



**HISTORIA DE EXHUMACIÓN DEL BLOQUE ESTE  
DE LA FALLA DE BUCARAMANGA USANDO  
TERMOCRONOLOGIA DE BAJA TEMPERATURA,  
SANTANDER, COLOMBIA.**

**NICOLAS VILLAMIZAR ESCALANTE**

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2017



# **HISTORIA DE EXHUMACIÓN DEL BLOQUE ESTE DE LA FALLA DE BUCARAMANGA USANDO TERMOCRONOLOGÍA DE BAJA TEMPERATURA, SANTANDER, COLOMBIA.**

**NICOLAS VILLAMIZAR ESCALANTE**

Tesis presentada como requisito para optar al título de:

**Magíster en Ciencias – Geología**

Director (a):

PhD. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Codirector (a):

PhD. Matthias Bernet

Línea de Investigación:

Termocronología

Grupo de Investigación:

Tectónica y análisis de cuencas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2017





*A mis padres, mi hermana por su continua motivación les dedico este trabajo, y a todos aquellos compañeros y profesores que me apoyaron durante este viaje solo tengo para decir, Gracias!*

## **Agradecimientos**

A mi familia por su apoyo incondicional. A la Universidad Nacional de Colombia y a la Universite Grenoble Alpes, la cual me acogió durante estos años de estudio, así como al departamento de Geociencias y a sus docentes que nos brindaron sus conocimientos. Especial agradecimiento a los geólogos Carlos Zuluaga, Matthias Bernet, Sergio Amaya, Julián López y Cindy Urueña por su dedicación, guía y acompañamiento en cada fase del desarrollo del proyecto. Este trabajo de grado hace parte del proyecto de investigación “Estructura y evolución geológica del basamento cristalino del Macizo de Santander, Cordillera Oriental (Colombia)”, -Código 110156933549- financiado por COLCIENCIAS, en el cual participa el Grupo de investigación Tectónica y Análisis de cuencas del departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia.

## Resumen

La historia de exhumación del borde del Macizo de Santander en los Andes del norte se encuentra controlada por el sistema de fallas Santa Marta – Bucaramanga, que a su vez es controlada por una interacción geodinámica compleja entre las placas de Nazca, Caribe y Sur Americana, así como la colisión y acreción del bloque Panamá.

Esta tesis presenta un análisis estructural y termocronológico de muestras del Macizo de Santander a lo largo de una transecta entre las localidades de Curos y el municipio de Guaca (Departamento de Santander, Colombia). Se presentan aquí nuevos datos de huellas de fisión en apatitos (AFT) y Circones (ZFT) de 17 muestras recolectadas en el costado sur occidental del Macizo de Santander. Los datos de huellas de fisión son usados para modelar la historia tiempo-temperatura y para la estimación de tasas de exhumación, mientras que el análisis estructural permite comprender la dinámica de las estructuras falladas más relevantes.

El flanco occidental del Macizo de Santander expresa una compleja historia termal a lo largo del perfil Curos-Guaca, con la exposición de la zona de borrado parcial de circones y apatitos. El modelado de la historia termal de huellas de fisión en circones muestra borrado parcial de 125 a 57 Ma, reseteo a ~24 Ma en muestras cercanas a la Falla de Bucaramanga, y tasas de exhumación de ~0,3 km/ma. En los apatitos se observa un reseteo y un perfil térmico invertido en la Falla del río Perchiquez a los 5 Ma con tasas de exhumación de ~0,6 km/ma. Este control estructural es también evidenciado con análisis morfotectónicos, de estrías de falla, y de microestructuras. La integración de toda la información permite establecer la presencia de eventos de exhumación recientes que expresan la acción marcada de la Falla de Bucaramanga como estructura principal en la actividad tectónica del Macizo de Santander. Además, los bloques al costado occidental del Macizo de Santander evidencian diversos procesos de exhumación rápida a finales del Cenozoico relacionados a estructuras falladas en dirección NNE que acomodan la deformación con desplazamientos en rumbo. La temporalidad de estos eventos puede estar relacionado con la colisión y deformación generada por el bloque Panamá.

