemático 3D /Exploring the geological evolution of deformed zones in the Colombian Eastern Cordillera using 3D thermokinematic modeling/ Bermúdez Cella, Mauricio; Sandoval Espinel, Carolina; Sandoval Espinel, John; Barrera Herrera, Andrés; Alarcón Bonilla, Andrés; Gómez Fernández, Andrea; Rodríguez Lara, Ana; Urrea González, Natalia; Barrera Chaparro, Alejandra, Tunja: Editorial UPTC, 2026, 205 p.

ISBN (ePub) 978-628-7863-20-0

Incluye referencias bibliográficas

1. Modelado Termocinemático. 2. Evolución Geológica. 3. Termocronología. 4. Cuencas sedimentarias. 5. Modelos directos. 6. Pecube. 7. Exhumación.

(Dewey 620/21) (RBGD - Procesos geológicos de la superficie de la Tierra)

Rector, UPTC
Enrique Vera López

Comité Editorial
Carlos Mauricio Moreno Téllez
Vicerrector de Investigación y Extensión
Yolanda Torres Pérez
Directora de Investigaciones
Óscar Pulido Cortés
Delegado Vicerrectoría Académica
Martín Orlando Pulido Medellín
Representante Área Ciencias Agrícolas
Yolima Bolívar Suárez
Representante Área Ciencias Médicas y de la Salud
Nelsy Rocío González Gutiérrez
Representante Área Ciencias Naturales
Olga Yanet Acuña Rodríguez
Representante Área Ciencias Sociales
Juan Guillermo Díaz Bernal
Representante Área Humanidades
Pilar Jovanna Holguín Tovar
Representante Área Artes
Edgar Nelson López López
Representante Área Ingeniería y Tecnología
Juan Sebastián González Sanabria
Representante Grupos de Investigación

Editora
Bertha Ramos Holguín

Corrección de Estilo
Juan Carlos Álvarez Ayala

Diseño y Diagramación
Aura Patricia Sarmiento Hernández

Libro de investigación resultado del proyecto Aplicación de modelado inverso termocinemático 3D, métodos bayesianos y data mining usando computación paralela de alto rendimiento (HPC) para el análisis de cuencas petrolíferas en Colombia. Codigo SGI No. 3602

Citar este libro / Cite this book

Bermúdez Cella, M.A., Sandoval Espinel, L. C., Sandoval Espinel, J., Barrera Herrera, A., Alarcón Bonilla, A. F., Gómez Fernández, A., Rodríguez Lara, A. J., Urrea González, N. y Barrera Chaparro, L. A. (2026). *Explorando la evolución geológica de zonas deformadas en la Cordillera Oriental de Colombia mediante modelado termocinemático 3D*. Editorial UPTC. https://doi.org/10.19053/uptc.9786287863200

Libro financiado por la Vicerrectoría de Investigación y Extensión - Dirección de Investigaciones de la UPTC. Se permite la reproducción parcial o total, con la autorización expresa de los titulares del derecho de autor. Este libro es registrado en Depósito Legal, según lo establecido en la Ley 44 de 1993, el Decreto 460 de 16 de marzo de 1995, el Decreto 2150 de 1995 y el Decreto 358 de 2000.

Editorial UPTC
La Colina, Bloque 7, Casa 5
Avenida Central del Norte No. 39-115, Tunja, Boyacá
comite.editorial@uptc.edu.co
https://editorial.uptc.edu.co

Resumen

El propósito de este libro es analizar las principales cuencas sedimentarias en Colombia (Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental, Llanos y Caguán Putumayo) a través del modelado numérico termocinemático 3D. Esto permite establecer diferencias entre ellas en términos de estructura termal, la influencia de zonas de fallas y pulsos de exhumación que pudieron haber invertido las cuencas.

Esta obra está dividida en cuatro capítulos conformados de la siguiente manera: en el primer capítulo se describen las características geológicas más importantes en las zonas de estudio y su evolución a través del tiempo. Seguidamente, en el segundo capítulo se abordan los conceptos esenciales de la termocronología, los distintos métodos de datación y la interpretación de éstos en términos de historias termales. El tercer capítulo, se enfoca en la metodología necesaria para generar los resultados de este estudio. En el cuarto capítulo se muestran los resultados, incluyendo la comparación entre las edades predichas por el modelo y las medidas por los diferentes métodos termocronométricos. Finalmente, se discuten los resultados obtenidos para cada una de las áreas analizadas.

Este libro representa el primer esfuerzo por mostrar las fortalezas y aplicaciones de los modelos numéricos termocinemáticos 3D en Colombia. El libro familiariza al lector con las principales cuencas en Colombia. También, le permite discernir sobre el empleo de bases de datos de edades termocronológicas para entender los procesos de evolución de las cuencas. Así mismo, orienta al lector en el empleo de modelos termocinemáticos para el estudio de un área en particular.

Además, el lector tendrá la posibilidad de utilizar una versión del código que facilita la realización de múltiples modelos numéricos termocinemáticos directos en el menor tiempo posible, gracias a las herramientas desarrolladas en esta investigación. Finalmente, se muestra que los modelos directos logran discriminar los primeros pulsos de exhumación detectados para las distintas áreas analizadas. Igualmente, se evidencian las diferencias entre los parámetros termales generados por los modelos en cada cuenca, esto debido, posiblemente a la presencia de fenómenos locales, como por ejemplo, alteraciones hidrotermales y/o acción de fallas locales.

Palabras clave: Código PeCube, Termocronologia, Modelamiento Termocinemático, Métodos de datación, Historias termales, Geología, Cuencas Colombianas, Cuenca Llanos, Cuenca Valle Medio del Magdalena, Cuenca Cordillera Oriental, Cuenca Caguán Putumayo, Exhumación, Parámetros termales, Trazas de fisión, (U-Th)/He.

Abstract

The purpose of this book is to analyze the main sedimentary basins in Colombia (Middle Magdalena Valley, Eastern Cordillera, Llanos, and Caguán Putumayo) through 3D thermokinematic numerical modeling. This allows for establishing differences between them in terms of thermal structure, the influence of fault zones, and exhumation pulses that may have inverted the basins.

This work is divided into five chapters as follows: the first chapter describes the most important geological features in the study areas and their evolution over time. Next, the second chapter addresses the essential concepts of thermochronology, the different dating methods, and their interpretation in terms of thermal histories. The third chapter focuses on the methodology necessary to generate the results of this study. The fourth chapter presents the results, including a comparison between the ages predicted by the model and those measured by different thermochronometric methods. Finally, the results obtained for each analyzed area are discussed.

This book represents the first effort to showcase the strengths and applications of 3D thermokinematic numerical models in Colombia. The book familiarizes the reader with the main basins in Colombia. It also allows them to understand the use of thermochronological age databases to comprehend basin evolution processes. Additionally, it guides the reader on using thermokinematic models for studying a particular area. Furthermore, the reader will have the opportunity to use a version of the code that facilitates conducting multiple direct thermokinematic

numerical models in the shortest possible time, thanks to the tools developed in this research. Finally, it is demonstrated that direct models can discriminate the initial exhumation pulses detected for the different analyzed areas. Differences between the thermal parameters generated by the models in each basin are also evidenced, possibly due to the presence of local phenomena such as hydrothermal alterations and/or the action of local faults.

Keywords: PeCube Code, Thermochronology, Thermokinematic Modeling, Dating Methods, Thermal Histories, Geology, Colombian Basins, Llanos Basin, Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera Basin, Caguán Putumayo Basin, Exhumation, Thermal Parameters, Fission Tracks, (U-Th)/He.

Contenido

Prólogo.....25

CAPITULO 1.
Principales zonas de deformación analizadas.....29

1.1 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos).....29
1.1.1 Litoestratigrafía regional.....31
1.1.2 Geología estructural.....34
1.1.3 Evolución tectónica.....37
1.2 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena).....40
1.2.1 Litoestratigrafía regional.....41
1.2.2 Geología estructural.....47
1.2.3 Evolución tectónica.....51
1.3 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental.....53
1.3.1 Litoestratigrafía regional.....54
1.3.2 Geología estructural.....63
1.3.3 Evolución tectónica.....67
1.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo).....69
1.4.1 Litoestratigrafía regional.....70
1.4.2 Geología estructural.....75
1.4.3 Evolución tectónica.....78

CAPITULO 2.
Termocronología.....81

2.1 Principios de termocronología.....81
2.2 Tipos de muestreo.....83

2.3 Trazas de fisión mediante uso del Detector Externo.....84
2.4 Trazas de fisión mediante espectrometría de masas (LA-ICP-MS).....86
2.5 Termocronología (U-Th)/He.....87
2.6 De historias termales a estimación de tasas de erosión.....88
2.7 Software Pecube.....91

CAPÍTULO 3.
Metodología.....93

3.1 Recopilación de información.....93
3.1.1 Geología de superficie.....94
3.1.2 Datos de termocronología.....94
3.1.3 Modelo digital de elevación.....97
3.2 Selección de áreas de estudio.....106
3.2.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena).....106
3.2.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental.....106
3.2.3 Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos).....108
3.2.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límites con la cuenca Caguán-Putumayo).....109
3.3 Optimización de las corridas de los modelos directos.....109
3.4 Estructuración de los datos de entrada.....115
3.4.1 Matriz de edades.....116
3.4.2 Establecimiento de parámetros fijos y variables.....117
3.5 Compilación y verificación de los datos de salida.....131
3.6 Interpretación y análisis de datos de salida.....132

CAPÍTULO 4.
Análisis de resultados.....133

4.1 Edades predichas vs. edades medidas.....135
4.1.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena).....135
4.1.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental.....137
4.1.3 Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos).....141
4.1.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo).....142
4.2 Modelos de velocidad.....144

4.2.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena).....144
4.2.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental.....146
4.2.3 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos).....149
4.2.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límites con la cuenca Caguán-Putumayo).....150
4.3 Modelos de temperatura.....152
4.3.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena).....152
4.3.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental.....153
4.3.3 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos).....155
4.3.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo).....156

Discusión.....159

Conclusiones.....167

Referencias.....169

Anexos.....197

Semblanza de los autores.....199

Lista de figuras

Figura 1. Mapa geológico de la cuenca Llanos, elaborado a partir de las planchas 1:100000 del SGC.....30

Figura 2. Carta cronoestratigráfica desde el Jurásico inferior al Cenozoico para la Cordillera Oriental y las cuencas circundantes, Valle Medio del Magdalena y Llanos. 31

Figura 3. Principales estructuras observadas en el piedemonte llanero y parte este de la Cordillera Oriental.....35

Figura 4. Mapa geológico de la cuenca VMM elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.....41

Figura 5. Principales estructuras presentes en la zona de estudio al interior de la cuenca del Valle Medio del magdalena.....48

Figura 6. Mapa geológico del Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.....53

Figura 7. Principales estructuras consideradas alrededor de la Cordillera Oriental.....64

Figura 8. Mapa geológico de la cuenca Caguán-Putumayo, elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000, del Servicio Geológico Colombiano.....69

Figura 9. Columnas estratigráficas sintetizadas de las subcuencas (A) Putumayo y (B) Caguán. Fuente: Modificado de Montenegro y Barragán (2011).....70

Figura 10. Principales estructuras consideradas alrededor de la cuenca Caguán-Putumayo.....76

Figura 11. Sistemas isotópicos y métodos geo-termo-cronológicos disponibles....82

Figura 12. Diferentes técnicas de muestreo dependiendo del objetivo de cada estudio. Tomado y modificado de Ehlers, (2005) y de Schildgen y van der Beek (2019)....84

Figura 13. Historia tiempo-temperatura derivada de HeFTy (Ketcham, 2005) para una muestra hipotética....89

Figura 14. Transformación de datos termocronológicos a historias termales, denudación, levantamiento y evolución del paisaje. En elipses, los modelos y datos necesarios para generar cada modelo. Es necesario asumir una estrategia de muestreo y contar con otros datos geológicos. Fuente: Modificado de Bermúdez (2018)....90

Figura 15. Configuración de un modelo Pecube hipotético, se proporciona temperatura en la base del modelo, temperatura superficial, campo de velocidades, topografía y la geometría de la falla a utilizar....92

Figura 16. Diagrama metodológico de trabajo....93

Figura 17. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas....98

Figura 18. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector de Macanal - Santa María....100

Figura 19. Modelo digital de elevación (DEM) para el eje Axial (Macizo de Floresta) de la Cordillera Oriental....101

Figura 20. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector de Bogotá - Villavicencio....102

Figura 21. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector Sinclinal de Nunchía....103

Figura 22. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Caguán Putumayo en el Bloque Este modelado....104

Figura 23. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Caguán-Putumayo en el Bloque Oeste modelado....105

Figura 24. Matriz de parámetros fijos y variables realizada para correr Pecube....110

Figura 25. Modelo programado en Bash.....114

Figura 26. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del Eje Axial de la Cordillera Oriental. 121

Figura 27. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del piedemonte oriental y límites con la cuenca Llanos.....126

Figura 28. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del Macizo de Garzón, cuenca Putumayo y sur de la Cordillera Oriental. Fuente: Tomado de Sandoval-Espinel et al. (2025).....129

Figura 29. Comparación de edades medidas y predichas por el método AFT.....136

Figura 30. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Macanal - Santa María.....138

Figura 31. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Bogotá - Villavicencio.....139

Figura 32. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Macizo de Floresta.....141

Figura 33. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en el Sinclinal de Nunchía.....142

Figura 34. Comparación de edades medidas y predichas a diferentes alturas en el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo.....143

Figura 35. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.....144

Figura 36. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Armas.....145

Figura 37. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Santa María – Macanal.....146

Figura 38. Modelo 3D de velocidades área Bogotá – Villavicencio.....147

Figura 39. Modelo 3D de velocidades área sector axial Macizo de Floresta.....148

Figura 40. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Nunchía.....149

Figura 41. Modelo 3D de velocidades área Bloque Este de la cuenca Caguán–Putumayo.....151
Figura 42. Modelo 3D de velocidades área Bloque Oeste.....152
Figura 43. Modelo de temperatura 3D área Sinclinal de Armas.....153
Figura 44. Modelo de temperatura 3D área Macanal - Santa María.....153
Figura 45. Modelo de temperatura 3D área Bogotá - Villavicencio.....154
Figura 46. Modelo de temperatura 3D área Macizo de Floresta.....155
Figura 47. Modelo de temperatura 3D área Sinclinal de Nunchía.....155
Figura 48. Modelo de temperatura 3D área Bloque Este.....156
Figura 49. Modelo de temperatura 3D área Bloque Oeste de la cuenca Caguán–Putumayo.....157

Lista de Tablas

Tabla 1. Principales elementos estructurales y fallas presentes en la cuenca Llanos. 37

Tabla 2. Principales fallas existentes en el piedemonte y en la cuenca Valle Medio del Magdalena....50

Tabla 3. Principales fallas existentes en los sectores de la Cordillera Oriental considerados....66

Tabla 4. Principales fallas presentes en la cuenca Caguán-Putumayo....77

Tabla 5. Sistemas termocronológicos y temperaturas de cierre asociadas....83

Tabla 6. Características del modelo digital de elevación para la cuenca Valle Medio del Magdalena en el sector Sinclinal de Armas....98

Tabla 7. Características del modelo digital de elevación para el sector Macanal - Santa María....99

Tabla 8. Características del modelo digital de elevación para el Eje Axial (Macizo de Floresta) de la Cordillera Oriental....100

Tabla 9. Características del modelo digital de elevación para el sector Bogotá - Villavicencio....101

Tabla 10. Características del modelo digital de elevación para el sector del Sinclinal de Nunchía....102

Tabla 11. Características de los modelos digitales de elevación para la cuenca Caguán-Putumayo de los dos bloques (Este-Oeste) modelados....104

Tabla 12. Estructura del encabezado para las matrices de edades para cada una de las zonas de estudio....116

Tabla 13. Características de la matriz de edades para la cuenca Valle Medio del Magdalena....117

Tabla 14. Parámetros fijos establecidos para el sector Sinclinal de Armas, de la cuenca Valle Medio del Magdalena....118

Tabla 15. Parámetros variables establecidos para el sector Sinclinal de Armas, de la cuenca Valle Medio del Magdalena....118

Tabla 16. Características de las matrices de edades para la cuenca Cordillera Oriental....119

Tabla 17. Parámetros establecidos para el sector Macanal - Santa María de la cuenca Cordillera Oriental....122

Tabla 18. Parámetros variables establecidos para el sector Macanal – Santa María, de la cuenca Cordillera Oriental....122

Tabla 19. Parámetros fijos establecidos para el sector axial (Macizo de Floresta) de la cuenca Cordillera Oriental....123

Tabla 20. Parámetros variables para el sector axial (Macizo de Floresta) de la cuenca Cordillera Oriental....123

Tabla 21. Parámetros fijos establecidos para el sector Bogotá - Villavicencio, de la cuenca Cordillera Oriental....124

Tabla 22. Parámetros variables establecidos para el sector Bogotá - Villavicencio, de la cuenca Cordillera Oriental....124

Tabla 23. Características de las matrices de edades para la zona piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos)....125

Tabla 24. Parámetros fijos establecidos para el sector Sinclinal de Nunchía, de la cuenca Llanos....126

Tabla 25. Parámetros variables establecidos para el Sinclinal de Nunchía, de la cuenca Llanos....127

Tabla 26. Características de las matrices de edades para la zona piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)....128

Tabla 27. Parámetros fijos establecidos para el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo....129

Tabla 28. Parámetros variables establecidos para el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo.....130

Tabla 29. Parámetros fijos establecidos para el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.....130

Tabla 30. Parámetros variables establecidos para el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.....131

Tabla 31. Resultados de rangos misfit de las mejores corridas para las zonas de estudio.....133

Tabla 32. Parámetros resultantes de los mejores modelos considerados en las diferentes zonas de estudio.....134

Tabla 33. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla La Salina.....145

Tabla 34. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla de Tesalia.....146

Tabla 35. Valores de velocidad de exhumación para el Bloque Oeste de la falla Las Mercedes.....147

Tabla 36. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla de Boyacá.....148

Tabla 37. Valores de la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla Yopal.....149

Tabla 38. Valor en la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla del borde amazónico.....150

Tabla39. Valores para la velocidad de exhumación del Bloque Este de la falla Resinas.....151

Abreviaturas

SGC Servicio Geológico Colombiano

ANH Agencia Nacional de Hidrocarburos

ZHe Datación por el método Uranio-Torio-Helio (U-Th)/He en circón

AFT Datación por el método de trazas de fisión en apatitos

AHe Datación por el método Uranio-Torio-Helio (U-Th)/He en apatito

ZFT Datación por el método de trazas de fisión en circón

PAZ Zona de borrado parcial o "Partial Annealing Zone"

PRZ Zona de retención parcial o "Partial Retention Zone"

ICP Instituto Colombiano del Petróleo

SHP Shape File

HPC High-Performance Computing

Km Kilómetros

Agradecimientos

A Minciencias y a la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) por la financiación otorgada al proyecto titulado Aplicación de modelamiento termocinético inverso 3D, métodos bayesianos y minería de datos utilizando computación paralela de alto rendimiento (HPC) para el análisis de cuencas petroleras en Colombia (CT: 80740–038-2023, código: 110993194496).

Prólogo

El estudio de las cuencas sedimentarias desempeña un papel fundamental en la comprensión de la evolución geológica y la distribución de recursos naturales. En este contexto, la modelización tectotérmica del subsuelo, de forma bidimensional y tridimensional, se ha convertido en una herramienta esencial para la exploración de hidrocarburos y minerales, y para la comprensión de la historia deformacional de una región. Sin embargo, el acceso a información o datos geotermocronológicos de cuencas petrolíferas es limitado y, generalmente, de carácter confidencial, debido a que pertenecen a empresas petroleras. Por este motivo, en la presente investigación se analizan sectores situados entre piedemontes y cuencas, es decir, en el límite de la cuenca que sufre deformación. Este estudio se centra en la aplicación del modelamiento directo con el *software* Pecube (Braun, 2003; Braun et al., 2012), el cual permite predecir la exhumación de un sector específico y, por ende, las edades termocronológicas en función de parámetros termales y flexurales. Mediante este código se investigó la evolución térmica de varios sectores de la Cordillera Oriental, específicamente, los piedemontes que limitan con las cuencas Valle Medio del Magdalena, Llanos y Caguán-Putumayo. Pecube permite resolver la ecuación de producción, difusión y advección del calor en el subsuelo, proporcionando información crucial sobre las condiciones térmicas a lo largo del tiempo. Esta investigación busca analizar cómo la exhumación registrada en las zonas de deformación

se relacionaría con los procesos de depositación y transformación de los sedimentos en las cuencas respectivas, proporcionando así una comprensión más profunda de su historia y potencial geológico.

Pese a los avances tecnológicos y el conocimiento de las cuencas sedimentarias de Colombia, el desafío sigue siendo integrar diferentes disciplinas científicas en un flujo de trabajo coherente. Esto permitirá hacer un modelado directo y explorar una gama más amplia de escenarios geológicos posibles. La identificación de episodios de exhumación es clave para entender la relación que posee el orógeno con su cuenca respectiva. La computación paralela de alto rendimiento (HPC) es fundamental para abordar y resolver problemas complejos en diversas áreas de estudio. Su aplicación en la modelación termocinemática 3D permite una exploración detallada y eficiente del universo de parámetros termales y flexurales, lo que resulta determinante para comprender la evolución tectonotermal de las zonas deformadas analizadas. Al comparar modelos termocronológicos sintéticos con datos existentes, se pueden identificar patrones y procesos geológicos claves, que permitirían refinar nuestra interpretación de la historia geológica de una región.

La integración de datos geocronológicos y termocronológicos con datos de geología estructural, tectónica, geomorfología, estratigrafía, sedimentología y sísmica es fundamental en la exploración petrolífera y minera, ya que proporcionan una comprensión más profunda de la evolución tectonotermal de zonas deformadas. Estos métodos pueden revelar la historia termal de una región, lo cual es esencial para evaluar la madurez de la roca madre y el potencial de las trampas de hidrocarburos o los mecanismos de formación de minerales con fines económicos. A pesar de su complejidad, el uso de estos métodos puede disminuir significativamente el riesgo en la exploración, considerando la ocurrencia de eventos paleotermales que han afectado la zona de interés.

La integración de estos métodos se obtuvo con el modelamiento numérico directo termocinemático a través del *software* Pecube, con diferentes configuraciones de ejecución por medio de *scripts* de Python

y de Bash en Cygwin. Estas configuraciones no solo optimizaron la recolección de datos, sino que facilitaron la interpretación de caminos tiempo-temperatura. Lo anterior, permitió la aceleración del proceso de obtención de variables de salida, en donde se obtuvo cuantitativamente la edad de cada muestra que atravesó una temperatura determinada. Esto permite definir procesos termotectónicos en las áreas objeto de estudio, integrando métodos de evolución espacio-temporal.

Estos procesos termotectónicos son visualizados en 3D mediante herramientas avanzadas como el *software* MayaVi. Además, se llevó a cabo un análisis comparativo de edades estimadas y observadas en las diferentes zonas de estudio para obtener los mejores ajustes (o "misfit") de estos datos y evaluar la precisión de los modelos. Esta metodología no solo mejora la precisión de nuestras predicciones, sino que también enriquece la comprensión del registro geológico, permitiendo correlaciones más efectivas con estudios previos. Así, se valida el trabajo integral de investigación y se fomenta la generación de nuevo conocimiento científico sobre la evolución geológica de Colombia.

Debido al reciente aumento de trabajos de termocronología y la generación de nueva información geológica, y el incremento en el uso de métodos de termocronología cuantitativa se seleccionaron cuatro (4) zonas de deformación en los alrededores del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental, Llanos y Caguán-Putumayo, para tratar de entender la deformación y la relación con la exhumación de tales zonas. Para lograr esto, se ha dividido la presente obra en cuatro capítulos: en el primer capítulo se hace un resumen de la información geológica existente a lo largo de las principales zonas de deformación antes mencionadas y las cuencas que lo limitan. El segundo capítulo aborda brevemente conceptos asociados a la termocronología, termocronología cuantitativa y el código Pecube, con la finalidad de familiarizar al lector con este tópico. El tercer capítulo aborda la metodología empleada en la presente obra, la selección de las diferentes áreas de estudio y la selección de los mejores modelos directos. Finalmente, en el cuarto capítulo, se presentan los resultados y los respectivos análisis para cada una de las zonas evaluadas en la presente investigación.

Esta obra es resultado del financiamiento proporcionado por MINCIENCIAS-ANH a la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), bajo el contrato número 80470-038-2023, código 110993194496, titulado "Aplicación de modelado inverso termocinemático 3D, métodos bayesianos y data mining usando computación paralela de alto rendimiento (HPC) para el análisis de cuencas petrolíferas en Colombia". El autor AFAB agradece al Fondo Corrigan, gestionado por la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos de la Energía (ACGGP), por haber financiado parcialmente esta obra. Finalmente, agradecemos a dos evaluadores anónimos y al Comité Editorial de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), por la revisión detallada de la presente obra.

Capítulo 1

Principales zonas de deformación analizadas

En este capítulo se presenta una breve recopilación de la información geológica de las cuencas que limitan con la zona de deformación seleccionada. Se describe la evolución tectónica, principales estructuras de tipo pliegues y fallas, y características litológicas de cada una de las formaciones geológicas presentes en estas cuencas. La anterior información busca generar una contextualización clara para el lector en el sentido de establecer un marco de la evolución tectonotermal de las diferentes zonas y las principales estructuras que inciden en tales historias termales, así como la asociación de estos con el modelamiento directo termocinemático.

1.1 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos)

La cuenca Llanos es de gran interés geológico, ya que contiene grandes depósitos de petróleo. Esta cuenca está limitada por la cuenca Cordillera Oriental al occidente (delimitada por el sistema de fallas de Guaicaramo en la parte central de la cuenca), al oriente por el Escudo de Guayana, al norte por la cuenca de Barinas y al sur por la serranía de la Macarena y el Arco de Vaupés. Está conformada por rocas de edades que van desde el Proterozoico hasta el Holoceno (Figura 1).

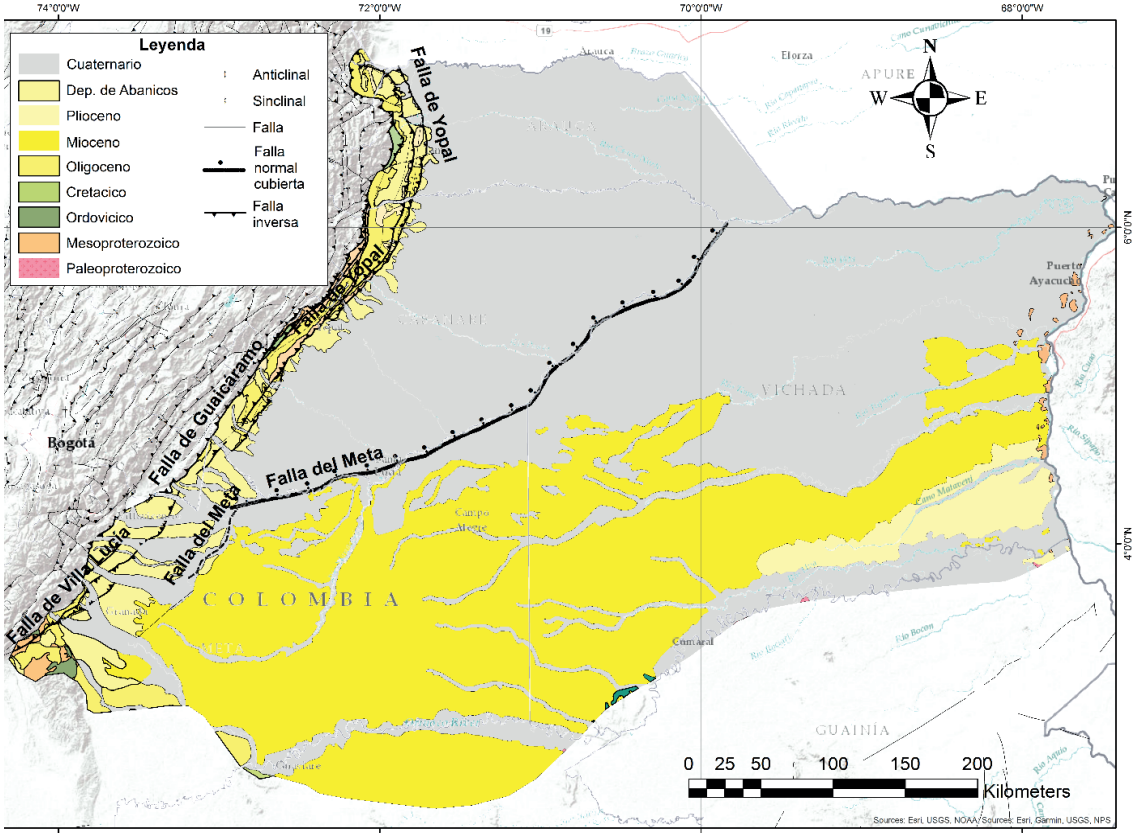


Figura 1. Mapa geológico de la cuenca Llanos, elaborado a partir de las planchas 1:100000 del SGC.

1.1.1 Litoestratigrafía regional

La cuenca Llanos está compuesta por rocas sedimentarias que reflejan su larga historia geológica de depositación y deformación, las cuales yacen sobre un basamento (Figura 2). Estas rocas están separadas por tres (3) grandes discordancias regionales, que marcan eventos tectónicos

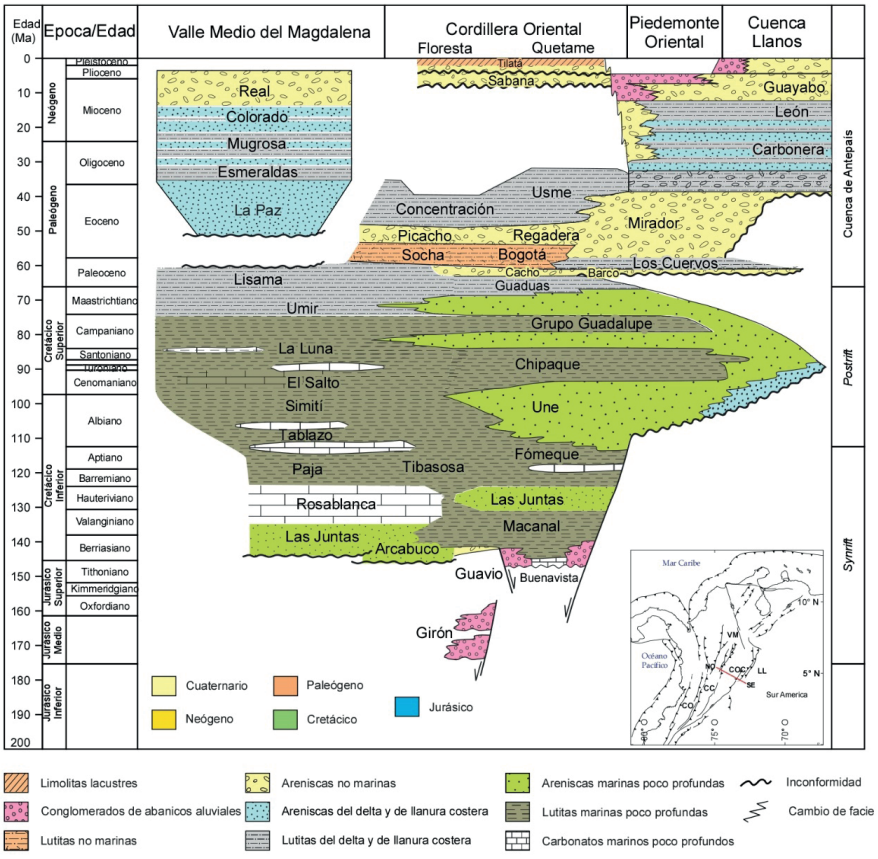


Figura 2. Carta cronoestratigráfica desde el Jurásico inferior al Cenozoico para la Cordillera Oriental y las cuencas circundantes, Valle Medio del Magdalena y Llanos.

Fuente: adaptado de Gómez et al. (2005a); Parra et al. (2009a, b); Mora et al. (2010a), Horton et al. (2020), Bermúdez et al. (2024).

1.1.1.1 Basamento Precámbrico

En el área del Meta se han encontrado dos tipos de basamento (ANH, 2012). El primero es de tipo ígneo-metamórfico y el segundo compuesto por filitas y cuarcitas. Por otra parte, en el área de Guape, se tienen rocas ígneas ácidas e intermedias y metamórficas de edad precámbrica.

1.1.1.2 Paleozoico

Aunque es poca la información reportada, se reporta que sobre el basamento se encuentra en forma discordante la secuencia paleozoica, que inició con una trangresión marina a finales de Cámbrico o comienzos del Ordovícico (Ecopetrol y Beicip, 1995).

1.1.1.3 Mesozoico

En la cuenca Llanos se tiene registro de rocas del Triásico – Jurásico y Cretácico.

Triásico – Jurásico

Estas rocas no poseen mayores estudios. Según ANH (2012), se presentan capas rojas de esta edad encontradas en *grabens* aislados, asociadas a procesos de tipo *rift*.

Cretácico

Se presentan rocas que van del Cenomaniano al Campaniano, compuestas por detritos finos y gruesos que suprayacen discordantemente sobre rocas Triásico – Jurásicas, Paleozoicas o del basamento (Sarmiento, 2011). Estas rocas forman una cuña sedimentaria que se adelgaza de manera progresiva hacia el suroriente y oriente. Estas rocas se subdividen en las siguientes unidades:

Formación Une. Compuesta principalmente de areniscas cuarzosas con intercalaciones menores de lutitas y limolitas carbonosas. En el área del

Meta su espesor varía de 15 a 106 m, en Arauca de 91 a 182 m y en el piedemonte llanero llega hasta 200 m.

Formación Gachetá. Compuesta por una secuencia de lutitas, con menor presencia de areniscas y contenido variable de glauconita, también se presentan pequeños niveles calcáreos. Esta formación alcanza espesores hasta de 180 m, pero no se observa en el oriente y suroriente de la cuenca.

Formación Guadalupe. Compuesta por una secuencia de areniscas masivas, con intercalaciones pequeñas de lutitas, ocasionalmente con menores capas de carbón. Alcanza espesores de hasta 180 m.

1.1.1.4 Cenozoico

Se presentan rocas del Terciario y del Cuaternario.

Formación Barco. Compuesta por areniscas cuarzosas masivas de grano fino a grueso, con intercalaciones delgadas de lutitas. Depositadas durante el Paleoceno en un ambiente regresivo.

Formación Los Cuervos. Compuesta por lutitas de color gris, intercaladas con areniscas de grano muy fino a medio. Depositadas durante el Paleoceno en un ambiente regresivo.

Formación Mirador. Compuesta por areniscas masivas de diferente tamaño, que, a su vez, contiene cuarzo, feldespato, materia orgánica leñosa y glauconita. Depositadas durante el Eoceno tardío en un ambiente fluvial deltaico.

Formación Carbonera. Compuesta por una alternancia de rocas arcillosas, limosas y areniscas, con algunos niveles de carbón. Depositada durante el Oligoceno al Mioceno tardío como consecuencia de eventos transgresivos y regresivos en un mar epicontinental de poca profundidad. La formación está dividida en ocho (8) miembros informales o unidades operacionales, de C1 a C8, los niveles pares son transgresivos, finogranulares e importantes sellos regionales, mientras que los niveles

impares son regresivos, arenosos y, desde C7 a C3, son productores de hidrocarburos (ANH, 2012). En general, esta formación alcanza un espesor máximo de 1830 m.

Formación León. Compuesta por capas gruesas de lutitas grises. Depositada durante el Mioceno medio por la última invasión de los mares terciarios en la cuenca. Esta formación alcanza espesores máximos de más de 750 m.

Formación Guayabo. Compuesta por una alternancia de arcillolitas y areniscas mal seleccionadas, con algunos niveles de conglomerados, ocasionalmente, hacia el tope presenta niveles carbonosos. Depositada durante el Mioceno tardío al Cuaternario, con una influencia marina hacia la base y fluvial marino a continental hacia el tope. Esta formación alcanza un espesor de más de 3000 m.

1.1.2 Geología estructural

En la Figura 3, se muestran las principales fallas y estructuras observadas en el límite entre la Cordillera Oriental y el piedemonte llanero.

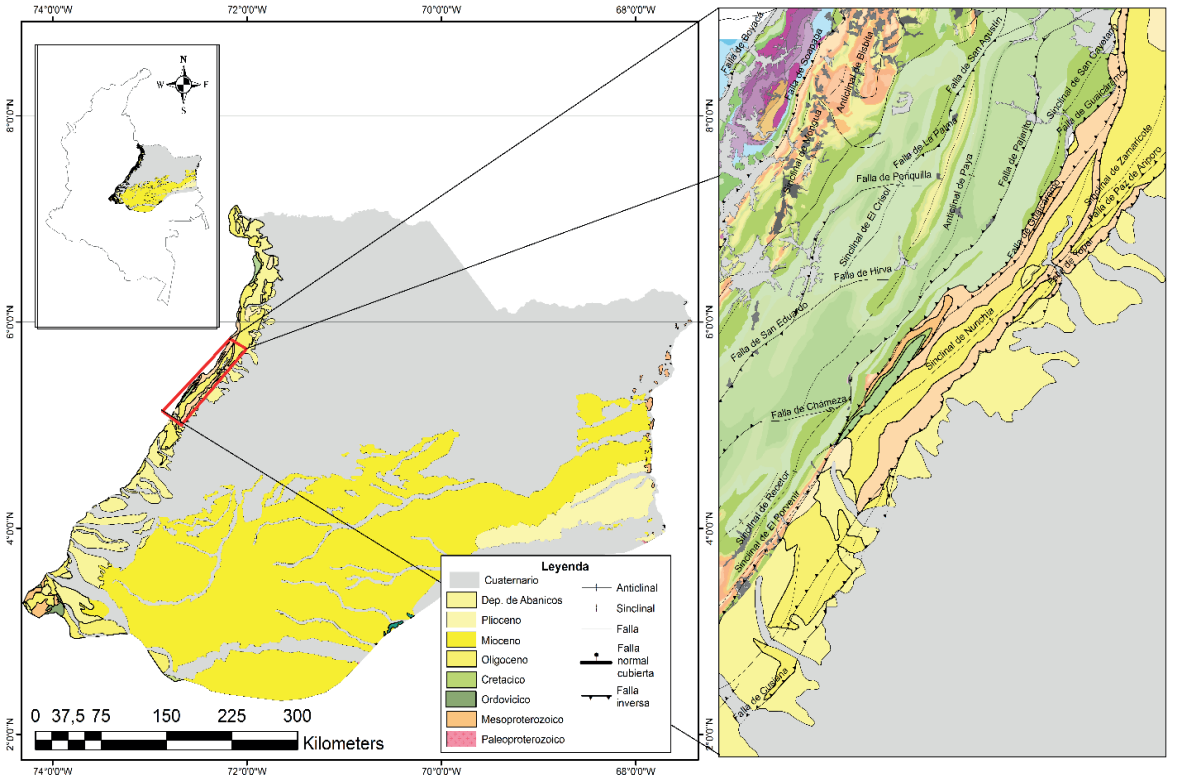


Figura 3. Principales estructuras observadas en el piedemonte llanero y parte este de la Cordillera Oriental.

La cuenca Llanos cuenta con una serie de estructuras tipo pliegues y fallas, las cuales se desarrollaron a través de su historia geológica y producto principalmente de la tectónica del ciclo andino. Dentro de las principales estructuras se encuentran:

Sinclinal de Nunchía. Es una estructura estrecha, alargada, asimétrica, con dirección N20°E, flancos inclinados de 10 a 15°, localizada sobre el piedemonte llanero, afectando a las formaciones Guayabo, León y Carbonera. Esta estructura se ve afectada al este por la falla de Yopal o Pajarito y al oeste por la falla de Guaicaramo (Ulloa et al., 1975; Dueñas y van der Hammen, 2007).

Sinclinal Zamaricote. Este pliegue posee un eje de dirección variable, en su parte sur y central posee una dirección N30°E; sin embargo, en la parte norte, el eje pasa a tener una dirección de N5°E (Plancha 175 del SGC). La estructura se ve afectada en su flanco oriental por la falla de Paz de Ariporo (Cooper et al., 1995; López, 2004; Montoya et al., 2013).

Sinclinal de Nazareth. Tiene una dirección N30°E, longitud de 75 km. Forma con sus flancos ángulos que varían entre 110° y 160°. Su sección occidental es afectada por la falla de Tesalia (López, 2004).

Anticlinal del Guavio. Es un pliegue de tipo suave con una longitud de 35 km, rumbo N30°E, buzamiento de charnela 85° O, 15° de cabeceo y un ángulo entre flancos de 140° (López, 2004).

Sinclinal del río Amarillo. Clasificado como pliegue suave por su ángulo entre flancos de 130°, con dirección N30°E y una longitud de 750 km, su charnela buza 85° O. Esta estructura se encuentra limitada al oeste por el anticlinal del Guavio y al este por la falla de Guaicaramo (López, 2004).

En la Tabla 1, se enuncian las estructuras secundarias presentes en la cuenca Llanos.

Tabla 1. Principales elementos estructurales y fallas presentes en la cuenca Llanos.

Fuente: Tomado y modificado de Sarmiento (2011) y Montoya et al. (2013).

Elemento estructural	
Nombre	**Descripción**
Arco de Arauca	Relieve subsuperficial inclinado hacia el oeste en dirección este-oeste que separa la cuenca Llanos de la cuenca Barinas en Venezuela.
Graben de Arauca	Localizado entre las fallas Mantecal y Achagua, es una depresión orientada ENE-OSO, rellena con más de 8 km de sedimentos, principalmente del Cámbrico-Ordovícico (McCollough y Padfield, 1985).
Zona de plataforma de Casanare	Homoclinal de gran extensión que se inclina hacia el oeste.
Paleo-relieve de Vorágine	Relieve orientado de norte a sur que separa el dominio de Casanare al norte del dominio de Meta al sur.
Paleorrelieve de Candilejas o Chafurray	Relieve orientado de norte a sur definido sísmicamente, que se encuentra entre la cordillera de La Macarena y el paleorrelieve de Vorágine, y que controló la paleogeografía del Cretácico.
Cordillera de La Macarena	Límite al sur de la cuenca Llanos, con afloramientos de basamento y Cretácico, que separa esta cuenca de la cuenca Caguán-Putumayo.
Piedemonte de los Andes	Área situada entre 300 y 1500 msnm, contiene fallas de compresión, transpresión, inversas y cabalgamientos, así como pliegues. Su dirección estructural es NNE-SSO.
Fallas	
Nombre	**Características**
Guaicaramo	Limita al occidente con el cinturón plegado asociado a la Cordillera Oriental. Se caracteriza por la formación de puentes estructurales plegados de topografía escarpada.

Fallas	
Nombre	**Descripción**
Del Borde Llanero	Se considera una falla inversa de alto ángulo, que marca el límite entre la cuenca Llanos y la Cordillera Oriental. Esta falla se encuentra afectada por dislocamientos en varios sectores, asociados a fallas de rumbo, las cuales desplazan su lineamiento.
Yopal	Falla de tipo inverso, la cual limita el piedemonte con la llanura. Su plano de falla es subvertical, ligeramente inclinado hacia el oeste y cortado por pequeñas fallas de rumbo. Este lineamiento afecta los conos aluviales del borde de la Cordillera Oriental.
Támara	Considerada como una falla inversa que limita el borde oriental de la Cordillera Oriental, afectando el flanco occidental del Sinclinal de Nunchía. Al pasar por el río Pauto, la falla produce un intenso plegamiento y dislocación en las rocas de la Formación San Fernando.