**Palabras clave: Estrías de falla, Huellas de Fisión, Tasa de Exhumación, Zona de borrado parcial.**

## **Abstract**

The exhumation history of the western part of the Santander Massif in the Northern Andes is controlled by the Santa Marta- Bucaramanga fault system, which in turn is controlled by the geodynamic interaction between the Nazca, Caribe and South American plates, as well as the collision and accretion of the Panama block.

Through structural and thermochronological analysis of samples from the Santander Massif collected along a profile between Curos – Guaca on the south-western flank of the Santander Massif (state of Santander, Colombia), we present new in apatite (AFT) and zircon (ZFT) fission track data of 17 samples. The fission track data are used for time-temperature history modelling and for the estimation of exhumation rates. The structural analysis provides information on the behavior of relevant faults in the study area.

The western flank of the Santander Massif shows a complex thermal history along the Curos-Guaca profile, with exhumed zircon and apatite partial annealing zones. Thermal history modelling based on ZFT data shows partially annealed zircon with fission-track ages of 125 Ma and younger and a phase of rapid cooling at around 26 Ma. Main samples near to the Bucaramanga fault with long-term average exhumation rates of  $\sim 0.3$  km/Myr. Inverse modeling of apatite fission-track data from the Perchiquez fault indicate structurally controlled exhumation at around 5 Ma at rates of  $\sim 0.6$  km/Myr. This deformation phase is evidenced by microstructural studies of morphotectonic features such as slickensides and by  $t$  in this zone. We can establish the presence of exhumation events that show the relevance of the Bucaramanga fault as the main structure in the tectonic activity of the Santander Massif. However, rapid exhumation at the end of Cenozoic of different blocks on the western flank is related to secondary NE-trending faults that accommodate deformation with lateral displacement (strike slip faults), related to the collision and buttress effect of the Panama block.

**Keywords: Slickenside, Fission-tracks, Exhumation rate, Partial annealing zone**

<b>Contenido</b>	<b>Pág.</b>
<b>Resumen .....</b>	<b>VII</b>
<b>Lista de figuras .....</b>	<b>X</b>
<b>Lista de tablas .....</b>	<b>XVII</b>
<b>Introducción.....</b>	<b>1</b>
Objetivo General .....	4
Objetivos Específicos.....	4
Marco Teórico .....	4
Marco Geológico .....	12
Métodos analíticos .....	22
Termocronología (Huellas de fisión) .....	22
Análisis de fracturas.....	25
<b>1. Geología Estructural.....</b>	<b>27</b>
1.1 Análisis Morfoestructural .....	27
1.1.1 Morfotectónica .....	27
1.1.2 Mesoestructuras .....	36
1.1.3 Estrías de Falla.....	49
1.2 Microtectónica .....	56
<b>2. Termocronología.....</b>	<b>63</b>
2.1. Resultados analíticos .....	65
2.2. Modelado de datos termocronológicos .....	73
2.3. Taza de exhumación .....	79
<b>3. Discusión .....</b>	<b>81</b>
<b>4. Síntesis de la evolución del Macizo de Santander .....</b>	<b>97</b>
<b>5. Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>101</b>
5.1. Conclusiones.....	101
5.2. Recomendaciones.....	102
<b>A. Anexo 1: Datos Geología estructural .....</b>	<b>103</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>105</b>

## Lista de figuras

Pág.