1.1.3 Evolución tectónica

La tectónica de la cuenca Llanos está definida por la interacción de las placas tectónicas oceánicas Nazca y Caribe, junto con la placa continental Sudamericana. Estas placas han configurado la evolución y conformación de la Cordillera Oriental, su respectivo piedemonte llanero y la cuenca Llanos (ANH, 2012).

1.1.3.1 Paleozoico

Durante esta era, la cuenca Llanos inició como un mar epicontinental poco profundo (Ecopetrol y Beicip, 1995). Luego, durante el periodo Cámbrico tardío hasta el Ordovícico, se generó la depositación de los sedimentos marinos de mar epicontinental conectado con el océano protopacífico que cubrieron el área sobre el basamento cristalino Precámbrico (Sarmiento, 2011). Posteriormente, durante el Ordovícico temprano, se presentó actividad tectónica y el metamorfismo de bajo grado asociado a la orogénesis caledoniana. Después, siguió un periodo de erosión intensa que dejó una disconformidad (ANH, 2012). Finalmente, durante el Ordovícico - Pérmico, se desarrollaron dos

ciclos sedimentarios seguidos por eventos de deformación de intensidad variable (Sarmiento, 2011).

1.1.3.2 Mesozoico

Durante esta era, en los periodos Triásico - Cretáceo temprano se crearon cuencas de *rift*, resultado de la separación de Norte y Sur América generada por la apertura del Caribe (ANH, 2012). Es decir, que se generó una megasecuencia *sin-rift*.

Posteriormente, durante el Barremiano al Maastrichtiano, se presentan episodios extensionales, se comienza a hablar de la existencia del sistema de fallas de Guaicaramo, hasta este momento la cuenca era de tipo *back-arc* (Cooper et al., 1995). Esta es una megasecuencia retro-arco (*back-arc*). Del Maastrichtiano al Paleoceno temprano ocurrió el evento final de acreción de la Cordillera Occidental que causó el levantamiento y erosión de la Cordillera Central (Sarmiento, 2011). Esto corresponde con el inicio de la megasecuencia de cuenca de antepaís preandina.

Durante el Cretácico, los cambios del nivel del mar fueron significativos (Villamil y Arango, 1998). En el Cretácico inferior se generó una transgresión regional que cubrió las rocas Paleozoicas expuestas en la región de los llanos, favoreciendo a la depositación de la Formación Une (Hubach, 1931). A través del Cretácico temprano (Turoniano temprano - Coniaciano), un aumento global del nivel del mar (Haq et al., 1987), además de la presencia de condiciones anóxicas de resurgencia, generó la deposición de una sucesión de arcillolitas y lutitas marinas, chert y fosfatos (Formación Gachetá) (Sarmiento, 2011). En el Coniaciano al Santoniano temprano, debido a la caída del nivel relativo del mar, finaliza la depositación de la Formación Gachetá. Debido a dos grandes ciclos de progradación, agradación y retroagradación, de la línea de costa hacia el este, se depositó la Formación Guadalupe (Hettner, 1892). Al final del Cretáceo ocurrió una caída relativa del nivel del mar, relacionada probablemente con una tectónica compresiva, lo que generó un cambio en la deposición no marino de la megasecuencia de la cuenca preandina de antepaís. Por lo anterior, entre el Cretáceo y el Terciario, se presenta un hiato de alrededor de 20 Ma (ANH, 2012).

1.1.3.3 Cenozoico

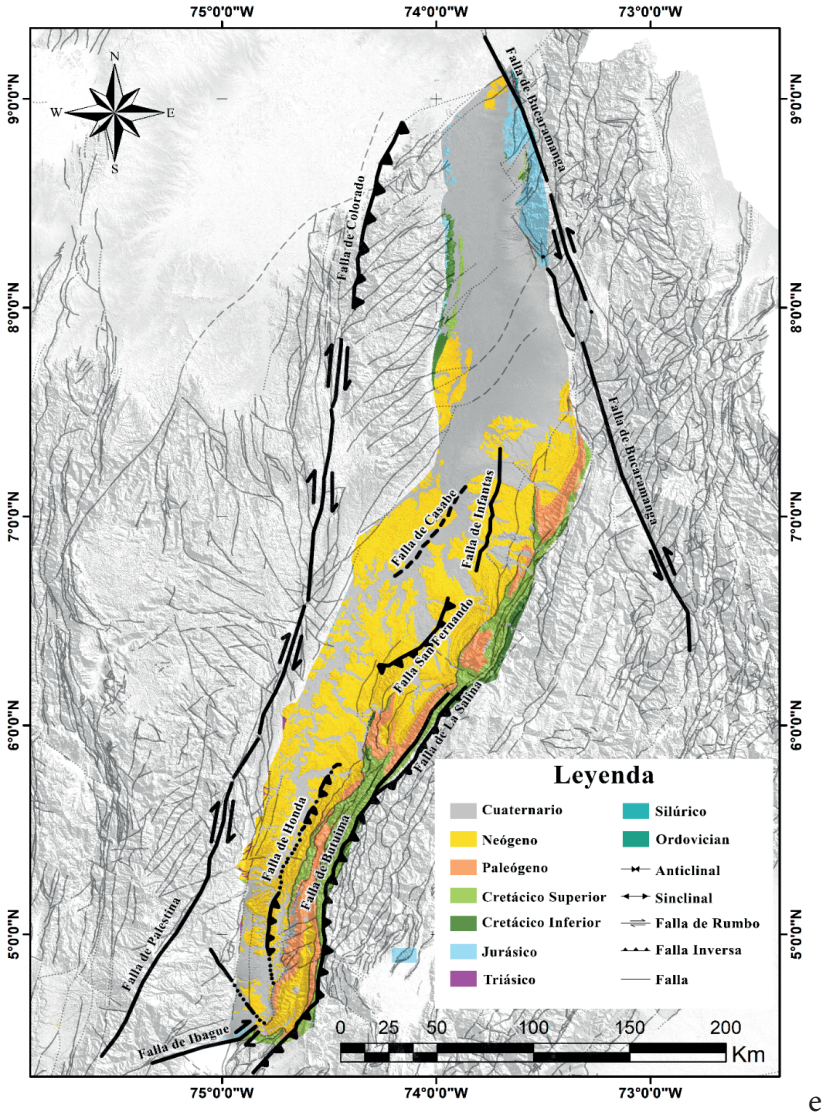
Durante el Paleoceno tardío, se presenta una transgresión de largo alcance que favorece la depositación de la Formación Barco (Notestein et al., 1994), la cual fue depositada sobre una discordancia. Al final del Paleoceno tardío se presentó una débil transgresión y luego se produjo una regresión que generó la depositación de la Formación Los Cuervos (Notestein et al., 1994). En los Llanos, la Formación Los Cuervos y Mirador está separada por un hiato de aproximadamente 20 Ma. Posteriormente, en el Eoceno tardío se dio una transgresión que llegó hasta más allá de la cuenca de antepaís, al oeste y al norte, lo que originó la depositación de la Formación Mirador (Notestein et al., 1994). Esta transgresión estableció una plataforma marina poco profunda en el área del piedemonte.

Luego, durante el Oligoceno al Mioceno medio, se presentaron cuatro grandes ciclos de depósitos (Vail y Mitchum, 1977), generados por llanuras costeras con amplias superficies de máxima inundación que dieron lugar a la depositación de la Formación Carbonera. Estos ciclos están caracterizados por un sistema de mar alto, luego un sistema retrogradacional seguido de un sistema transgresivo que termina con una superficie de inundación máxima (Ecopetrol y Beicip, 1995). En el Mioceno medio, ocurrió la primera deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2001), al mismo tiempo que aumentó el nivel del mar, lo que generó la depositación de la Formación León (Notestein et al., 1994). Finalmente, se depositó una molasa de hasta 3000 m de espesor conocida como la Formación Guayabo, con la cual se definió el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental al oeste del piedemonte de esta.

1.2 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

La cuenca Valle Medio del Magdalena (Figura 4) se sitúa entre las cordilleras Central y Oriental, delimitada por el sistema de fallas Espíritu Santo en la parte norte, por el sistema de fallas de Bucaramanga al

noreste, por el sistema de fallas Bituima - La Salina en el sector sureste, por el cinturón plegado de Girardot hacia el sur, finalmente, al oeste por los sedimentos neógenos que se encuentran cubriendo la serranía de San Lucas y el basamento perteneciente a la Cordillera Central.



e

Figura 4. Mapa geológico de la cuenca VMM elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.

1.2.1 *Litoestratigrafía regional*

En la Figura 2, también se muestran las principales formaciones de la zona. Esta cuenca está conformada por una cobertura sedimentaria que abarca desde el Jurásico hasta la actualidad. El periodo Cretácico se caracteriza por la presencia de sedimentos calcáreos y siliciclásticos que se formaron en condiciones marinas a transicionales, estos contrastan con las formaciones Cenozoicas, que se originaron principalmente en entornos continentales (depósitos aluviales y fluviales con cierta influencia marina).

1.2.1.1 Mesozoico

Formación Girón. Se depositó durante el periodo Jurásico tardío. Está constituida principalmente por bancos de areniscas y conglomerados depositados en ambientes fluviales (Ward, 1973), presenta un espesor de ~2660 m (Caballero, 2010).

Formación Rosablanca. Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Valanginiano-Hauteriviano. Está constituida principalmente por capas de caliza oolíticas grises a marrones intercaladas con calizas cristalinas, generalmente arenosas, depositadas en un ambiente de marea y plataforma marina somera (Fuquen et al., 2009), posee un espesor de ~150-450 m (Sarmiento et al., 2015; Vargas-Vargas, 2021).

Formación Paja. Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Hauteriviano-Barremiano. Está constituida principalmente por arcillolitas, generalmente delgadas, localmente macizas y calcáreas, con delgadas intercalaciones de *mudstones*, *packstones*, *wackestones* y, en ocasiones, *grainstones* y arenitas arcillosas. Los niveles calcáreos se presentan con más frecuencia a la base y al techo de la unidad. Depositada en un ambiente marino somero (Fuquen et al., 2009; Noè et al., 2020). Tiene un espesor de ~ 125 - 625 m (Caballero, 2010; Sarmiento et al., 2015).

Formación Tablazo. Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Albiano medio a tardío. Está constituida principalmente por una potente

secuencia de sedimentos con un espesor que varía entre ~150-325 m (ANH, 2006; Sarmiento et al., 2015), constituida por lodolitas y calizas interestratificadas, el tercio inferior está representado por lodolitas calcáreas (*mudstones*) y lodolitas con intercalaciones de calizas, mientras que, los 2 tercios restantes están formados por capas de caliza maciza gruesas de entre 1 y 10 m, con intercalaciones de *mudstones*, *wackestones* y de *packstones* menos frecuentes. Depositada en un ambiente de aguas someras a más profundas (Morales et al., 1958; Gómez et al., 2005a; Fuquen et al., 2009).

Formación Simití. Se depositó durante el periodo Cretácico inferior a Albiano tardío-Cenomaniano temprano. Está constituida principalmente por lodolitas, ligeramente calcáreas, con capas delgadas de arenitas y calizas en la parte alta. En la parte más baja del afloramiento se vuelve limosa y calcárea, debido al incremento hacia la base de los niveles calcáreos, como *mudstones*, *wackestones* y, en menor cantidad, *packestones* y *grainstones*. Depositada en un ambiente de aguas someras (Fuquen et al., 2009; Gómez et al., 2009), posee un espesor de ~250-650 m (Morales et al., 1958; Vargas-Vargas, 2021).

Formación La Luna. Se depositó durante el periodo Cretácico temprano, Cenomaniano tardío al Santoniano (Mantilla-Ardila et al., 2021). Está constituida principalmente por 3 miembros (Gómez et al., 2009; Patarroyo et al., 2021):

Miembro Salada, con ~50-100 m de espesor (Caballero, 2010), este miembro inferior se compone de arcillolitas calcáreas y limosas con delgadas intercalaciones de calizas. Localmente, estas arcillolitas son bituminosas a muy bituminosas, con intercalaciones de calizas.

Miembro Pujamana, con ~50-225 m de espesor (Vargas-Vargas, 2021), este miembro medio se compone predominantemente de arcillolitas. Además, presenta intervalos dispersos de arenitas con espesores variables entre 1 y 6 m. En los 2 tercios inferiores del afloramiento se observan intercalaciones de arenitas.

Miembro Galembo, con ~180-200 m de espesor (Mantilla-Ardila et al., 2021), este miembro temprano está constituido por una mitad inferior conformada por *mudstones* silíceos con delgadas capas calcáreas. El resto está compuesta por delgadas capas de arcillolitas calcáreas. En forma excepcional se halla un intervalo de caliza de unos 10 m de espesor real en la base de la sucesión.

En general, se depositó en un ambiente marino, extendiéndose desde Venezuela hasta el norte de Perú.

Formación Umir. Se depositó durante el periodo Cretácico tardío, específicamente, en el Maastrichtiano. Está constituida en la base por intercalaciones de arcillolitas, con estructura laminar, presencia de óxidos de hierro y trazas de carbón; continúa con limolitas, con estructura laminar, plano-paralela y presencia de óxidos de hierro, hacia el techo de la formación. Presenta una pequeña capa de areniscas de coloración variable entre naranja y amarillento pálido. Esta formación fue depositada en un ambiente fluvial y deltaico (Fonseca et al., 2012). Presenta un espesor de ~1000-1400 m (Rangel et al., 2002).

1.2.1.2 Cenozoico

Formación Lisama. Se depositó durante la época del Paleoceno temprano. Está constituida principalmente por una serie de intercalaciones de arcillolitas con presencia de micas. Adicionalmente, se presentan arenitas de cuarzo con tamaño de grano muy fino a fino, duras, ligeramente micáceas, algunas feldespáticas y ligeramente calcáreas con facies de estratificación cruzada en algunas partes de la formación. Depositada en un ambiente costero y de llanura aluvial con influencia marina hacia el norte (Morales et al., 1958). Tiene un espesor de ~950-1250 m (Caballero, 2010).

Formación La Paz. Se depositó durante la época del Eoceno temprano-temprano. Está constituida principalmente por limolitas grises en capas medias, con laminación plano-paralela, capas gruesas de sublitoarenitas

y litoarenitas conglomeráticas. Depositada en un ambiente de abanicos aluviales relacionados con la falla de Cantagallo, llanuras aluviales y canales fluviales (Gómez et al., 2008; Moreno et al., 2011). Presenta un espesor variable desde ~400-1500 m (Moreno et al., 2011; Sarmiento et al., 2015).

Formación Esmeraldas. Se depositó durante la época del Eoceno temprano - Oligoceno (Gómez et al., 2005b). Está constituida hacia la base por intercalaciones de arcillolitas micáceas, en capas medias a gruesas, con laminación plana-paralela y arenitas de grano fino, en capas gruesas a muy gruesas tabulares. Hacia el medio se presentan arenitas más potentes con sucesión de capas medias a gruesas de cuarzoarenitas muy cementadas, areniscas conglomeráticas y conglomerados arenosos matriz-soportados. Finalmente, hacia el tope de la formación, afloran intercalaciones de arcillolitas moteadas, en capas delgadas onduladas paralelas. Depositada en un ambiente de abanicos aluviales relacionados con la falla de Cantagallo, llanuras aluviales y canales fluviales (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Rolon, 2004). Describe un espesor variable de ~500-1200 m (Moreno et al., 2011; Sarmiento et al., 2015).

Formación Mugrosa. Se depositó durante la época Eoceno-Oligoceno, Oligoceno tardío Mioceno temprano (Sarmiento et al., 2015). Está constituida principalmente por areniscas de grano fino a medio, con intercalaciones de lodolitas y algunas capas de areniscas conglomeráticas (Ward, 1973). En medio de la formación se presentan *shales* moteados de azul opaco y marrón, masivos, con pocas intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino a grueso y *shales* verdes. Finalmente, en la parte temprano se evidencian lodolitas moteadas, fosilíferas con glauconita, esporádicamente (Morales et al., 1958). Depositada en un ambiente lacustre, con deposición de lutitas fosilíferas. Posee un espesor de ~600-1330 m (Sarmiento et al., 2015).

Formación Colorado. Se depositó durante la época del Oligoceno tardío a Mioceno temprano (Caballero, 2010; Sarmiento et al., 2015). Según Fuquen et al. (2009), está constituida principalmente por 3 segmentos:

el primer segmento presenta bancos gruesos de limolitas (carbonosas) y arcillolitas con escasos niveles conglomeráticos e interestratificaciones finas de arenitas arcósicas de cuarzo y líticas, y lodolitas moteadas. El segundo segmento está conformado por bancos gruesos de arcillolitas calcáreas tabulares masivas, con ocasionales intercalaciones de arcillolitas y arenitas cuarzosas y líticas en bancos medios. El tercer segmento presenta una secuencia monótona conformada por intercalaciones de bancos gruesos de arcillolitas y limolitas negras carbonosas, predominando los niveles arcillosos. En general, depositada en un ambiente fluvial meandriforme a lacustre, con facies ricas en lodo, desarrolladas durante máximos niveles de base. Tiene un espesor de ~1250-2500 m (Morales et al., 1958).

Grupo Real. Se depositó durante la época del Mioceno medio - tardío al Mioceno tardío. Está constituida principalmente por areniscas friables con laminación cruzada, conglomerados, lutitas y sucesiones de facies de afinamiento ascendente. Depositada en un ambiente fluvial trenzado con aportes de la Cordillera Central y la cuenca Cordillera Oriental (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Rolon, 2004). Tiene un espesor de ~400-3200 m (Caballero, 2010; Morales et al., 1958).

Formación Mesa. Se depositó durante la época del Plioceno temprano. Esta unidad está compuesta por el miembro Palmas, miembro Bernal y miembro temprano Lumbi, con clastos de diferentes orígenes, constituidas por areniscas conglomeráticas lititas y capas piroclásticas. Depositada en una sedimentación controlada por la actividad tectónica y fallas (Dengo y Covey, 1993; Rolon, 2004). Presenta un espesor de~150-575 m (Vargas-Vargas, 2021).

Grupo Honda. Esta formación se depositó durante la época del Mioceno medio al tardío. Constituida por un predominio de areniscas, *shales* y arcillolitas, con intercalaciones de conglomerados y presencia de guijarros andesíticos y dacíticos. Depositada en ambientes fluviales y lacustres con influencias volcánicas (Ulloa et al., 1994). Presenta un espesor de ~400-1030 m (Velandia et al., 2001; Porta y Téllez, 1965).

1.2.2 Geología estructural

La cuenca Valle Medio del Magdalena está definida por el levantamiento tectónico y los episodios de erosión que han dado forma a su topografía actual. La deformación de la Cordillera Central y el desplazamiento hacia el oeste, han sido importantes en la formación del gradiente estructural de la cuenca. Los estratos de crecimiento dentro de la cuenca indican periodos de deformación activa en la cuenca Cordillera Oriental y en el margen occidental del Valle Medio del Magdalena. Además, la cuenca VMM ha experimentado una inversión tectónica significativa, especialmente, desde el Oligoceno tardío, lo que ha llevado a la transformación de esta, en una cuenca intermontana durante el Mioceno medio al Plioceno. Se han identificado tres etapas de deformación: 1) Etapa extensional, 2) Corrimiento y 3) Transcurrencia, asociadas a la mayoría de las trampas de la cuenca (ANH 2010, Ronda Colombia). La Figura 5 resume las principales estructuras existentes dentro del área considerada en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Sinclinal de Armas. Es una estructura apretada y asimétrica, su eje tiene sentido SSW-NNE, su flanco occidental presenta buzamientos entre 18° y 30° hacia el noroeste y su flanco oriental en mayor parte presenta buzamientos desde 40° a 60° al sureste (Caballero, 2010).

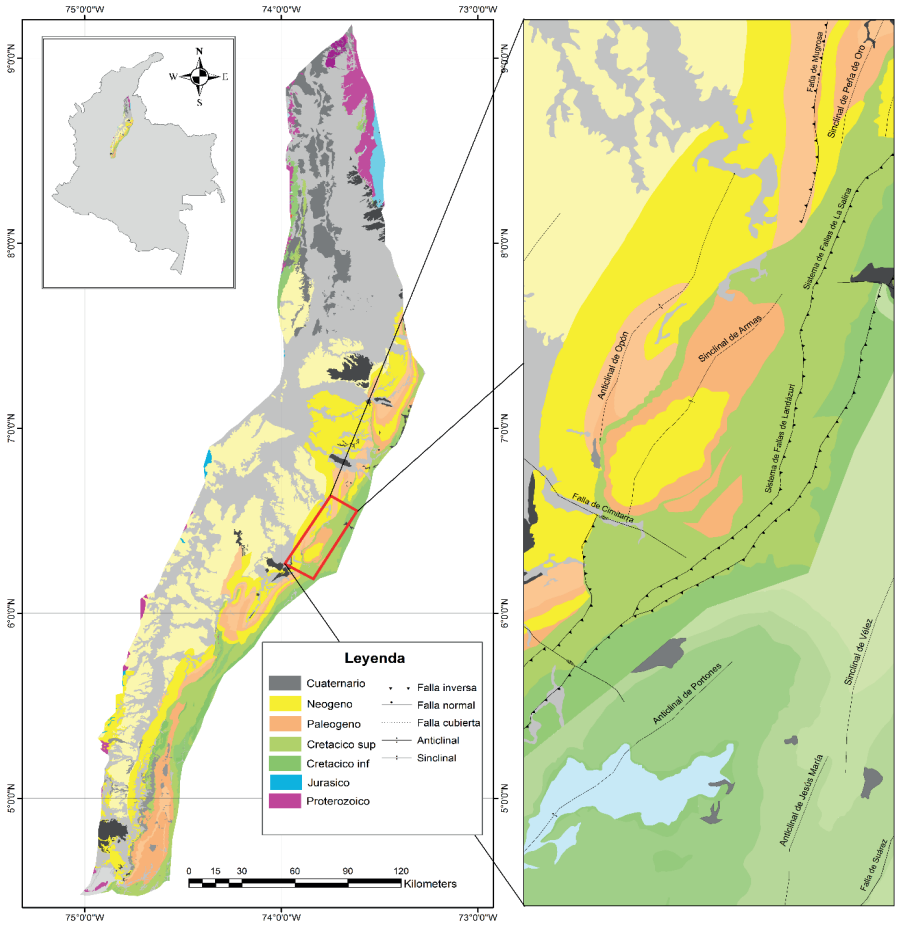


Figura 5. Principales estructuras presentes en la zona de estudio al interior de la cuenca del Valle Medio del Magdalena.

Consecuentemente, a lo largo de esta cuenca se logran diferenciar cinco (5) terrenos estructurales: noroccidental, suroccidental, central, piedemonte y sur de Girardot.

Dominio noroccidental. Se encuentra bordeando el flanco este de la Cordillera Central. Se caracteriza porque todas las capas se orientan al este y las fallas extensionales presentan un componente normal con desplazamiento perpendicular derecho. Las fallas ubicadas al

Oriente de la región sirven como evidencia de la inversión tectónica durante el Cenozoico. Estos lineamientos experimentan un cambio en su orientación, pasando de una dirección SE a NO y modificando su componente de normal a inversa. Estas fallas desempeñan un papel crucial en el contexto petrolero, actuando como trampas estructurales en campos como Las Garzas, Peñas Blancas, Galán, Cantagallo, Llanito, Cristalino y Sogamoso, Totumal, Buturama, Casabe, entre otros (Giraldo-Arroyave, 2010).

Dominio suroccidental. Situado entre los terrenos del NO y el municipio de Girardot. Se caracteriza porque sus capas se orientan al este. En este terreno se observa la presencia de fallas que cortan desde el basamento cristalino hasta las unidades del Cenozoico, donde la sección sedimentaria del Cretácico se encuentra ausente (Lozano y Zamora, 2014).

Dominio Central. Situado entre los terrenos NO y el piedemonte, incluyendo el paleo-alto Cáchira. Este terreno se distingue por la presencia de fallas inversas y pliegues que afectan la secuencia sedimentaria desde el Mesozoico hasta el Cenozoico. Su formación está vinculada a eventos tanto compresivos como extensivos, los cuales dieron origen a las cordilleras Oriental y Central. El paleo-alto Cáchira ubicado al sur, adopta una forma triangular, influenciado por las fallas de Cáchira e Infantas, que actúan como límites estructurales (Córdoba et al., 2001).

Piedemonte. Situado en su totalidad en el sector este de la cuenca, bordeando la Cordillera Oriental. Este sector se distingue por la presencia de fallas inversas, de amplios sinclinales y anticlinales estrechos. De igual manera que el terreno central, experimentó los efectos de procesos extensionales, compresivos e inversiones que dieron origen a las cordilleras andinas colombianas, y que generaron estructuras como fallas inversas, las cuales deforman la secuencia sedimentaria en diversos patrones estructurales incluyendo los tipos dúplex (Restrepo-Pace et al., 2004).

Sur de Girardot. Localizado al sur de la cuenca. Debido a esfuerzos positivos y regímenes de rumbo con acortamiento perpendicular, se

observan en este terreno fallas con configuración en forma de flor, así como fallas reactivadas durante la última parte de la era Cenozoica. Las estructuras más relevantes en esta área son: Sinclinal de Guaduas, falla de Cambao y cinturón plegado de Girardot (Cortés et al., 2006). En la Tabla 2, se enuncian las estructuras secundarias presentes en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Tabla 2. Principales fallas existentes en el piedemonte y en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Fallas		
Nombre	**Tipo**	**Características**
Espíritu Santo	Rumbo	Tiene una dirección N30°E y unos 90 km de longitud. Esta se ve afectada por una superficie de erosión terciaria (Paris y Romero, 1994).
Sistema de fallas Bucaramanga - Santa Marta	Rumbo	Se clasifica como un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinestral y con una dirección aproximada N20°O (Campbell, 1965).
Sistema de fallas La Salina	Inversa	Es considerado como un sistema inverso con componente de rumbo dextrolateral, lo que genera el hundimiento de la cuenca al costado NE y, a su vez, sirve de límite para esta (Gómez et al., 2005a).
Sistema de fallas de Landázuri	Inversa de Cabalgamiento	Tren de fallas con dirección NE-SO (Alcaldía Municipal de Landázuri, 2003).
Falla Casabe	Normal	De tipo inferido con desplazamiento normal de alto ángulo, rumbo NE-SW (INGEOMINAS, 2008).
Falla Cimitarra	Rumbo	Límite sur de la serranía de San Lucas, posee desplazamiento dextral y dirección NE-SW, subdivide la cuenca del Valle Medio del Magdalena en sector norte y sector sur y su trazo en el subsuelo coincide o es paralela a la falla de Cantagallo (Gómez et al., 2005b; SGC, 2015).

Fallas		
Nombre	**Tipo**	**Características**
Falla La CIRA - Infantas	Inversa	Conformado por la falla La Cira y el sistema de fallas de tipo normal, dirección NS. Ambas fallas cortan estructuras anticlinales (Cañas et al., 2019).

1.2.3 Evolución tectónica

La cuenca Valle Medio del Magdalena tiene una historia geológica compleja que se remonta al Mesozoico. Su formación está relacionada con el surgimiento de los Andes colombianos, que resultaron de la interacción entre las placas tectónicas de Sudamérica, Farallón y del Caribe (Sarmiento, 2011). Durante el Cretácico tardío al Paleoceno se presenta una inconformidad diacrónica mayor (inconformidad que engloba la cuenca Valle Medio del Magdalena y las estribaciones de la cuenca Cordillera Oriental, resultado del levantamiento progresivo de la Cordillera Central), debido al retiro regional del mar.

1.2.3.1 **Paleozoico**

Aunque probablemente exista, la historia paleozoica de la cuenca Valle Medio del Magdalena es poco conocida y no se considera en la economía petrolera.

1.2.3.2 **Mesozoico**

La evolución de la cuenca está vinculada a la interacción de placas tectónicas y formación del arco magmático en la Cordillera Central, ocasionando el estiramiento de la litosfera y la generación de *rifts* estrechos debido a esfuerzos tensionales/transtensionales. Durante el Triásico - Cretácico temprano, el área de la cuenca Valle Medio del Magdalena y la cuenca Cordillera Oriental se configura como una cuenca de *rift* extensional relacionada primero con la ruptura de Pangea y luego como una cuenca de tras-arco. Posteriormente, en el Cretácico, los *rifts*

fueron más anchos y asimétricos que los del Jurásico, con la reactivación de fallas normales y la inversión de algunas de estas durante la orogenia andina del Cenozoico. Además, la presencia de rocas sedimentarias del Cretácico en el subsuelo de la cuenca VMM, con variación en espesor, se debe a la erosión pre-Eoceno medio. A través del Cretácico tardío, la subsidencia post-rift generó la cuenca VMM, cuenca Cordillera Oriental y cuenca Llanos y el levantamiento extenso de rocas en la Cordillera Central. Adicionalmente, el comienzo de la deformación compresiva en la Cordillera Central y la cuenca VMM, marcó un cambio tectónico significativo. Finalmente, en el Cretácico tardío – Neógeno, se desarrollaron las fases de deformación pre-Eoceno medio, generando la formación de la discordancia de influencia marina tras un periodo de acortamiento transpresional (Gómez et al., 2005a; Sarmiento, 2011).

1.2.3.3 Cenozoico

Durante esta era, las rocas sedimentarias continentales constituyeron la mayor parte del relleno de la cuenca, con "*onlap*" sobre la Cordillera Central. A través del Paleoceno - Eoceno medio se presenta el levantamiento de la Cordillera Central, el cual generó una cuenca "*foreland*" con deformaciones vergentes al este y al oeste en áreas específicas. Más tarde, durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano, se presenta la migración del frente orogénico desde la Cordillera Central hacia el este, causando inversión de *grabens* mesozoicos. Adicionalmente, a través del Eoceno medio – Neógeno, se presentó un periodo de erosión masiva que supera el levantamiento tectónico y suaviza la estructura y topografía preexistentes, con la discordancia de influencia marina formándose simultáneamente. Durante el Oligoceno tardío se configura el aumento de las tasas de acortamiento, generando la inversión de la cuenca VMM y la elevación de la cuenca Cordillera como una cadena montañosa. Durante el Mioceno medio – Plioceno, se generó la deformación andina, este evento separó la cuenca Cordillera Oriental de la cuenca VMM. Finalmente, se genera la subsidencia neógena resultante de la flexión litosférica (Gómez et al., 2005a; Sarmiento, 2011).

1.3 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

Esta zona limita al este con la cuenca Llanos, al oeste con la cuenca Valle Medio del Magdalena, al norte con el Macizo de Santander y al sur con el sistema de fallas Algeciras - Garzón (Figura 6) (Lozano y Zamora, 2014). Desde el punto de vista de la exploración esta zona de la cordillera se conoce como una cuenca inmadura (Sarmiento, 2011) y, desde 1947, se han perforado un aproximado de 300 pozos acorde a la información presentada en el banco de información petrolera del Servicio Geológico Colombiano con última actualización al 2022.

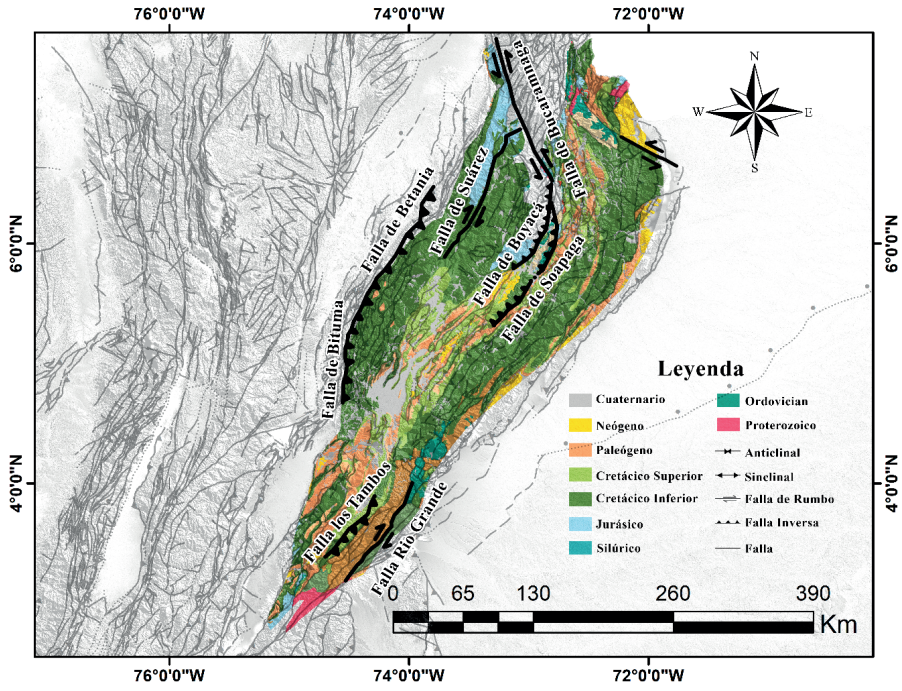


Figura 6. Mapa geológico del Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.

1.3.1 Litoestratigrafía regional

La Figura 2 resume las principales formaciones geológicas existentes en la Cordillera Oriental. El sector central de la Cordillera Oriental está

conformado por rocas de edades Proterozoicas a Cenozoicas (Figura 6), las cuales cuentan con litologías variables que van desde areniscas, arcillolitas, calizas y lodolitas. Además, se encuentran rocas metamórficas en la parte norte y sur de la cuenca.

De manera general, la sedimentación en el Cretáceo se desarrolló en un ciclo de transgresión-regresión, que inició con depósitos continentales seguidos de una transgresión marina. La transgresión logró su mayor extensión durante el nivel eustático más alto, en el Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano, y fue en ese momento donde se depositaron las rocas fuente del petróleo. Para el Paleoceno, se puso fin al ciclo de transgresión-regresión mediante la sedimentación de llanuras costeras y fluviales. Dichos sedimentos solo se conservaron en la región axial de la Sabana de Bogotá-Tunja-Sogamoso (Sarmiento, 2011).

1.3.1.1 Mesozoico

Eje axial de la Cordillera Oriental

Formación Calizas del Guavio. Se depositó durante el periodo Jurásico temprano-Cretácico inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 1000 m. Está conformada principalmente por cinco miembros: Miembro Conglomerado de Miralindo (Kigm), Miembro Lutitas de Miralindo (Kiglm), Miembro Caliza de Malacara (Kigcm), Miembro Lutitas de Las Mercedes (Kiglme), Miembro Calizas de Las Mercedes (Kigcm) (Ulloa y Rodríguez, 1976; Fabre, 1985). El ambiente de depositación es marino profundo.

Formación Brechas de Buenavista. Se depositó durante el periodo Jurásico temprano - Cretácico inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por fragmentos y bloques angulosos subredondeados de cuarcitas, calizas, filitas, areniscas y cuarzos lechosos, englobados caóticamente en una matriz areno arcillosa (Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es marino somero a continental.

Formación Tambor. Se depositó durante el periodo Jurásico tardío al Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 230 m. Está constituida principalmente por bancos de areniscas depositadas en ambientes fluviales (Ward, 1973).

Formación Arcabuco. Se depositó durante el periodo Jurásico. Cuenta con un espesor variable de hasta 1000 m. Conformada principalmente por areniscas cuarzosas de coloración clara con ocasionales colores rojos, de grano fino hasta medio (Etayo-Serna y Rodríguez, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es fluvial.

Formación Cumbre. Se depositó durante el periodo Jurásico - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 8 m. Está conformada principalmente por areniscas de coloraciones grises oscuras a verdes, con intercalaciones de *shales* (Mendoza, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es marino de plataforma.

Formación Ritoque. Se depositó durante el periodo Jurásico - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por limolitas de color gris, con presencia de micas. Presentan interestratificación con areniscas de grano fino, arcillolitas y calizas lumaquélicas (Ulloa y Rodríguez, 1979; Mendoza, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es marino marginal.

Formación Rosablanca. Se depositó durante el Valanginiano - Hauteriviense. Cuenta con un espesor variable de hasta 450 m. Está conformada principalmente por carbonatos marinos (Cardozo y Ramírez, 1985). El ambiente de depositación es de plataforma de mareas y aguas de menor profundidad.

Formación Paja. Se depositó durante el Hauteriviense - Barremiense - Aptiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 625 m. Está conformada principalmente por lutitas marinas. Hubo un incremento del nivel del mar de origen tectono - eustático, lo cual se respalda mediante la identificación de una facie marina de mayor profundidad en la parte temprano de la formación (Etayo-Serna et al., 1976; Ecopetrol y ESRI, 1994). El ambiente de depositación es de poca profundidad.

Formación San Gil Temprano. Se depositó durante el Turoniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 230 m en su miembro A. Conformada principalmente por lutitas, alternando con areniscas en niveles delgados y esporádicos lentes de calizas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas someras.

Formación Une. Se depositó durante el Albiano tardío - Cenomaniense temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 1453 m (Reyes y Montoya, 2004). Está conformada principalmente por areniscas separadas por bancos más o menos delgados de esquistos endurecidos, hacia el techo de la formación se encuentra un nivel de antracita denominado Querenté (Montoya et al., 2013). El ambiente de depositación es de playa y barras litorales sometidas a olas y corrientes de deriva litoral.

Formación Churuvita. Se depositó durante el Cenomaniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 480 m. Está conformada principalmente por un conjunto alternante arenoso - calcáreo (Ulloa y Rodríguez, 1979; Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas de menor profundidad.

Formación Tibasosa. Se depositó durante el Hauteriviense. Cuenta con un espesor variable de hasta 350 m. Está conformada por cuatro miembros descritos a continuación: Miembro basal (Kit4), presenta conglomerados, limolitas y areniscas a veces conglomeráticas; Miembro Calcáreo inferior (Kit3), constituido por *shales*, calizas arenosas y areniscas; Miembro Arenáceo intermedio (Kimt2), formado principalmente por *shales* y areniscas, y el Miembro Calcáreo temprano (Kmt1), está constituido principalmente por *shales*, caliza lumaquélica y areniscas (Ulloa, et al., 2003; Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es de tipo continental y marino.

Grupo Guadalupe. Se depositó durante el Santoniano - Campaniano - Maastrichtiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada por el conjunto inferior arcilloso y conjunto temprano arenoso. Este último está conformado por areniscas de playa de alta

energía, ricas en cuarzo procedentes del Escudo de Guayana (Cooper et al., 1995; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

Formación Guaduas. Se depositó durante el Maastrichtiano tardío - Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 1200 m. Está conformada principalmente por arcillas que contienen mantos de carbón (Laverde, 1979). El ambiente de depositación es de llanuras parálicas y marino costero a llanuras aluviales.

Estribación occidental de la Cordillera Oriental

Formación Los Santos. Se depositó durante el periodo Jurásico tardío al Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 200 m. Está constituida hacia la base por conglomerados y areniscas conglomeráticas con intercalaciones de areniscas finas y limolitas, hacia el techo se encuentran limolitas y arcillolitas intercaladas con areniscas de grano muy fino a fino, y areniscas de grano fino a muy fino, con delgadas capas de limolitas y arcillolitas hacia el techo. Fue depositada en ambientes fluviales (Díaz et al., 2009).

Formación Naveta. Se depositó durante el Hauteriviense–Barremiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 44 m. Está conformada principalmente por areniscas y calizas marinas poco profundas, que indican el desarrollo de la línea de costa (Cáceres y Etayo, 1969; Sarmiento, 1989). El ambiente de depositación es marino poco profundo.

Formación Murca. Se depositó durante el Titoniano – Berriasiense - Valanginiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 942 m. Conformada principalmente por arenitas subarcósicas y lodolitas negras micríticas (Sarmiento, 1989; Moreno, 1990; 1991). El ambiente de depositación es de aguas profundas junto al margen continental.

Formación Arenisca Útica inferior. Se depositó durante el Titoniano – Berriasiense - Valanginiense. Conformada principalmente por arenitas arcósicas y líticas interestratificadas con lodolitas y limolitas negras

y calizas (Sarmiento, 1989; Moreno, 1990; 1991). El ambiente de depositación es de aguas profundas junto al margen continental.

Grupo Olini. Se depositó durante el Santoniano - Campaniano temprano. Está conformada principalmente por lutitas y pizarras, además de areniscas, conglomerados y calizas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

Grupo Cáqueza. Se depositó durante el periodo Cretácico temprano. Está conformada principalmente por areniscas cuarcíticas, arcillas esquistosas, esquistos, lutitas negras y conglomerados cuarcíticos basales, con un aumento progresivo hacia el sur de capas de lutitas oscuras (Fabre, 1985; Rubiano, 1989; Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es de tipo marino poco oxigenado y somero.

Formación Lutitas de Macanal. Se depositó durante el Titoniano - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de 1200 m, aproximadamente. Está conformada principalmente por capas de lutitas negras, con interestratificaciones esporádicas de calizas, areniscas y bolsones de yeso (Ulloa y Rodríguez, 1979; Fabre, 1985). El ambiente de depositación es de tipo continental a marino somero.

Formación Hilo. Se depositó durante el Cenomaniense inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 900 m. Está conformada principalmente por limolitas y lodolitas calcáreas, en ocasiones silícea. Se presenta con estratificación delgada a media y laminación plano - paralela, con capas de micrita esporádicas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas someras.

Formación Frontera. Se depositó durante el Cenomaniense - Turoniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 109 m. Está conformada principalmente por un intervalo calcáreo lodosa en la base y hacia el techo es silíceo. Tiene un horizonte de concreción densamente fosilífero (Villamil et al., 1993; Montoya et al., 2013). El ambiente de depositación es de plataforma de mar abierto llegando a un *abanico abisal*.

Estribación oriental de la Cordillera Oriental

Formación Rionegro. Se depositó durante el Aptiano - Valanginiano. Está conformada principalmente por areniscas y arcosas con tamaño de grano gruesos, con algunas capas de conglomerados. Además, se presentan areniscas con tamaño de grano fino y lutitas interestratificadas (Vargas et al., 1981a, b; Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es de tipo continental y marino.

Grupo Villeta. Se depositó durante el periodo Cretácico temprano. Está conformado principalmente por esquistos piritosos, caliza cristalina, arenisca (o tufita) calosa y por areniscas cuarcíticas (Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es de tipo marino poco oxigenado y somero.

Formación Arenisca de Las Juntas. Se depositó durante el Hauteriviense - Barremiense. Cuenta con un espesor variable de 270 m, aproximadamente. Está conformada principalmente por una depositación arenosa dominada por olas (Fabre, 1985). El ambiente de depositación es de tipo deltaico.

Formación Arenisca Dura. Se depositó durante el Santoniano - Campaniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 320 m. Conformada principalmente por areniscas muy gruesas, medias y de grano muy fino. Además de presentar un intervalo de limolitas silíceas, areniscas muy finas y *chert* dispuestos en capas delgadas y medias. Finalmente, se presentan bancos de arcillolitas esporádicamente. El ambiente de depositación es de plataforma marina interior a media durante una fase regresiva del mar (Montoya y Reyes, 2003).

Formación La Luna. Se depositó hacia finales del Campaniano y hasta comienzos del Maastrichtiano. Conformada principalmente por una sucesión de *shale* calcáreo de coloración negro y contenido fosilífero con presencia de concreciones de calizas negras (Föllmi et al., 1992; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

Formación Plaeners. Se depositó durante el Campaniano - Maastrichtiano. Conformada principalmente por cuarzoarenitas de grano fino, presente en capas gruesas a muy gruesas y estratificación plano - paralela a plano no paralela. Las facies de esta formación son silíceas y fosfáticas de grano fino (Föllmi et al., 1992; Cooper et al., 1995; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

Formación Labor. Se depositó durante el Campaniano tardío Hauteriviense. Está conformada principalmente por areniscas derivadas de la caída del nivel del mar (Cooper et al., 1995). El ambiente de depositación es marino poco profundo.