Figura 1 Ubicación de la zona estudio (Imagen tomada y modificada de Vargas et al., 2007). Abreviaturas VMM-Valle medio del Magdalena, MS-Macizo de Santander, AM-Andes de Merida, SB-Sabana de Bogota, LLO-Llanos Orientales. ....	3
Figura 2. Los relojes de arena muestran una analogía para el comportamiento de un sistema cerrado y un sistema abierto. En un sistema cerrado (izquierda), el producto de isotopos hijo se acumula por decaimiento radiactivo de un isotopo padre el cual es completamente retenido en el mineral huésped; una edad isotópica se construye linealmente con el tiempo. En un sistema abierto, los isotopos hijo son removidos efectivamente e inmediatamente después de su producción; ninguna edad isotópica es construida dentro de este sistema. Tomado de Braun et al. (2006). ....	5
Figura 3. Ecuación para la determinación del tiempo ( $t$ ) usando el método del detector externo $\lambda$ constante de decaimiento de $^{238}\text{U}$ ( $4.47 \times 10^9$ y), $\lambda_f$ constante de decaimiento de $^{238}\text{U}$ ( $8.2 \times 10^{15}$ y), $\phi$ flujo de neutrones, $\sigma$ sección transversal de captura de neutrones ( $580.2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ), $c$ factor geométrico (0.5), $I$ $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratio ( $7.2527 \times 10^{-3}$ ), $\rho_s$ , $\rho_i$ densidad de trazas espontáneas e inducidas, $\rho_d$ densidad de trazas del monitor fluencia. ....	7
Figura 4. Modelo físico con dos bloques de madera debajo de capas de arcilla. Nótese la geometría de las fracturas R y el crecimiento hacia arriba de la zona de cizalla. Tomado de Fossen (2010). ....	9
Figura 5. Estructura formada por movimiento dextral. (a) modelo <i>Riedel</i> donde R y R' son Riedel sintéticos y antitéticos respectivamente. Las fracturas P son secundarias y conectan las superficies R y R'. $\phi$ es el ángulo de fricción interna. (b) otras estructuras a pequeña escala que se pueden formar a lo largo que la zona de falla. (c) estructuras a gran escala. Tomado de Fossen 2010. ....	10
Figura 6. Dúplex extensional (transtensión) y dúplex compresional (Transpresión) desarrollados a lo largo de un sistema de fallas de rumbo. Tomado de Fossen 2010. ....	11

Figura 7 Configuración tectónica actual, localización de las placas principales en los Andes del norte .....	15
Figura 8 Mapa geológico del basamento igneo-metamórfico del Macizo de Santander. Modificado de Amaya et al., 2017. ....	17
Figura 9. Modelos del sistema de fallas de Bucaramanga–Santa Marta a. Modelo de Boinet et al., 1989. b. Modelo de Ujueta, 2003. ....	18
Figura 10. Asimetría de las cuencas Guaca y Umpalá. Tomado de Osorio et al. (2008). 18	
Figura 11. Curvas hipsométricas de las cuencas Umpalá y Guaca. Curva negra: calculada; Curva roja; teórica. 1, 2, 3 puntos de inflexión. Tomado de Osorio et al.(2008). ....	19
Figura 12. Mapa de sombras donde se resaltan algunos de los aspectos que sustentan la zona de transición transversal. B. Esquema del efecto del empuje lateral compresivo del Sistema de Boconó sobre la Cordillera Oriental. Tomado de Osorio et al.(2008). ....	19
Figura 13. Sintaxis tectónica que por un tensor de esfuerzos regional a 95° explica el levantamiento de la Cuña de Pamplona (con influencia en el centro del Macizo de Santander) y la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy. Con la descomposición de vectores se identifican los desplazamientos laterales más favorables de las fallas de rumbo, así como las fallas inversas perpendiculares al tensor. Tomado de Velandia. (2017). ....	20
Figura 14. Interpretación cinemática del dominio de compresión de los Alpes. A) la distribución de las fallas alrededor de la unidad Oetztal y la generación del frente de deformación en dirección norte, así como la acomodación de la deformación en fallas de rumbo B) Fallamiento normal en el dominio compresional se explica por la superposición de un campo de esfuerzos extensional este-oeste durante un estado de rápida extrusión en dirección oriente a lo largo del eje central de los Alpes del este. Tomado de Ratschbacher et al., 1991. ....	21
Figura 15. Edades de huellas de fisión en un perfil vertical Bucaramanga-Picacho, las edades de huellas de fisión en circones siguen el típico camino de exhumación de una zona de borrado parcial. Tomado de Amaya et al., 2017. ....	22
Figura 16. Imagen Landsat Path 007, Row 055, con combinación de bandas RGB 4-5-7, observando las principales estructuras falladas y su distribución en la topografía. ....	29
Figura 17. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del Río Manco. ....	30
Figura 18. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del Río Umpalá, diferenciando cada una de los trazos y morfoestructuras observadas. ....	32

Figura 19. Topografía, de una sección de la falla del Río Umpalá, observando la continuidad de la misma.....	33
Figura 20. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del Río Perchiquez, diferenciando cada una de los trazos y morfoestructuras observadas. ....	34
Figura 21. Topografía, de una sección de la falla del Río Perchiquez, observando la deposición de sedimentos a lo largo del trazo de falla (en color gris).....	35
Figura 22. Figura 3D que tiene como base un modelo de elevación digital de 30 metros del servicio geológico de los estados unidos y con una capa superpuesta Landsat Path 007, Row 055, con combinación de bandas RGB 4-5-7, que nos permite observar con mayor detalle las tres estructuras falladas con sus planos de fallas bien definidos. ....	37
Figura 23. Mapa geológico con la ubicación de las estaciones con datos estructurales, en rojo los datos tomados para el desarrollo de este trabajo y los datos en amarillo, recopilados de Villamizar (2014). ....	38
Figura 24. Estación 15NJ08, Zona de brecha, A) se puede observar la distribución y la orientación de la brecha en el plano entrante. B) Imagen ilustrativa de las principales estructuras Y, R y R' evidenciadas en el afloramiento. ....	40
Figura 25. A) Venas con espesor de 10 mm en dirección del plano Y, B) venas de inyección en la zona distal con la misma dirección del plano Y, C) venas aprovechando los planos R. ....	41
Figura 26. Diagrama stereonet con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitetica, R: falla sintetica, P: postoriedel.....	42
Figura 27. Diagrama rosa, representando la distribución de las diaclasas para la estación 15NJ08. ....	43
Figura 28. Estación 15NJ24, A) foto de afloramiento donde se observa el marcado fracturamiento impuesto en la roca, B) esquema de afloramiento observando los principales patrones de fracturamiento. ....	44
Figura 29. Diagrama stereonet para 15NJ24 con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitética, R: falla sintetica, P: postriedel.	45
Figura 30. Estación 15NJ16 en la primera figura se observa la estación y el marcado fracturamiento producto del avance en la deformación de la falla del Río Perchiquez.....	46
Figura 31. Diagrama stereonet con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitética. ....	47



Figura 32. Diagrama esquemático de las fases deformativas desarrolladas en la estación 15NJ16. ....	48
Figura 33. Diagrama rosa, representando la distribución de las diaclasas para la estación 15NJ16. ....	48
Figura 34. Estación JL-CSB-015, foto de afloramiento donde se observa un plano de falla de gran magnitud con la presencia de estrías de falla. ....	50
Figura 35. Tensor de esfuerzos para la estación JL-CSB-015, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque. ....	51
Figura 36. Tensor de esfuerzos para la estación JL-CSB-020, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque. ....	52
Figura 37. Tensor de esfuerzos y círculo de Mohr para la estación JL-CSB-031, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque (Planos Angelier). ....	53
Figura 38. Tensor de esfuerzos para la estación 37-38, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque. ....	54
Figura 39. Tensor de esfuerzos para la estación 10, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque. ....	54
Figura 40. Tensor de esfuerzos para la estación 7, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque. ....	55
Figura 41. Mapa de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. ....	56
Figura 42. Brecha de falla, A) dimensiones en muestra de mano de alrededor de 8 cm, B) brecha caracterizada por una matriz rojiza y la presencia de clastos angulares embebidos en esta matriz. ....	58
Figura 43. Sección delgada 15NJ08 A) zona de brecha en nicóles paralelos observando la angularidad de los clastos dentro de la matriz, B) zona de brecha en nicóles cruzados observando la composición de los clastos de cuarzo y plagioclasa en una matriz de sericita y epidota. ....	58
Figura 44. Muestra orientada de donde se tomó la sección delgada 15NJ16. ....	59

Figura 45. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicoles paralelos observando la foliación, B) imagen en nicoles cruzados observando el clivaje disyuntivo. ....60

Figura 46. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicoles paralelos observando la foliación, B) imagen en nicoles cruzados observando la generación de clivaje de crenulación diferenciado. ....60

Figura 47. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicoles paralelos observando la foliación y la disolución de granos de cuarzo a lo largo de los planos de foliación que se deforman en el avance de la deformación, B) imagen en nicoles cruzados observando la generación de clivaje de crenulación diferenciado. ....61

Figura 48. Acortamiento progresivo de un pliegue que forma un clivaje de crenulación diferenciado ( $S_{n+2}$ ) por la disolución preferencial de cuarzo en los flancos de los pliegues orientándose los minerales con respecto a la dirección de máximo acortamiento  $\sigma_1$ . Tomado de (Passchier and Trouw, 2005). ....61