1.3.1.2 Cenozoico

Eje axial de la Cordillera Oriental

Formación Socha Temprano. Se depositó durante el Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por areniscas (Céspedes y Peña, 1995). El ambiente de depositación es de llanura costera deltaica.

Formación Socha Inferior. Se depositó durante el Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 200 m. Está conformada principalmente por areniscas con tamaños de grano fino a grueso, se presentan localmente conglomerados con pequeñas intercalaciones de limolitas (Céspedes y Peña, 1995). El ambiente de depositación es fluvial.

Formación Arenisca Cacho. Se depositó durante el Thanetiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 50 m. Está conformada principalmente por areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada e intercalaciones de limolitas (Jaramillo et al., 1993). El ambiente de depositación es fluvial.

Formación Picacho. Se depositó durante el Eoceno inferior - Eoceno medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 270 m. Está conformada principalmente por areniscas de grano grueso a medio (Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es fluvial.

Formación Concentración. Se depositó durante el Eoceno temprano - Mioceno medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 1554 m. Está conformada principalmente por arcillas, con capas delgadas de areniscas de grano medio (Reyes y Reyes, 1976; Céspedes y Peña, 1995; Cazier et al., 1995). El ambiente de depositación varía de marino somero, lagunar y fluvial.

Formación Regadera. Se depositó durante el Eoceno medio - Mioceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada principalmente por conglomerados en la base, seguida de areniscas de grano grueso a medio (Julivert, 1970). El ambiente de depositación es fluvial.

Formación Sabana. Se depositó durante el Pleistoceno medio - temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada por arcillolitas, no obstante, esta litología es variable. Hacia la parte más norte del valle de Sopó - La Calera, se encuentran intercalaciones de turba y arenas arcillosas al tope de la formación, mientras que en el sector de Chía - Cota afloran intercalaciones de arcillas - arenosas y arenas arcillosas (Helmens, 1990). El ambiente de depositación es lacustre (Corredor et al., 2015).

Formación Subachoque. Se depositó durante el Pleistoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 320 m. Está conformada principalmente por depósitos de margas arenosas no estratificadas o con estratificación difusa, mezcladas con fragmentos de roca subangulares. El ambiente de depositación es fluvial lacustre (Corredor et al., 2015).

Formación Tilatá. Se depositó durante el Plioceno inferior a medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 83 m. Está conformada principalmente por una secuencia de depósitos caóticos compuestos por gravas y arena; hacia el este está constituido por bloques de liditas y areniscas envueltos en una matriz arenosa - gravosa. El ambiente de depositación es de abanico aluvial (Helmens y van der Hammen, 1995; Montoya y Reyes, 2003).

Formación Marichuela. Se depositó durante los periodos Neógeno y Cuaternario. Cuenta con un espesor variable de hasta 40 m. Esta representa flujos de detritos sinorogénicos y flujos gravitacionales. Fue depositada en una época de mayor actividad tectónica regional, con deformación fuerte y localizada (Helmens, 1990; Andriessen et al., 1993). El ambiente de depositación es de lagos y llanuras aluviales.

Estribación oriental de la Cordillera Oriental

Formación Mirador o Formación Areniscas del Limbo. Se depositó durante el Eoceno inferior medio. Está conformada por cuarzoarenitas con grano fino a muy grueso, predominando medio y grueso. Se presentan gradaciones a arenitas conglomeráticas de gránulos y guijarros pequeños de cuarzo (2-6 mm), con un espesor aproximado de 170 m (Montoya et al., 2013).

Formación San Fernando. Se depositó durante el Eoceno tardío al Mioceno temprano. Está constituida por arcillolitas y lodolitas, intercalados ocasionalmente con capas tabulares medias y delgadas de arenitas. Las arcillolitas son de color gris, café y negro, los colores más oscuros presentan mayor contenido de materia orgánica y restos de carbón. Esta formación cuenta con un espesor promedio de 780 m (van der Hammen, 1958; Montoya et al., 2013).

Formación Diablo. Se depositó durante el Mioceno temprano a tardío. Está constituida por litológica arenosa conformada por tres segmentos: el inferior primordialmente arenoso; el medio con interestratificación de arcillolitas, lodolitas y arenitas muy finas, algunas capas medias de carbón y, ocasionalmente, capas con fósiles de gasterópodos y bivalvos, y el temprano arenoso, está constituido por alternancia de capas de arenitas y lodolitas (van der Hammen, 1958).

Formación Caja. Se depositó durante el Mioceno tardío al Plioceno. Está constituida por capas lenticulares de cuarzoarenitas o conglomerados y capas cuneiformes y lenticulares de arenitas y lodolitas, cuenta con un espesor aproximado de 2500 m. El ambiente de depositación es fluvial (Montoya et al., 2013).

Formación La Corneta. Se depositó durante el Pleistoceno. Está constituida por capas muy gruesas de conglomerado clastosoportado, con algunos lentes de arenitas grises y capas muy gruesas de arenitas arcillosas friables de color gris violáceo (Montoya et al., 2013).

1.3.2 Geología estructural

La cuenca Cordillera Oriental ha sufrido deformaciones (plegamientos-acortamientos y fracturas) desde el Eoceno hasta hoy, que originaron la configuración geomorfológica actual (ver Figura 7). En términos generales, la cuenca se encuentra afectada por una serie de pliegues y fallas (Tabla 3) desarrollados a lo largo del Cinturón Oriental, que de una u otra manera, influenciaron en la disposición estratigráfica de las unidades sedimentarias de la zona y que dieron lugar a la distinción en diferentes dominios con características particulares.

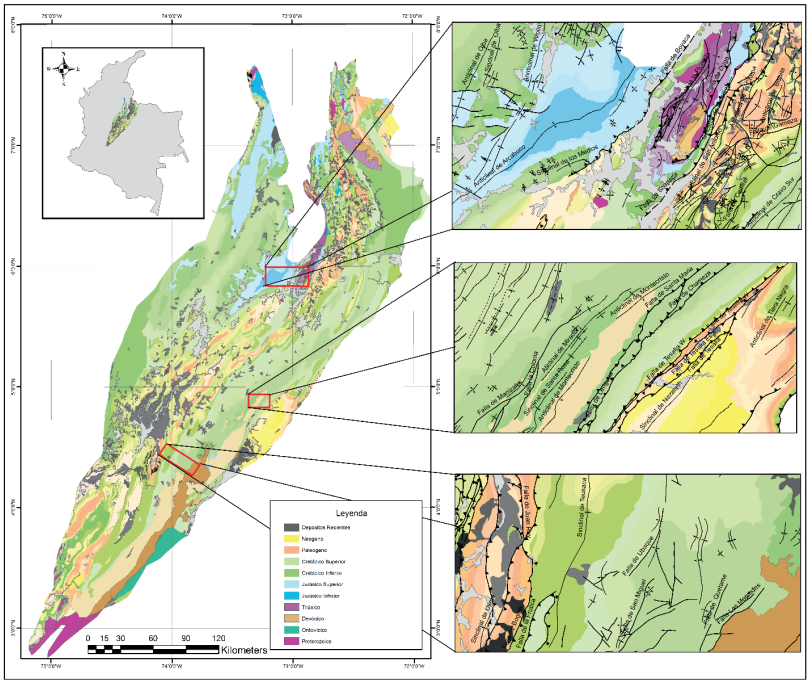


Figura 7. Principales estructuras consideradas alrededor de la Cordillera Oriental.

Tesón et al. (2013), describieron tres dominios de inversión tectónica en la cuenca Cordillera Oriental durante su levantamiento, además del análisis de los estilos de plegamiento de las rocas, estos dominios se complementan con los estudios llevados a cabo por Toro (1990), Kammer (1997), Mora et al. (2006), entre otros, teniendo así la división de la cuenca en tres dominios:

Estribaciones de la cuenca Valle Medio del Magdalena y Llanos. Este dominio estructural es caracterizado por una serie de empujes de piel fina, típicos en las secciones externas del orógeno, los cuales, en la fase de *rifting* (Jurásico - Cretácico), se situaron en los hombros del *rift*, desarrollándose fallas normales secundarias. Actualmente, se encuentran controlados por cabalgamientos de piel delgada creados durante la orogenia andina (Mora et al., 2006).

Dominios invertidos occidentales y orientales. Este dominio estructural se caracteriza por la concentración de zonas con inversión tectónica de las estructuras extensionales. Durante los procesos de inversión, la transferencia de las fallas Soapaga (empuje principal del Macizo de Floresta) y Boyacá (empuje principal del anticlinal de Arcabuco), originaron un acortamiento en la cuenca y dejaron a la falla de Bucaramanga con rumbo NO (Pindell et al., 1998; Toro, 1990; Mora et al., 2009). El graben está limitado en el occidente por el antiguo sistema de fallas Bituima - La Salina y, al oriente, por el sistema de fallas Guaicaramo.

Dominio depresivo central (sabana de Bogotá, Región Axial Tunja-Sogamoso). Ubicado en inmediaciones del dominio invertido occidental y oriental, en sinclinales, donde afloran rocas Cenozoicas. En el análisis llevado a cabo por Kammer (1997), detalló los pliegues ubicados al norte del altiplano de Bogotá y al sureste del anticlinal de Arcabuco, sustentando un modelo de pandeo para su origen. Adicionalmente, Mora y Kammer (1999) proponen el plegamiento de las capas tempranoes debido a un acortamiento homogéneo en las capas más profundas. Finalmente, la falta de exposición en la parte inferior de la secuencia Mesozoica al sur y sureste del Macizo de Floresta y la sabana de Bogotá, impiden identificar

estructuras de inversión en las partes internas de la Cordillera Oriental (Tesón et al., 2013).

Dentro de esta cuenca se presentan algunas estructuras. Entre las más importantes, se encuentran las siguientes:

Sinclinal de Medina. Conformado por rocas del periodo Neógeno y Cuaternario (Guayabo) (Parra et al., 2009b; Horton et al., 2020). Esta estructura involucra la falla de Tesalia y la falla de Guaicaramo.

Sinclinal de Nazareth. Conformado por rocas del periodo Neógeno (Guayabo y León) y Paleógeno (Carbonera) (Parra et al., 2009b). Esta estructura involucra la falla de Tesalia.

Anticlinal de Guavio. Las formaciones involucradas en esta estructura son Carbonera, Barco, Los Cuervos y Mirador (Parra et al., 2009b). Esta estructura involucra la falla de Guaicaramo.

Anticlinal Farallones. Conformados por unidades del Paleozoico (Parra et al., 2009b; Horton et al., 2020). Esta estructura involucra la falla Servitá y la falla de Lengupá-Tesalia.

Anticlinal de inversión Los Cobardes. Conformado por rocas sedimentarias del Jurásico (Caballero et al., 2013). Esta estructura involucra la falla de Suárez y la falla Bucaramanga-Santa Marta.

Anticlinal de Arcabuco. Conformado por rocas sedimentarias de edad Jurásica (Kammer y Sánchez, 2006; Mora et al., 2010a). Esta estructura involucra la falla de Boyacá.

En la Tabla 3, se enuncian las principales fallas presentes en la cuenca Cordillera Oriental.

Tabla 3. Principales fallas existentes en los sectores de la Cordillera Oriental considerados.

Fallas	
Nombre	**Características**
Soapaga	Con clasificación regional y de tipo inversa. Esta estructura presenta una dirección preferente NNE-SSW, correspondiente al borde oriental del Macizo de Floresta y que se relaciona con la terminación en cola de caballo de la falla de Bucaramanga (Toro, 1990; Dengo y Covey, 1993; Kammer y Sánchez, 2006; Velandia, 2005; Tesón et al., 2013).
Boyacá	Es una estructura orientada en dirección NNE-SSE, que corresponde al borde occidental del Macizo de Floresta y que se relaciona con la terminación en cola de caballo de la falla de Bucaramanga (Toro, 1990; Dengo y Covey, 1993; Kammer y Sánchez, 2006; Velandia, 2005; Tesón et al., 2013).
Sistema de fallas de Bucaramanga	Descrito como un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinestral y con una dirección aproximada N20°W (Campbell, 1965).
Tesalia	De esta falla se derivan las fallas de Santa María y Lengupá, extendiéndose en sentido SW – NE. Esta falla presenta tres (3) ramificaciones llamadas fallas de Tesalia E, Tesalia W y Tesalia E1. Estas fallas son de tipo inverso con vergencia al este y componente de deslizamiento tanto en el rumbo como en el buzamiento (Montoya et al., 2013).
Las Mercedes	Se encuentra localizada al NE del municipio de Quetame. Involucra el basamento (Grupo Quetame - Filitas y Cuarcitas de Guayabetal) con la Formación Lutitas de Macanal. Se clasifica como inversa de alto ángulo y está relacionada con el sistema de fallas con dirección NE observado en el área de Quetame (Patiño et al., 2011).

1.3.3 Evolución tectónica

La cuenca Cordillera Oriental evolucionó en las eras Mesozoica y Cenozoica, dentro de la cual se presentaron episodios de subducción, *rift*, subsidencia y acortamiento. La velocidad de subsidencia promedio fue de 11 cm/1000 años (Fabre, 1983a; b; c). Según Perrodon y Masse

(1984), esta velocidad es muy alta y es típica de cuencas sometidas a esfuerzos de tensión. Además, la existencia de magmatismo básico confirma el estado de distensión, así como la presencia de fallas normales en el borde llanero (Fabre y Delaloye, 1983). En el Cretáceo temprano, la subsidencia redujo su velocidad a 5 cm/1000 años. En el Terciario, los niveles arenosos conglomeráticos de Socha y Barco se relacionan con el primer levantamiento de grandes porciones de la Cordillera Oriental, las areniscas de la Formación Picacho y Mirador corresponden a movimientos orogénicos. Finalmente, durante el Neógeno (Mioceno medio) ocurren los movimientos que deformaron la cobertura sedimentaria acumulada (Sarmiento et al., 2006).

13.3.1 Mesozoico

Durante los periodos del Triásico - Jurásico, en el sistema de paleofallas Magdalena - La Salina, había cuencas estrechas (<150 km) y asimétricas, ubicadas en lados opuestos de esta. Posteriormente, durante el Cretácico inferior (Berriasiano - Hauteriviano) las cuencas extensionales tenían un ancho mayor (>180 km), pero igualmente asimétricas (Sarmiento et al., 2006). Adicionalmente, en el Cretácico inferior (Aptiano - Albiano temprano) la cuenca se amplió hacia la parte sur en el Valle Alto del Magdalena. Hacia el norte del *graben* había fallas normales, cortas y rectilíneas, a diferencia del sector sur, donde las fallas eran normales de mayor longitud y menos numerosas (Mora et al., 2009).

1.3.3.2 Cenozoico

Durante el periodo Paleógeno (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) se creó un abanico imbricado nororiental con posterior erosión (Corredor, 2003). Adicionalmente, se evidencian edades U-Pb de circonio detrítico, indicando aumento de las edades de Grenville y la disminución de estas del Mesozoico, lo cual se relaciona con el levantamiento de la Cordillera Oriental (Nie et al., 2010). Posteriormente, durante el Oligoceno tardío, el abanico imbricado nororiental con posterior erosión y al final de este periodo fue cubierto por depósitos de esta época formando una discordancia angular (Corredor, 2003).

Para el periodo Neógeno (Mioceno medio), los datos de AFT exponen que los sinclinales frontales a lo largo de los costados oriental y occidental de la cordillera comenzaron a ser afectados por denudación inducida a causa del empuje hacia el oeste del bloque Panamá - Chocó (Mora et al., 2010a). Posteriormente, en el Mioceno - Plioceno, la Cordillera Oriental representó una barrera orográfica que alcanzó una elevación crítica, ocasionando una erosión concentrada en el flanco oriental, debido a que capta los vientos cargados de humedad procedentes del Amazonas (Mora et al., 2008).

1.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

La Cuenca (ver Figura 8) se encuentra localizada en el suroriente de Colombia, con un área de 110.304 km^2; en la parte norte de la misma se ubicala subcuenca Caguán y hacia el sector sur se encuentrala subcuenca Putumayo. Limita con la Cordillera Oriental al occidente, con el Escudo de Guyana al oriente, con la serranía de la Macarena al norte y al sur con el límite internacional con Ecuador. Esta cuenca comparte su historia geológica con la cuenca de Oriente en Ecuador, como parte de una cuenca antepaís (ANH, 2011).

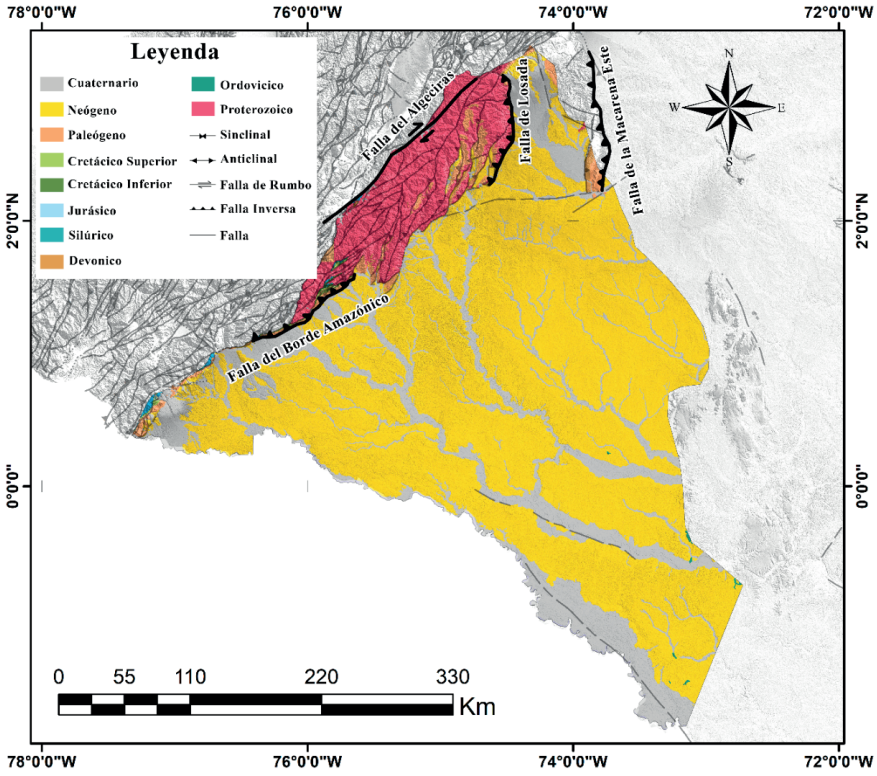


Figura 8. Mapa geológico de la cuenca Caguán-Putumayo, elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000, del Servicio Geológico Colombiano.

1.4.1 Litoestratigrafía regional

La cuenca Caguán-Putumayo se subdivide en las subcuencas Putumayo -Caguán, separadas por el paleo-alto de Florencia (ver Figura 9). Cada subcuenca presenta un registro estratigráfico complejo, reflejo de su distinta evolución tectónica, lo que justifica la descripción independiente de sus respectivas secuencias sedimentarias.

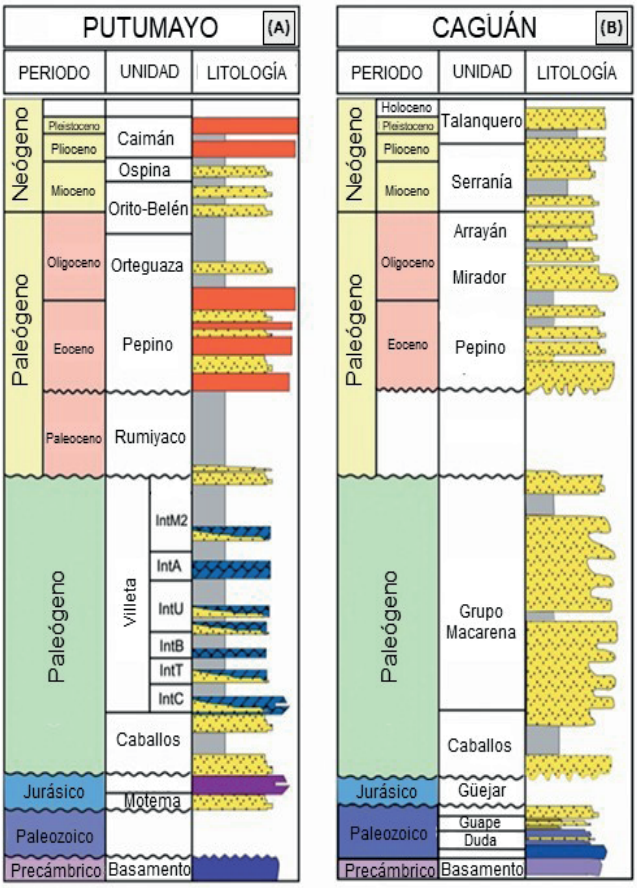


Figura 9. Columnas estratigráficas sintetizadas de las subcuencas (A) Putumayo y (B) Caguán. Fuente: Modificado de Montenegro y Barragán (2011).

1.4.1.1 Subcuenca Putumayo

El registro sedimentario de la subcuenca Putumayo se encuentra representado en la Figura 9A.

1.4.1.1.1 Mesozoico

Esta secuencia está compuesta por sedimentos que reposan sobre un basamento ígneo-metamórfico. Su estructura subyacente corresponde

a un sistema de *grabens* y *horsts* del Precámbrico, con las rocas más antiguas, aflorando en el Macizo de Garzón (Rodríguez et al., 2003).

Formación Motema (Jurásico). Compuesta por limolitas grises laminadas con abundantes micronódulos de siderita en la base, y por areniscas y conglomerados rojos al tope (Rossello et al., 2006; 2008; Bayona et al., 2020).

Formación Saldaña (Jurásico). Constituida por rocas volcánicas, tobas, aglomerados y limolitas verdosas, con intercalaciones menores de calizas nodulares. Dataciones en rocas volcánicas y vulcanoclásticas indican edades de 159,3 ± 0,0000005 Ma (Rodríguez et al., 2018, método Ar-Ar), mientras que diques riolíticos y andesíticos presentan edades entre 151 y 155 Ma (U-Pb; Caipa-Furque, 2019; Bayona et al., 2020).

Formación Caballos (Aptiano-Albiano). Está compuesta por cuarzoarenitas medianas a gruesas con fragmentos de cuarcita y neis, cemento calcáreo y matriz arcillosa caolinítica, con intercalaciones de lodolitas grises, materia orgánica, trazas de glauconita y pirita. Esta formación refleja ambientes de deposición que varían desde aluviales en la base hasta marinos someros en el tope (Kairuz et al., 2000, Mora et al., 2010b).

Formación Villeta (Albiano-Maastrichtiano). Se caracteriza por lodolitas de color gris oscuro a negro, con laminación plano-paralela y presencia de bivalvos. Esta unidad se divide en dos miembros: el miembro inferior, dominado por una plataforma calcárea con aportes terrígenos episódicos, en la que se distinguen seis intervalos litoestratigráficos (Kairuz et al., 2000, Montenegro y Barragán, 2011): el intervalo C, compuesto por *packstone* de moluscos con matriz micrítica; el intervalo T, constituido por arenas de cuarzo gris de grano fino a medio; el intervalo B, conformado por *wackestone/packstone* con foraminíferos planctónicos; el intervalo U, integrado por arenas de cuarzo feldespáticas y líticas; el intervalo A, compuesto por *wackestone* negro con fragmentos fósiles y, el intervalo M2, conformado por calizas similares al intervalo A, con arenas siliciclásticas y depósitos de tormenta. Por su parte, el

miembro temprano se caracteriza por una sedimentación restringida en un ambiente de baja energía, donde predominan cuarzoarenitas finas a muy finas.

1.4.1.1.2 Cenozoico

La secuencia cenozoica constituye el relleno de la cuenca antepaís influenciada por eventos orogénicos y pulsos de levantamiento tectónico asociados a la formación de la cordillera de los Andes.

Formación Rumiyaco (Paleógeno). Compuesta por arcillolitas abigarradas en tonos rojos, pardos, grises y verdes, interestratificadas con niveles finos de conglomerados y areniscas cuarzosas, líticas y sublíticas (Rossello et al., 2006; 2008).

Formación Pepino (Eoceno). La Formación Pepino está dividida en tres niveles estratigráficos. El miembro inferior está compuesto por conglomerados masivos de tamaño grueso a mediano, con clastos líticos de gran escala, lentes arenosos medianos y una matriz arcillosa, lo que indica un ambiente de depositación asociado a un abanico aluvial distal. El miembro medio se caracteriza por intercalaciones de arcillas y limos con niveles de arenisca maciza, además de la presencia de cemento silíceo en la parte temprano, areniscas quebradizas y escasos conglomerados, reflejando condiciones propias de una llanura de inundación. Finalmente, el miembro temprano muestra una alternancia de conglomerados, areniscas, arcillolitas y limolitas, donde los conglomerados exhiben una matriz limo-arcillosa, evidenciando cambios en las condiciones sedimentarias y en la dinámica de deposición (Montenegro y Barragán, 2011).

Grupo Orito (Eoceno tardío - Mioceno medio). El Grupo Orito está conformado por la Formación Orteguaza en su base y la Formación Orito - Belén en su tope. La Formación Orteguaza, depositada durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, consiste en intercalaciones de arcillolitas, limolitas grises, areniscas ferruginosas de grano fino y capas carbonosas delgadas con abundante lignito, lo que sugiere un ambiente

de depositación restringido y salobre. Por su parte, la Formación Orito-Belén, correspondiente al Mioceno, está compuesta por lutitas de espesor variable, estratos de areniscas intercalados con litoarenitas inmaduras que presentan ondulaciones y laminación transversal, así como conglomerados con materia orgánica, yeso y láminas de carbón. Su ambiente de depositación se asocia con llanuras costeras dominadas por lagos, pantanos y aguas salobres (Rossello et al., 2006; 2008).

Formación Ospina (Mioceno tardío). Depósito compuesto por arcillolitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino (Rodríguez et al., 2003).

Formación Caimán (Plio - Pleistoceno). Representa la fase final del registro sedimentario de la cuenca Putumayo. Se compone de depósitos de abanicos aluviales y agradaciones recientes de los principales cursos colectores del río Amazonas (Rossello et al., 2006; 2008).

1.4.1.2 Subcuenca Caguán.

El registro sedimentario de la subcuenca Caguán se encuentra representado en la Figura 9B.

1.4.1.2.1 Paleozoico

Formación Duda (Ordovícico - ¿Silúrico?). Compuesta por areniscas calcáreas y lodolitas de origen turbidítico, con espesores entre 200 y 300 m (Montenegro y Barragán, 2011).

Formación Guape (Ordovícico - ¿Silúrico?). Esta formación, de hasta 1250 m de espesor, está compuesta por esquistos, diabasas y cuarcitas (Rodríguez et al., 2003).

1.4.1.2.2 Mesozoico

Formación Güejar (¿Jurásico?). Está compuesta por areniscas cuarzosas blancas intercaladas con paquetes de lutitas grises y proporciones

variables de rocas calcáreas y mármoles, indicando ambientes marinos neríticos (Montenegro y Barragán, 2011).

Formación Caballos (Aptiano - Albiano). En Caguán, esta formación está compuesta por secuencias conglomeráticas con intercalaciones de arenas finas y niveles lodolíticos, sugiriendo un ambiente de llanura aluvial costera (Mora et al., 2010b).

Grupo Macarena. Las secuencias del Cretácico tardío son representadas por la Formación Macarena, compuesta por dos miembros. El Miembro inferior, está formado por areniscas cuarzosas muy finas a finas, con clastos angulares a subangulares, intercaladas con lutitas negras y capas ocasionales de carbón, interpretadas como depósitos de llanura aluvial costera. El Miembro temprano, consiste en areniscas cuarzosas amarillentas con fragmentos carbonosos y lutitas grises masivas, asociadas a ambientes de llanura aluvial y costera (Montenegro y Barragán, 2011).

1.4.1.2.3 Cenozoico

Formación Pepino (Eoceno). También conocida como Formación Lozada. Su descripción litológica corresponde a la establecida para la subcuenca Putumayo (ver Sección 1.4.1.1).

Formación Mirador (Eoceno - Oligoceno). Compuesta por areniscas conglomeráticas grisáceas con grano fino a medio y moderada selección, con litoclastos metamórficos y de sílex (Rodríguez et al., 2003).

Formación Arrayán. Denominada Formación Arrayán en la zona de La Uribe y conocida como Grupo San Fernando en la serranía de la Macarena, está conformada por intercalaciones de lutitas grises a rojizas con niveles de areniscas finas, vetas de carbón y niveles fosilíferos con gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos, indicando ambientes de llanura aluvial y transicional con incursiones marinas locales (Montenegro y Barragán, 2011).

Formación Serranía. Areniscas cuarzosas rojizas de grano fino a medio, intercaladas con niveles de limolita y lutita (Rodríguez et al., 2003).

1.4.2 *Geología estructural*

La evolución geológica de la cuenca Caguán-Putumayo ha sido controlada por diversos eventos tectónicos que la transformaron de una cuenca de tipo *rift* en el Triásico-Jurásico, a una cuenca de retroarco en el Cretácico y, posteriormente, en una cuenca de antepaís desde el Maastrichtiano tardío, con la influencia de la orogenia andina en el Mioceno tardío. Este proceso reactivó fallas preexistentes y dio lugar al sistema del piedemonte andino.

Estructuralmente, la cuenca está influenciada por el Macizo de Garzón y el alto de Florencia, que dividen las subcuencas de Caguán y Putumayo, marcando variaciones en los ambientes deposicionales (ver Figura 10). En el sector oriental (caguán), la cuenca presenta una plataforma estable con deformación mínima y fallas de bajo desplazamiento, predominantemente pre-eocenas y orientadas N-S. En contraste, el sector occidental (Putumayo) exhibe un cinturón plegado y fallado con cabalgamientos de gran desplazamiento, asociados a la inversión de fallas normales del Triásico-Jurásico, durante episodios tectónicos del Cretácico, Eoceno y Plioceno-Pleistoceno (Rossello et al., 2008; Montenegro y Barragán, 2011; SGC y ANH, 2022).

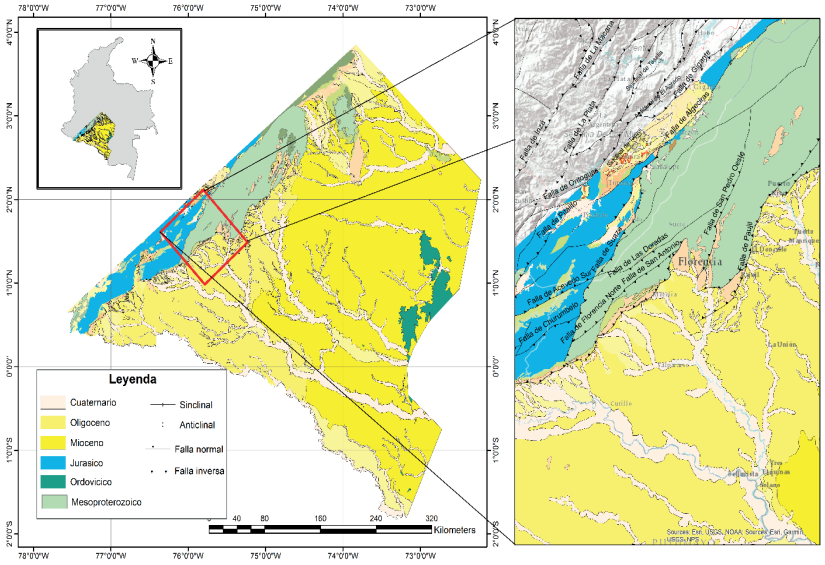


Figura 10. Principales estructuras consideradas alrededor de la cuenca Caguán-Putumayo.

A continuación, se enuncian las principales estructuras de la cuenca Caguán - Putumayo, tomada de Tello (2003):

Anticlinal de Santana. Esta estructura involucra las rocas de la Formación Pepino que están afectadas por la falla Conejo.

Anticlinorio de Fragua. Esta estructura involucra rocas de la Formación Monzogranito de Mocoa.

Graben de Caquetá. Ubicado en Colombia, es una depresión geológica caracterizada por la presencia de fallas normales que han creado un espacio hundido. Está compuesto principalmente por rocas ígneas y metamórficas pre-cretácicas (Pachón-Parra et al., 2020).

Sinclinal la Punta. Esta estructura involucra rocas de las formaciones Pepino y Rumiyaco que están afectadas por la falla La Tebaida.

Sinclinal de Yunguillo. Esta estructura involucra rocas de las formaciones Caballos, Villeta y Rumiyaco, que están afectadas por la falla La Tebaida.

Sinclinal de Villalobos. Esta estructura involucra rocas de las formaciones Villeta, Rumiyaco, Caballos y Pepino (miembro inferior), que están afectadas por la falla de San Francisco Yunguillo.

Sinclinal de Cascadas. Esta estructura involucra rocas de la Formación Villeta.

En la Tabla 4, se presentan las principales estructuras de la cuenca Caguán-Putumayo

Tabla 4. Principales fallas presentes en la cuenca Caguán-Putumayo

Fallas		
Nombre	**Tipo**	**Características**
Resinas		Presenta una dirección preferencial SE. Pone en contacto el Complejo Garzón y el Neis de Guapotón - Mancagua al sur, y al norte limita con el Granito Granofels de El Recreo y las Migmatitas de Florencia (INGEOMINAS y GEOESTUDIOS, 2000a; b).
Las doradas	Falla inversa o de cabalgamiento	Presenta alto ángulo con vergencia hacia el sureste y dirección NE-SW. Pone en contacto las rocas del Neis de Guapotón - Mancagua con las del Complejo Garzón (INGEOMINAS y GEOESTUDIOS, 2000c; d).
Del borde Amazónico	Falla inversa o de cabalgamiento	Cabalgamiento con vergencia SE, el cual afecta principalmente a la Formación Pepino (Tello, 2003).
Acevedo Sur	Falla inversa o de cabalgamiento	Para INGEOMINAS y GEOESTUDIOS (2000e; d) es un sistema de fallas de cabalgamiento que tiene transporte hacia el SE, rumbo N50°E e inclinación del plano de falla al occidente.

Fallas		
Nombre	**Tipo**	**Características**
Algeciras	Falla rumbo dextral	Está clasificada como una estructura rumbo deslizante, con movimiento relativo dextral y dirección general N35°E-45°E, presenta un buzamiento hacia el este, el cual hace cabalgar rocas precámbricas y paleozoicas sobre rocas del Paleógeno y Cretácico. Esta falla pone en contacto el Complejo Garzón con el Monzogranito Algeciras, y rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas que se encuentran cubiertas por abanicos aluviales (Vergara, 1996; Velandia et al., 1996; Marquínez y Velandia 2001).

1.4.3 Evolución tectónica

El registro sedimentario de la cuenca Caguán-Putumayo se puede asociar con cuatro eventos tectónicos principales: i) Metamorfismo Precámbrico a Cámbrico asociado a la colisión entre Báltica y Amazonía, durante el ensamblaje final de Rodinia (Ibáñez-Mejía, 2011); ii) Un periodo transgresivo dando origen a la sedimentación Paleozoica (Rossello et al., 2006); iii) *Rifting* en el tras arco durante el Jurásico-Triásico al Cretácico temprano (Cooper et al., 1995) y, iv) Una fase de compresión prolongada del Cretácico medio al Cenozoico, relacionada con el desarrollo de los Andes colombianos (Gómez et al., 2005a).

Durante el ciclo Andino, se produjo un evento compresivo mayor en el Santoniano-Campaniano, el cual ocasionó el levantamiento y deformación de la Cordillera Central (Colleta et al., 1990), con la formación contemporánea de la provincia Llanos - Putumayo (Gómez et al., 2005a). Posteriormente, durante el Cenozoico, el área experimentó varios eventos tectónicos, entre los cuales se destacan: a) incremento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, durante el Paleoceno al Eoceno medio (Daly, 1989); b) convergencia del bloque de Panamá con Sudamérica (Vargas y Mann, 2013); c) colisión entre el margen Andino y el terreno Chocó durante el Eoceno medio al Mioceno medio (Duque-Caro, 1990; Sarmiento, 2001). Las unidades

Eocenas medias registran dos eventos de acortamiento durante el mismo periodo de levantamiento de la Cordillera Central.

En SCG y ANH (2022), proponen un modelo cinemático general para la cuenca Caguán-Putumayo, en el cual se interpretan las siguientes secuencias tectónicas: i) Cretácico, constituida por sedimentos marinos depositados durante un periodo transgresivo; ii) Cretácico tardío - Paleoceno, el cual marca el levantamiento de la Cordillera Central y la Cordillera Occidental, formando la cuenca de antepaís del Cretácico - Paleoceno, esta secuencia se relaciona con el tope de la Formación Rumiyaco (57 Ma); iii) Eoceno, en este periodo se registra una segunda fase de levantamiento de los Andes (Cordillera Oriental), en la cual se evidencia un cambio en la fuente de los sedimentos, que corresponde con el tope de la Formación Pepino (35 Ma); iv) Oligoceno, durante este periodo ocurre el completo llenado de la cuenca, el cual está representado por el tope de la Formación Orteguaza (23 Ma); v) Mioceno, en este periodo se registra el último pulso de la Orogenia Andina (12 Ma), en el cual se presentan las mayores tasas de exhumación (Mesiniano - Zancliano; 4-6 Ma).

Capítulo 2

Termocronología

En este capítulo se abordarán los principios fundamentales de la termocronología, con el fin de proporcionar al lector una comprensión profunda del proceso para obtener datos termocronológicos en cada cristal. Además, se exploran sus aplicaciones en la investigación geológica y petrolera, así como en el entendimiento de la evolución de nuestro entorno geológico.

2.1 Principios de termocronología

De acuerdo con Reiners (2021), la termocronología es la ciencia y la práctica de inferir historias térmicas de minerales y rocas, a partir de propiedades químicas, isotópicas o físicas de minerales que son sensibles tanto a la temperatura como al tiempo. Los métodos termocronométricos combinan el análisis de estas propiedades con modelos cinéticos y otra información geológica para deducir rangos de posibles historias térmicas. Estas últimas se interpretan como eventos geológicos, incluida la exhumación, erosión, compresión u otros fenómenos que impliquen cambios de temperatura, incluido el magmatismo, la presencia de fluidos hidrotermales, los impactos de meteoritos o los incendios forestales. El conocimiento de estas historias térmicas puede utilizarse para comprender el momento, la tasa y, por tanto, la dinámica de una amplia gama de procesos geológicos.

La Figura 11 muestra las temperaturas de cierre de diferentes minerales y sus correspondientes métodos termocronométricos, así como las aplicaciones geológicas basadas en rangos de temperatura (Dodson, 1973; Farley, 2000). La temperatura de cierre, según Wagner y Van den Haute (1992), es ese valor mínimo, en el cual, los minerales comienzan a retener información del decaimiento radiactivo.

De manera general, estos datos son usados hoy en día, entre otras para: 1) cuantificación numérica y simulación de cinturones de montañas activos desde la cristalización de las rocas hasta los procesos superficiales; 2) Análisis termal de cuencas petrolíferas; 3) Relación entre exhumación, tectónica y procesos de superficie y 4) Evolución geodinámica de cinturones de montaña activos (Himalayas, Alpes, Andes, entre otros).

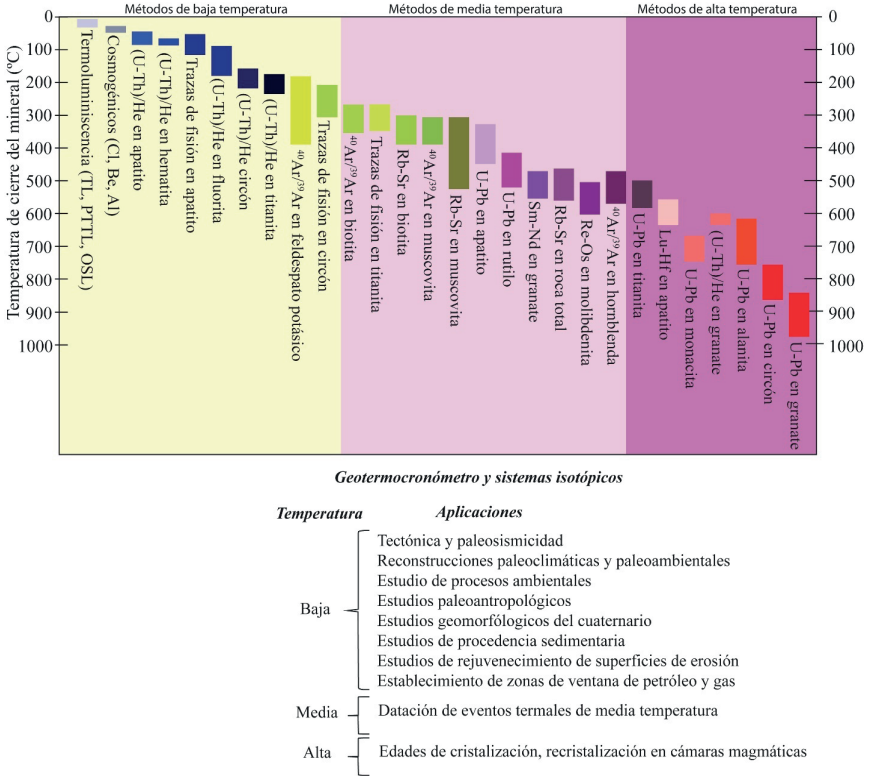


Figura 11. Sistemas isotópicos y métodos geo-termo-cronológicos disponibles.
Fuente: Modificado de Farley (2002); Bermúdez y Flores (2019).

Durante los procesos de enterramiento/enfriamiento de rocas, se produce un aumento o descenso de las temperaturas a medida que el mineral atraviesa las diferentes isotermas. Las temperaturas de cierre para los principales sistemas termocronológicos empleados en esta obra son resumidas en la Tabla 5 (Braun et al., 2006).

Tabla 5. Sistemas termocronológicos y temperaturas de cierre asociadas.

Fuente: modificada de Braun et al. (2006).

Método	Mineral	Temperatura de cierre (°C)	Referencia
(U-Th)/He	Circón	200 – 230	Reiners et al. (2004)
(U-Th)/He	Apatito	75 ± 5	Wolf et al. (1996)
TF	Circón	240 ± 20	Brandon et al. (1998)
TF	Apatito	110 ± 10	Gleadow y Duddy (1981)

2.2 Tipos de muestreo

Dependiendo de la información que se desea extraer, se planifica la toma de muestras en campo. Estas muestras pueden tomarse tanto en cuencas sedimentarias como en altos topográficos. La Figura 12, representa los tipos de muestreo como se enuncian a continuación: 1) Muestras de núcleos, con el propósito de realizar correlaciones laterales entre unidades. 2) Muestras a lo largo de una perforación horizontal (tipo túnel), para analizar el comportamiento de las isotermas (Glotzbach et al., 2009). 3) Muestras a lo largo de la ondícula topográfica para análisis de creación de topografía y variaciones locales de las isotermas. 4) Muestras en forma vertical para obtener relaciones edad-elevación y estimar tasas de exhumación (Stüwe et al., 1994; Braun, 2002) 5. Muestras distribuidas en el interior de bloques tectónicos delimitados por fallas (ejemplo: Bermúdez et al., 2010) permiten cuantificar las tasas de exhumación en bloques, la exhumación diferencial e influencia de zonas de fallas y la circulación hidrotermal. 6) Muestras en sedimentos activos de ríos o en depósitos sedimentarios antiguos cuya información, al ser combinada con métodos geocronológicos como Uranio-Plomo (U-Pb), permite

llevar a cabo estudios de proveniencia o cuantificar tasas de erosión a largo plazo (Bermúdez et al., 2021).