Figura 49. A) Extinción sectorial por desarrollo de bandas de deformación (lamelas de deformación), con sus bordes sufriendo recristalización dinámica, B) recristalización dinámica tipo rotación de subgranos. ....62

Figura 50. Mapa topográfico del departamento de Santander mostrando las estructuras geomorfológicas y tectónicas principales. Se resalta la presencia de la falla de Bucaramanga con dirección NW-SE, y el conjunto de fallas con dirección NE-SW (Falla del Río Manco, Río Umpalá y Río Perchiquez). ....64

Figura 51. Mapa geológico con la localización de las muestras en una transecta entre Curos y Guaca. ....65

Figura 52. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones de la transecta Curos – Los Santos, datos provenientes de este estudio. ....72

Figura 53. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones de la transecta Curos – Guaca, datos provenientes de este estudio, Shagan et al., 1984 y Van der Lelij et al., 2016. Las flechas azules solo expresan una tendencia. ....72

Figura 54. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones y apatitos de la transecta Curos – Guaca, datos de este estudio, Shagan et al., 1984 y Van der Lelij et al., 2016. Mostrando la continuidad de los datos AFT hasta la elevación de 2500 m. ....73

Figura 55. A. Modelo esperado para el bloque 1. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las

cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 1, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ01 y 15SACZ02. ....	75
Figura 56. A. Modelo esperado para el bloque 2. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 2, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ04A, 15SACZ05 Y 15SACZ06. ....	76
Figura 57. A. Modelo esperado para el bloque 3. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 3, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ07 y 15SACZ08. ....	77
Figura 58. A. Modelo esperado para el bloque 4. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja negra muestra el constraint en sistema AFT basado en el modelo directo y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 4, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ09 y 15SACZ12A. ....	78
Figura 59. A) Relación entre las edades de huellas de fisión y tasas de exhumación determinadas para un gradiente termal en estado estable de 30 °C/km y un promedio de temperatura de superficie de 10 °C para los sistemas de huellas de fisión en apatitos y circones. Las tasas de exhumación so estimadas de las cuervas del sistema termocronológico de apatitos y circones. Datos obtenidos por el programa age2edot de M. Brandon (Ehlers, 2005). ....	79
Figura 60. Representación 3D de las estructuras estudiadas con su cinemática dextral y su relación en movimiento, producto del desplazamiento de la falla de Bucaramanga. ....	83
Figura 61. Modelo de cuña tectónica, mostrando el comportamiento de la deformación de macizo de Santander, actuando como una zona de cambio reologico marcado, generando un efecto contra fuerte, generando la deformación que observamos actualmente. Tomado de Velandia et al. (2017). ....	86

Figura 62. Bloque diagrama ilustrando el modelo de indenter y/o cuña para el macizo de Santander, donde se expresa la temporalidad de la deformación, generándose las estructuras inversas primarias, el frente de deformación y posteriormente las estructuras estudiadas (con componente de rumbo) acomodando la deformación y truncando con la falla de Bucaramanga. ....87

Figura 63. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Perfil topográfico con las muestras de ZFT (edad central). En rojo se representa la PAZ fósil exhumada de los circones y en la línea interlineada negra se representa el límite inferior de la PAZ de los circones. ....90

Figura 64. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Grafico edad ZFT vs Distancia, los datos ZFT representan edad central y las líneas dos desviaciones estándar ( $2\sigma$ ). ....91

Figura 65. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Perfil topográfico con las muestras de AFT (edad central). La zona gris representa la influencia de la falla del río Perchiquez. ....92

Figura 66. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Grafico edad AFT vs Distancia, los datos ZFT representan edad central y las líneas dos desviaciones estándar ( $2\sigma$ ). La zona gris representa la influencia de la falla del río Perchiquez. ....93

Figura 67. Modelo esquemático de la variación de la zona de retención parcial en el termocronometro de circones para este estudio y estudios anteriores (Amaya et al., 2017) .....94

Figura 68. Historia térmica para el Macizo de Santander. abreviaturas, NB-Neis de Bucaramanga, ES- Esquistos del Silgara, OB- Ortoneis de Berlín, MS-Macizo de Santander .....99

## Lista de tablas

### Pág.

Tabla 1. Temperatura de cierre estimada para los termocronómetros más usados, con una tasa de enfriamiento común de 15°C/Ma tomado de Braun et al., 2006.....	6
Tabla 2. Localización de las muestras y litologías .....	67
Tabla 3. Datos de huellas de fisión en circones para los dos bloques de la falla de Bucaramanga. ....	68
Tabla 4. Datos de huellas de fisión en apatitos del bloque colgante de la falla de Bucaramanga. ....	69
Tabla 5. Datos de huellas de fisión de otros autores presentes en la zona estudio. ....	70



# Introducción

El Macizo de Santander se encuentra en los Andes del norte de Colombia, en la Cordillera Oriental, esta región es caracterizada por una compleja interacción geodinámica producto de la convergencia oblicua de la placa de Nazca y la placa de Sur Americana, esto sumado a la colisión del bloque Panamá a finales del Oligoceno (Farris et al., 2011). Esta compleja interacción conlleva a una rápida exhumación dentro del Macizo de Santander principalmente controlado por el sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga, siendo esta una de las estructuras falladas más destacadas y de mayor extensión en la topografía colombiana. Este sistema se subdivide en tres estructuras falladas (Ujueta, 2003). Para este estudio nos enfocaremos en la estructura meridional. La falla de Bucaramanga es una estructura de rumbo sinistral con dirección NW (Campbell and Bürgl, 1965; Boinet et al., 1989), predominando en el bloque colgante rocas cristalinas ígneo-metamórficas de edad Paleozoica y Mesozoicas (Macizo de Santander). En muchos de los bloques internos, las rocas se encuentran deformadas por estructuras falladas con dirección N-S y NE predominantemente. Diversos autores plantean modelos que explican la deformación interna presente en el Macizo de Santander a través de una solución mecánica a la deformación presente basándose en análisis de fracturas y estrías de falla (Osorio et al., 2008; Kammer, 1993; Boinet et al., 1985; Velandia, 2017). Otros estudios basados en observaciones de campo y en datos termocronológicos (Shagam et al., 1984; Mora et al., 2015; Van der Lelij et al., 2016a; Amaya et al., 2017; Van der Lelij, 2013; Velandia, 2017) revelan fases de exhumación en el Macizo de Santander a mediados del Eoceno (40 Ma), así como fases de rápida exhumación a finales del Oligoceno e inicios del Mioceno; estos estudios se basan en muestreos regionales que permiten observar a gran escala la historia de exhumación del Macizo de Santander pero dejan incógnitas respecto a la deformación interna del mismo y a la dinámica de los bloques internos que genera cambios térmicos registrables a pequeña escala exceptuando el estudio de Velandia (2017) en la terminación sur de la falla de Bucaramanga. Este estudio pretende dar explicación a la deformación del costado sur occidental y la relevancia en la exhumación de las tres estructuras falladas en

dirección NE (Falla del Río Manco, Umpalá y Perchiquez) que se encuentran en contacto con la falla de Bucaramanga y que suponen uno de los rasgos más representativos del borde occidental del Macizo de Santander.

Con un muestreo focalizado al borde sur occidental del Macizo de Santander se busca aportar nuevos datos acerca de la historia térmica y las tasas de exhumación en un perfil entre los poblados Curos y Guaca (Figura 1). Usando nuevos datos termocronológicos en circones y apatitos se modela la historia térmica usando software especializado tal como Hefty (Ketcham et al., 2009) y QTQt (Gallagher, 2012). El modelado se complementa con estudios estructurales para interpretar la dinámica de la deformación y la influencia de las estructuras NE en la tectónica reciente.

En el ánimo de dar explicación a la generación de las estructuras y de ser posible a los eventos de exhumación relacionados se plantan las siguientes preguntas generales de investigación a resolver en el área de estudio:

- ¿Qué papel juegan las estructuras NE (Falla del río Perchiquez, Umpalá y Manco) en la deformación del límite occidental del Macizo de Santander?, Son producto de la deformación producida por el “indenter” (Boinet et al., 1985), ¿O se enmarcan dentro de un modelo *Riedel* producto del desplazamiento de la Falla de Bucaramanga?
- ¿Existe alguna diferencia en la tasa de exhumación en cada uno de los bloques a estudio?
- ¿Los modelos estructurales propuestos por trabajos anteriores pueden dar respuesta a los datos termocronológicos observados?
- ¿Es posible determinar una relación de las estructuras NE con la falla de Bucaramanga?
- ¿Existe más de un evento de exhumación asociado a la tectónica reciente (Ma)?