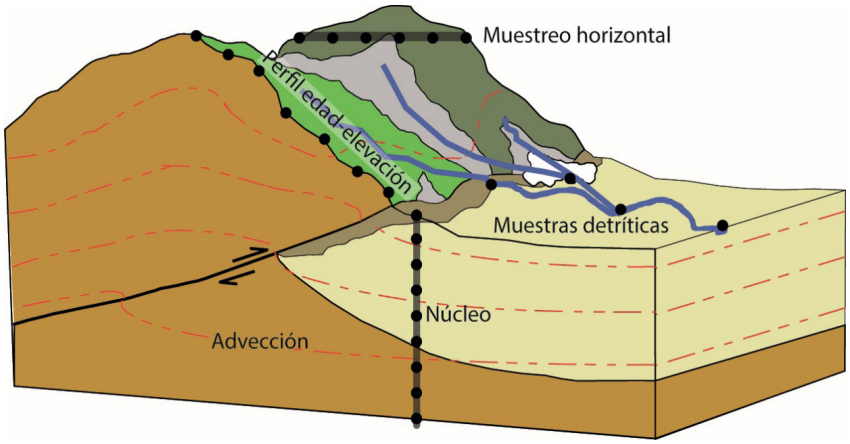


Figura 12. Diferentes técnicas de muestreo dependiendo del objetivo de cada estudio. Tomado y modificado de Ehlers, (2005) y de Schildgen y van der Beek (2019).

Dependiendo del tipo de litología, se debe seleccionar la cantidad de muestra, por ejemplo, para rocas ígneas y metamórficas, con 1 a 3 kg de material debería ser suficiente, mientras que, para rocas sedimentarias, lo ideal es concentrar cerca de 1 kg con una batea en el sitio de muestreo. Algunas rocas ideales para aplicar el método de trazas de fisión en apatitos o circones son: (i) Ígneas, desde silíceas hasta intrusivas intermedias, volcánicas (lavas y piroclásticos) y gabros. (ii) Metamórficas, como granulitas, gneisses, anfibolitas, meta-areniscas y, en ocasiones, esquistos. (iii) Sedimentarias, como areniscas no consolidadas, sin evidencia de procesos diagenéticos, estratos rojos, conglomerados, grauvacas y, en ocasiones, cuarcitas y areniscas. Mientras, las menos ideales, son las rocas volcánicas máficas, ultramáficas, eclogitas, esquistos máficos y rocas alteradas o mineralizadas.

2.3 Trazas de fisión mediante uso del Detector Externo

La Técnica del Detector Externo (TDE), consiste en la colocación de una mica o plástico sobre un concentrado de apatitos o circones previamente

pulidos y revelados. Una vez se coloca el detector, se envía la muestra a irradiar en un reactor nuclear para estimar los átomos de uranio remanentes o que faltaban por decaer. Mientras en los minerales se produce fisión espontánea que genera una zona de daño conocida como huella de fisión, en las micas la traza de fisión es inducida por el reactor, así, el conteo de huellas espontáneas e inducidas, da la relación entre isótopos padres e hijos. Para fechar una muestra bajo esta modalidad, se emplea la ecuación 1 (Wagner y Van den Haute, 1992; Bermúdez, 2002; Bermúdez et al., 2004 y 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} ln\left(\frac{\lambda\alpha}{2}\frac{Ns}{N_i}\zeta\rho_D + 1\right) \quad (1)$$

t es el tiempo, $\lambda_\alpha = 1{,}55125 \times 10^{-10}$ es la constante de decaimiento, *Ns,* y *Ni* es el número de trazas espontáneas e inducidas, respectivamente: ζ es el factor de calibración y ρ_D es la densidad de trazas sobre un dosímetro.

El error sobre la edad (Galbraith, 2005), se obtiene con la ecuación 2:

$$\sigma(t) = t\sqrt{\frac{1}{N_s + 0{,}5} + \frac{1}{N_i + 0{,}5} + \frac{1}{N_D} + \left(\frac{\sigma(\zeta)}{\zeta}\right)^2} \quad (2)$$

Donde N_D es la densidad de trazas calculadas sobre los vidrios dosímetros, y es la desviación estándar del factor de calibración ζ.

Las muestras de edad desconocida son empacadas con muestras estándares de edad conocida y los dosímetros. Con los estándares se determina el factor de calibración ζ, mediante la ecuación 3:

$$\zeta = \frac{e^{(\lambda\alpha * t e)-1}}{\frac{\lambda_\alpha}{2}\left(\frac{N_s}{N_i}\right)_e \rho_D} \quad (3)$$

De todos los diferentes contenedores y muestras enviadas por el laboratorio, se seleccionan las muestras estándares, se calcula el factor ζ y se promedia, esto da un valor único que depende del observador o laboratorista. Este valor promedio (ζ) se sustituye en la ecuación (1), al igual que los conteos de (N_s, N_i) y de esta manera se calcula la edad individual de los granos.

2.4 Trazas de fisión mediante espectrometría de masas (LA-ICP-MS)

En este método, las muestras no se envían a un reactor nuclear, sino que se usa un láser para estimar los isótopos relacionados con el decaimiento radioactivo (Hasebe et al., 2004; Soares et al., 2014; Abdullin et al., 2016) La edad para el método LA-ICP-MS es calculada con la ecuación 4:

$$t_M = \frac{1}{\lambda_D} ln\left(\frac{\lambda_D}{\lambda_f}\frac{N_s}{[\hat{U}]A_s R q} + 1\right) \quad (4)$$

En esta ecuación λ_D, λ_f y $[\hat{U}]$ son las constantes de decaimiento total, la de fisión nuclear y la concentración de ^{238}U. N_s es el número de trazas de fisión espontáneas contadas sobre el área A_s, y q es llamado factor de eficiencia (Iwano y Danhara, 1998; Soares et al., 2014; Vermeesch, 2019), que depende del tipo de mineral analizado y R es el rango o longitud promedio de las trazas reveladas.

Empleando un factor de calibración similar a la ecuación (1) para el método de trazas de fisión bajo la técnica del detector externo, la anterior ecuación puede simplificarse como se observa en la ecuación 5:

$$t = \frac{1}{\lambda_D} ln\left(\frac{\lambda_D}{2}\zeta\frac{N_s}{[U]A_s} + 1\right) \quad (5)$$

donde

$$\zeta = \frac{2}{\lambda_f Rq}$$

Igual que en el caso anterior, se determina a través del estudio de estándares. El error sobre la edad obtenida por el método LA-ICP-MS se calcula con la ecuación 6:

$$\sigma(t) = t\sqrt{\frac{1}{N_s + 0{,}5} + \left(\frac{\sigma(\mathrm{U})}{\mathrm{U}}\right)^2 + \left(\frac{\sigma(\zeta)}{\zeta}\right)^2} \qquad (6)$$

2.5 Termocronología (U-Th)/He

Este método se basa en la acumulación de partículas alfas (^{4}He) en apatitos, circones, hematitas, entre otros, generadas por el decaimiento de emisores de partículas alfa como U, Th, Sr. La partícula ^{4}He, aunque es entrampada en el mineral, puede perderse en los bordes por incrementos de temperatura, por procesos difusivos. Estas partículas no se detienen hasta que viajan 20 μm de sus átomos padres, el He producido en los límites del cristal es expulsado (Ketcham, 2017).

El ^{4}He en el cristal, es la sumatoria de los productos de decaimiento del ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th y ^{147}Sm. Estos isótopos *U, Th, y Sm*, así como la concentración de ^{4}*He* son medidos en el laboratorio. Para esto se calienta la muestra y se produce la desgasificación del cristal, midiendo la cantidad de He. Luego se emplea un espectrómetro de masas ICPMS para cuantificar la concentración de U, Th y Sm. Las ecuaciones 7, 8, 9 y 10, determinan la edad de las rocas y minerales mediante el análisis de la acumulación de He.

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} ln\left(\frac{^4He}{8^{238}U} + 1\right) \qquad (7)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} ln\left(\frac{^4He}{7^{235}U} + 1\right) \quad (8)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{232}} ln\left(\frac{^4He}{6^{232}Th} + 1\right) \quad (9)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{147}} ln\left(\frac{^4He}{^{147}Sm} + 1\right) \quad (10)$$

Donde: $\lambda_{238} = 1{,}55125 \times 10^{-10}$ a^{-1}, $\lambda_{235} = 9{,}8485 \times 10^{-10}$ a^{-1}, $\lambda_{232} = 4{,}9475 \times 10^{-11}$ a^{-1}, y $\lambda_{147} = 6{,}524 \times 10^{-12}$ a^{-1}.

2.6 De historias termales a estimación de tasas de erosión

Después de la estimación de una edad (por trazas de fisión, o por el método (U-Th)/He), es importante obtener las longitudes de trazas de fisión confinadas (en el caso ideal es importante contar con más de 100 longitudes de trazas), con el propósito de modelar la historia termal de la muestra. Para obtener estas historias se utilizan *softwares* como HeFTy (Ketcham, 2005) o QTQt (Gallagher, 2012). Asumiendo un modelo de "*annealing*" (Laslett et al., 1987; Crowley et al., 1991; Ketcham et al., 1999; 2007) y de difusión (Wolf et al., 1996; Reiners y Farley, 1999; Farley, 2000; Reiners et al., 2004; Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009; Guenthner et al., 2013) se determinan las historias tiempo-temperatura de la muestra, como la representada en la Figura 7. En la parte central de esta figura, la línea punteada en verde es el modelo "*weighted*" o pesado, mientras que la curva negra representa el modelo de mejor ajuste. Además, las envolventes moradas y verde representan el conjunto de trayectorias buenas y aceptables respectivamente, usando un valor estadístico de referencia. En la parte izquierda temprano, como inserto en esta figura, se observa un histograma de longitudes de trazas de fisión y el ajuste de la función de densidad del modelo al histograma de longitudes de trazas. En la base de la figura se observa la comparación entre las edades observadas y predichas y entre el valor promedio de las

longitudes de trazas observadas y predichas. El GOF es el valor de la prueba de bondad de ajuste ("*Goodness of fit*") una media estadística de esta cercanía.

En la Figura 13 se observa una historia termal que permite estimar pulsos de enfriamiento y calentamiento. Por ejemplo, entre 160 a 100 Ma la curva negra tiene una pendiente negativa o decreciente, lo que significa un pulso de calentamiento en la muestra, mientras que, de 100 a 80 Ma, de 80 a 50 Ma, y así sucesivamente, en cada punto de inflexión hasta 0 Ma, la curva tiene una pendiente positiva o creciente lo que se interpreta como un pulso de enfriamiento asociado a exhumación o erosión. Para estos pulsos se calcula la pendiente de la recta que proporciona la tasa de enfriamiento. Es necesario convertir esta última a tasas de erosión y para esto se debe hacer una gran cantidad de asunciones.

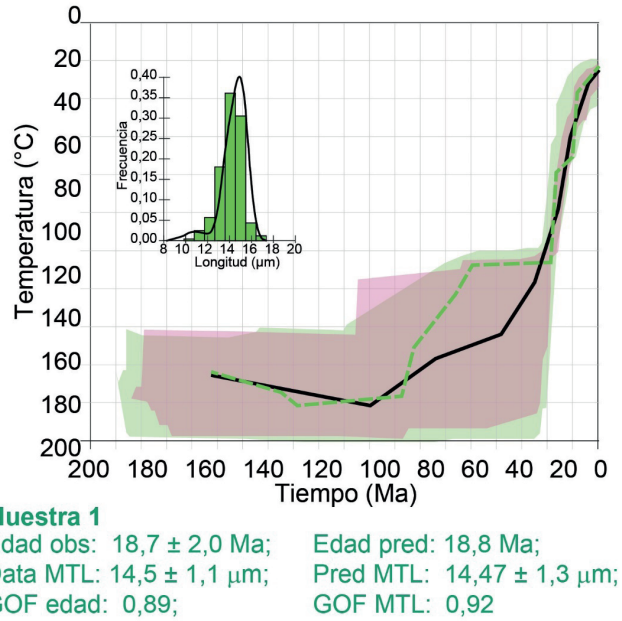


Figura 13. Historia tiempo-temperatura derivada de HeFTy (Ketcham, 2005) para una muestra hipotética.

Pasar de las historias de enfriamiento a las de exhumación/denudación usando datos termocronológicos, no es una tarea sencilla (ver Figura 14).

Es necesario asumir un modelo de annealing o de cicatrización de huellas en el caso de trazas de fisión o un modelo de difusión en el caso de los métodos (U-Th)/He en apatitos o circones para obtener curvas de enfriamiento/calentamiento. Debe asumirse un gradiente geotérmico e incorporar medidas como flujo de calor, conductividad térmica y advección de isotermas para determinar la historia de denudación. A partir de estos modelos ya es posible establecer historias de levantamiento, estimar flujo de sedimentos, reconstrucción de paleodrenajes y evolución del paisaje.

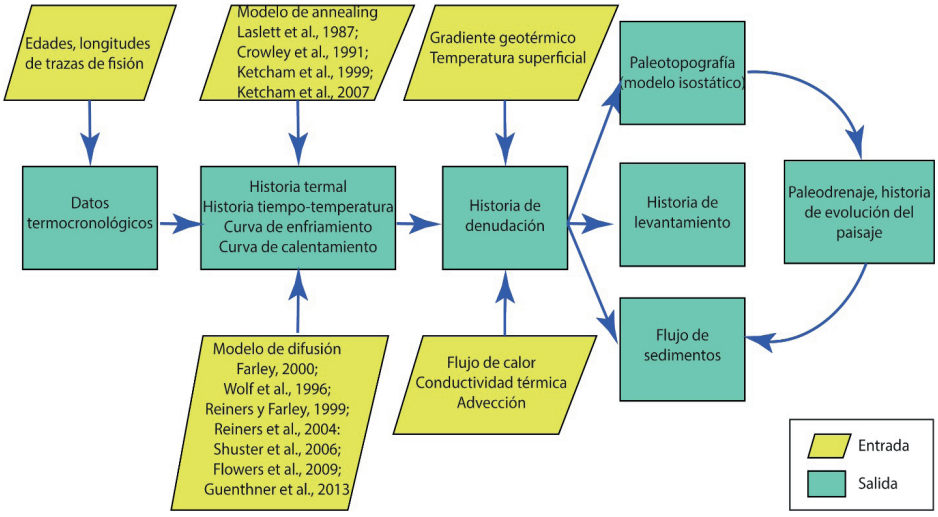


Figura 14. Transformación de datos termocronológicos a historias termales, denudación, levantamiento y evolución del paisaje. En elipses, los modelos y datos necesarios para generar cada modelo. Es necesario asumir una estrategia de muestreo y contar con otros datos geológicos. Fuente: Modificado de Bermúdez (2018).

Varios métodos para convertir edades termocronológicas a tasas de erosión se han desarrollado en el pasado (Age2edot, Willett y Brandon, 2013; Age2Exhume, van der Beek y Schildgen, 2023). Estos incorporan el concepto de temperatura de cierre de los minerales y su dependencia al enfriamiento, y los procesos de advección de calor que ocurren durante el desplazamiento de rocas a la superficie.

En la presente obra se empleará el *software* Pecube (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012) para mostrar los efectos térmicos causados por la exhumación, isostasia flexural e influencia de fallas.

2.7 Software Pecube

El código termocinemático 3D Pecube desarrollado por Braun (2003) hoy en día es una importante aplicación dentro de la termocronología cuantitativa (Braun et al., 2006; 2012). El *software* predice edades termocronológicas mediante la solución numérica (elementos finitos) de la ecuación del calor en un espacio tridimensional. El código emplea parámetros como: temperatura en la base del modelo (T_L), densidad de las rocas (ρ), capacidad calórica (c), conductividad termal (k), producción de calor (A), velocidades de advección de isotermas en el espacio tridimensional (u,v,w), temperatura inicial (T0), topografía (S(x,y,t)), temperatura a nivel del mar (TMSL), y factor de amplificación topográfico (β). En Pecube, en lugar de utilizar un flujo de calor, se emplea la temperatura basal, lo cual ayuda a simplificar los cálculos. La ecuación 11 (Braun et al., 2012), viene dada por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\kappa\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}\kappa\frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\kappa\frac{\partial T}{\partial z} + A \qquad (11)$$

Esta ecuación es resuelta por el método de elementos finitos, usando de 6 a 8 nodos elementos prismáticos (Braun, 2003), que son lineales en la dirección vertical y lineales o bilineales en las direcciones horizontales.

La ecuación 11 arroja una edad en la cual se determina que la roca atraviesa ciertas isotermas de temperatura, así es posible para cada termocronómetro o mineral, calcular una edad de enfriamiento.

En la Figura 15, se ilustra una configuración utilizada en Pecube para predecir las edades en superficie.

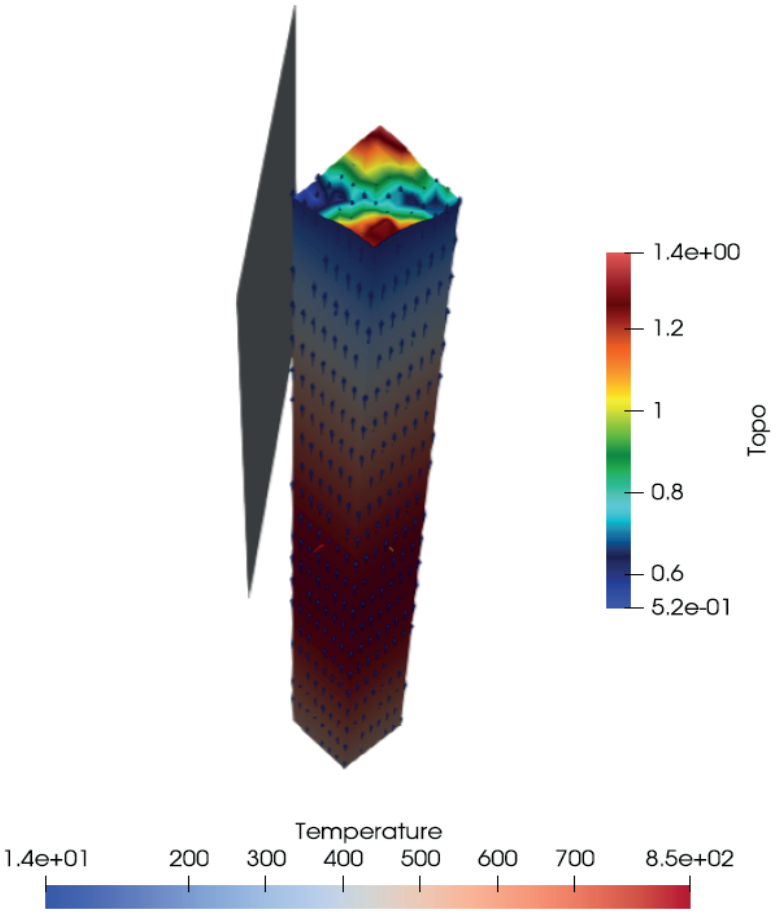


Figura 15. Configuración de un modelo Pecube hipotético, se proporciona temperatura en la base del modelo, temperatura superficial, campo de velocidades, topografía y la geometría de la falla a utilizar.

Capítulo 3

Metodología

Con el fin de evaluar las diferentes áreas de estudio en las cuencas Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental, Llanos y Caguán-Putumayo, a través de modelos directos usando el código Pecube, se implementa la metodología representada en la Figura 16.

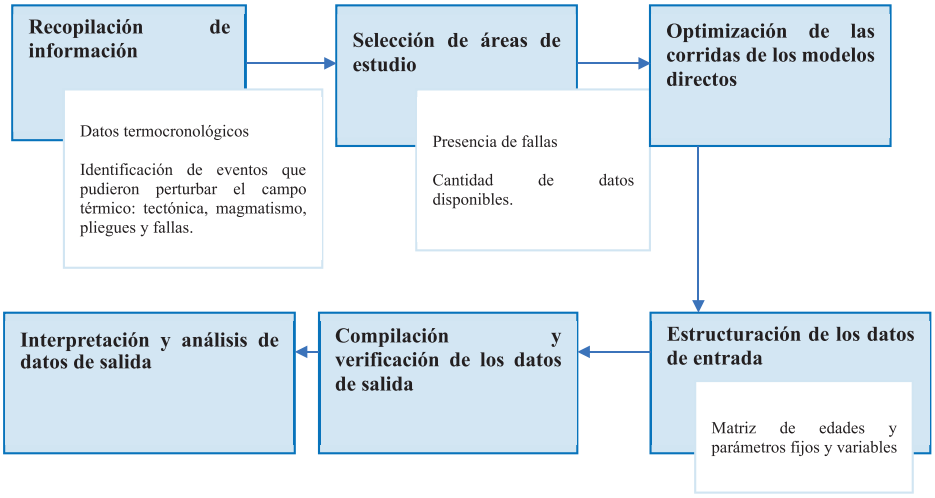


Figura 16. Diagrama metodológico de trabajo.

3.1 Recopilación de información

Esta primera fase tiene como objetivo organizar toda la información disponible en cuanto a geología de superficie, modelos digitales de

elevación (DEM) y datos de termocronología de baja temperatura, tales como: trazas de fisión en apatito (AFT), trazas de fisión en circón (ZFT), argón / argón en moscovita ($^{40}Ar/^{39}Ar$ en moscovita), (U-Th)/He en apatito (AHe), y (U-Th)/He en circón (ZHe).

3.1.1 Geología de superficie

La recopilación de la cartografía geológica es importante, ya que la distribución espacial de las unidades geológicas da información relevante sobre el comportamiento mecánico de las estructuras en subsuelo (pliegues y fallas), y el reconocimiento de eventos tectónicos y magmáticos que perturban el campo termal de la zona de estudio. En el Capítulo 1, se describió detalladamente la historia geológica de cada una de las cuencas objeto de estudio.

Por otra parte, la geología de superficie es fundamental para hacer la correlación entre los datos reportados por los diferentes métodos geotermocronológicos y su distribución espacial y estratigráfica. Asimismo, es esencial para el reporte en mapas temáticos.

3.1.2 Datos de termocronología

La estructuración de las bases de datos termocronológicas a lo largo de las distintas zonas en cada cuenca objeto de estudio, se ejecutó en dos etapas. Primero, se llevó a cabo la recopilación bibliografía contenida en artículos científicos, informes y demás estudios de carácter investigativo, relacionados con el modelamiento termocronológico. Luego, se generó un control de calidad de los datos obtenidos, donde se verificó que concordaran litológicamente con la descripción reportada, y que las coordenadas y las elevaciones fueran concordantes con los modelos digitales de elevación y la cartografía base. Finalmente, se eliminaron muestras con información incompleta y datos duplicados. Todos los datos termocronológicos fueron obtenidos para muestras superficiales.

3.1.2.1 Trazas de fisión en apatitos (AFT)

Este método termocronológico está relacionado con un rango de temperatura que va de 60 a 120 °C (temperatura de cierre) en el cual, la estructura cristalina del mineral sufre daños (trazas de fisión). En la cuenca Valle Medio del Magdalena se realizó la recopilación de 25 datos por AFT. Estas edades varían de 5,45 ± 0,71 Ma a 48,9 ± 4,3 Ma, y las longitudes de trazas varían de 9,6 a 14,23μm. En la cuenca Cordillera Oriental se reportan 26 datos por AFT. Estas edades varían de 0,8 ± 0,3 Ma a 25,9 ± 2,2 Ma, cuyas longitudes medias no han sido reportadas en su totalidad. En la cuenca Llanos, se encontraron 11 datos por AFT. Estas edades varían de 6,7 ± 3,9 Ma a 30,9 ± 3,1 Ma, y las longitudes de trazas varían de 10,89 a 15,17 μm. Finalmente, en la cuenca Caguán-Putumayo, se obtuvieron 15 datos por AFT. Estas edades varían de 6,89 ± 2,83 Ma a 13,9 ± 7,8 Ma, y las longitudes de trazas están alrededor de 13 a 14 μm. En el Capítulo 3.4 de este libro, se reportan los autores de estas dataciones.

3.1.2.2 Trazas de fisión en circones (ZFT)

Este método termocronológico está relacionado con un rango de temperatura que va de 240 a 300 °C (temperatura de cierre) en el cual, la estructura cristalina del mineral sufre daños (trazas de fisión). En las cuencas objeto de estudio se llevó a cabo la recopilación de los datos de longitudes de trazas y edades observadas. Para la única cuenca en la que se encontraron dataciones de este tipo fue para la cuenca Cordillera Oriental, en la que se obtuvieron 14 datos por ZFT. Estas edades varían de 5,9 ± 0,4 Ma hasta 136,5 ± 13,4. Ma. En el Capítulo 3.4 de este libro, se reportan los autores de estas dataciones.

3.1.2.3 $^{40}Ar/^{39}Ar$ en moscovita

Este método termocronológico está relacionado con un rango de temperatura que va de 350 a 425 °C (temperatura de cierre) dependiendo de varios factores como la composición química y el tamaño del grano.

En las cuencas objeto de estudio, solo se obtuvo información por este método para la cuenca Cordillera Oriental, donde se encontraron 2 edades con $^{40}Ar/^{39}Ar$ en moscovita las cuales fueron, 65 ± 1,9 Ma y 65,2 ± 1,4 Ma. En el Capítulo 3.4 de este libro, se reportan los autores de estas dataciones.

3.1.2.4 (U-Th)/He en apatito (AHe)

Este método termocronológico está relacionado con un rango de temperatura que va de 60 a 70 °C (temperatura de cierre). Por debajo de esta temperatura, el helio (^{4}He), producido por la desintegración radiactiva de uranio (^{238}U y ^{235}U) y torio (^{232}Th) queda atrapado dentro de la estructura cristalina del apatito. En la cuenca Valle Medio del Magdalena no se presentan dataciones por este método. En la cuenca Cordillera Oriental se reportaron 3 datos por (U-Th)/He en apatito, con edades que varían de 6,7 ± 0,5 Ma a 26,4 ± 1,6 Ma. En la cuenca Llanos se presentan 8 datos por (U-Th)/He en apatito con edades que varían de 47,9 ± 3,7 Ma a 79 ± 8,3 Ma. Finalmente, en la cuenca Caguán-Putumayo se reportan 10 datos por (U-Th)/He en apatito con edades que varían de 3,5 ± 1 Ma a 12,8 ± 0,5 Ma. En el Capítulo 3.4 de este libro, se reportan los autores de estas dataciones.

3.1.2.5 (U-Th)/He *en circón (ZHe)*

Este método termocronológico está relacionado con una temperatura media de 170 a 200 °C (temperatura de cierre). Por debajo de esta temperatura, el helio (^{4}He), producido por la desintegración radiactiva de uranio (^{238}U y ^{235}U) y torio (^{232}Th) queda atrapado dentro de la estructura cristalina del circón. En las cuencas Valle Medio del Magdalena y Llanos, no se reportan dataciones por este método. En la cuenca Cordillera Oriental se reportan 38 datos por U-Th/He en circón con edades en el rango de 12,4 ± 1,2 Ma a 80,2 ± 6,8 Ma. Finalmente, en la cuenca Caguán-Putumayo se reportan 3 datos por (U-Th)/He en circón, con edades en el rango de 15 Ma a 109,07 ± 43,4 Ma. En el Capítulo 3.4 de este libro, se reportan los autores de estas dataciones.

3.1.3 Modelo digital de elevación

Los modelos digitales de elevación (DEM) son una herramienta clave para evaluar y analizar la topografía de una región. Esta tiene un impacto significativo tanto en la distribución de las isotermas en el subsuelo, como en la variación del gradiente térmico vertical. En áreas montañosas se suelen experimentar gradientes térmicos verticales más pronunciados debido a la influencia de la erosión, la exhumación y otros procesos geológicos asociados con la topografía elevada. Asimismo, esta puede influir en la naturaleza del suelo y el material superficial, lo que a su vez afecta la conductividad térmica del suelo. Por ejemplo, los suelos rocosos tienden a tener una conductividad térmica diferente a los suelos más sueltos o sedimentarios, lo que puede influir en la distribución de la temperatura en el subsuelo.

Los DEM para las zonas de estudio se obtuvieron a partir de los datos publicados libremente por la Agencia Espacial Japonesa (de manera gratuita) del programa espacial ALOS-PALSAR. Estos poseen distintas resoluciones 12, 30 y 90 m. La metodología para la utilización de este DEM, se enuncia a continuación:

Primero se creó el SHP que engloba el área de interés, luego se espacializaron las bases de datos para proceder a hacer un recorte del DEM, posteriormente, se realiza un remuestreo donde la resolución del DEM puede oscilar de 0,5 a 2 km, valor que depende del tamaño del área de estudio. Cabe resaltar que entre más grande sea el área de estudio y la resolución del DEM, mayor será el tiempo que tomará la ejecución del código termocinemático. Finalmente, el nuevo DEM se exporta en formato ASCCI, el cual contiene una matriz de datos de elevación del terreno con un encabezado del número de columnas, filas, longitud, latitud, resolución del DEM y el error.

3.1.3.1 Cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas

El DEM usado para el modelamiento termocinemático en la cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas, se pueden visualizar en

la Figura 17 y, sus características principales, se encuentran plasmadas en la Tabla 6.

Tabla 6. Características del modelo digital de elevación para la cuenca Valle Medio del Magdalena en el sector Sinclinal de Armas.

Característica		Sector Sinclinal de Armas
Número de columnas		35
Número de filas		38
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-73,99
	Latitud	6,19

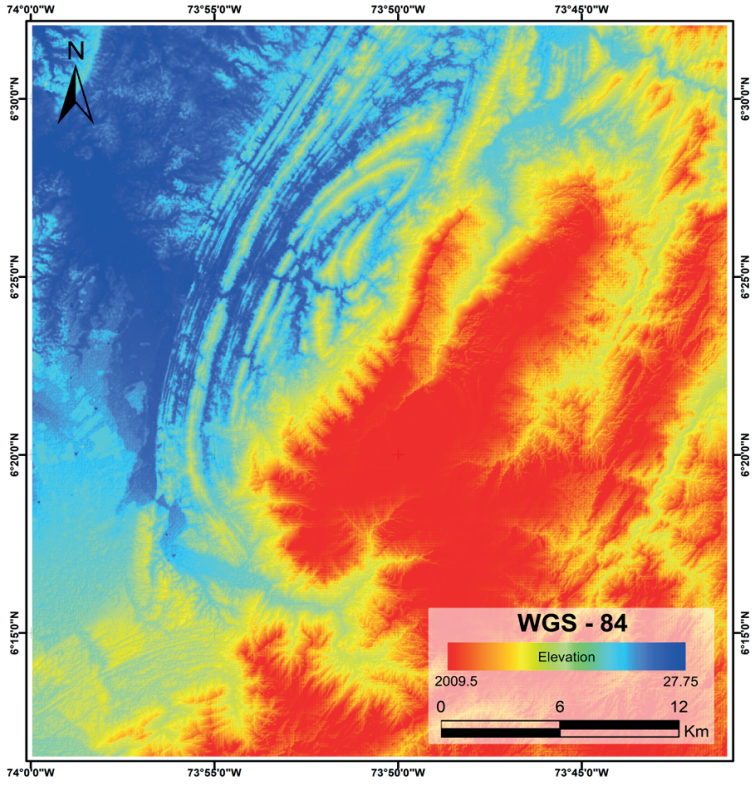


Figura 17. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas.

3.1.3.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

Para el modelamiento termocinemático en la cuenca Cordillera Oriental, se usaron tres (3) modelos digitales de elevación. En el caso del sector Macanal - Santa María, el DEM se puede visualizar en la Figura 18 y, sus características principales, se encuentran plasmadas en la Tabla 7. Asimismo, para el caso de la zona de estudio del sector Axial (alrededores del Macizo de Floresta), en la Figura 19 se presenta el DEM y en la Tabla 8, las propiedades del área modelada. Finalmente, para la tercera zona de estudio comprendida entre Bogotá - Villavicencio, en la Figura 20, se visualiza el DEM y, en la Tabla 9, las características principales de esta.

Tabla 7. Características del modelo digital de elevación para el sector Macanal - Santa María.

Característica		**Sector Macanal - Santa María**
Número de columnas		26
Número de filas		26
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-73,397499
	Latitud	4,764333326

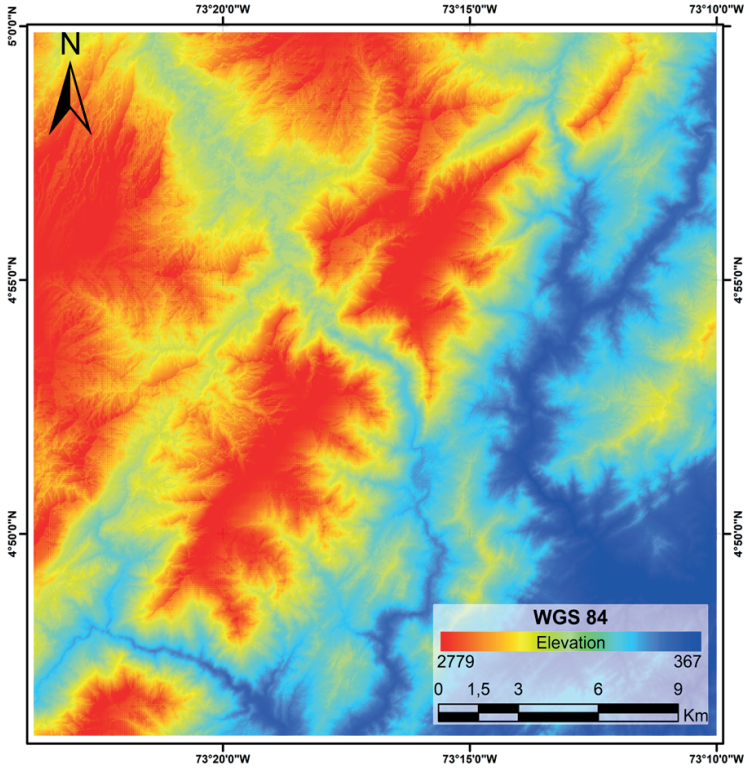


Figura 18. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector de Macanal - Santa María.

Tabla 8. Características del modelo digital de elevación para el Eje Axial (Macizo de Floresta) de la Cordillera Oriental.

Característica		Sector axial Floresta
Número de columnas		59
Número de filas		22
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-73,34304
	Latitud	5,796301

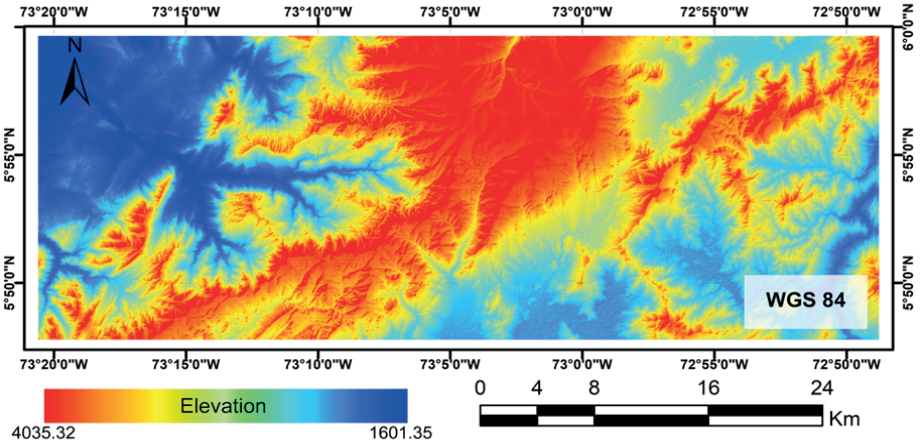


Figura 19. Modelo digital de elevación (DEM) para el eje Axial (Macizo de Floresta) de la Cordillera Oriental.

Tabla 9. Características del modelo digital de elevación para el sector Bogotá - Villavicencio.

Característica		Sector Bogotá - Villavicencio
Número de columnas		89
Número de filas		65
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-74,28861
	Latitud	4,0569444

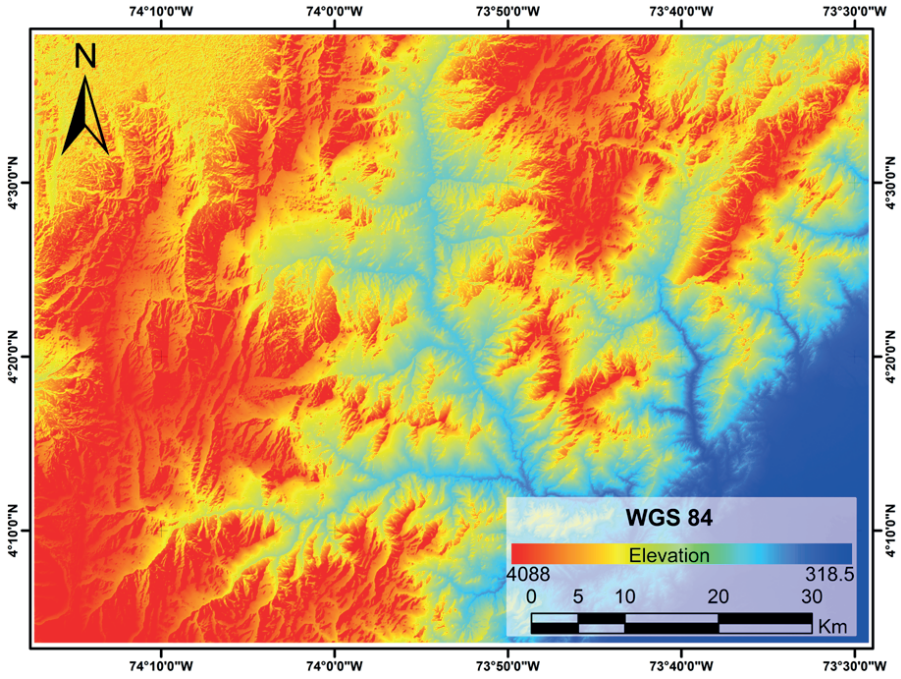


Figura 20. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector de Bogotá - Villavicencio.

3.1.3.2Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos): sector Sinclinal de Nunchía

El DEM usado para el modelamiento termocinemático para esta zona, sector del Sinclinal de Nunchía, se puede visualizar en la Figura 21 y, sus características principales, se encuentran plasmadas en la Tabla 11.

Tabla 10. Características del modelo digital de elevación para el sector del Sinclinal de Nunchía.

Característica		Sector Sinclinal Nunchía
Número de columnas		22
Número de filas		36
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-72,29304
	Latitud	5,5358877

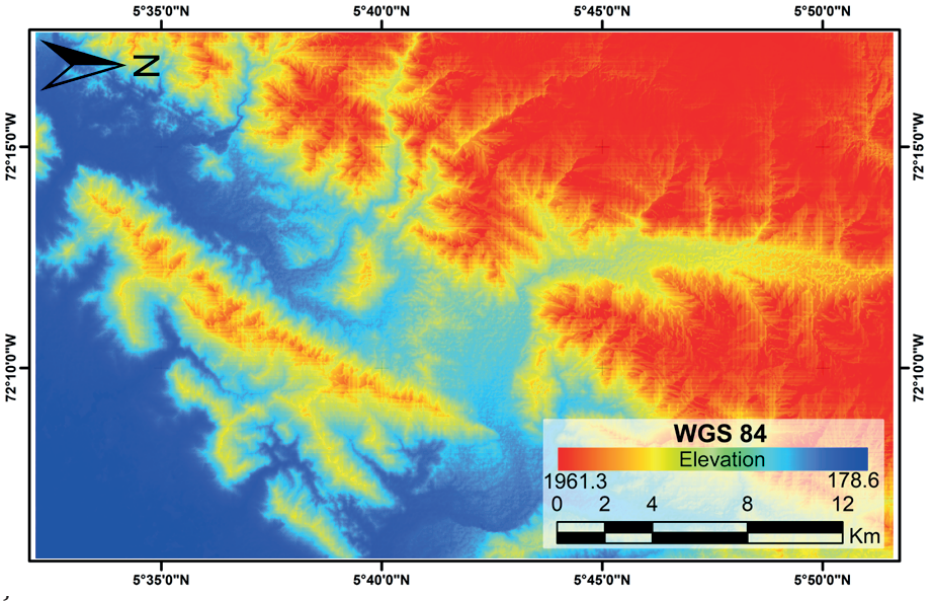


Figura 21. Modelo digital de elevación (DEM) para el sector Sinclinal de Nunchía.

3.1.3.3 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

Los modelos digitales de elevación usados para el modelamiento termocinemático en la cuenca Caguán-Putumayo, bloques Este y Oeste, se pueden visualizar en la Figura 22 y Figura 23, respectivamente, y sus características principales se encuentran plasmadas en la Tabla 11.

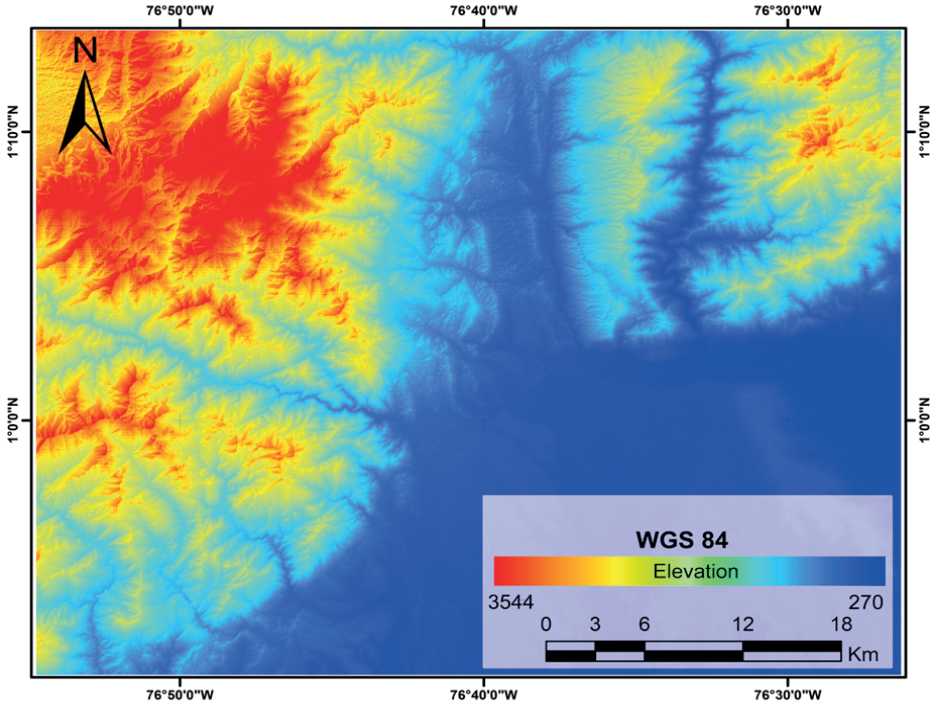


Figura 22. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Caguán-Putumayo en el Bloque Este modelado.

Tabla 11. Características de los modelos digitales de elevación para la cuenca Caguán-Putumayo de los dos bloques (Este-Oeste) modelados.

Característica		Bloque Este	Bloque Oeste
Número de columnas		56	53
Número de filas		67	41
Coordenadas esquina inferior izquierda	Longitud	-76,0602	-76,9122
	Latitud	1,29727	0,85627

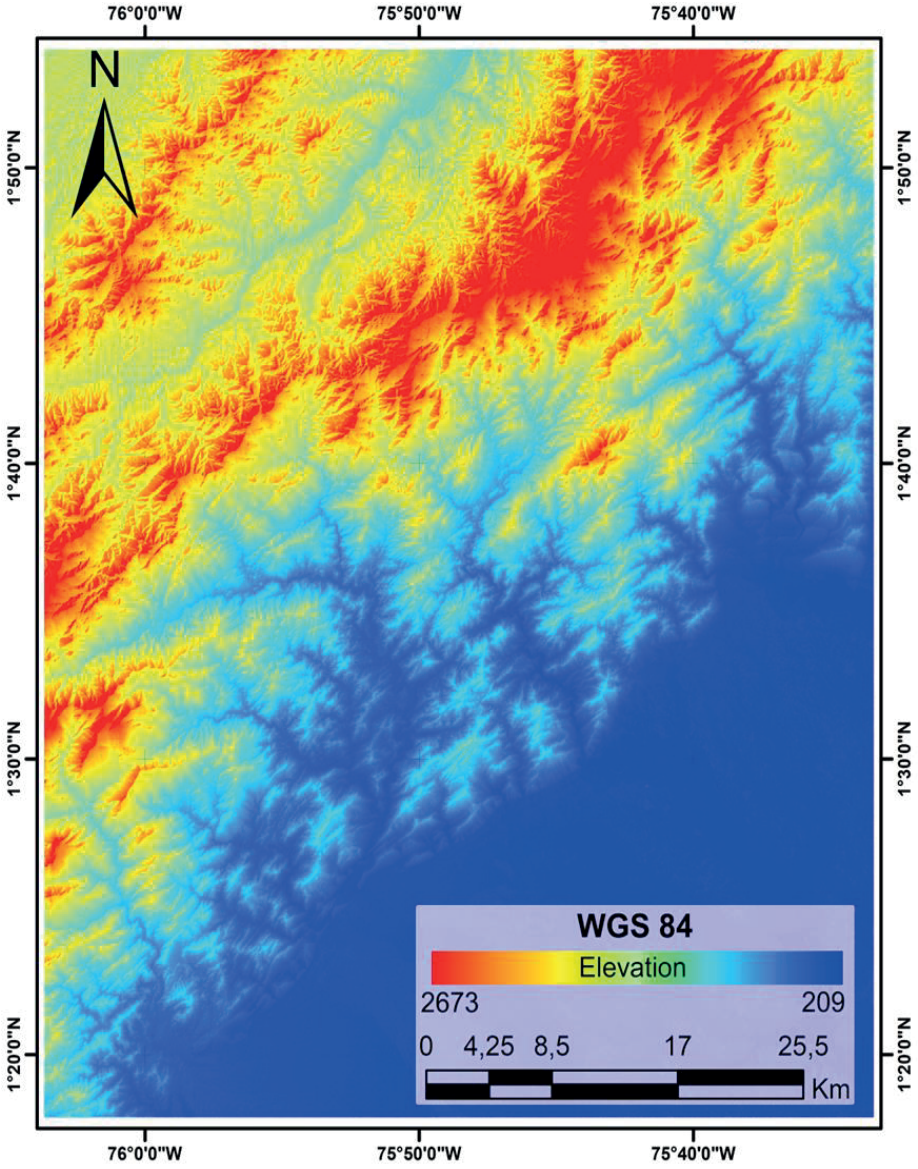


Figura 23. Modelo digital de elevación (DEM) para la cuenca Caguán-Putumayo en el Bloque Oeste modelado.

3.2 Selección de áreas de estudio

Las áreas de estudio se seleccionaron con base en dos criterios fundamentales. Por un lado, la cantidad de información termocronológica disponible publicada, edades (U-Th)/He en apatitos y circones, edades por trazas de fisión en apatitos y circones y edades Ar-Ar en biotita, moscovita, hornblenda o feldespato. Por otro lado, la presencia de lineamientos (fallas) que cortan de manera continua o casi continua la zona de estudio en bloques bien diferenciados. Con base en lo anterior, a continuación, se presentan las zonas seleccionadas para la realización de modelos termocinemáticos mediante el código Pecube.

3.2.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

En la cuenca Valle Medio del Magdalena se ha seleccionado el área que comprende el Sinclinal de Armas para realizar los modelos termocinemáticos directos. Esta estructura regional es importante en la cuenca, pues presenta la mejor y más completa exposición de las rocas del basamento y de las unidades sedimentarias del Cretácico al Neógeno. En esta zona se encuentra la falla La Salina, que marca el límite entre las estructuras de la Cordillera Oriental con las estructuras que convergen al oeste y los depósitos de la región del piedemonte. Sumado a esto, el sector cuenta con un número representativo de datos de termocronología.

3.2.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

Alrededor de la Cordillera Oriental se han seleccionado tres áreas favorables para la realización de modelos termocinemáticos directos. La primera es la zona axial de la misma, en cercanías a las localidades de Tunja al sur y de Sativa Norte al Norte, debido a sus características geológicas actuales e historia evolutiva. La segunda zona está localizada en la parte norte del Anticlinal de Montecristo y parte del flanco occidental del Sinclinal de Nazareth, la cual comprende las localidades de Macanal - Santa María, Chivor, San Luis de Gaceno y Campo

hermoso (piedemonte oriental, sector central). Finalmente, la tercera área está ubicada en la zona de la vía nacional que comunica a Bogotá con Villavicencio (piedemonte oriental, sector sur).

Con respecto a la primera zona, es decir, la parte axial de la Cordillera Oriental, esta se encuentra relativamente menos deformada que sus piedemontes y se define en su mayoría por una geomorfología de mesetas, presenta pliegues y fallas inversas de poco salto, las cuales afectan la cobertera sedimentaria del Cretácico y Cenozoico principalmente. El sistema de fallas Boyacá – Soapaga, es una de las estructuras más importantes que abarca esta zona. Este sistema ha experimentado una larga evolución temporal que comenzó con una fase extensional a finales del Paleozoico y principios del *rift* Mesozoico, hasta llegar al acortamiento andino del Cenozoico, que resultó en la inversión del *rift* (Kammer y Sánchez, 2006). Esto explica la diversidad de interpretaciones estructurales y modelos cinemáticos propuestos para este sistema de fallas.

Adicionalmente, el área axial cuenta con cuerpos intrusivos de edades Jurásicas y Devónicas, principalmente, localizados en cercanías y sobre el Macizo de Floresta. Este macizo se encuentra exhumado y aflorando en superficie, lo cual despierta el interés de diferentes grupos multidisciplinarios, entre ellos, geotermocronólogos. Lo anterior explica el porqué de la abundante información termocronológica que se encuentra en el área.

Cerca de la segunda zona de estudio, área Macanal-Santa María, se encuentra el sistema de fallas de Tesalia (para más información ver Capítulo 1). Además, en esta zona se tienen datos termocronológicos que alimentan el modelo termocinemático.

Finalmente, la tercera área (Bogotá - Villavicencio) es un ejemplo fascinante de la complejidad geológica, donde la acumulación de rocas Mesozoicas y Cenozoicas, refleja una historia de intensa actividad tectónica. Estas secuencias rocosas, que pueden alcanzar espesores de

hasta 5000 m, son el resultado de procesos geológicos que incluyen la depositación de sedimentos y la posterior deformación por plegamiento. Los pliegues simétricos y asimétricos evidencian variaciones en las fuerzas tectónicas y las condiciones de presión y temperatura a lo largo del tiempo geológico, lo que contribuye a la diversidad de estructuras y la preservación de sus características originales. Esta región es geológicamente compleja, caracterizada por la presencia de fallas inversas que impactan los sedimentos del periodo Cretácico. Entre las fallas más significativas se encuentran la de Bogotá, Ubaque, Las Mercedes, La Frutica, Gutiérrez y Río Cáqueza, las cuales emergen al suroeste de la zona estudiada, formando un sistema de cabalgamientos con una orientación predominante de N30°E a N80°E. A pesar de que las vergencias asociadas varían, estas estructuras son cruciales para entender la dinámica tectónica de la región. Además, estructuras secundarias como las del río Sáname y quebrada Honda, también juegan un papel importante, afectando a la Formación Lutitas de Macanal (Patiño et al., 2011).

3.2.3 Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos)

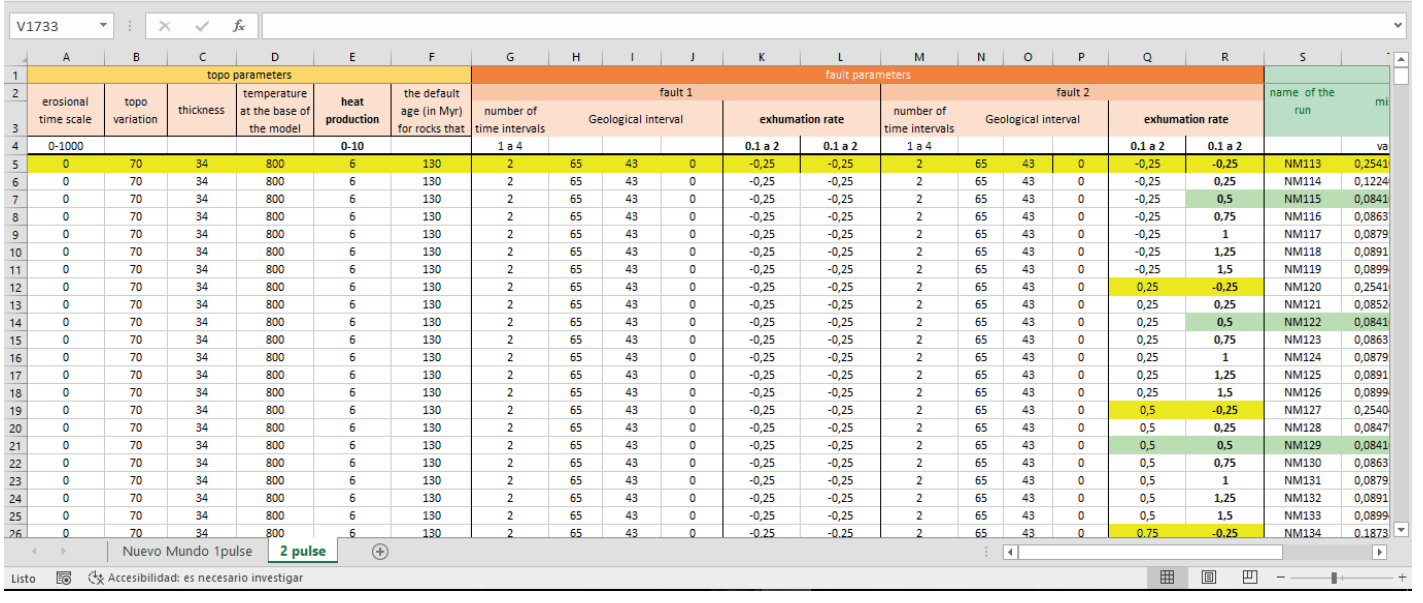
Teniendo en cuenta la cantidad de datos de termocronología disponibles en la cuenca Llanos, se selecciona como una de las zonas de estudio el sector que abarca el Sinclinal de Nunchía. La anterior es una estructura de rumbo SO-NE y de gran extensión; su núcleo está constituido por la Formación Caja (Tc). Este pliegue corresponde a una estructura asimétrica afectada en su eje por la falla Yopal, la cual parece ser la responsable del alineamiento de gran cantidad de ríos y quebradas a lo largo de su recorrido, principalmente el río Tocaría (para más información ver Capítulo 1). El área se encuentra afectada principalmente por los sistemas de fallas Guaicaramo y Borde Llanero, donde es posible identificar la presencia de secuencias sedimentarias terciarias de considerable espesor, afectadas por un intenso tectonismo.

3.2.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límites con la **c***uenca Caguán-Putumayo)*

Esta zona cuenta con edades termocronológicas, cuya distribución espacial se concentra principalmente en dos áreas: el sector suroccidental y el sector centro-este. La zona suroccidental se encuentra conformada por dos bloques estructurales (Sibundoy y Caquetá) levantados y separados entre sí por el sistema de fallas Conejo. Estos bloques están compuestos por rocas volcánicas y plutónicas de edad Jurásica (Formación Saldaña) superpuestas por rocas sedimentarias del Cretácico-Paleoceno (Zapata et al., 2017; Rodríguez et al., 2018). El sector centro-este, está compuesto principalmente por el Complejo Garzón, el cual se encuentra atravesado por una serie de fallas de tipo inverso o de cabalgamiento que divide la zona en diversos bloques. Para el presente estudio, el sector suroccidental será tratado como Bloque Oeste (BO), mientras que la zona centro-este se denomina Bloque Este (BE).

3.3 Optimización de las corridas de los modelos directos

Durante el inicio de las corridas en el *software* Pecube se llevan a cabo diferentes consideraciones sobre la manera en la cual se debe correr cada modelo directo, mostrando que este método requiere una gran cantidad de tiempo y produce una cantidad mínima de modelos en dicho periodo. Por lo anterior, se plantean *scripts* en Python y Bash, los cuales inician con una matriz realizada en el *software* Excel (ver Figura 24). Dentro de esta matriz se definen los parámetros variables y estables de las entradas de fallas y topografía pertenecientes a Pecube. También, se resuelven una cantidad infinita de variaciones de los parámetros. En términos prácticos, se plantea **n** cantidad de modelos para cada variable de las matrices de entradas. Logrando así correr de 2000 a 8000 modelos por área de estudio y obteniendo una visión más amplia de los mejores parámetros para el modelo dentro del universo de modelos corridos.



V1733

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	
1	topo parameters						fault parameters													
2							fault 1						fault 2						name of the run	mi
3	erosional time scale	topo variation	thickness	temperature at the base of the model	heat production	the default age (in Myr) for rocks that	number of time intervals	Geological interval			exhumation rate		number of time intervals	Geological interval			exhumation rate			
4	0-1000				0-10		1 a 4				0.1 a 2	0.1 a 2	1 a 4				0.1 a 2	0.1 a 2		va
5	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	-0,25	NM113	0,2541
6	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	0,25	NM114	0,1224
7	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	0,5	NM115	0,0841
8	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	0,75	NM116	0,0863
9	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	1	NM117	0,0879
10	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	1,25	NM118	0,0891
11	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	-0,25	1,5	NM119	0,0899
12	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	-0,25	NM120	0,2541
13	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	0,25	NM121	0,0852
14	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	0,5	NM122	0,0841
15	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	0,75	NM123	0,0863
16	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	1	NM124	0,0879
17	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	1,25	NM125	0,0891
18	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,25	1,5	NM126	0,0899
19	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	-0,25	NM127	0,2540
20	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	0,25	NM128	0,0847
21	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	0,5	NM129	0,0841
22	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	0,75	NM130	0,0863
23	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	1	NM131	0,0879
24	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	1,25	NM132	0,0891
25	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,5	1,5	NM133	0,0899
26	0	70	34	800	6	130	2	65	43	0	-0,25	-0,25	2	65	43	0	0,75	-0,25	NM134	0,1873

Figura 24. Matriz de parámetros fijos y variables realizada para correr Pecube

Los modelos se realizaron bajo la siguiente configuración de cómputo: 12 computadores de la marca HP con sistema operativo Windows 11, de los cuales, 10 de estos equipos cuentan con procesadores Intel i5 de octava generación y 2 con procesadores AMD RYZEN 5 y con 8 procesadores lógicos, RAM de 8 a 16 Gb y 6 consolas de Cygwin por computadora. Cabe resaltar que esta configuración fue diseñada por los coinvestigadores adscritos al presente proyecto en el Laboratorio de Geotermocronología de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, sede Seccional Sogamoso, llegando así a un modelo con el menor *misfit*, que responde a los mejores parámetros fijos y variables de la cuenca analizada.

El algoritmo diseñado en Bash tiene el propósito de ejecutar Pecube de una manera más eficiente, es decir, optimizando tiempos. Para lo anterior, se estableció la ruta de entrada de la matriz de Excel, el número de corridas por modelo, la ruta de salida para grabar los valores de *misfit* y el tiempo total de cada corrida, como se muestra en la Figura 25.

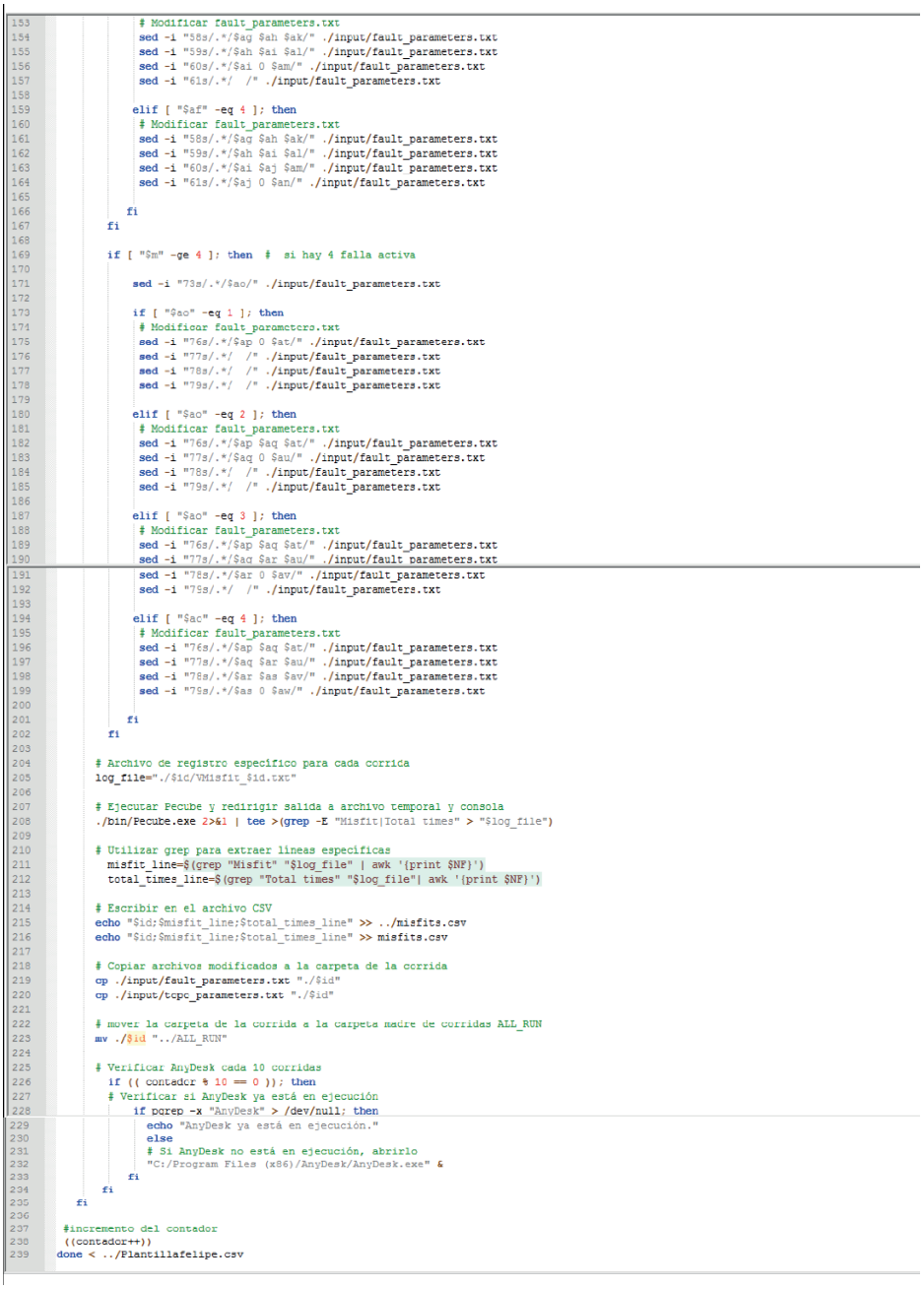
Aquí hay una explicación paso a paso del *script*:

- Crea una carpeta llamada ALL_RUN si aún no existe.
- Crea un archivo misfits.csv si aún no existe.
- Escribe encabezados en el archivo misfits.csv.
- Define el rango de filas a procesar en el archivo CSV corridas1.csv.
- Itera sobre cada línea del archivo CSV corridas1.csv.
- Dentro del bucle, crea un directorio para cada corrida.
- Modifica algunos archivos de configuración basados en los valores de la fila actual del archivo CSV.
- Ejecuta el programa Pecube y redirige la salida a un archivo de registro específico para cada corrida.
- Extrae las líneas relevantes del archivo de registro para obtener los valores de misfit y tiempo total.
- Escribe estos valores en el archivo CSV misfits.csv.
- Copia los archivos de configuración modificados a la carpeta de la corrida.
- Mueve la carpeta de la corrida a la carpeta ALL_RUN.

A continuación, se relaciona el algoritmo creado para la optimización del *software* Pecube, para que el lector pueda replicar la metodología aplicada en esta investigación:

```
#!/bin/bash
#Hacer corridas en pecube desde una matriz principal

#crear carpeta para almacenar las  carpetas de las corridas
mkdir -p "../ALL_RUN"

#crear csv para almacenar los Misfit
>> ../misfits.csv
>> misfits.csv

# Rango a procesar
Fila_inicio=2150
Fila_final=2150

# Verificar si el archivo ../misfits.csv ya existe y no está vacío
if [ -s "../misfits.csv" ] && grep -q 'corrida;Misfit;Total_time' ../misfits.csv; then
    echo "El archivo ../misfits.csv ya contiene los encabezados."
else
    # Agregar encabezados del csv sin sobrescribir si no existen
    echo 'corrida;Misfit;Total_time' >> ../misfits.csv
    echo "Se han agregado los encabezados al archivo ../misfits.csv."
fi

# Verificar si el archivo misfits.csv ya existe y no está vacío
if [ -s "misfits.csv" ] && grep -q 'corrida;Misfit;Total_time' misfits.csv; then
    echo "El archivo misfits.csv ya contiene los encabezados."
else
    # Agregar encabezados del csv sin sobrescribir si no existen
    echo 'corrida;Misfit;Total_time' >> misfits.csv
    echo "Se han agregado los encabezados al archivo misfits.csv."
fi

# Verificar si AnyDesk ya esta en ejecucion
if pgrep -x "AnyDesk" > /dev/null; then
    echo "AnyDesk ya está en ejecución."
else
    # Si AnyDesk no está en ejecución, abrirlo
    "C:/Program Files (x86)/AnyDesk/AnyDesk.exe" &
fi

#contador de fila
contador=1

while IFS=';' read -r a b c d e f g h i j k l m n o p q r s t u v w x y z aa ab ac ad ae af ag ah ai aj ak al am an ao ap aq ar as at au av aw id; do

    #verificador si la linea que se desea procesar esta en el Rango
  if [ $contador -ge $Fila_inicio ] && [ $contador -le $Fila_final ]; then

      # Crear directorio
      mkdir -p "./$id"

      # indicar en pantalla la corrida
      echo "Corrida: $id"

      # Modificar topo_parameters.txt
      sed -i "7s/.*/$id/" ./input/topo_parameters.txt  # nombre de la corrida
      sed -i "50s/.*/$a/" ./input/topo_parameters.txt  # escala erosional en el tiempo
      sed -i "58s/.*/$b. $c. $d. $e/" ./input/topo_parameters.txt  # variacion topografica
      sed -i "72s/.*/$f,$g,$h,$i,$j,$k,$l/" ./input/topo_parameters.txt # parametros termales y espesores

      # Cuantas fallas se involucran en la corrida
      sed -i "2s/.*/$m/" ./input/fault_parameters.txt

       if [ "$n" -ge 1 ]; then  #  si hay 1 falla activa

           sed -i "19s/.*/$n/" ./input/fault_parameters.txt

           if [ "$n" -eq 1 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "22s/.*/$o 0 $a/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "23s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "24s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "25s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$n" -eq 2 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
```

```
            sed -i "22s/.*/$o $p $s/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "23s/.*/$p 0 $t/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "24s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "25s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$n" -eq 3 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "22s/.*/$o $p $s/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "23s/.*/$p $q $t/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "24s/.*/$q 0 $u/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "25s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$n" -eq 4 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "22s/.*/$o $p $s/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "23s/.*/$p $q $t/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "24s/.*/$q $r $u/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "25s/.*/$r 0 $v/" ./input/fault_parameters.txt

           fi
        fi

        if [ "$m" -ge 2 ]; then  #  si hay 2 falla activa

            sed -i "37s/.*/$w/" ./input/fault_parameters.txt

           if [ "$w" -eq 1 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "40s/.*/$x 0 $ab/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "41s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "42s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "43s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$w" -eq 2 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "40s/.*/$x $y $ab/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "41s/.*/$y 0 $ac/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "42s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "43s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$w" -eq 3 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "40s/.*/$x $y $ab/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "41s/.*/$y $z $ac/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "42s/.*/$z 0 $ad/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "43s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$w" -eq 4 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "40s/.*/$x $y $ab/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "41s/.*/$y $z $ac/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "42s/.*/$z $aa $ad/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "43s/.*/$aa 0 $ae/" ./input/fault_parameters.txt

           fi
        fi

        if [ "$m" -ge 3 ]; then  #  si hay 3 falla activa

            sed -i "55s/.*/$af/" ./input/fault_parameters.txt

            if [ "$af" -eq 1 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "58s/.*/$ag 0 $ak/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "59s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "60s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "61s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$af" -eq 2 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "58s/.*/$ag $ah $ak/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "59s/.*/$ah 0 $al/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "60s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "61s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

           elif [ "$af" -eq 3 ]; then
```



```
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "58s/.*/$aq $ah $ak/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "59s/.*/$ah $ai $al/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "60s/.*/$ai 0 $am/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "61s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

          elif [ "$af" -eq 4 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "58s/.*/$aq $ah $ak/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "59s/.*/$ah $ai $al/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "60s/.*/$ai $aj $am/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "61s/.*/$aj 0 $an/" ./input/fault_parameters.txt

          fi
        fi

        if [ "$m" -ge 4 ]; then  #  si hay 4 falla activa

            sed -i "73s/.*/$ao/" ./input/fault_parameters.txt

            if [ "$ao" -eq 1 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "76s/.*/$ap 0 $at/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "77s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "78s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "79s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

            elif [ "$ao" -eq 2 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "76s/.*/$ap $aq $at/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "77s/.*/$aq 0 $au/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "78s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "79s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

            elif [ "$ao" -eq 3 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "76s/.*/$ap $aq $at/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "77s/.*/$aq $ar $au/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "78s/.*/$ar 0 $av/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "79s/.*/  /" ./input/fault_parameters.txt

            elif [ "$ao" -eq 4 ]; then
            # Modificar fault_parameters.txt
            sed -i "76s/.*/$ap $aq $at/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "77s/.*/$aq $ar $au/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "78s/.*/$ar $as $av/" ./input/fault_parameters.txt
            sed -i "79s/.*/$as 0 $aw/" ./input/fault_parameters.txt

          fi
        fi

        # Archivo de registro específico para cada corrida
        log_file="./$id/VMisfit_$id.txt"

        # Ejecutar Pecube y redirigir salida a archivo temporal y consola
        ./bin/Pecube.exe 2>&1 | tee >(grep -E "Misfit|Total times" > "$log_file")

        # Utilizar grep para extraer líneas específicas
          misfit_line=$(grep "Misfit" "$log_file" | awk '{print $NF}')
          total_times_line=$(grep "Total times" "$log_file"| awk '{print $NF}')

        # Escribir en el archivo CSV
        echo "$id;$misfit_line;$total_times_line" >> ../misfits.csv
        echo "$id;$misfit_line;$total_times_line" >> misfits.csv

        # Copiar archivos modificados a la carpeta de la corrida
        cp ./input/fault_parameters.txt "./$id"
        cp ./input/tcpc_parameters.txt "./$id"

        # mover la carpeta de la corrida a la carpeta madre de corridas ALL_RUN
        mv ./$id "../ALL_RUN"

        # Verificar AnyDesk cada 10 corridas
          if (( contador % 10 == 0 )); then
          # Verificar si AnyDesk ya está en ejecución
            if pgrep -x "AnyDesk" > /dev/null; then
              echo "AnyDesk ya está en ejecución."
              else
              # Si AnyDesk no está en ejecución, abrirlo
              "C:/Program Files (x86)/AnyDesk/AnyDesk.exe" &
            fi
          fi
      fi

     #incremento del contador
     ((contador++))
    done < ../Plantillafelipe.csv
```

Figura 25. Modelo programado en Bash.

3.4 Estructuración de los datos de entrada

Para la ejecución de Pecube se estructuraron los datos de entrada y conjuntamente se crearon archivos de texto para las fallas y la topografía (Apartado 3.4.1 y 3.4.2). Estos archivos contienen información para cada una de las áreas de estudio concerniente a los parámetros tectónicos, flexurales, dinámicos, mecánicos y de superficie.

El documento de fallas considera las siguientes variables: coordenadas del lineamiento (sistema WGS84), número de fallas activas en el bloque evaluado para un determinado tiempo, profundidad del lineamiento (km), tasas de exhumación y número de periodos en los que la o las fallas, se estaban desplazando.

El documento de topografía considera las siguientes variables: densidad del manto (kg/m^3), densidad de la corteza (kg/m^3), isostasia, espesor cortical (km), espesor litosférico elástico efectivo (km), difusividad térmica (km^2/Ma), módulo de Young (Pa), relación de Poisson, producción de calor (°C/Ma), tasa de variación atmosférica (°C/km), temperatura superficial (°C) y la temperatura en la base del modelo (°C). En todos los modelos directos desarrollados en este estudio, se mantuvo constante la topografía, asumiendo que estaba en equilibrio. No fueron consideradas las fluctuaciones de creación o erosión del relieve.

Dos categorías fueron usadas para separar estos parámetros. En primer lugar, los parámetros variables, aquellos que experimentaron variaciones relevantes o participaron en la conformación final del paisaje; y, en segundo lugar, los parámetros fijos, que, se supone, no tuvieron variación significativa y se pueden despreciar en el modelado.

Se llevó a cabo una evaluación individual para cada área de estudio según sus características específicas. La parametrización definida para cada bloque, está resumida en las siguientes secciones.

3.4.1 Matriz de edades

Se crearon matrices para describir cada zona de estudio (Tabla 12), teniendo en cuenta las siguientes variables: i) nombre de la muestra, ii) ubicación geográfica (longitud, latitud y elevación en sistema de coordenadas WGS84), iii) edades termocronológicas (Ma con su error) para los siguientes sistemas termocronométricos: (U-Th)/He en apatito y circón, trazas de fisión en apatito y circón, Ar-Ar en moscovita, biotita, hornblenda y feldespato, iv) se reportaron 17 longitudes de trazas de fisión en apatito, normalizadas en función de la media, para las muestras con menor longitud que el número requerido se utilizó un algoritmo implementado en el *software* R. Este algoritmo genera 17 longitudes sintéticas aleatorias basadas en la longitud media proporcionada por el autor y el rango de error de la medición.

Tabla 12. Estructura del encabezado para las matrices de edades para cada una de las zonas de estudio.

Nombre campo	Descripción del campo
Nombre	Nombre de la muestra
X	Longitud
Y	Latitud
Z	Altitud
AHe	Edad mediante el método de U-Th/He en apatitos
errorAHe	Error calculado de la edad por el método U-Th/He en apatitos
AFT	Edad mediante el método por trazas de fisión en apatitos
errorAFT	Error calculado de la edad por el método por trazas de fisión en apatitos
ZHe	Edad mediante el método de U-Th/He en circones
errorZHe	Error calculado de la edad por el método U-Th/He en circones
ZFT	Edad mediante el método por trazas de fisión en circones
errorZFT	Error calculado de la edad por el método por trazas de fisión en circones
ArArKsp	Edad mediante el método Ar/Ar en feldespatos
errorArArK	Error calculado de la edad por el método Ar/Ar en feldespatos

Nombre campo	Descripción del campo
BioArAr	Edad mediante el método Ar/Ar en biotitas
errorBioAr	Error calculado de la edad por el método Ar/Ar en biotitas
MuscArAr	Edad mediante el método Ar/Ar en moscovitas
errorMusco	Error calculado de la edad por el método Ar/Ar en moscovitas
HbnArAr	Edad mediante el método Ar/Ar en hornblendas
errorHbnAr	Error calculado de la edad por el método Ar/Ar en hornblendas
FTL1 a FTL17	Longitud de trazas de fisión normalizadas

3.4.2 Establecimiento de parámetros fijos y variables

3.4.2.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límites con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

Esta zona cuenta con una totalidad de 25 muestras con dataciones termocronológicas (Tabla 13), obtenidas de Sánchez et al. (2012). Las muestras se fecharon por el método de trazas de fisión en apatito (AFT).

Tabla 13. Características de la matriz de edades para la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Sinclinal de Armas	
Número de muestras evaluadas	25
Ubicación geográfica	-74,113, 6,124; -73,652, 6,665
Información termocronológica disponible	25 edades AFT
Longitudes de trazas de fisión	Reportadas por los autores y calculadas de manera aleatoria a partir de la longitud media y el error reportado.

Los archivos de entrada (fallas y topografía) se presentan en la Tabla 14. Además, en la tabla 15 se presentan los parámetros de fases, tiempo y tasas de exhumación que dieron origen al mejor modelo, para el sector Sinclinal de Armas de la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Tabla 14. Parámetros fijos establecidos para el sector Sinclinal de Armas, de la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza		Pc	2700	kg/m^3
Densidad del manto		Pm	3200	kg/m^3
Módulo de Young		E	1.d11	Pa
Relación de Poisson		V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo		Te	20	km
Espesor del modelo		L	35	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T0	20	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	6,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	200	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-74,113	6,124	-73,652	6,665

Tabla 15. Parámetros variables establecidos para el sector Sinclinal de Armas, de la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Temperatura en la base del modelo	Ts	400 - 1000	°C
Producción de calor	H	6 - 10	°C/Ma
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-2	NA
Número de fases de exhumación falla 1b	I	1-2	NA

3.4.2.2 *Eje Axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental*

Esta zona se dividió en tres áreas objeto de estudio. La primera zona está localizada en los alrededores de los municipios de Macanal y Santa María.

Esta área posee un total de 12 muestras con dataciones termocronológicas (Tabla 16), tomadas de Cheilletz et al. (1997), Parra et al. (2009a) y Odoh et al. (2019). De manera específica, se reportan 1 edad por AFT de 13,8 ± 2,6 Ma, cuyas longitudes medias no han sido reportadas; 7 edades por U-Th/He en circón en el rango de 12,4 ± 1,2 Ma a 80,2 ± 6,8 Ma; 2 edades por ZFT de 15,7 ± 1,5 Ma y 24,9 ± 1,4 Ma y 2 edades por moscovita argón-argón de 65 ± 1,9 Ma y 65,2 ± 1,4 Ma. La segunda zona de estudio localizada en la zona axial Macizo de Floresta, cuenta con una totalidad de 38 muestras con dataciones termocronológicas (Tabla 16), tomadas de Parra et al. (2009b), Mora et al. (2010a), Ramírez-Arias et al. (2012), Saylor et al. (2012) y Reyes-Harker et al. (2015), de las cuales, 16 corresponden a nuevos datos (ver Anexos) producto del trabajo interno del Laboratorio de Termocronología de la UPTC. La ubicación de los nuevos datos termocronológicos son mostradas en la Figura 26. En particular, se reportan 2 edades (U-Th)/He en apatito de 6,7 ± 0,5 Ma y 11,3 ± 0,7 Ma; 31 edades (U-Th)/He en circón en el rango de 23,1 ± 1,6 Ma a 68,2 ± 5,5 Ma y 8 edades de trazas de fisión en apatito (AFT) que van de 10,5 ± 1,7 a 25,9 ± 2,2 Ma, cuyas longitudes medias han sido reportadas en su mayoría. La tercera zona está localizada en el área de Bogotá-Villavicencio, esta cuenta con un total de 30 muestras (Tabla 16), que corresponde a 1 edad (U-Th)/He en apatito (AHe) de 26,4 ± 1,6 Ma, 17 edades por AFT entre 0,8 ± 0,3 a 14,3 ± 3,8 y 12 edades por ZFT entre 5,9 ± 0,4 Ma a 136,5 ± 13,4 Ma (Mora et al., 2009; 2010a; Parra et al., 2009a; b).

Tabla 16. Características de las matrices de edades para la cuenca Cordillera Oriental.

Zona Macanal – Santa María	
Número de muestras evaluadas	12
Ubicación geográfica	Latitud, longitud y elevación fueron extraídas de los mapas presentados por los autores.

Zona Macanal – Santa María	
Información termocronológica disponible	1 edades AFT
	7 edades ZHe
	2 edades ZFT
	2 edades Musc ArAr
Longitudes de trazas de fisión	Sin información sobre la longitud de las trazas.
Zona axial Macizo de Floresta	
Número de muestras evaluadas	38
Ubicación geográfica	Latitud, longitud y elevación fueron reportadas por los autores
Información termocronológica disponible	2 edades AHe
	31 edades ZHe
	8 edades AFT
Longitudes de trazas de fisión	Generadas de manera aleatoria a partir de la media y el error reportado.
Zona Bogotá - Villavicencio	
Número de muestras evaluadas	30
Ubicación geográfica	Latitud, longitud y elevación fueron extraídas de los mapas presentados por los autores. 1 edades U-Th/He en apatito (AHe)
Información termocronológica disponible	17 edades AFT
	12 edades ZFT
Longitudes de trazas de fisión	Sin información sobre la longitud de las trazas.

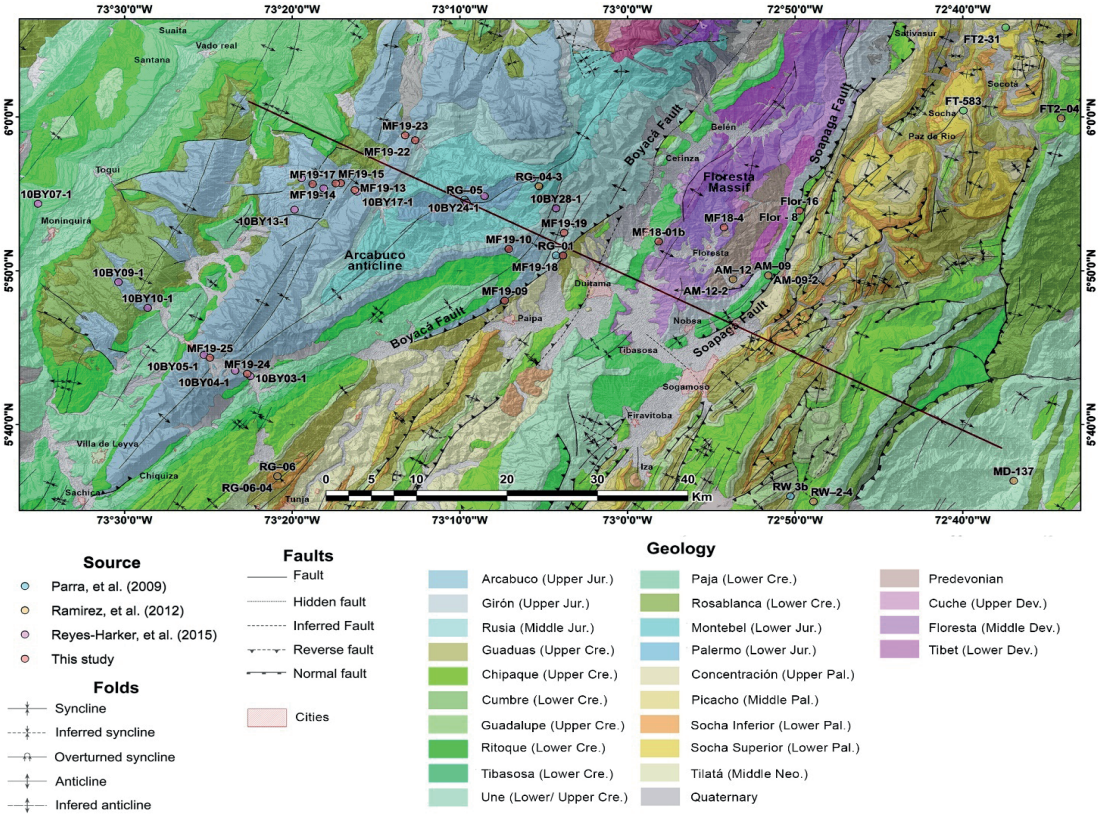


Figura 26. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del Eje Axial de la Cordillera Oriental.
Fuente: Tomado de Sandoval-Espinel et al. (2025).

Los archivos de entrada (topografía y falla) se presentan en las tabla 17 a 22, donde se muestra la parametrización utilizada durante la realización de los modelos. Se observan los parámetros de fases, tiempo y tasas de exhumación que dieron origen al mejor modelo para los sectores Macanal - Santa María, parte axial del Macizo de Floresta y la zona Bogotá – Villavicencio. Los datos termocronológicos para esta última zona se tomaron de Mora et al. (2008) y Parra et al. (2009b).

Tabla 17. Parámetros establecidos para el sector Macanal - Santa María de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza		Pc	2750	kg/m^3
Densidad del manto		Pm	3200	kg/m^3
Módulo de Young		E	1.d11	Pa
Relación de Poisson		V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo		Te	20	km
Espesor del modelo		L	53	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T0	24	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	5,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	99	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-73,307	4,715	-73,103	4,931

Tabla 18. Parámetros variables establecidos para el sector Macanal – Santa María, de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Temperatura en la base del modelo	Ts	600 - 1000	°C
Producción de calor	H	4 - 10	°C/Ma

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-2	NA
Número de fases de exhumación falla 1b	I	1-3	NA

Tabla 19. Parámetros fijos establecidos para el sector axial (Macizo de Floresta) de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza		Pc	2750	kg/m^3
Densidad del manto		Mm	3200	kg/m^3
Módulo de Young		E	1.d11	Pa
Relación de Poisson		V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo		Tc	20	km
Espesor del modelo		L	35	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T0	15	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	5,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	120	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-72,907	6,054	-73,175	5,674

Tabla 20. Parámetros variables para el sector axial (Macizo de Floresta) de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Temperatura en la base del modelo	Ts	700 - 1000	°C
Producción de calor	H	6 - 10	°C/Ma

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-2	NA
Número de fases de exhumación falla 1b	I	1-2	NA

Tabla 21. Parámetros fijos establecidos para el sector Bogotá - Villavicencio, de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza		Pc	2750	kg/m^3
Densidad del manto		Pm	3200	kg/m^3
Módulo de Young		E	1.d11	Pa
Relación de Poisson		V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo		Te	20	km
Espesor del modelo		L	50	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T0	20	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	6,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	130	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-73,512	4,663	-74,165	4,030

Tabla 22. Parámetros variables establecidos para el sector Bogotá - Villavicencio, de la cuenca Cordillera Oriental.

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Temperatura en la base del modelo	Ts	500 - 1000	°C
Producción de calor	H	3 - 10	°C/Ma
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-1	NA

3.4.2.3 *Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos)*

En esta zona se eligió el sector del Sinclinal de Nunchía, el cual cuenta con un total de 19 dataciones termocronológicas de baja temperatura (Tabla 23) para la realización de los modelos directos. Específicamente, 11 datos recolectados de Mora et al. (2010a), Ramírez-Arias et al. (2012) y Horton et al. (2010a; b), y 8 nuevos datos proporcionados por los proyectos internos desarrollados por parte del Laboratorio de Geotermocronología (ver Figura 27). Los cuales se encuentran distribuidas de la siguiente manera: 11 datos por trazas de fisión en apatito (AFT) dentro del intervalo de edades de 6,7 ± 3,9 a 30,9 ± 3,1 Ma, con mediciones de longitudes de trazas en la mayoría de las muestras y 8 datos por (U-Th) /He en circón (ZHe) con edades que varían de 47,9 ± 3,7 a 79 ± 8,3 Ma (Anexo 2).

Tabla 23. Características de las matrices de edades para la zona piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos).

Sinclinal de Nunchía	
Número de muestras evaluadas	19
Ubicación geográfica	De los mapas y anexos presentados por los diferentes autores se extrajo latitud, longitud y elevación.
Información termocronológica disponible	11 edades AFT 8 edades ZHe
Longitudes de trazas de fisión	Reportadas por los autores y calculadas de manera aleatoria a partir de la media y el error reportado.

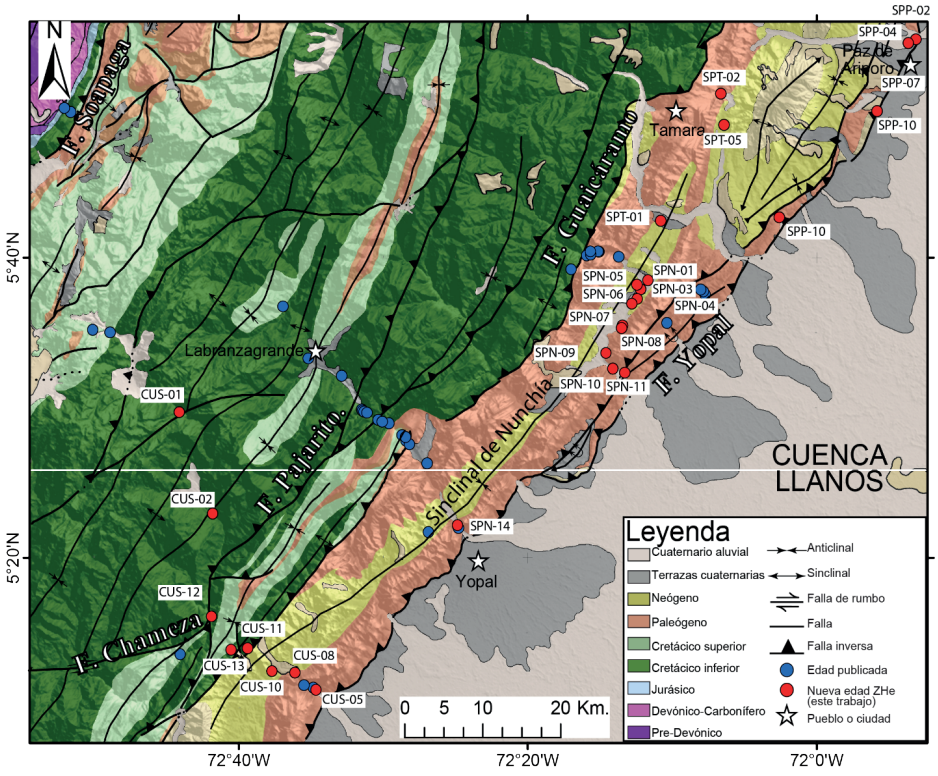


Figura 27. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del piedemonte oriental y límites con la cuenca Llanos.

Los archivos de entrada (topografía y falla) se presentan en la tabla 24 y 25, se observan los parámetros de fases, tiempo y tasas de exhumación que dieron origen al mejor modelo para el sector del Sinclinal de Nunchía de la cuenca Llanos.

Tabla 24. Parámetros fijos establecidos para el sector Sinclinal de Nunchía, de la cuenca Llanos.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales			
Parámetro	Símbolo	Valor	Unidad
Densidad de la corteza	Pc	2700	kg/m^3
Densidad del manto	Pm	3200	kg/m^3

Parámetros fijos y propiedades de los materiales			
Parámetro	Símbolo	Valor	Unidad
Módulo de Young	E	1.d11	Pa
Relación de Poisson	V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo	Te	20	km
Espesor del modelo	L	35	km
Difusividad térmica	K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial	T0	25	°C
Tasa de variación atmosférica	B=dT/dZ	5,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica	Ti	60	Ma

Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-71,904	5,875	-72,311	5,410

Tabla 25. Parámetros variables establecidos para el Sinclinal de Nunchía, de la cuenca Llanos.

Parámetros variables			
Parámetro	Símbolo	Rango	Unidad
Temperatura en la base del modelo	Ts	500 - 1000	°C
Producción de calor	H	6 - 10	°C/Ma
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-2	NA
Número de fases de exhumación falla 1b	I	1-2	NA

3.4.2.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

Esta zona cuenta con una totalidad de 44 muestras con dataciones termocronológicas (Tabla 26), conformadas de la siguiente manera: 29 muestras provenientes de literatura de: Villagómez y Spikings (2013) y Pérez-Consuegra et al. (2021), y 15 muestras datadas en el marco del presente proyecto por AFT (ver Figura 28), que varían de 6,89 ± 2,83 a 13,9 ± 7,8 Ma, cuyas longitudes medias varían alrededor entre 13 a 14 μm (Anexo 1).

Tabla 26. Características de las matrices de edades para la zona piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo).

Bloque Este (BE)	
Número de muestras evaluadas	31
Ubicación geográfica	Latitud, longitud y elevación fueron reportadas por los autores.
Información termocronológica disponible	32 edades AFT
Longitudes de trazas de fisión	Generadas de manera aleatoria a partir de la media y el error reportado.
Bloque Oeste (BO)	
Número de muestras evaluadas	13
Ubicación geográfica	De los mapas presentados por los diferentes autores sacaron latitud, longitud y elevación.
Información termocronológica disponible	3 edades AFT 7 edades AHe 3 edades ZHe
Longitudes de trazas de fisión	Sin información sobre la longitud de las trazas.

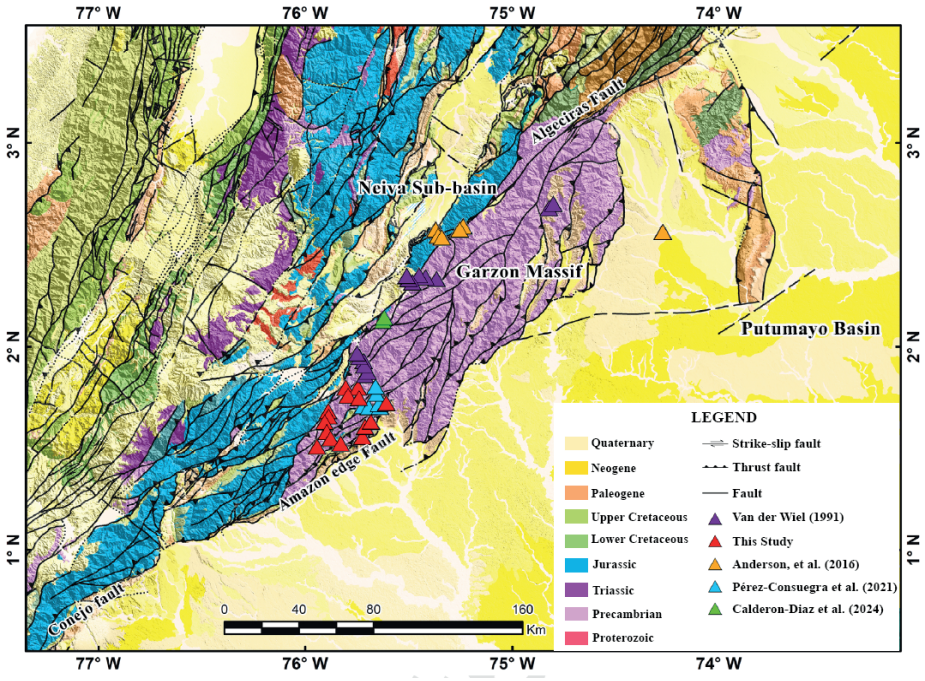


Figura 28. Edades termocronológicas disponibles a lo largo del Macizo de Garzón, cuenca Putumayo y sur de la Cordillera Oriental. Fuente: Tomado de Sandoval-Espinel et al. (2025).

Los archivos de entrada (topografía y falla), base para la ejecución de los modelos termocinemáticos directos para los bloques Este y Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo, se presentan en las tabla 27a 30, en donde se muestra la parametrización utilizada durante la realización de dichos modelos y los datos obtenidos para la mejor corrida y, por ende, el mejor modelo.

Tabla 27. Parámetros fijos establecidos para el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales			
Parámetro	**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza	Pc	2750	kg/m^3
Densidad del manto	Pm	3200	kg/m^3

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Módulo de Young		E	70	Pa
Relación de Poisson		V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo		Te	20	km
Espesor del modelo		L	41	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T_0	25	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	5,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	60	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-76,978	0,803	-75,032	0,814

Tabla 28. Parámetros variables establecidos para el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo.

Parámetros variables			
Parámetro	**Símbolo**	**Rango**	**Unidad**
Temperatura en la base del modelo	Ts	800 - 1050	°C
Producción de calor	H	6 - 10	°C/Ma
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-4	NA

Tabla 29. Parámetros fijos establecidos para el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.

Parámetros fijos y propiedades de los materiales			
Parámetro	**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Densidad de la corteza	Pc	2750	kg/m^3
Densidad del manto	Pm	3200	kg/m^3
Módulo de Young	E	70	Pa
Relación de Poisson	V	0,25	NA
Espesor elástico efectivo	Te	20	km

Parámetros fijos y propiedades de los materiales				
Parámetro		**Símbolo**	**Valor**	**Unidad**
Espesor del modelo		L	41	km
Difusividad térmica		K	25	km^2/Ma
Temperatura superficial		T0	25	°C
Tasa de variación atmosférica		B=dT/dZ	5,5	°C/km
Tiempo inicial de variación topográfica		Ti	120	Ma
Fallas				
No	**Punto inicial**		**Punto final**	
	Longitud	**Latitud**	**Longitud**	**Latitud**
1	-77,229	0,808	-76,906	0,680

Tabla 30. Parámetros variables establecidos para el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.

Parámetros variables			
Parámetro	Símbolo	Rango	Unidad
Temperatura en la base del modelo	Ts	400 - 1000	°C
Producción de calor	H	6 - 10	°C/Ma
Número de fases de exhumación falla 1a	I	1-2	NA
Número de fases de exhumación falla 1b	I	1-2	NA

3.5 Compilación y verificación de los datos de salida

Después de realizar las corridas de los modelos en el *software* Pecube, se genera una carpeta que contiene *scripts* con los datos detallados de cada una de las ejecuciones. De esta carpeta, se identifica el mejor modelo predicho con el menor *misfit* y los mejores parámetros térmicos de la cuenca para este caso.

Con estos datos de salida de tipo numérico, se procede a la visualización haciendo uso del *software* MayaVi, de uso libre, que permite una visualización tridimensional interactiva de los datos. Estos incluyen distribuciones de temperatura y deformación a lo largo del tiempo, que

pueden ser complejos y voluminosos. Herramientas de visualización como MayaVi, permiten explorar estos datos en 3D, facilitando su análisis e interpretación. También proporcionan perspectivas valiosas para el estudio de la evolución geológica de una región. La visualización en 3D permite identificar características geológicas y patrones térmicos que no serían evidentes en gráficos 2D tradicionales.

MayaVi permite graficar las isotermas de las áreas de estudio. Estas isotermas se obtienen a partir de los datos calculados del mejor modelo directo generado en Pecube, utilizando el comando bin/VTK. Este comando toma el archivo VTK de la corrida y calcula los valores de las isotermas. En el modelado directo, los valores de temperatura en la base del modelo son variables; por lo tanto, el *software* determina la temperatura óptima del modelo en función de los datos de entrada.

Para los datos de edades, se encuentra el directorio "*Comparation*", donde cada método de datación presenta las edades predichas y observadas organizadas en columnas. Estas edades se grafican en función de la altura o topografía, lo que nos permite analizar visualmente las discrepancias y concordancias entre los datos observados y los predichos.

3.6 Interpretación y análisis de datos de salida

Una vez identificado el modelo directo óptimo mediante el *software* Pecube para cada una de las zonas modeladas, se llevó a cabo un análisis comparativo detallado. Este análisis se centra en comparar las edades predichas por el modelo con las edades medidas, con respecto a la elevación. También se generó un modelo de velocidad y un modelo de temperatura, para el mejor modelo de cada cuenca, con su respectivo análisis.

Capítulo 4

Análisis de resultados

La compilación de resultados de los rangos de *misfit* calculados en los modelos directos termocinemáticos se presenta de manera resumida en la Tabla 31. Esta tabla incluye datos como cantidad de modelos realizados, mejor corrida calculada y tiempo requerido para el cálculo de los modelos dentro del clúster computacional.

Tabla 31. Resultados de rangos misfit de las mejores corridas para las zonas de estudio.

Cuenca	Zona modelada	No. Modelos	Mejor corrida	Rango misfit de la mejor corrida modelada	Tiempo de cómputo
Valle Medio del Magdalena	Sinclinal del Armas	2001	R1003	0,032043 a 0,26822	527,265 s
Cordillera Oriental	Macanal - Santa María	4001	A0549	0,107744 a 0,55101	950,009 s
	Parte Axial - Macizo de Floresta	8000	J7730	0,04699 a 0,61366	430,0469 s
	Bogotá - Villavicencio	3800	D0333	1,00036 a 9,99783	360,0376 s
Llanos	Sinclinal de Nunchía	4032	Z2150	0,03204 a 0,26822	171,2512 s

Cuenca	Zona modelada	No. Modelos	Mejor corrida	Rango misfit de la mejor corrida modelada	Tiempo de cómputo
Caguán-Putumayo	Bloque Este	2000	C1334	0,00760 a 0,35005	704,6214 s
	Bloque Oeste	2000	K0169	0,14145 a 4,766451	242,3945 s

El mejor modelo para cada zona contiene los parámetros térmicos mostrados en la Tabla 32. Estos parámetros son claves para entender la evolución térmica y tectónica de estas regiones. Las diferencias observadas en estos parámetros reflejan la variabilidad geológica y térmica de las áreas modeladas.

Tabla 32. Parámetros resultantes de los mejores modelos considerados en las diferentes zonas de estudio.

Cuenca	Zona modelada	Parámetro	Valor modelado
Valle Medio del Magdalena	Sinclinal del Armas	Difusividad térmica	25 km^2/Ma
		Temperatura a la base del modelo	486 °C
		Producción de calor	7 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	6,5 °C/km
Cordillera Oriental	Macanal - Santa María	Difusividad térmica	25 km^2/Ma
		Temperatura a la base del modelo	972 °C
		Producción de calor	10 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	5,5 °C/km
	Parte Axial - Macizo de Floresta	Difusividad térmica	25 km^2/Ma
		Temperatura a la base del modelo	600 °C
		Producción de calor	3 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	6,5 °C/km
	Bogotá - Villavicencio	Difusividad térmica	25 km^2/Ma

Cuenca	Zona modelada	Parámetro	Valor modelado
Cordillera Oriental	Bogotá - Villavicencio	Temperatura a la base del modelo	600 °C
		Producción de calor	3 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	6,5 °C/km
Llanos	Sinclinal de Nunchía	Difusividad térmica	25 km²/Ma
		Temperatura a la base del modelo	870 °C
		Producción de calor	6 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	5,5 °C/km
Caguán Putumayo	Bloque Este	Difusividad térmica	25 km²/Ma
		Temperatura a la base del modelo	804 °C
		Producción de calor	10 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	5,5 °C/km
	Bloque Oeste	Difusividad térmica	25 km²/Ma
		Temperatura a la base del modelo	885 °C
		Producción de calor	7 °C/Ma
		Tasa de variación atmosférica	5,5 °C/Ma

4.1 Edades predichas vs. edades medidas

Pecube predice edades con base en los caminos tiempo-temperatura calculados. Estas predicciones son comparadas con los datos medidos, demostrando la sensibilidad de los termocronómetros de baja temperatura a la evolución de la topografía superficial (Braun, 2003). Esta información es importante para comprender la evolución tectónica y geomorfológica de las áreas de estudio en las cuencas de Colombia.

4.1.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

En el Sinclinal de Armas, ubicado en la cuenca Valle Medio del Magdalena, las edades de AFT de las muestras medidas varían entre ~5 a 49 Ma.

Mientras que las edades predichas mediante modelamiento directo van de ~10 a 23 Ma. En la Figura 29, se observa una correspondencia entre algunas de las edades medidas con las predichas, con respecto a sus respectivas alturas. Aunque en algunos datos no existe esta correspondencia, el modelo puede seguirse calibrando.

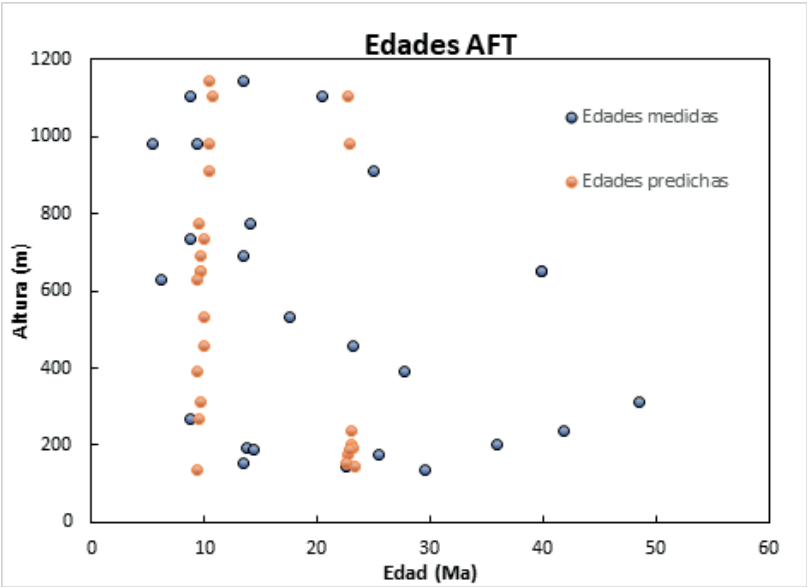


Figura 29. Comparación de edades medidas y predichas por el método AFT.

Para obtener una interpretación más precisa y completa de las edades termocronológicas, es esencial complementar los datos de AFT con información adicional proveniente de otros métodos termocronológicos. Métodos como ZFT (trazas de fisión en circón), ZHe (helio en circón) o AHe (helio en apatito) son necesarios para:

- Completar el espectro tiempo-temperatura, ya que proporciona un rango más amplio y detallado de las condiciones térmicas a las que ha sido sometida la cuenca.
- Mejorar la precisión del modelado termocronológico, al incorporar datos de múltiples fuentes.
- Proporcionar una visión holística, más completa y detallada de la

evolución térmica de la cuenca, facilitando una comprensión más profunda de los procesos geológicos.

4.1.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

i. Área Macanal - Santa María

Para el bloque de Macanal - Santa María, la Figura 30a muestra la relación entre las edades medidas y predichas por el método de AFT a diferentes alturas. Se tiene una edad medida de ~13 Ma, mientras que la edad predicha es de ~7 Ma, en una altura de 2275 m. Esto indica que hay un margen de diferencia grande en estos datos. Por lo anterior, es recomendable obtener más edades por este método para calibrar mejor el modelo.

La Figura 30b, presenta la relación entre la edad medida y predicha por el método de helio en circón a diferentes alturas. Las edades predichas de ZHe van de ~15 a 37 Ma y las edades medidas varían entre ~12 a 80 Ma. Se observa cierta dispersión de los datos, lo que indica variabilidad en la precisión de las predicciones.

La Figura 30c, muestra la relación entre la edad medida y predicha por el método de ZFT a diferentes alturas. Las edades medidas y predichas se encuentran en un rango de ~15 a 25 Ma. En general, el rango entre las edades medidas y predichas, no es grande, pero es importante calibrar el modelo con más datos.

La Figura 30d presenta la relación entre la edad medida y predicha por el método de $^{40}Ar/^{39}Ar$ en moscovita a diferentes alturas. Las edades medidas son de ~65 Ma y las edades predichas son de ~62 Ma, en una altura que varía entre 1800 y 2000 m. Se observa un rango muy corto de diferencia entre los tipos de edades.

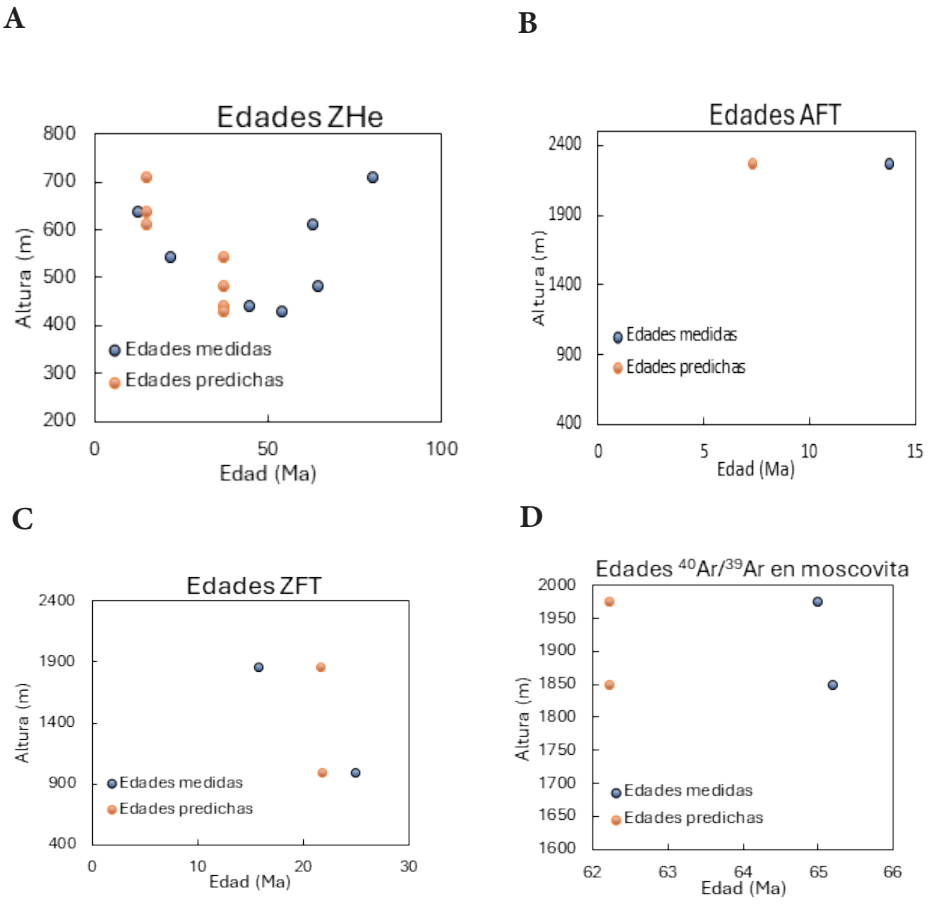


Figura 30. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Macanal - Santa María.

ii. Área Bogotá - Villavicencio

La Figura 28a (Edades AHe), muestra la relación entre la edad medida y predicha por el método de AHe a diferentes alturas. En 2856 m se obtuvo una edad medida de ~27 Ma y predicha de ~2 Ma, mostrando un rango de variación grande. Mostrando la necesidad de obtener más datos mediante este método.

La Figura 31b, presenta la relación entre las edades medidas y predichas por el método de AFT a diferentes alturas. Las edades medidas varían entre ~ 0 a 15 Ma. Mientras que las edades predichas varían en un rango entre ~2 a 6 Ma. Como se observa en la figura, las edades predichas y medidas tienen una buena correspondencia. La altitud de las muestras varía entre 1000 y 3700 m.

La Figura 31c, presenta la relación entre las edades medidas y predichas por el método de ZFT a diferentes alturas. Las edades medidas varían entre ~5 a 19 Ma. Mientras que las edades predichas varían entre ~5 a 11 Ma. En la gráfica se muestra una buena correlación entre los dos tipos de datos. La altitud varía entre 1200 y 3700 m.

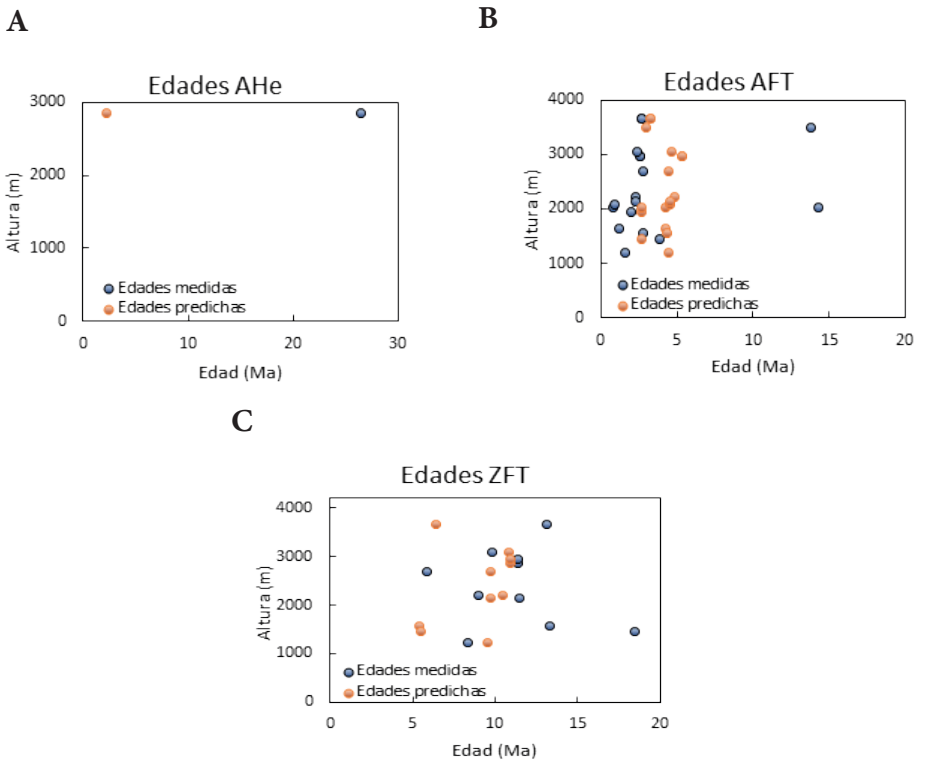


Figura 31. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Bogotá - Villavicencio.

iii. Área del Macizo de Floresta

La Figura 32a, compara las edades medidas y predichas por el método de AHe en función de la altura. Las edades medidas y predichas están relativamente dispersas, encontrándose en un rango de entre ~6 a 13 Ma. Las edades predichas no están muy lejanas a las medidas. La altitud varía entre 2400 y 3600 m.

La Figura 32b, muestra la relación entre las edades medidas y predichas por el método de AFT con respecto a la altura. Las edades medidas varían entre ~10 a 26 Ma. Las edades predichas están muy cercanas a las medidas, con respecto a su altitud, lo que indica un buen ajuste del modelo.

La Figura 32c de ZHe en función de la altura. Las edades medidas están en un rango que va de ~20 a 70 Ma. Mientras que las edades predichas están en un rango de ~27 a 40 Ma. En general, se observa una buena correlación entre los dos tipos de edades con respecto a su altitud, que varía entre 1600 a 3600 m.

La Figura 32d, compara las edades medidas y predichas por el método de ZFT respecto a la altura. Las edades medidas se encuentran en un rango más amplio, entre ~68 a 200 Ma. Mientras que las edades predichas muestran un rango menor que va de ~78 a 110 Ma. En general, hay una buena correspondencia de los dos tipos de edades con las alturas de las mismas.

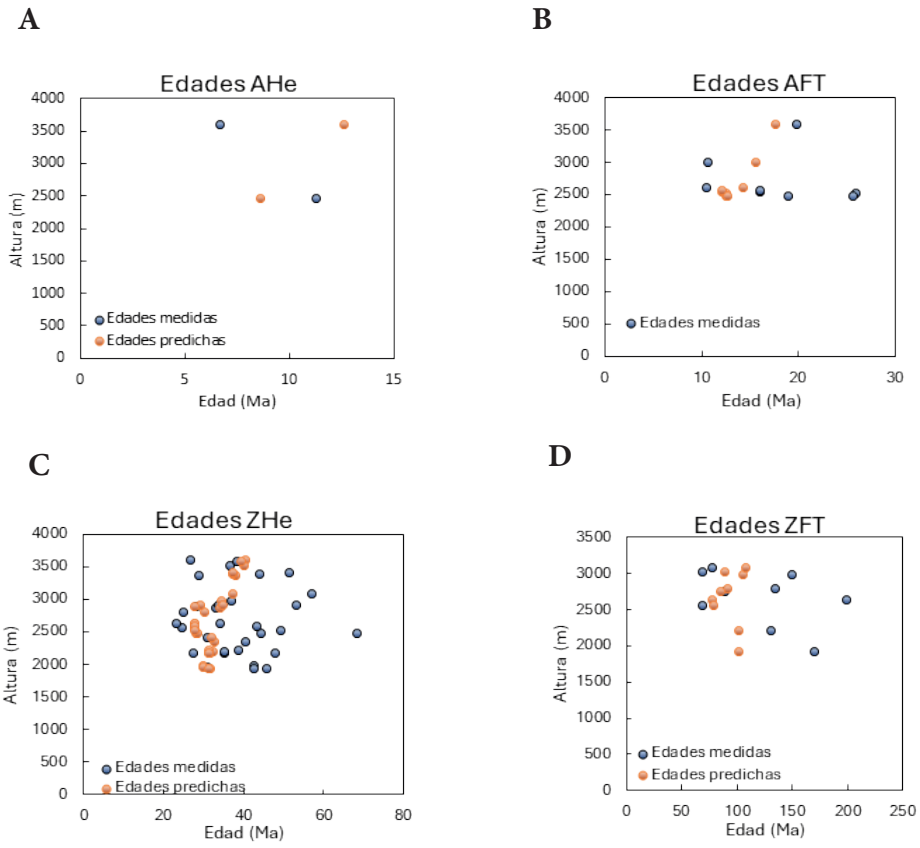


Figura 32. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en la zona Macizo de Floresta.

4.1.3 Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos)

La Figura 33 (Edades AFT), muestra la relación entre las edades medidas y predichas mediante el método de AFT en función de la altura. Las edades medidas están distribuidas principalmente entre ~6 a 30 Ma. Mientras que las edades predichas están distribuidas en un rango de ~14 a 16 Ma. Se observa que existe una buena correspondencia entre las edades medidas y predichas para las diferentes alturas.

La Figura 33b (Edades ZHe), presenta las edades medidas y predichas por el método de ZHe en función de la altura. Las edades medidas se distribuyen en un rango que va de ~47 a 80 Ma y las edades predichas están en un rango de ~50 a 63 Ma. Hay una correspondencia buena entre las edades medidas y predichas en las diferentes alturas.

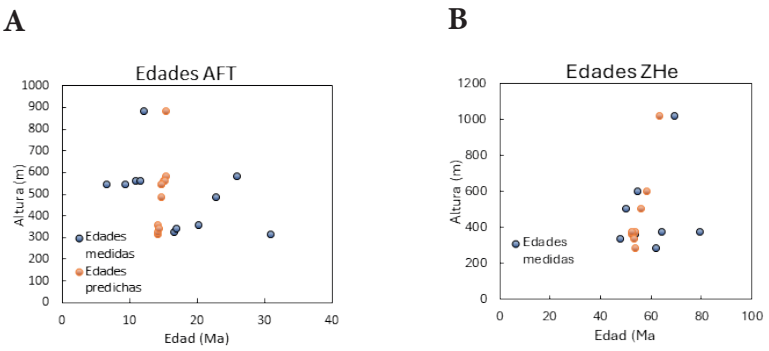


Figura 33. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en el Sinclinal de Nunchía.

4.1.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

i. Bloque Este

La Figura 34 (Edades AFT), muestra la relación entre las edades medidas y predichas mediante el método de AFT en función de la altura. Las edades medidas están distribuidas principalmente entre ~6 a 14 Ma. Las edades predichas están distribuidas en un rango de ~8 a 10 Ma. Se observa una buena correspondencia entre las edades medidas y predichas para las diferentes alturas.

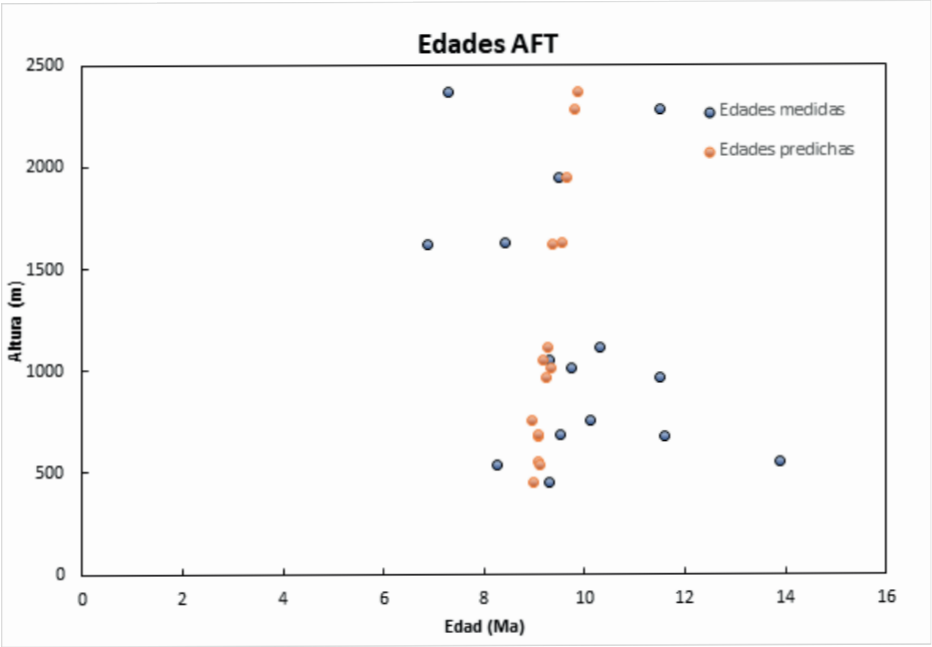


Figura 34. Comparación de edades medidas y predichas a diferentes alturas en el Bloque Este de la cuenca Caguán-Putumayo.

ii. Bloque Oeste

La Figura 35a, compara las edades medidas y predichas por el método de AHe en función de la altura. Las edades medidas están en un rango de ~3 a 13 Ma, mientras que las edades predichas están en un rango de ~5 a 10 Ma. Lo anterior demuestra que hay una mínima diferencia entre los dos tipos de datos con respecto a las alturas, por lo que el modelo tiene un buen ajuste.

La Figura 35b, muestra la relación entre las edades medidas y predichas mediante el método de AFT en función de la altura. Las edades medidas están distribuidas principalmente entre ~13 y 18 Ma. Las edades predichas están distribuidas en un rango de ~10 a 13 Ma. Se observa una diferencia entre los dos tipos de edades, pero no es muy significativa, por lo que no se descarta la validez del modelo, sino que se debe seguir calibrando con más datos.

La Figura 35c, presenta las edades medidas y predichas por el método de ZHe en función de la altura. Las edades medidas se distribuyen en un rango que va de ~106 a 112 Ma. Las edades predichas están en un rango de ~85 a 132 Ma. Se observa que los datos predichos están dentro del rango de los medidos, lo que habla de un buen ajuste del modelo.

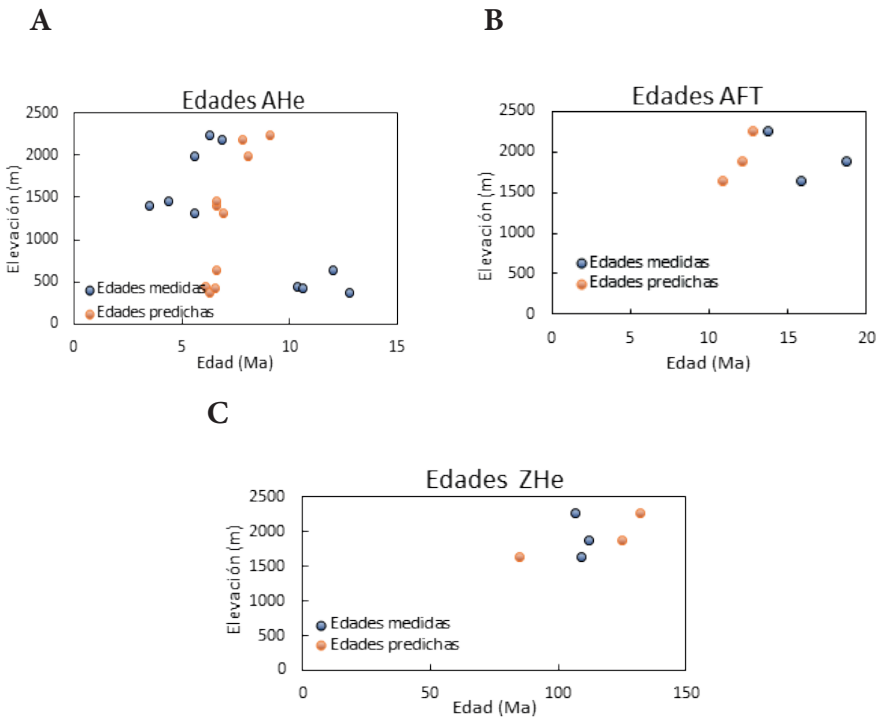


Figura 35. Comparación de edades medidas y predichas para diferentes métodos de datación a diferentes alturas en el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo.

4.2 Modelos de velocidad

4.2.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor de velocidad de exhumación

para los bloques Este y Oeste de la falla La Salina, descritos en la Tabla 34. En la Figura 33, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,43 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~48 Ma. Asimismo, se observan en color amarillo las flechas de velocidad del bloque occidental, el cual se exhuma con un valor de 0,14 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~62 Ma. Lo anterior, relaciona el levantamiento de los dos bloques de la falla La Salina a diferentes velocidades. La falla La Salina es de tipo inverso, en donde el Bloque Este está por encima del Bloque Oeste, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 33. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla La Salina.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Este	48 - 0	0,43
Bloque Oeste	62 - 0	0,14

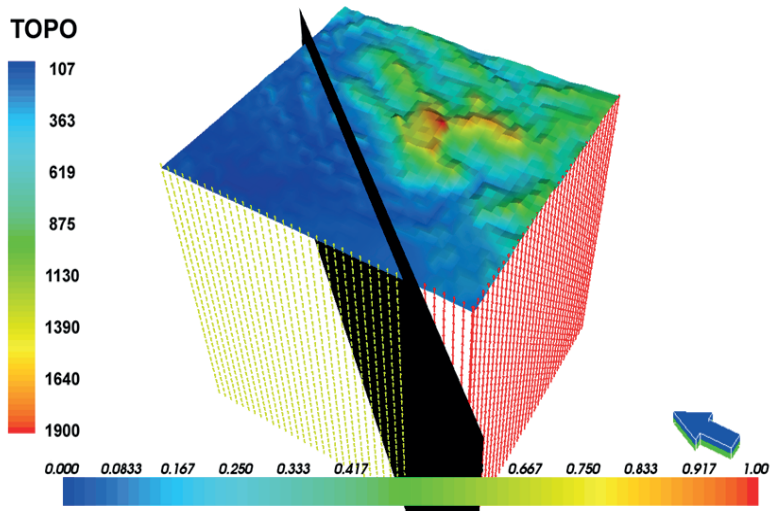


Figura 36. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Armas.

4.2.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

- **Área Macanal - Santa María**

Dentro del área de estudio se obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla de Tesalia, descritos en la tabla 34. En la Figura 37, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Oeste, el cual se exhuma con un valor de 0,39 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~39 Ma. Asimismo, se observan en color aguamarina las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,16 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~52 Ma. Configurando así un levantamiento de los dos bloques a diferentes velocidades. La falla de Tesalia es de tipo inverso, en donde el Bloque Oeste está por encima del Bloque Este, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 34. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla de Tesalia.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Oeste	39-0	0,39
Bloque Este	52 – 0	0,16

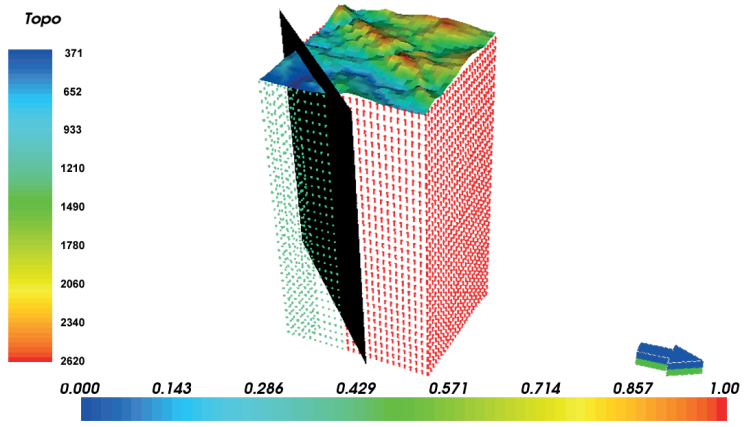


Figura 37. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Santa María – Macanal.

- **Área Bogotá - Villavicencio**

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor de velocidad de exhumación para el Bloque Oeste de la falla Las Mercedes, descritos en la tabla 35. En la Figura 38, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Oeste, el cual se exhuma con un valor de 1,25 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~45 Ma. La Falla Las Mercedes es de tipo inverso, en donde el Bloque Este está por encima del Bloque Oeste, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 35. Valores de velocidad de exhumación para el Bloque Oeste de la falla Las Mercedes.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Oeste	45 – 0	1,25

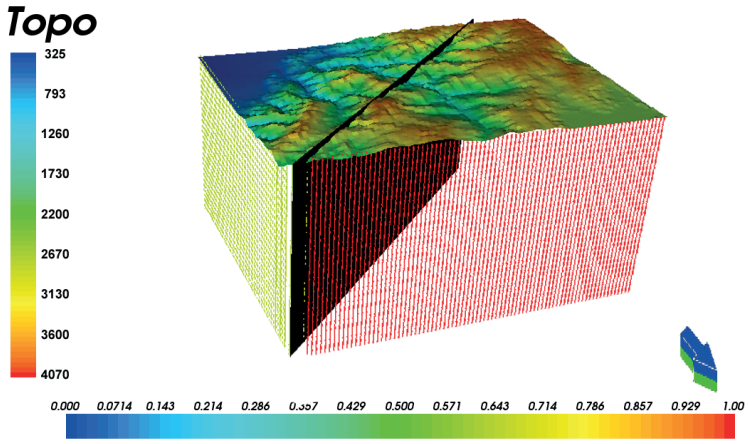


Figura 38. Modelo 3D de velocidades área Bogotá – Villavicencio.

- **Área del Macizo de Floresta**

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor de velocidad de exhumación

para los bloques Este y Oeste de la falla de Boyacá, descritos en la tabla 36. Este sector coincidiría espacialmente con el páramo de La Rusia, correspondiente al bloque colgante de la falla de Boyacá. En la Figura 39, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,21 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~19 Ma. Asimismo, se observan en color amarillo las flechas de velocidad del Bloque Oeste, el cual se exhuma con un valor de 0,14 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~48 Ma. Configurando así un levantamiento de los dos bloques a diferentes velocidades. La falla de Boyacá es de tipo inverso, en donde el Bloque Oeste está por encima del Bloque Este, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 36. Valores de velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla de Boyacá.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Oeste	48 - 0	0,14
Bloque Este	19 - 0	0,21

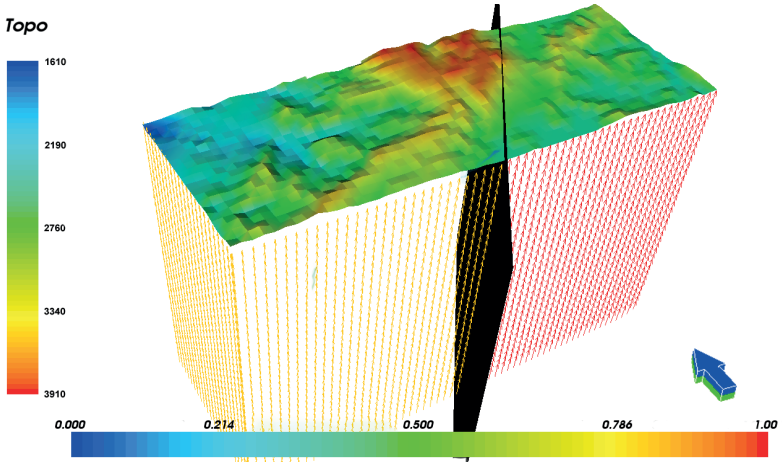


Figura 39. Modelo 3D de velocidades área sector axial Macizo de Floresta.

4.2.3 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos)

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en el cual se visualiza un valor de la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla Yopal, descritos en la Tabla 37. En la Figura 40, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,14 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~43 Ma. Asimismo, se observan en color aguamarina las flechas de velocidad del Bloque Oeste, el cual se exhuma con un valor de 0,66 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~43 Ma. Configurando así un levantamiento de los dos bloques a diferentes velocidades. La falla de Yopal es de tipo inverso, en donde el Bloque Oeste está por encima del Bloque Este, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 37. Valores de la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla Yopal.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Este	43 - 0	0,14
Bloque Oeste	43 - 0	0,66

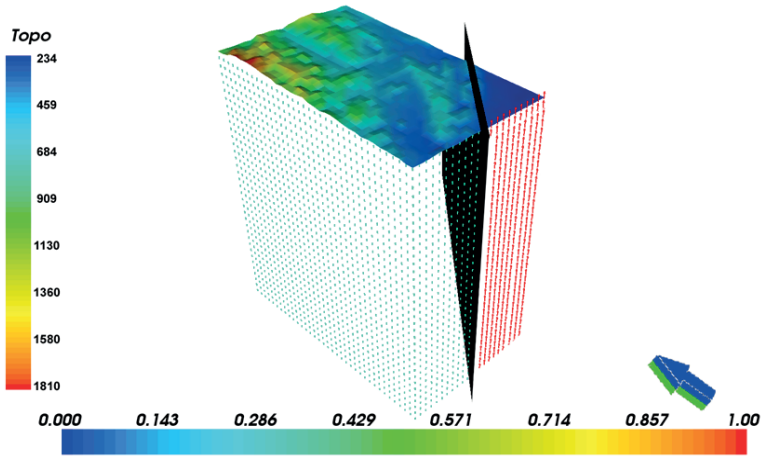


Figura 40. Modelo 3D de velocidades área Sinclinal de Nunchía.

4.2.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límites con la cuenca Caguán-Putumayo)

- **Bloque Este**

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor en la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla del borde amazónico, descritos en la Tabla 38. En la Figura 41, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,27 km/Ma, iniciando su levantamiento en ~60 Ma. Asimismo, se observan en color rosado las flechas de velocidad del Bloque Oeste, el cual se exhuma con un valor de 1 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~30 Ma. Configurando así un levantamiento de los dos bloques a diferentes velocidades. La falla del borde amazónico es de tipo inverso, en donde el Bloque Oeste está por encima del Bloque Este, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla 38. Valor en la velocidad de exhumación para los bloques Este y Oeste de la falla del borde amazónico.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Este	60 - 0	0,27
Bloque Oeste	30 - 0	1

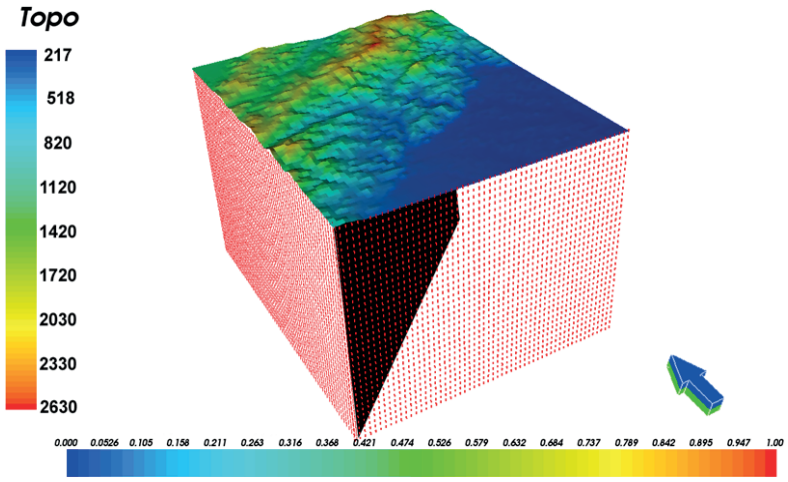


Figura 41. Modelo 3D de velocidades área Bloque Este.

- **Bloque Oeste**

Dentro del área de estudio, el *software* obtuvo un modelo con el mejor ajuste (*misfit*), en donde se visualiza un valor para la velocidad de exhumación del Bloque Este de la falla Resinas, descritos en la Tabla 39. En la Figura 42, se observan en color rojo las flechas de velocidad del Bloque Este, el cual se exhuma con un valor de 0,27 km/Ma, iniciando su levantamiento hace ~30 Ma. La falla Resinas es de tipo inverso, en donde el Bloque Oeste está por encima del Bloque Este, concluyendo un levantamiento uniforme en toda el área de estudio.

Tabla39. Valores para la velocidad de exhumación del Bloque Este de la falla Resinas.

Fases de exhumación de la falla	Tiempo de exhumación (Ma)	Tasa de exhumación para cada tiempo (km/Ma)
Bloque Este	30 - 0	0,27

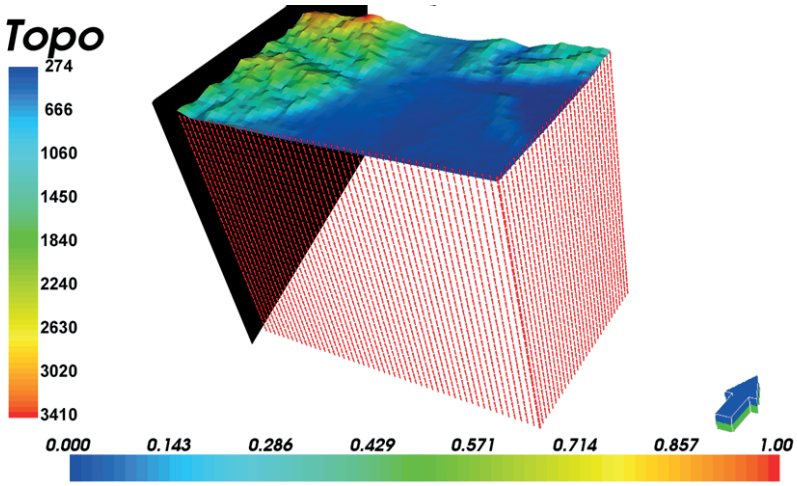


Figura 42. Modelo 3D de velocidades área Bloque Oeste.

4.3 Modelos de temperatura

A continuación, se presentan los modelos tridimensionales de las áreas de estudio con sus respectivos valores isotermales.

4.3.1 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

En la Figura 43, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Sánchez et al. (2012), en donde se referencian las longitudes de trazas. De los modelos de temperatura se obtiene un valor de 486 °C en la base del modelo.

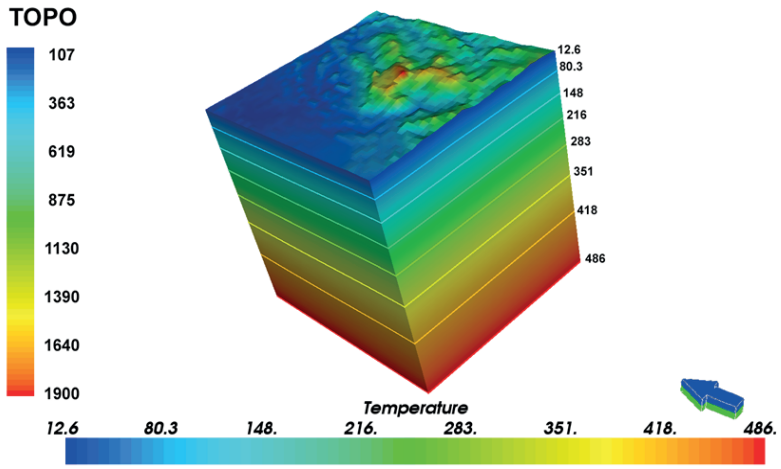


Figura 43. Modelo de temperatura 3D área Sinclinal de Armas.

4.3.2 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

- **Área Macanal - Santa María**

En la Figura 44, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Cheilletz et al. (1979); Parra et al. (2009a) y Odoh et al. (2019), en donde no se referencian las longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 972 °C en la base del modelo.

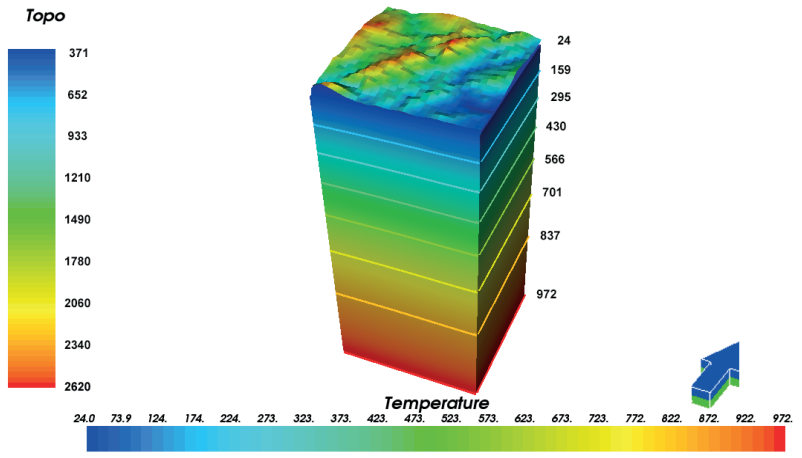


Figura 44. Modelo de temperatura 3D área Macanal - Santa María.

- **Área Bogotá - Villavicencio**

En la Figura 45, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Mora et al. (2008) y Parra et al. (2009b), en donde no se referencian las longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 600 °C en la base del modelo.

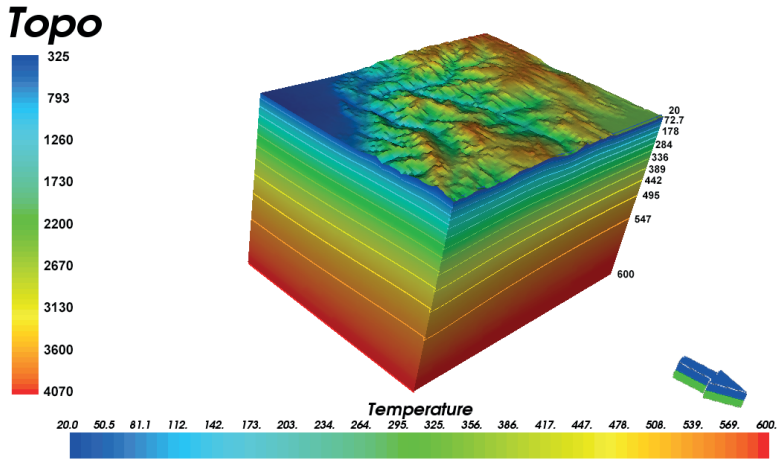


Figura 45. Modelo de temperatura 3D área Bogotá - Villavicencio.

- **Área del Macizo de Floresta**

En la Figura 46, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Parra et al. (2009b), Mora et al. (2010a), Ramírez-Arias et al. (2012), Saylor et al. (2012) y Reyes-Harker et al. (2015), en donde se referencian las longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 1000 °C en la base del modelo.

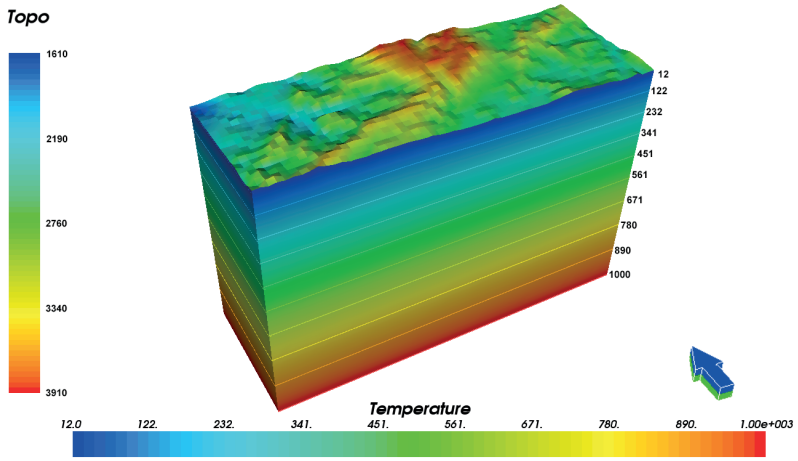


Figura 46. Modelo de temperatura 3D área Macizo de Floresta.

4.3.3 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos)

En la Figura 47, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Mora et al. (2010a), Horton et al. (2010a, b) y Ramírez-Arias et al. (2012), en donde se referencia la mayoría de las longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 870 °C en la base del modelo.

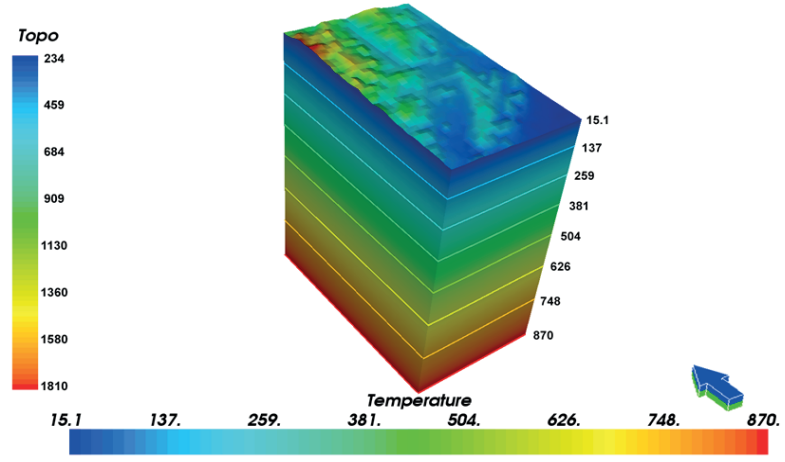


Figura 47. Modelo de temperatura 3D área Sinclinal de Nunchía.

4.3.4 *Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)*

- Bloque Este

En la Figura 48, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Villagómez y Spikings (2013) y Pérez-Consuegra et al. (2021), en donde no se referencian las longitudes de trazas. Además de las muestras datadas en el marco del presente proyecto por AFT, donde sí se reportan longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 800 °C en la base del modelo.

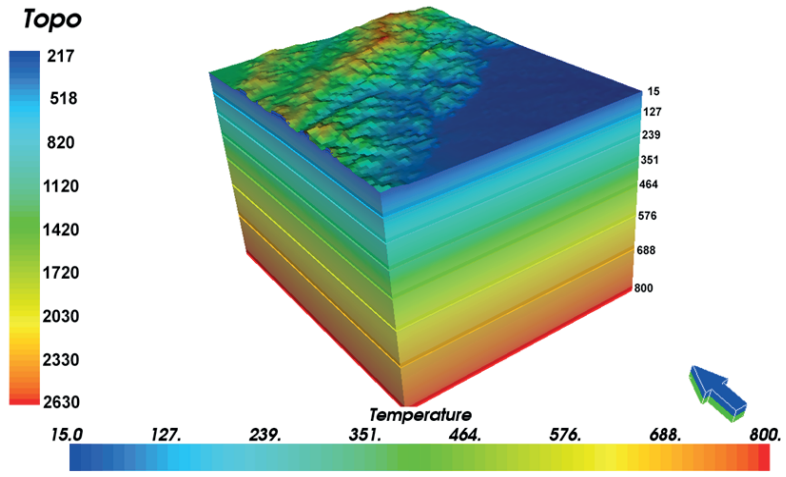


Figura 48. Modelo de temperatura 3D área Bloque Este.

- **Bloque Oeste**

En la Figura 49, se modeló la zona con los valores de las edades reportadas por Villagómez y Spikings (2013) y Pérez-Consuegra et al. (2021), en donde no se referencian las longitudes de trazas. En los modelos de temperatura se obtiene un valor de 885 °C en la base del modelo.

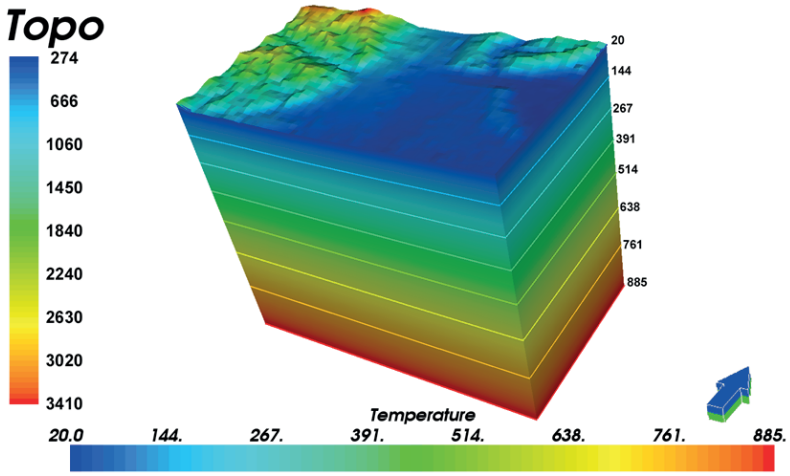


Figura 49. Modelo de temperatura 3D área Bloque Oeste.

Discusión

En primer lugar se presentan algunos análisis generales en cuanto a los parámetros termales obtenidos en los modelos termocinemáticos de las diferentes áreas de estudio.

i. ***Difusividad térmica***

Esta representa la capacidad de un material para conducir energía térmica, en relación con su capacidad para almacenar esta energía (Andujar et al., 2016). Este parámetro depende del tipo de suelo, la densidad y el contenido de agua. Por lo tanto, el rango de valores que puede tomar es muy amplio. En nuestro estudio se dejó fijo este valor a 25 km^2/Ma. Algunas diferencias se observan en los siguientes parámetros:

ii. ***Tasa de variación atmosférica***

Se encuentra en un rango de 5,5 °C/km y 6,5 °C/km, indicando variaciones en la forma en que la temperatura disminuye con la altitud en las diferentes regiones.

iii. ***Producción de calor***

De acuerdo con Turcotte y Schubert (2002), el flujo de calor superficial actual puede llegar a estar compuesto hasta en un 80 % por el calor aportado por el decaimiento isotópico y solo en un 20 % por el enfriamiento de la Tierra. En áreas específicas existe una relación lineal

entre el flujo de calor superficial y la generación o producción de calor radiactivo superficial (Paul et al., 2002). En las rocas con elevados contenidos de Th, U y K, como sucede en algunos batolitos graníticos, la producción de calor es elevada y el flujo calórico superficial es mayor que en las áreas cercanas. Con base en lo anterior, se llevó a cabo el siguiente análisis de los sectores modelados:

El sector de Macanal – Santa María y el Bloque Este, tienen los mayores valores de producción de calor (10 °C/Ma). El primer sector se encuentra ubicado en la parte centro oriental de la cuenca Cordillera Oriental, en donde se localiza el cinturón oriental esmeraldero de Colombia. La formación de estas mineralizaciones se presenta por fluidos hidrotermales, los cuales alcanzan temperaturas muy altas, alrededor de 350 °C. Por otra parte, la Formación Lutitas de Macanal presenta bancos arcillosos, y como es conocido, estas litologías presentan un contenido de elementos radiactivos alto. Asimismo, el contenido de materia orgánica en las arcillas las hace ricas en uranio. Adicionalmente, existen cuerpos que intruyen a la Formación Lutitas de Macanal, así como la presencia de aguas termales en la región (Bermúdez et al., 2024; Sandoval-Espinel et al., 2024). Todo lo anterior sustenta estos valores altos de producción de calor.

Para el Bloque Este, se asocia su alto valor a la cercanía al Macizo de Garzón, el cual es un basamento de edad Grenville compuesto por tres unidades distintas: el gneis Guapotón - Mancagua, el complejo de Garzón y la granulita del Vergel. Debido a su edad (proterozoica; Kroonenberg, 1982). Este cuerpo ha acumulado más elementos radiactivos, que tienden a generar más calor que se disipa a lo largo de millones de años. Además, la alta proporción de rocas félsicas hace que el complejo Garzón sea uno de los cuerpos que más contribuyen a la producción de calor en la zona de estudio.

Mientras que los sectores parte axial – Macizo de Floresta y Bogotá – Villavicencio, presentan los menores valores de producción de calor (3 °C/Ma). Según el estudio de Güiza (2021), en áreas como el Macizo de Floresta y la parte axial de la Cordillera Oriental, la composición de las

rocas puede no ser tan rica en elementos radiactivos como Th, U y K. Esta menor abundancia de elementos radiactivos da como resultado una producción de calor radiogénico más baja. Adicionalmente, las características geológicas de la zona de Bogotá – Villavicencio, compuesta predominantemente por sedimentos cretácicos y la falta de actividad ígnea significativa, contribuyen a estos bajos valores de producción de calor, reflejándose en menores valores de producción de calor.

iv. ***Temperatura en la base del modelo***

Esta temperatura es influenciada por varios factores, tales como: 1) Espesor de la corteza, que está directamente relacionado con el gradiente geotérmico (Kolawole y Evenick, 2023). 2) Composición de la corteza y diferentes composiciones mineralógicas de cada formación o cuerpos ígneos, que, debido a sus diversas propiedades térmicas, impactan de manera diferente cada área de estudio (Chuvilin et al., 2021). 3) Flujo de calor heterogéneo desde el manto, ya que áreas con mayor flujo de calor como regiones volcánicas y dorsales oceánicas, tendrán temperaturas más altas (Furlong y Chapman, 2013), y 4) Tectónica, puesto que regiones activas tectónicamente como zonas de subducción y *rifts* continentales a menudo muestran anomalías térmicas que tendrán una repercusión en la temperatura base de la corteza. Debido a todo lo anteriormente expuesto, es complejo identificar a cuáles de estas razones se deben los valores elevados de temperatura en la base del modelo para las zonas de estudio, las cuales van de 486 a 972 °C. Posiblemente se deba a la variación de los espesores de la secuencia sedimentaria cretácica observada en las distintas zonas.

A continuación, se presenta una relación más detallada de los datos obtenidos en cada modelo en cuanto a edades, parámetros termales y velocidades de exhumación, basándose en el contexto geológico y la literatura disponible para cada una de las cuencas.

Cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas

De las edades predichas por AFT en el sector Sinclinal de Armas, mediante el modelado termocinemático (ver Figura 43) se interpreta lo siguiente:

las edades se concentran en dos grupos, las de ~23 Ma, relacionadas con una continua exhumación debida al inicio de la reactivación (inversión) de la falla La Salina (Acosta, 2004; Parra et al., 2009b). Estas edades también pueden estar relacionadas con el evento regional de la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos en ~30 a 25 Ma (Mattson, 1984; Lonsdale, 2005). Y las edades de ~9 Ma, que se pueden relacionar con un levantamiento rápido durante el Mioceno medio a tardío (Gómez et al., 2003), y replegamiento de toda la secuencia cenozoica producto de la orogenia andina (Sánchez et al., 2012).

Se obtuvo una temperatura en la base de 486 °C, teniendo en cuenta que el modelo tiene un espesor de 35 km, se calcula un gradiente geotérmico de 13,88 °C/km, el cual es muy cercano al obtenido por Vargas et al. (2015) de 12,1 °C/km.

El modelo predice el levantamiento del Bloque Oeste en ~62 Ma, es decir, en el Paleoceno. El levantamiento de la Cordillera Central en el Cretácico tardío influyó en la configuración de la cuenca en el Paleoceno, según Schamel (1989), Rolon (2004), y Gómez et al. (2005a; 2005b). Con base en lo anterior, se observa que el modelo reprodujo un pulso de exhumación concordante con la historia geológica de la zona que ha sido reportada por estos autores. Por otra parte, en el Bloque Este se produjo una exhumación en ~48 Ma, es decir, en el Eoceno inferior. Nosotros relacionamos este evento con una erosión significativa durante el Eoceno inferior – medio, registrada por una discordancia regional (Gómez et al., 2005b; Rolon, 2004; Schamel, 1989).

Cuenca Cordillera Oriental

i) De las edades predichas en el Bloque Macanal – Santa María, mediante el modelado termocinemático (ver Figura 44) se interpreta lo siguiente: por AFT, se predicen edades cercanas a los 8 Ma, que pueden estar relacionadas con el aumento en los esfuerzos compresivos, los cuales ocasionaron el levantamiento y división de la megasecuencia ante-arco en tres, Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos,

completando la inversión tectónica de la cuenca de la Cordillera Oriental (SGC, 2014). Por ZHe, se encuentran edades en un rango de ~15 a 37 Ma, indicando una exhumación de la cuenca, la cual aportó importantes sedimentos cretácicos a la Formación Guayabo, además se asocia con la exhumación de la falla de Servitá a comienzos del Mioceno (Odoh et al., 2019). Por ZFT, se encuentran edades en un rango de ~15 a 24 Ma, lo que indica un evento de exhumación durante el Mioceno temprano al norte del Macizo de Quetame (Parra et al., 2009a). Finalmente, por $^{40}Ar/^{39}Ar$ en moscovita, se encuentran edades de ~65 Ma, que indican un primer pulso de exhumación de la Cordillera Oriental (Cheilletz et al., 1997). Cooper et al. (1995) interpretaron que la deformación inició desde el Mioceno. Sin embargo, Fabre (1983a; b; c) y Bayona et al. (2021) sugieren que esta deformación comenzaría durante el Paleoceno, lo cual coincidiría con los resultados obtenidos en este trabajo. La Sierra Nevada del Cocuy fue un depocentro durante el Cretácico.

Con respecto al área de Medina, con base en la distribución de edades existentes y los modelos directos, se pueden sugerir temperaturas en las rocas mayores a 300 °C, durante finales del Cretácico e inicios del Paleoceno, esto debido a que, anteriormente (Triásico-Jurásico), habían ocurrido procesos que adelgazaron la litosfera (*rifts*), así, el manto estaría mucho más cerca, lo que aportaría una mayor temperatura a las formaciones que allí se depositaban. Durante el Neógeno tardío, las rocas pudieron experimentar temperaturas alrededor de los 100 °C; esta interpretación se puede asociar al análisis hecho por Parra et al. (2009a).

La temperatura en la base del modelo para esta zona es de 972 °C y teniendo en cuenta que el modelo tiene un espesor de 40 km, se calcula un gradiente geotérmico de 24,3 °C/km, el cual es diferente al obtenido por Vargas et al. (2015) de 34,5 °C/km, lo que se atribuye a un modelo con un mayor espesor en este estudio. Es importante destacar que no se cuenta con un modelo termocinemático cercano al área de estudio, para realizar una comparación de los resultados obtenidos. Los modelos más cercanos son los propuestos por Hernández-Chaparro et al. (2021) en el sector de Machetá, postulando la temperatura en la base del modelo

(~ 400 °C; esta zona se encuentra hacia la parte sur de Macanal) y por Meléndez et al. (2021), en donde se presenta una temperatura en la base del modelo de alrededor de 600 °C (esta zona se localiza al norte de Macanal).

ii) Para el sector Bogotá – Villavicencio, las edades de trazas de fisión (tanto en circón como en apatito), predichas y medidas, muestran correspondencia en cuanto a las tendencias resultantes, específicamente, la edad aumenta con la altura (ver Figura 45). La temperatura en la base del modelo es de 600 °C y su espesor de 50 km, lo que sugiere un gradiente geotérmico de 12 °C/km. Este valor es comparado con el de Vargas et al. (2015), para la Cordillera Oriental, el cual es de 13 °C/km, mostrando una gran correlación entre los resultados de estos dos estudios en cuanto a este parámetro termal.

iii) El área axial del Macizo de Floresta, presenta un modelo robusto en cuanto a la cantidad de datos disponibles. Las edades de AFT, ZFT y ZHe, presentan tendencias similares (ver Figura 46). En general, se observa una concordancia en el perfil de edad vs elevación, mostrando edades más antiguas para rocas a mayor altura. Al evaluar los termocronómetros en conjunto para la zona, se puede observar que este sector de la cuenca estuvo sometido a procesos de exhumación durante el Cenozoico (derivado de la disminución de temperatura en cada una de las muestras al pasar por las diferentes PAZ y PRZ). Por medio del modelado directo en Pecube, se muestra que dicha exhumación-enfriamiento, se realizó de manera escalonada en dos fases de exhumación. La primera durante el Oligoceno - Mioceno temprano, y la segunda desde el Mioceno hasta el presente.

En cuanto a la temperatura, en la base del modelo, se obtuvo un valor de 600 °C, para un modelo con un espeso de 35 km, con el cual se obtuvo un gradiente geotérmico de 17,14 °C/km. Adicionalmente, se conoce que la zona ha estado tectónicamente activa durante el Terciario (Mora et al., 2009).

Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca

Llanos): sector Sinclinal de Nunchía

De las edades predichas por AFT en el sector Sinclinal de Nunchía, mediante el modelado termocinemático (ver Figura 47) se interpreta lo siguiente: se presenta un pulso de exhumación en ~14 Ma, lo cual ha sido reportado por Ramírez-Arias et al. (2012). Para el caso de las edades, mediante el método (U/Th)/He en circones, medidas y predichas por el modelamiento directo, reportan una exhumación importante en la zona de estudio a partir de ~50 Ma. En cuanto a la temperatura, en la base del modelo, se obtuvo un valor de 870 °C, para un modelo con un espesor de 35 km, del cual se obtuvo un gradiente geotérmico de 24,85 °C/km.

Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

Para el Bloque Este, se observa claramente una tendencia creciente en las edades predichas, lo cual no es notorio en las edades medidas, cuya dispersión hace borrosa la interpretación de cualquier tipo de tendencia a simple vista (ver Figura 48). Igualmente, para el caso del sector oeste, se hace arriesgado, suponer o proponer algún tipo de tendencia con los datos medidos, donde los datos modelados de AHe, ZHe y AFT, muestran pendientes positivas en las gráficas realizadas (ver Figura 48). En términos generales, se observa que el Bloque Este de Caguán-Putumayo presenta una mejor respuesta al modelamiento directo con respecto a la zona oeste de la misma cuenca. Esto puede relacionarse con la cantidad y tipo de datos termocronológicos disponibles para el modelamiento de cada una de las zonas. Si se evalúan de manera conjunta los datos obtenidos en los diferentes termocronómetros, se puede observar que el área de estudio estuvo sometida a temperaturas tempranoes a los 200 °C durante el Cretácico tardío, y que, posteriormente, comenzó a sufrir un rápido enfriamiento desde el Mioceno temprano, donde paso de estar entre los 100 a 120 °C (10 – 15 Ma) a los 60 a 80 °C en menos de 5 Ma (5 - 10 Ma). De igual manera, se podría inferir, debido a la posición actual del bloque, en los últimos ~ 10 Ma, que el área pasó de experimentar temperaturas entre los ~70 °C a la temperatura actual de superficie.

En específico, la temperatura en la base del modelo, resultado de la simulación para el Bloque Este y el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo, tiene un rango de 804 a 885 °C. Esta temperatura dependió del espesor del modelo (41 km) y de la difusividad térmica (25 km^2/Ma). Además, se tuvo en cuenta que la zona es tectónicamente activa, debido a que se encuentra adyacente a la cadena montañosa de los Andes, la cual es producto de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Mora et al., 2009; Parra et al., 2010). Finalmente, teniendo en cuenta este rango de temperatura en la base del modelo, se obtiene un rango de gradiente geotérmico que va de 19,60 a 21,58 °C/km. Este gradiente se compara con el obtenido por Vargas et al. (2015) para esta cuenca, el cual es de 16,9 °C/km. Se concluye que existe un rango mínimo de variación entre los datos obtenidos en los modelos y los reportados por el anterior estudio para la zona antes mencionada.

Los análisis llevados a cabo en las diferentes áreas de estudio dejan en evidencia la necesidad de implementar análisis inversos robustos, que permitan generar un mayor ajuste entre los datos medidos y predichos, con el fin de representar de manera más precisa la historia termal de cada una de las cuencas.

El modelado directo por medio del código Pecube, es una primera aproximación para conocer las historias termocinemáticas de las áreas de estudio, ya que este tipo de modelado es considerablemente sensible a los parámetros iniciales de entrada, puede representar sobre-ajuste de los datos y validación limitada con las condiciones reales en el tiempo actual. Por lo anterior, se hace necesario emplear modelos inversos que permitan reducir la incertidumbre de los resultados y ajustar mejor las mediciones tangibles (datos de literatura y datos adquiridos en el proyecto). Sin embargo, la ejecución de modelos directos en cada una de las cuencas de estudio permitió observar las zonas que presentaban mejor concordancia y coherencia entre los diferentes termocronómetros reportados por diferentes autores. Estos datos se verificaron mediante el análisis de los errores porcentuales en cada uno de los sistemas isotópicos (trazas de fisión, (U-Th)/He). Finalmente, se obtuvo una idea a grandes rasgos de los eventos geológicos ocurridos en tiempos computacionales relativamente cortos.

Conclusiones

Todos los modelos directos realizados en este trabajo para cada una de las áreas, son considerados preliminares; a pesar de esto, se puede concluir lo siguiente:

1. Existen patrones de exhumación asincrónicos a ambos lados de las fallas, esto particularmente sucede en el Bloque Soapaga y Sinclinal de Armas.

2. Las zonas, desde un punto de vista termal, presentan diferencias considerables, posiblemente, por la presencia de fenómenos locales, como, por ejemplo, alteraciones hidrotermales o presencia de fallas locales.

3. Una de las limitaciones presentes en la investigación es el acceso a los datos cinéticos, en particular: longitudes de trazas y contenido de cloro. Esto permitiría tener una mejor resolución en las historias termales derivadas del modelamiento.

4. Para lograr un mejor ajuste entre las edades predichas y medidas, es aconsejable variar otros parámetros, en particular, el factor de amplificación de relieve, número de escenarios de exhumación, espesor elástico, entre otros.

5. Los modelos directos logran discriminar las primeras fases de exhumación detectadas para las distintas áreas analizadas. Sin

embargo, es importante correr modelos inversos calibrándolos con más datos termocronométricos para obtener modelos de exhumación más completos.

6. Para poder extender el modelamiento llevado a cabo en esta investigación a otras áreas de Colombia, es importante estandarizar la forma de presentar los datos de termocronología y contar con un catálogo de dataciones radiométricas actualizado.

7. A futuro, es aconsejable usar la versión de Pecube que permite incorporar las predicciones de edades sobre formaciones sedimentarias e incorporar secciones balanceadas.

Referencias

Abdullin, F., Solé, J., Meneses-Rocha, J. D. J., Solari, L., Shchepetilnikova, V.,& Ortega-Obregón, C. (2016). LA-ICP-MS-based apatite fission track dating of the Todos Santos Formation sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance. *International Geology Review*, *58*(1), 32-48.

Acosta, J., Lonergan, L., & Coward, M. P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 181–194, doi:10.1016/j.jsames.2004.06.002.

Alcaldía Municipal de Landázuri. (2003). *Esquema de Ordenamiento Territorial: Documento Técnico.* Formulación Proyectos y Gestión. Departamento de Santander.

Andriessen, P. A. M., Helmens, K. F., Hooghiemstra, H., Riezebos, P. A., & Hammen, T. V. (1993). Absolute chronology of the Pliocene-Quaternary sediment sequence of the Bogotá Area, Colombia. *Quaternary Sci. Rev., 12*, 483-503.

Andujar, J., Martínez, M., & Gómez, S. (2016). Ground Thermal Diffusivity Calculation by Direct Soil Temperature Measurement. Application to very Low Enthalpy Geothermal Energy Systems. *Sensors*, *16*, 306; doi:10.3390/s16030306

Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2006). *Línea Sísmica Trasandina VMM - 2006* [Informe técnico]. https://www.anh.gov.co/documents/2751/LINEA_SISMICA_TRASANDINA_VMM_–_2006.pdf

Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2010). *Ronda colombiana*. https://www.anh.gov.co/es/hidrocarburos/oportunidades-disponibles/procesosde-seleccion/ronda-colombia-2010/tipo-1/valle-medio-del-magdalena

Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2011). *Geology and Hydrocarbon Potential Regional Geology of Colombia: Caguán and Putumayo Basins*. ANH. Fondo Editorial.

Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2012). *Cuenca Llanos Orientales Integración Geológica de la Digitalización y Análisis de Núcleos*. ANH. Fondo Editorial.

Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2015*). Integración geológica de la digitalización y análisis de núcleos de la Cuenca Llanos Orientales*. ANH. Fondo Editorial.

Bayona, G., Baquero, M., Ramírez, C., Tabares, M., Salazar, A. M., Nova, G., Duarte, E., Pardo, A., Plata, A., Jaramillo, C., Rodríguez, G., Caballero, V., Cardona, A., Montes, C., Gómez-Marulanda, S., & Cárdenas-Rozo, A. L. (2021). *Unravelling the widening of the earliest Andean northern orogen: Maastrichtian to early Eocene intra-basinal deformation in the northern Eastern Cordillera of Colombia*. 33(1), 809-845. doi:https://doi.org/10.1111/bre.12496

Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G., & Salazar–Franco, A. M. (2020). Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: GÓMEZ, J. P. P., A.O. (EDITORS) (ed.) *The Geology of Colombia*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36.

Bermúdez, M. A. (2002). *Estudio de métodos estadísticos para la datación de material rocoso utilizando huellas de fisión* (Tesis de maestría). Universidad Central de Venezuela.

Bermúdez, M. A. (2018). *Termocronología y cuantificación de la exhumación de dos sectores de la Cordillera Central de Colombia: Batolito Antioqueño y Batolito de Ibague*. Trabajo de Ascenso, Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), 143.

Bermúdez, M. A., Alson, P. & Mora, J. L. (2004). Equivalencia entre las diversas fórmulas del cálculo de errores de la edad determinada por el método de huellas de fisión. *Revista de La Facultad de Ingenieria*, *19*(1), 119–123. https://doi.org/10.1080/13803390902806568

Bermúdez, M. A., Alson, P. & Mora, J. L. (2005). Ecuación fundamental de la edad para la datación de minerales y su adaptatión a la ecuación práctica para el método de huellas de fisión. *Revista de La Facultad de Ingenieria*, *20*(2), 95–102.

Bermúdez, M. A., Kohn, B. P, van der Beek, P. A., Bernet, M., O'Sullivan, P. B., & Shagam, R. (2010). Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. *Tectonics*, 29(5). doi: 10.1029/2009TC002635.

Bermúdez, M. A. & Flores-Ferrín, M. (2019). Aplicaciones de la termocronología por trazas de fisión en Venezuela: Estado actual, perspectivas y visión integradora. *Boletín de Geología*, 41(3), 175–200. https://doi.org/10.18273/revbol.v41n3-2019009

Bermúdez, M. A., Velandia, F., García-Delgado, H., Jiménez, D., & Bernet, M. (2021). Exhumation of the southern transpressive Bucaramanga fault, eastern Cordillera of Colombia: Insights from detrital, quantitative thermochronology and geomorphology. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103057. doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103057

Bermúdez, M. A., Silveira-Moreno, G. B., Gómez-Fernández, A., Urrea-González, N., & Barrera-Chaparro, L. A. (2024). Comparison

between thermal models across the Middle Magdalena Valley, Eastern Cordillera, and Eastern Llanos basins in Colombia. *Open Geosciences*, vol. 16, no. 1, 2024, pp. 20220725. https://doi.org/10.1515/geo-2022-0725

Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K., & Garver, J. I. (1998). Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Bulletin of the Geological Society of America, 110*, 985-1009. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2

Braun, J. (2002). Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age–elevation datasets. *Terra Nova*, *14*(3), 210–214. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00409.x

Braun, J. (2003). Pecube: A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers and Geosciences*, *29*(6), 787–794. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00052-9

Braun, J., Van Der Beek, P., & Batt, G. (2006). *Quantitative thermochronology: Numerical methods for the interpretation of thermochronological data. Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data*. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511616433

Braun, J., Van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., & Prigent, C. (2012). Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. *Tectonophysics*, *524–525*, 1–28. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.035

Caballero, V. (2010). *Evolución tectono-sedimentaria del sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el Oligoceno- Mioceno* (Tesis de maestría). Bucaramanga, Universidad Industrial de Santander, 165 p.

Caballero, V., Mora, A., Quintero, I., Blanco, V., Parra, M., Rojas, L. E., López, C., Sánchez, N., Horton, B.K., Stockli, D., & Duddy, I.. (2013). Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: The Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, *377*(1), 315-342.

Cáceres, C. & Etayo, F. (1969). *Bosquejo geológico de la región del Tequendama. Primer Congreso Colombiano de Geología*. Opúsculo guía de la Excursión pre-Congreso. Bogotá, p. 22.

Caipa-Furque, A. (2019). *Geoquímica y geocronología del volcanismo jurásico al norte del Desierto de la Tatacoa (Formación Saldaña)*. Universidad de los Andes. http://hdl.handle.net/1992/45601

Campbell, C. J. (1965). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. *Fourth Caribbean Geological Conference*. Trinidad. Memoir: 247-261.

Cañas, H., Pérez, O., Ruíz, D., Herrera, W., & Watson, A. (2019). *Modelo Hidrogeológico Conceptual Valle Medio del Magdalena. Planchas 108 y 119. Puerto Wilches, Barrancabermeja, Sabana de Torres y San Vicente de Chucurí*. Bogotá, D.C.: Servicio Geológico Colombiano.

Cardozo, E. & Ramírez, C. (1985). Ambientes de depósito de la Formación Rosablanca: Área de Villa de Leyva., en Etayo-Serna, F., and Laverde-Montaño, F., eds., Proyecto Cretácico, contribuciones. Chapter XIII, *INGEOMINAS Publicación Geológica Especial. 16*, Bogotá, 13.

Cazier, E. C., Hayward, A. B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J. F., & Leel Jr W. G. (1995). Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin Foothills, Colombia. *American Association of Petroleum Geologist. Bulletin. 79*(10), 1444-1463.

Céspedes, S. & Peña, L. (1995). *Relaciones estratigráficas y ambientes de depósito de las formaciones del Terciario Inferior aflorante entre Tunja y Paz de Río (Boyacá)* (Tesis Pregrado). Universidad Nacional de Colombia, 50.

Cheilletz, A., Giuliani, G., Branquet, Y., Laumonier, B., Sánchez, A. J., Féraud, G., & Arhan, T. (1997). Datation K-Ar et 40Ar/39Ar à 65±3 Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor-Macanal: Argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. *CR Acad Sci II, 324*, 369-377.

Chuvilin, E., Bukhanov, B., Grebenkin, S., Tumskoy, V., Shakhova, N., Dudarev, O.,Semiletov, I., Mikhail & Spasennykh, M.. (2021). Thermal properties of sediments in the East Siberian Arctic Seas: A case study in the Buor-Khaya Bay. *Marine and Petroleum Geology*, *123*, 104672.

Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & Rudkiewicz, J. L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the eastern cordillera (Colombia) from a balanced cross-section, in Letouzey, J. (Ed.). (1990). *Petroleum and tectonics in mobile belts: proceedings of the 4th IFP Exploration and Production Research Conference, held in Bordeaux, November 14-18, 1988* (No. 47). Editions Technip.

Cooper, M.A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., & Taborda, A., (1995). Basin development a tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *79*,1421-1443.

Córdoba, F., López, C., Rolón, L., Buchelli, F. & Sotelo, C. (2001). Proyecto evaluación regional del Valle Medio del Magdalena y Cordillera, *Ecopetrol, informe interno*. Bogotá.

Corredor, F. (2003). Eastward extent of the Late Eocene–Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, *16*(6), 445–457. doi:10.1016/j.jsames.2003.06.002

Corredor, V., Terraza, R. & Etayo, F. (2015). Geología de la Plancha 228 Bogotá Noreste. *Servicio Geológico Colombiano*. Bogotá.

Cortés, M., Collett, B., & Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, *21*(4), 437–465.

Crowley, K., Cameron, M., & Schaefer, R. L. (1991). Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *55*(5), 1449–1465. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90320-5

Daly, M. C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon Plate Kinematics and Forearc Basin Evolution in Ecuador. *Tectonics, 8*(4), 769–790.

Dengo, C. A., & Covey, M. C. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *77*(8), 1315-1337.

Díaz, E. J., Contreras, N. M., Pinto, J. E., Velandia, F., Morales, C. J. & Hincapie, G. (2009). Evaluación hidrogeológica preliminar de las unidades geológicas de la Mesa de los Santos, Santander. *Boletín de Geología*, *31*(1), 61-70.

Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *40*(3), 259-274.

Dueñas, H. & Van der Hammen, T. (2007). Significado geológico y asociaciones palinológicas de las formaciones Diablo Inferior (Mioceno Tardío) y San Fernando Temprano (Mioceno Medio), piedemonte Cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. *Revista Académica Colombia Ciencia*. *31*(121).

Duque-Caro, H. (1990). The Chocó Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, *3*,71-84.

Ecopetrol & ESRI. (1994). *Geology and hydrocarbon potential of the Cordillera Oriental Colombia*, in Institute, E.S.a.R., ed., ESRI Technical Report 94-07-418: South Carolina, University of South Carolina. 500.

Ecopetrol & Beicip. (1995). *Cuenca de los Llanos Orientales, Estudio geológico regional*. Bogotá, Volume 1, Text, 198 p. Volume 2, 137.

Ehlers, T. A. (2005). *Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. doi:10.2138/rmg.2005.58.12

Etayo-Serna, F. & Rodríguez, G. (1985). Edad de la Formación Los Santos., in Etayo-Serna, F., and Laverde-Montaño, F., eds., Proyecto Cretácico, contribuciones. Chapter XXVI, *INGEOMINAS. Publicación Geológica Especial* 16. Bogotá, 13 p.

Etayo-Serna, F., Renzoni, G. & Barrero, D. (1976). Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. *Memoria del Primer Congreso Colombiano de Geología*. 217-252. Bogotá.

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

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

Fabre, A. (1983c). *Geología de la extremidad sur de la Sierra Nevada de El Cocuy y los alrededores de la Salina y Sacambaya. Memoria explicativa de la plancha 153 Chita. Escala 1:100.000.* INGEOMINAS. Bogotá.

Fabre, A. (1985). *Geología de la Sierra Nevada del Cocuy, Cordillera Oriental de Colombia. Evolución Cretácica y terciaria de una*

cuenca formada por extensión de la litosfera. Universidad Geneve. Departamento de Geología y Paleontología, 405 p. Ginebra, Suiza.

Fabre, A. & Delaloye, M. (1983). Intrusiones básicas Cretácicas de la Cordillera Oriental. *Geología Norandina, Bogotá, Vol. 6*, pp. 19-28

Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite, General behavior as illustrated by Durango fiuorapatite The implied He closure temperature for a grain. *Journal of Geophysical Research*, *105*(B2), 2903–2914.

Farley, K. A. (2002). (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *47*(1), 819–844. http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2002.47.18

Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *73*(8), 2347–2365. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015

Föllmi, K. B., Garrison, R. E., Ramirez, P. C., Zambrano-Ortiz, F., Kennedy, W. J., & Lehner, B. L. (1992). Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *93*(3-4), 151-182.

Fonseca, H., Fuquen, J., Mesa, L., Talero, C., Pérez, O., Porras, J. y Gavidia, O. (2012). *Cartografía Geológica de la Plancha 108 – "Puerto Wilches" Escala 1:100.000*. INGEOMINAS. Bogotá.

Fuquen, J. A., Gómez, L. A., Quintero, C., Patiño, A., Beltrán, A., López, C., Lancheros, J. A., Renzoni, G. & Manrique, M. (2009). *Cartografía Geológica y Muestreo Geoquímico Escala 1:100.000 de la Plancha 149 - Puerto Serviez VMM*. INGEOMINAS. Bogotá.

Furlong, K. P., & Chapman, D. S. (2013). Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *41*, 385-410.

Galbraith, R. F. (2005). *Statistics for fission track analysis*. Chapman and Hall/CRC.

Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B2).

Giraldo-Arroyave, M. (2010). *Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera Central de Colombia.* Tesis de Maestría en Ingeniería, Universidad Nacional Sede Medellín, 151 p.

Gleadow, A. J. W., & Duddy, I. R. (1981). A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks, 5*, 169-174. doi:10.1016/0191-278X(81)90039-1

Glotzbach, C., Spiegel, C., Reinecker, J., Rahn, M., & Frisch, W. (2009). What perturbs isotherms? An assessment using fission-track thermochronology and thermal modelling along the Gotthard transect, Central Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, *324*(1), 111–124. https://doi.org/10.1144/SP324.9

Gómez, J., Montes, N. E., Nivia, Á. & Diederix, H. (2003). Neotectónica de la Cordillera Oriental de Colombia: Inversiones tectónicas y desplazamientos transcurrentes. *Geología Colombiana*, *28*, 45-57.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., & Kelley, S. (2005a). Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, *117*(5), 547. doi:10.1130/b25454.

Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., & Cardozo, N., (2005b). Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, *v. 117*, no. 9-10, 1272-1292

Gómez, L., Lancheros J., López C., Patiño A., Beltrán A., Renzoni G., Guerra A. & Quintero C., (2008) *Cartografía Geológica y Muestreo*

Geoquímico escala 1:100.000 de la Plancha 150 – Cimitarra. INGEOMINAS. Bogotá.

Gómez, L. A., Patiño, A., Lancheros, J. A., Guerra, A., Renzoni, G., Beltrán, A., Quintero, C., Manrique, M. & Fuquen Molano, J. A. (2009). *Cartografía geológica y muestreo geoquímico escala 1:100.000 de la plancha 134 – Puerto Parra VMM*. INGEOMINAS. Bogotá.

Guenthner, W. R., Reiners, P. W., Ketcham, R. A., Nasdala, L., & Giester, G. (2013). Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-TH)/He thermochronology. *American Journal of Science*, *313*(3), 145–198. https://doi.org/10.2475/03.2013.01

Güiza, S. (2021). *Alcance de la geoquímica en la Cordillera Oriental para el potencial de metales estratégicos*. Artículo inédito. DOI: 10.13140/RG.2.2.34907.69927.

Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., & Hurford, A. J. (2004). Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology*. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.007

Haq, B., Hardenbol, J., & Vail, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, 1156-1167.

Helmens, K. (1990). *Neogene-Quaternary geology of the High Plain of Bogotá, Eastern Cordillera, Colombia*. Editorial Gebrüder Borntraeger. 202. Berlín.

Helmens, K. F. & Van der Hammen, T. (1995). Memoria explicativa para los mapas del Neogeno-Cuaternario de la Sabana de Bogotá-Cuenca alta del Rio Bogotá (Cordillera Oriental, Colombia). *Análisis Geográficos*, *24*.

Hernández-Chaparro, D. R., Bermúdez, M. A., Hoke, G., García-Delgado, H. & Machuca, S. (2021). Discriminación de la relación precipitación-tectónica como agentes modeladores del paisaje en

los alrededores del Municipio Guayabetal, Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *73*(2).

Hettner, A. (1892). *La Cordillera de Bogotá, Resultado de Viajes y Estudios*, Primera Versión Castellana de E. Guhl. Edición del Banco de la Republica. Diciembre de 1966, p. 4. Bogotá.

Horton, B. K., Parra, M., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Torres, V., Stockli, D. F., & Strecker, M. R. (2010a). Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. *GSA Today*, 20(7): 4–10. https://doi.org/10.1130/GSATG76A.1

Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes–Harker, A., & Stockli, D. F. (2010b). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U–Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, *122*(9–10): 1423–1442. https://doi.org/10.1130/B30118.1

Horton, B. K., Parra, M., & Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the sedimentary record. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. *Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37*, p. 67–88. Bogotá. https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.03

Hubach, E. (1931). *Geología del departamento de Norte de Santander*. Servicio Geológico Nacional. Bogotá.

Ibáñez-Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G., & Mora, A. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, *191*(1–2), 58–77. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.005

Instituto Colombiano de Geología y Minería [INGEOMINAS]. (2008). Cartografía Geológica y Muestreo Geoquímico escala 1:100.000 de

las Planchas 119 Barrancabermeja, 134 Puerto Parra, 149 Puerto Serviez y 150 Cimitarra del Valle Medio del Río Magdalena 11. http://aplicaciones1.sgc.gov.co/sicat/html/ConsultaBasica.aspx

INGEOMINAS y GEOESTUDIOS. (2000a). *Mapa geológico de Colombia: Plancha 367 Gigante. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Informe interno. Bogotá.

INGEOMINAS y GEOESTUDIOS. (2000b). *Mapa geológico de Colombia: Plancha 389 Timaná. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Informe interno. Bogotá.

INGEOMINAS y GEOESTUDIOS. (2000c). *Mapa geológico de Colombia: Plancha 412 San Juan de Villalobos. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Informe interno. Bogotá.

INGEOMINAS y GEOESTUDIOS. (2000d). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha 367 Gigante. Escala 1:100.000.* INGEOMINAS, Informe interno. Bogotá.

INGEOMINAS y GEOESTUDIOS. (2000e). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha 389 Timaná. Escala 1:100.000*. INGEOMINAS, Informe interno. Bogotá.

Iwano, H., & Danhara, T. (1998). A re-investigation of the geometry factors for fission-track dating of apatite, sphene and zircon. In *Advances in Fission-Track Geochronology: A selection of papers presented at the International Workshop on Fission-Track Dating, Ghent, Belgium, 1996* (pp. 47-66). Dordrecht: Springer Netherlands.

Jaramillo, L., Roa. E. & Torres, M. (1993). *Relaciones estratigráficas entre las unidades arenosas del Paleógeno (Paleoceno) del piedemonte llanero y la parte media de la Cordillera Oriental.* (Tesis Pregrado). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 80 p.

Julivert, M. (1970). Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with Some Other Folded Chains. *GSA Bulletin*, *v. 81*, p. 3623-3646.

Kairuz, E. F., Córdoba, F., Moros, J., Calderón, W. & Buchelli, F. (2000). *Sistemas petrolíferos del Putumayo, Colombia.* VII Simposio Bolivariano exploración petrolera en las cuencas subandinas, Sociedad Venezolana de Geólogos CD-ROM, p. 521–528.

Kammer, A. (1997). Los pliegues del sinclinal de Tunja. Análisis estructural y modelamiento geométrico. *Geología Colombiana, 22*. 3-25.

Kammer, A., & Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, *21*(4), 412–422. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006

Ketcham, R. A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11

Ketcham, R. A. (2017). *HeFTy Version 1.9.3*.

Ketcham, R. A., Donelick, R. A., & Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, *84*(9), 1235–1255. https://doi.org/10.2138/am-1999-0903

Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*. https://doi.org/10.2138/am.2007.2281

Kolawole, F., & Evenick, J. C. (2023). Global distribution of geothermal gradients in sedimentary basins. *Geoscience Frontiers*, *14*(6), 101685.

Kroonenberg, S. B. (1982). Litología, metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia). *Geología Norandina*, 39-46.

Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., & Gleadow, A. J. W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, *65*, 1–13. https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90057-1

Laverde, F. (1979). *Espesor, Estratigrafía y Facies de la Formación Guaduas en algunos sitios del Cuadrángulo K-11.* (Tesis de Grado), Universidad Nacional. INGEOMINAS, Informe 1786:1-100. Bogotá.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Coco sans Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, *v. 404*, p. 237-264.

López, E. (2004). *Evolución estructural del Sinclinal de Nazareth, Anticlinal del Guavio y Sinclinal del río Amarillo y sus implicaciones en la sedimentación de las unidades Paleógenas y Neógenas involucradas*. INGEOMINAS. Bogotá.

Lozano, E. & Zamora, N. (2014). *Compilación de la cuenca del Valle medio de Magdalena*. Servicio Geológico Colombiano.

Mantilla-Ardila, J. R., Reyes-Harker, A. & Alfaro-Valero, J. R. (2021). Análisis estructural y estratigráfico del sector suroccidental de la Serranía de San Lucas (Valle Medio del Magdalena, Colombia). *Boletín de Geología, 43*(1), 43-64. https://doi.org/10.18273/revbol.v43n1-2021003

Marquínez, G. & Velandia, F. (2001). *Geología del Departamento del Huila. Escala 1:300.000*. INGEOMINAS. Bogotá.

Mattson, P. (1984). Caribbean structural breacks and plate movements. In The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics. En memoria *Geological Society of America*, *v. 162*, p. 131-151.

McCollough, C., & Padfield, E. (1985). Petroleum geology of Colombia's Llanos basin: a summary. *Oil & Gas Journal*, *83*(15), 82-86.

Meléndez, H. L., Bermúdez, M. A., García-Delgado, H., Fonseca, H. &Marín-Cerón, M. I. (2021). Levantamiento orogénico alrededor del bloque Soapaga, Cordillera Oriental de Colombia: Inferencias de modelado termocinemático, geomorfología y sismicidad. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73* (2), A141220. http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a141220

Mendoza, H. (1985). La Formación Cumbre, modelo de transgresión marina rítmica, de comienzos del Cretácico, in Etayo-Serna, F., y Laverde-Montaño, F., eds., Proyecto Cretácico, contribuciones. Chapter IX, *Ingeominas Publicación Geológica Especial, 16*: Bogotá, 17 p.

Montenegro, G., & Barragán, M. (2011). Caguán and Putumayo Basins in: CEDIEL, F. (ed.) *Petroleum Geology of Colombia*. University EAFIT, Department of Geology. (Vol. 4). Medellín: ANH.

Montoya, D. y Reyes, G. (2003). *Geología de la Plancha 209 Zipaquirá*. INGEOMINAS. Bogotá.

Montoya, D., Reyes, G., Moreno, G., Fuquen, J., Torres, E., López, M. & Nivia, A. 2013. *Geología de la plancha 229* Gachalá Santafé de Bogotá Noreste. Escala 1:100 000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

Montoya, D., Numpaque, A., Martin, C. & Alcárcel, F. (2013). *Geología de la Plancha 193 - Yopal*. INGEOMINAS. Bogotá.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, *25*(2): 19 p. https://doi.org/10.1029/2005TC001854

Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Hooghiemstra, H., Torres, V., & Jaramillo, J. V. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, *120*(7-8), 930–949. doi:10.1130/b26186.1

Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L. I., Reyes, G., & Strecker, M. R., (2009). The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: A reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research*, *21*(1), 111 – 137. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x

Mora, A., Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., García, D., & Stockli, D. (2010a). Migration of Cenozoic deformation in the eastern Cordillera Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: implications for petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *94*, 1543–1580.

Mora, A., Mantilla, M., & de Freitas, M. (2010b). *Cretaceous Paleogeography and Sedimentation in the Upper Magdalena and Putumayo Basins, Southwestern Colombia. Search and Discovery Article #50246 (2010).* Expanded abstract prepared for oral presentation at AAPG International Conference and Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, November 15-18, 2009, 11 p.

Mora, A., & Kammer, A. (1999). Comparación de los estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia, *Geología Colombiana, 24*, 55-82.

Morales, L. G., Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H. S., O'Donoghue, D. J., Moler, C. E., Dubois, E. P., Jacobs, C., & Goss, C. R. (1958). General geology and oil occurrences of the Magdalena Valley, Colombia. *Symposium on the habitat of oil, American Association of Petroleum Geologists*. 76 p Tulsa.

Moreno, C. J., Horton, B. K., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., & Sierra, J. (2011). Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences, 32*(3), 246-263. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.018

Moreno, J. M. (1990). Stratigraphy of the Lower Cretaceous Rosablanca Formation, west flank, Eastern Cordillera, Colombia, *Geología Colombiana. 17*, 65-86.

Moreno, J. M. (1991). Provenance of the Lower Cretaceous sedimentary sequences, central part, Eastern Cordillera, Colombia. *Revista Academia Colombiana Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, *v. 18*, p. 159-173.

Nie, J., Horton, B. K., Mora, A., Saylor, J. E., Housh, T. B., Rubiano, J., & Naranjo, J. (2010). Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Geology*, *38*(5), 451–454. doi:10.1130/g30775.1

Noè, L. F., Gómez-Pérez, M., Gómez, J., & Pinilla-Pachón, A. O. (2020). Plesiosaurs, palaeoenvironments, and the Paja Formation Lagerstätte of central Colombia: An overview. *The geology of Colombia, 2*, 441-483.

Notestein, F. B., Hubman, C. W., & Bowler, J. W. (1994). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, *Geological Society of America Bulletin*, *v. 55*, p. 73-1218

Odoh, S., Saylor, J. E., Higuera, C., Copeland, P., & Lapen, T. J. (2019). Discriminating mechanisms for coarse clastic progradation in the Colombian foreland basin using detrital zircon double dating. In *Andean Tectonics* (pp. 133-171). Elsevier.

Pachón-Parra, L. F., Mann, P., & Cardozo, N. (2020). Regional subsurface mapping and 3D flexural modeling of the obliquely converging Putumayo foreland basin, southern Colombia. *Interpretation*, *8*(4), ST15-ST48.

Paris, G., & Romero, A. (1994). Some new palynomorphs from the Silurían of the Quetame Massif, Cordillera Oriental, Colombia, South America. *Boletín Geológico*. Volumen 34.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L., Rueda, M., & Torres, V. (2009a). Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, *121*(5-6), 780–800. doi:10.1130/b26257.1

Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R., & González, R. (2009b). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, *28*(4), 27 p. https://doi.org/10.1029/2008TC002423

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G., & Strecker, M. R. (2010). *Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia*. 22(6), 874-903. doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00459.x

Patarroyo-Camargo, G. D., Alarcón-Gómez, C. M., Torres-Parada, J. M., Díaz-Villamizar, J. S., Gómez-Coronado, J. S., Márquez-Prada, J. J., Pontón-Parada, L. A. & Barragán-Martínez, D. M. (2021). Estudio sedimentológico, paleontológico y geoquímico de la Formación La Luna en el Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, *43*(1), 1-2. Universidad Industrial de Santander, Colombia.

Patiño, A., Fuquen, J., Ramos, J., Pedraza, A., Ceballos, L., Pinzón, L., Jerónimo, Y., Álvarez, L., & Torres, A. (2011). *Cartografía geológica de la plancha 247 Cáqueza. Escala: 1:100.000*. INGEOMINAS. Bogotá.

Paul, D., White, W. M., & Turcotte, D. L. (2002). Modelling the isotopic evolution of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *360*(1800), 2433–2474. doi:10.1098/rsta.2002.1076

Pérez-Consuegra, N., Hoke, G. D., Fitzgerald, P., Mora, A., Sobel, E. R., & Glodny, J. (2021). Late Miocene–Pliocene onset of fluvial incision

of the Cauca River Canyon in the Northern Andes. *GSA Bulletin*, https://doi.org/10.1130/B36047.1.

Perrodon, A., & Masse, P. (1984). Subsidence, sedimentation and petroleum systems. *Journal of Petroleum Geology, 7*(1), 5-25.

Pindell, J. L., Higgs, R., & Dewey, J. F. (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in Pindell, J. L., & Drake, C., eds., Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, *Northern South America: SEPM Special Publication*, Volume 58, p. 45-85.

Porta, J. y Téllez, N. (1965). *Boletín de Geología (No. 19)*. Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería de Petróleos, Bucaramanga, Colombia.

Pulido, O. y Gómez L. S. (2001). *Geología de la plancha 266 – Villavicencio a escala 1:100.000*. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

Ramírez-Arias, J. C., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., Stockli, D., & Casallas, W. (2012). The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*, *39*, 112–137. doi: 10.1016/j.jsames.2012.04.008

Rangel, A., Moldowan, J. M., Nino, C., Parra, P., & Giraldo, B. N. (2002). Umir Formation: Organic geochemical and stratigraphic assessment as cosource for Middle Magdalena basin oil, Colombia. *AAPG Bulletin, 86*. https://doi.org/10.1306/61eede04-173e-11d7-8645000102c1865d

Reiners, P. W., & Farley, K. A. (1999). Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*(22), 3845–3859. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00170-2

Reiners, P. W., Spell, T. L., Nicolescu, S., & Zanetti, K. A. (2004). Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with40Ar/39Ar dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *68*(8), 1857–1887. https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.021

Reiners, P. W. (2021). *Thermochronology*, in: Alderton, David; Elias, Scott A. (eds.) *Encyclopedia of Geology, 2nd edition, v 6,* p. 132-139. United Kingdom: Academic Press.

Renzoni, G. (1985). *Interpretación fotogeológica de la Plancha 193 – Yopal. Escala 1: 100.000*. Informe 1951. INGEOMINAS, Bogotá.

Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C., & 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: American Association of Petroleum Geologists* Memoria 82.

Reyes, I. & Reyes, V. M. (1976). Geología del yacimiento y variabilidad de las características geoquímicas del mineral de hierro en la región de Paz Vieja (Municipio de Paz de Río, Departamento de Boyacá). Memoria en *Primer Congreso Colombiano de Geología*, 267-324.

Reyes, G. & Montoya, D. (2004). Características físicas de la Formación Une. Sección Manta-Macheta. 3ra Convención técnica de la ACGGP. https://archives.datapages.com/data/colombia_acggp/simp12/p41.htm

Reyes-Harker, A., Ruiz–Valdivieso, C. F., Mora, A., Ramírez–Arias, J. C., Rodríguez, G., de la Parra, F., Caballero, V., Parra, M., Moreno, N., Horton, B. K., Saylor, J. E., Silva, A., Valencia, V., Stockli, D., & Blanco, V. (2015). Cenozoic paleogeography of the Andean foreland and retroarc hinterland of Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *99*(8): 1407–1453. https://doi.org/10.1306/06181411110

Rodríguez, G., Zapata, G., Velásquez, M., Cossio, U. & Londoño, C. (2003). *Geología de las Planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 391 Lusitania (parte noroccidental) y 414 El Doncello Departamentos de Caquetá y Huila*. INGEOMINAS. Bogotá.

Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G., & Bermúdez, J. G. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, *81*, 10–30. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012

Rolon, L. F. (2004). *Structural geometry of the Jura-Cretaceous rift of the Middle Magdalena Valley Basin-Colombia* (Tesis de maestría). University of West Virginia, 63 p.

Rossello, E.A., Nevistic, V.A., Covellone, G., Bordarampé,C.P., Salvay, R.O, Pina, L.H., Araque, L., & Giraudo, R.E. (2006). The Pre-Aptian records of the Putumayo Basin (Colombia): New frontier opportunities for HC exploration in a mature basin? En *9th Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas* (pp. cp-111). European Association of Geoscientists & Engineers.

Rossello, E., Nevistic, V., Salvay, R., Pina, L. & Covellone, G. (2008). Cuenca Putumayo (Colombia). In: *ENGINEERS, E. A. O. G.* (ed.) VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas).

Rubiano, J. L. (1989). *Petrography and stratigraphy of the Villeta Group, Cordillera Oriental, Colombia, South America* (Tesis de maestría). Univ. South Carolina, Columbia, SC., 96 p.

Sánchez, J., Horton, B. K., Tesón, E., Mora, A., Ketcham, R. A., & Stockli. D. F. (2012). Kinematic evolution of Andean fold-thrust structures along the boundary between the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Tectonics, 31*, TC3008, doi:10.1029/2011TC003089.

Sandoval-Espinel, J. J., Sandoval-Espinel, L. C., Bermúdez, M. A., Bernet, M., Kohn, B., Amaya, S., Villamizar-Escalante, N., & Zuluaga, C. (2024). *Thermal and burial history of the axial Arcabuco-Floresta segment, Eastern Cordillera basin, Colombia: evidence from low-temperature thermochronology and numerical modelling*. 12. doi:10.3389/feart.2024.1471172

Sandoval-Espinel, L. C., Bermudez, M., & Sandoval Espinel, J. J. (2025). Deciphering the cooling history of the Garzón Massif: a body that records variable exhumation patterns? *Brazilian Journal of Geology, 55*, e20240033. https://doi.org/10.1590/2317-4889202420240033

Sarmiento, L. F. (1989*). Stratigraphy of the Cordillera Oriental West of Bogotá, Colombia* (Tesis de maestría), South Carolina, Columbia, University of South Carolina, 102 p.

Sarmiento, L. F. (2001). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models* (Tesis de doctorado), Vrije Universiteit, 297 p.

Sarmiento, L. F. (2011). *Petroleum geology of Colombia, Llanos Basin*. Colombia: Fondo Editorial Universidad EAFIT-ANH.

Sarmiento, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, *21*(4), 383–411. doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.003

Sarmiento, G., Puentes, J. y Sierra, C. (2015). Evolución geológica y estratigrafía del Sector Norte del Valle Medio del Magdalena. *Geología Norandina*, *12*, 51-82.

Saylor, J. E., Horton, B. K., Stockli, D. F., Mora, A., & Corredor, J. (2012). Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement–involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, *39*: 202–215. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.009

Schamel, S. (1989). Middle and Upper Magdalena basins, Colombia, in K. T. Biddle, (Eds.), *Active margin basins: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 52*, p. 283-302.

Schildgen, T., & Van der Beek, P. (2019). The Application of low-temperature thermochronology to the Geomorphology of Orogenic Systems. In M. G. Malusà y P. G. Fitzgerald (Eds.), *Fission-track thermochronology and its application to geology* (pp. 335–350). Berlin: Springer International Publishing. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8

Servicio Geológico Colombiano [SGC]. (2014). *Compilación de la cuenca de la Cordillera Oriental.* https://recordcenter.sgc.gov.co/B20/23008100024725/Documento/Pdf/2105247251107000.

Servicio Geológico Colombiano [SGC]. (2015). *Elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas a escala 1:100.000 ubicadas en cuatro bloques del territorio nacional*, *identificados por el Servicio Geológico Colombiano. Plancha 154 - Hato Corozal. Medellín, Colombia*. Memoria explicativa. Bogotá.

Servicio Geológico Colombiano [SGC] y Agencia Nacional de Hidrocarburos [ANH]. (2022). *Unificación de la información geológica en un sistema integral basado en la cartografía, petro-termocronología y geología de subsuelo en la Cuenca Caguán-Putumayo*. Memoria explicativa. Bogotá.

Shuster, D. L., Flowers, R. M., & Farley, K. A. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, *249*(3), 148–161. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.028

Soares, C. J., Guedes, S., Hadler, J. C., Mertz-Kraus, R., Zack, T., & Iunes, P. J. (2014). Novel calibration for LA-ICP-MS-based fission-track thermochronology. *Physics and Chemistry of Minerals*. https://doi.org/10.1007/s00269-013-0624-2

Stüwe, K., White, L., & Brown, R. (1994). The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. Earth and Planetary Science Letters, 124(1), 63–74. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00068-9

Tello, N. A. (2003). Reconocimiento Geológico Regional de las Planchas. 411 La Cruz, 412 San Juan De Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito Y 465 Churuyaco. INGEOMINAS.

Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., & Valencia, V. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Geological Society, London, Special Publications, 377(1): 257-283.

Toro, J. (1990). The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia. (Tesis de maestría). Tucson, AZ, University of Arizona.

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). Geodynamics. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. pp 456.

Ulloa, C., Camacho, G. & Escobar, R. (1975). Mapa Geológico de Colombia Cuadrángulo K-12 Guateque Planchas 210 Guateque - 229 Gachalá. INGEOMINAS, Bogotá.

Ulloa, C. & Rodríguez, E. (1976). Geología del Cuadrángulo K12-Guateque. INGEOMINAS, Informe 1701. Bogotá.

Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1979). Geología de las Planchas 170, Vélez, 190 Chiquinquirá, Colombia. INGEOMINAS. Bogotá.

Ulloa, C., Rodríguez, E. & Rodríguez, G. (1994). Geología de la Plancha 189 – la palma. INGEOMINAS.

Ulloa, C., Rodríguez, E. & Rodríguez, G. (2003) Geología de la Plancha 172 Paz de Río, INGEOMINAS.

Vail, P. R., & Mitchum, R. M., Jr. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Overview1. In C. E. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration (Vol. 26, pp. 0): American Association of Petroleum Geologists.

van der Beek, P., & Schildgen, T. F. (2023). Short communication: age2exhume – a MATLAB/Python script to calculate steady-state vertical exhumation rates from thermochronometric ages and application to the Himalaya. Geochronology, 5(1), 35-49. doi:10.5194/gchron-5-35-2023

van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y del Maestrichtinao y tectonogénesis de los Andes Colombianos (un estudio basado en correlaciones palinológicas). Informe No. 1279. Mayo de 1958. Ministerio de Minas y Petróleos. Servicio Geológico Nacional.

Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L.& Tellez, N. (1981a). Geología de las Planchas 136 Málaga y 152 Soatá Cuadrángulo I-13. INGEOMINAS.

Vargas, R., Arias A., Jaramillo, L. & Tellez, N. (1981b). Geología del Cuadrángulo H–13 Pamplona, Colombia. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.

Vargas, C. A., & Mann, P. (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the results of collision of the Panama Arc-Indenter with northwestern South America. Bulletin of the seismological Society of America, 103(3): 2025-2046. doi: 10.1785/0120120328.

Vargas, C. A., Idárraga-García, J., & Salazar, J. M. (2015). Curie point depths in northwestern South America and the southwestern Caribbean Sea, in C. Bartolini and P. Mann, eds., Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108, p. 179–200.

Vargas-Vargas, M. (2021). Geometría y evolución de la Falla Casabe en el Valle Medio del Magdalena, Colombia. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Colombia.

Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. Boletín de Geología, 27(1): 81-94.

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. & Núñez, A. (1996). Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha 366 Garzón. INGEOMINAS, Informe 1321, 122 p. Bogotá.

Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G.& Núñez, A. (2001). Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón, Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.

Vergara, H. (1996). Rasgos y actividad neotectónica de la Falla de Algeciras. In Memorias VII Congreso Colombiano de Geología (Vol. 1, pp. 491-500).

Vermeesch, P. (2019). Statistics for Fission-Track Thermochronology. In M. G. Malusà & P. G. Fitzgerald (Eds.), Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology (pp. 109–122). Cham, Switzerland: Springer International Publishing. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8

Villagómez, D., & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous – Tertiary evolution of the northern Andes. Lithos, 228–249. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008

Villamil, T., Restrepo, P., Ratliff, R., Wu, S., Kligfield, R., & Geiser, P. (1993). Balanced cross section, kinematic deformation model, and palinspastic facies analysis for the Bogota fold belt, Eastern Cordillera, Colombia. Conferencia llevada a cabo en el International congress of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Caracas, Venezuela.

Villamil, T., & Arango, C. (1998). Integrated Stratigraphy of Latest Cenomanian and Early Turonian Facies of Colombia. In J. L. Pindell & C. L. Drake (Eds.), Paleogeographic Evolution and Non-Glacial

Eustasy, Northern South America (Vol. 58, pp. 0): SEPM Society for Sedimentary Geology.

Wagner, G., & Van den Haute, P. (1992). Fission track dating; Netherlands: Solid Earth Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, p.285.

Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J. & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona. Departamento de Santander. Boletín de Geología, 21, (1-3):1-132. Bogotá.

Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2013). Some analytical methods for converting thermochronometric age to erosion rate. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14, 209-222. doi:10.1029/2012GC004279

Wolf, R. A., Farley, K. A., & Silver, L. T. (1996). Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(21), 4231–4240. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00192-5

Zapata, G., Rodríguez, G., & Mejía, M. (2017). Petrography, geochemistry and geochronology of metamorphic rocks outcropping in San Francisco Putumayo and the Palermo-San Luis Road associated with the La Cocha - River Tellez and Aleluya complexes. Boletín de Ciencias de la Tierra, (41), 47-64. https://doi.org/10.15446/rbct.n41.58630

ANEXOS

Anexo 1. *Ubicación de nuevas muestras en el piedemonte suroriental de la Cordillera Oriental (límites con la cuenca de Caguán-Putumayo)*

MUESTRA	LONGITUD	LATITUD	UNIDAD GEOLÓGICA
CPB01	-75,89	1,6839	Complejo Garzón
CPB02	-75,89	1,6584	Complejo Garzón
CPB03	-75,91	1,6310	Complejo Garzón
CPB04	-75,90	1,5822	Complejo Garzón
CPB05	-75,72	1,5590	Complejo Garzón
CPB06	-75,71	1,6070	Complejo Garzón
CPB07	-75,68	1,6323	Complejo Garzón
CPB08	-75,94	1,5109	Complejo Garzón
CPB09	-75,80	1,7997	Neis de Guapotón
CPB10	-75,75	1,8000	Granulitas del Vergel
CPB11	-75,79	1,7607	Neis de Guapotón
CPB12	-75,74	1,7484	Granulitas del Vergel
CPB13	-75,88	1,5505	Neis de Guapotón
CPB14	-75,83	1,5252	Neis de Guapotón
CPB15	-75,61	1,7239	Neis de Guapotón

Anexo 2. *Ubicación de nuevas muestras para la zona piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Llanos)*

MUESTRA	LONGITUD	LATITUD	UNIDAD GEOLÓGICA
SPN-03	-72,203088	5,631308	Formación Guayabo Temprano
SPN-06	-72,203088	5,631308	Formación Guayabo Temprano
SPN-07	-72,224000	5,590845	Formación Guayabo Medio
SPN-08	-72,225210	5,588372	Formación Guayabo Medio
SPN-10	-72,234952	5,543299	Formación León
SPT-01	-72,150224	5,836521	Formación León
SPT-02	-72,110588	5,848319	Formación Guayabo Inferior
SPT-05	-72,106892	5,810000	Formación Guayabo Medio

Anexo 3. *Ubicación de nuevas muestras para el Eje axial de la Cordillera Oriental*

MUESTRA	LONGITUD	LATITUD	UNIDAD GEOLÓGICA
Flor-16	-72,82913	5,89852	Formación Une
Flor-8	-72,82913	5,89852	Formación Une
MF18-4	-72,9039	5,8803	Formación Floresta
MF19-09	-73,12977	5,80796	Formación Arcabuco
MF19-10	-73,11768	5,85696	Formación Arcabuco
MF19-13	-73,27141	5,92092	Formación Arcabuco
MF19-14	-73,28531	5,92826	Formación Arcabuco
MF19-15	-73,28981	5,92801	Formación Arcabuco
MF19-17	-73,31258	5,92733	Formación Cumbre
MF19-18	-73,06445	5,84987	Formación La Rusia
MF19-19	-73,06315	5,87462	Formación La Rusia
MF19-22	-73,21071	5,97479	Formación La Rusia
MF19-23	-73,22112	5,9801	Formación Arcabuco
MF19-24	-73,37796	5,72172	Formación Arcabuco
MF19-25	-73,4151	5,73913	Formación Arcabuco
MF18-01b	-72,96922	5,86497	Formación Girón

Semblanza de los autores

Mauricio Alberto Bermúdez Cella

Profesor Titular en la Escuela de Ingeniería Geológica de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), Seccional Sogamoso. Dr. En Ciencias de la Tierra, MSc en Matemáticas, Matemático. Ha participado en proyectos MINCIENCIAS-ANH-UPTC de modelado termocinématico, evaluación de zonas prospectivas para gas licuado de petróleo, entre otros. Dominio de experticia: geocronología, termocronología, análisis de cuencas, geomorfología cuantitativa, geología estructural, geoestadística, análisis numérico y modelado 2D y 3D de historias termales de datos termocronológicos. Experiencia docente mayor a 20 años en distintas universidades nacionales e internacionales. Autor de distintos artículos de investigación nacionales e internacionales.

mauricio.bermudez@uptc.edu.co
ORCID: https://orcid.org/0000-0003-0584-4790

Leidy Carolina Sandoval Espinel

Estudiante de doctorado de la Universidad de Padova, Italia, en la escuela de geociencias; e investigadora invitada de la universidad de Lille, Francia, en el Laboratorio de Oceanología y Geociencias. Ha sido asistente de docencia en cursos de monitoreo de campo y cartografía temática en la Universidad de Padova. Ha participado en proyectos de modelado termocinématico en la UPTC, enfocándose en la caracterización de

minerales pesados y modelado térmico 2D y 3D. Cuenta con experiencia en preparación de muestras para análisis geoquímicos y tutorías en cálculo y química general.

leidycarolina.sandovalespinel@studenti.unipd.it

ORCID: https://orcid.org/0000-0001-8452-9291

John Jairo Sandoval Espinel

Estudiante de doctorado del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. en la escuela de Geociencias Aplicada. Ha participado en proyectos para la búsqueda de nuevas fuentes de energía renovables en la Agencia Nacional de Hidrocarburos y la Universidad de Caldas, así mismo, ha sido investigador de proyectos Minciencias con la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia en las áreas de termocronología y geología estructural enfocándose en el modelamiento termal y termocinematico 2D y 3D. Cuenta con experiencia en la toma de datos estructurales y recolección y preparación de muestras para distintos métodos de datación e interpretación de datos termocronológicos y geofísicos especialmente datos sísmicos.

Correo Institucional: John.sandoval02@uptc.edu.co

Código ORCID: https://orcid.org/0000-0001-6477-4150

Andres David Barrera Herrera

Ingeniero Geólogo egresado de la Universidad Pedagógica y tecnológica de Colombia (UPTC). Ha participado en el proyecto de investigación UPTC – MINCIENCIAS Aplicación de Modelos Inversos Termocinematico 3D, Métodos Bayesianos y Data Mining Usando Computación paralela de alto Rendimiento, para análisis de cuencas petrolíferas. Además, ha colaborado en el desarrollo de cartografía geológica, geomorfológica, análisis hidrológicos e hidrogeológicos para estudios tales como: PTO, PMRRA, reconformación geomorfológicas y paisajísticas, en las empresas GEOINPRO S.A.S Y PROYECCION MINERA S.A.S, finalmente, ha trabajado en proyectos de adquisición sísmica en la empresa PETROSEISMIC SERVICES.

andres.barrera02@uptc.edu.co

ORCID: https://orcid.org/0009-0001-0945-2957

Andrés Felipe Alarcón Bonilla

Investigador vinculado al Laboratorio de Geotermocronología de la UPTC. Ingeniero Geólogo (UPTC), con Maestría en Ciencias de la Tierra (UPTC). Miembro Fundador y director científico de la Fundación para la Investigación y el Desarrollo de las Geociencias GEOXUA. Ha participado en proyectos de investigación gestionados por la Universidad Pedagógica y Tecnológica de la UPTC, y financiados por Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación de Colombia (MINCIENCIAS) en áreas como termocronología cuantitativa, modelamiento termal y termocinematico 2D y 3D. Cuenta con experiencia en la recolección, preparación e interpretación de muestras para dataciones geológicas mediante diferentes métodos radiométricos para su aplicación en el modelamiento geodinámico de la corteza terrestre.

andres.alarcon01@uptc.edu.co

ORCID: https://orcid.org/0009-0007-9318-8098

Andrea Gómez Fernández

Ingeniera química egresada de la Universidad Industrial de Santander (UIS), con maestría en análisis y visualización de datos masivos de la Universidad Internacional de La Rioja (UNIR), España. Cuenta con experiencia en análisis de datos, modelado termocinemático y gestión de laboratorios bajo la norma ISO/IEC 17025. Es coautora del artículo científico "Comparison between thermal models across the Middle Magdalena Valley, Eastern Cordillera, and Eastern Llanos Basins in Colombia". Ha trabajado con herramientas como PeCube y Mayavi para visualización y análisis de datos termocronológicos. Además, posee experiencia en espectroscopía de materiales y técnicas analíticas como difracción y fluorescencia de rayos X, así como espectroscopía UV-Vis.

andrea.gfernandez@outlook.com

ORCID: https://orcid.org/0009-0009-9164-4955

Ana Jazmin Rodriguez Lara

Ingeniera Geóloga egresada de la Universidad Pedagógica y tecnológica de Colombia (UPTC), actualmente desarrolla labores de apoyo en proyectos geológicos en la empresa Kuenka S.A.S. Ha participado en dos proyectos de investigación desarrollados entre la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, el Ministerio de Ciencia y Tecnología y la Agencia Nacional de Hidrocarburos. Investigadora del Grupo INGEOLOG en las áreas de Termocronología, Tectónica y Geología estructural. Autora de un articulo en una revista de carácter nacional y uno en una revista de carácter internacional.

anajazmin.rodriguez@uptc.edu.co

ORCID: https://orcid.org/0000-0001-5715-8958

Natalia Urrea González

Ingeniera Geóloga, egresada de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC). Ha sido parte del proyecto de investigación conjunto entre la ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), la UPTC y Minciencias, titulado "Aplicación de Modelado Termo-Climático Inverso en 3D, Método Bayesiano y Minería de Datos Utilizando Computación Paralela de Alto Rendimiento (HPC) para el Análisis de Cuencas Petrolíferas". Es coautora del artículo científico "Comparison between thermal models across the Middle Magdalena Valley, Eastern Cordillera, and Eastern Llanos Basins in Colombia".

natalia.urrea@uptc.edu.co

ORCID: https://orcid.org/0009-0002-9641-1578

Lady Alejandra Barrera Chaparro

Estudiante de maestría en la Universidad Federal do Pará, Brasil, en el Instituto de Geociencias programa de posgraduación en Geología y geoquímica; e investigadora del Grupo de Análisis de Cuencas Sedimentarias de la Amazonia (GSED). Ha participado en el proyecto de modelado inverso termocinématico 3D, métodos bayesianos y

data mining para el análisis de cuencas petrolíferas en Colombia en la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC), enfocándose en la compilación de bases de datos y modelamiento térmico 2D. Ha sido monitora en el área de Estratigrafía y Geología Estructural en la Universidad Federal do Pará. Tiene experiencia en descripción petrográfica de rocas sedimentarias y metamórficas, y toma de datos estratigráficos y estructurales en campo.

lady.chaparro@ig.ufpa.br

ORCID: https://orcid.org/0000-0002-0344-0330



Este libro se terminó de editar en el mes
de febrero de 2026, en la Editorial UPTC.
Tunja - Boyacá - Colombia.

EDITORIAL UPTC

INGEOLOG

El grupo de investigación INGEOLOG, adscrito a la Escuela de Ingeniería Geológica de la UPTC, es un referente en geología aplicada. Su trabajo abarca áreas como análisis de cuencas, geocronología y termocronología, geología ambiental, hidrogeología, geomorfología, modelado numérico, geotecnia, neotectónica, ingeniería sísmica, recursos energéticos no convencionales (CBM y shale gas), geotermia y recursos naturales de uso industrial, entre otras. INGEOLOG desarrolla proyectos con impacto regional, nacional e internacional, en colaboración con comunidades, empresas e instituciones públicas y privadas. Su objetivo es generar conocimiento sobre el territorio, sus recursos y limitaciones, y aportar soluciones a problemas geocientíficos que afectan a las comunidades. Además, promueve el trabajo conjunto con otras instituciones académicas y científicas, fomentando redes de cooperación y optimización de recursos. El grupo también busca involucrar a estudiantes y profesionales en formación para fortalecer la generación de conocimiento y su aplicación práctica.

El estudio de cuencas sedimentarias a través de la termocronología es esencial para comprender la evolución geológica, la estructura térmica de la corteza terrestre y la distribución de recursos naturales. Esta investigación se enfoca en la integración de datos termocronológicos interpretados mediante modelos termocinemáticos tridimensionales, lo que permite analizar los procesos de exhumación de montañas y su influencia directa en la formación y evolución de cuencas sedimentarias. En particular, se examina la evolución térmica de zonas de deformación ubicadas en el Valle Medio del Magdalena, la Cordillera Oriental, los Llanos y Caguán-Putumayo. El objetivo principal es entender cómo los cambios en las condiciones térmicas han afectado la depositación y transformación de los sedimentos en estas regiones. Este enfoque permite reconstruir con mayor precisión la historia térmica y tectónica de las áreas estudiadas, lo que contribuye a una mejor evaluación de su potencial geológico. En conjunto, el trabajo ofrece una visión integrada de la interacción entre deformación tectónica, evolución térmica y sedimentación, proporcionando herramientas clave para futuras investigaciones y exploración de recursos en el subsuelo colombiano.

FVTVRVM ÆDIFICAMVS

Uptc®
Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia
VIGILADA MINEDUCACIÓN

ISBN 978-628-7863-20-0