Se pretende resolver estas incógnitas basados en las evidencias de estudios morfotectónicos, análisis de mesoestructuras, microtectónicos y termocronológicos a desarrollar durante este trabajo.



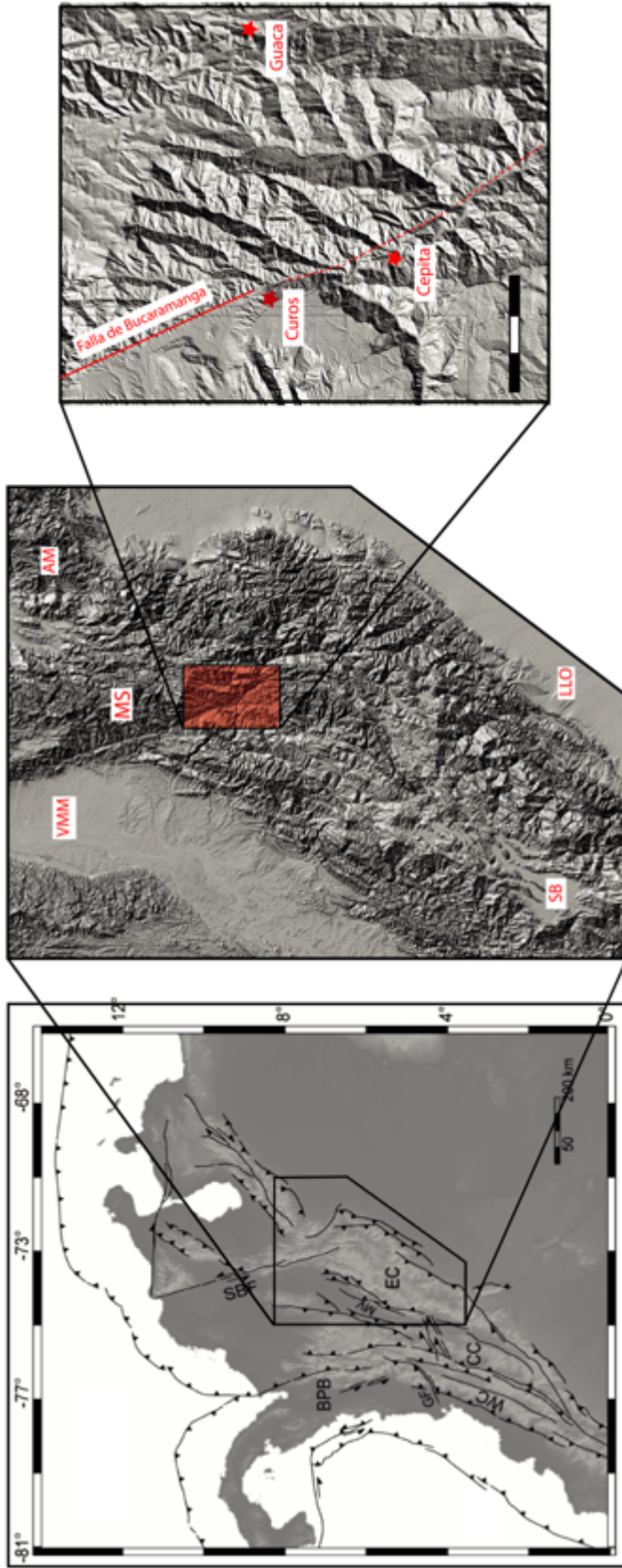


Figura 1 Ubicación de la zona estudio (Imagen tomada y modificada de Vargas et al., 2007). Abreviaturas VMM-Valle medio del Magdalena, MS-Macizo de Santander, AM-Andes de Merida, SB-Sabana de Bogota, LLO-Llanos Orientales.

**Objetivo General**

Reconstrucción de la historia tectono-termal del costado occidental del Macizo de Santander mediante el uso de técnica huellas de fisión en apatitos y circones.

**Objetivos Específicos**

- Definir la cronología de los eventos de exhumación generando modelos térmicos de los perfiles definidos entre las fallas del río Perchiquez, Umpalá y Manco.
- Establecer la relación de las fallas del río Perchiquez, Umpalá y Manco con la Falla de Bucaramanga.
- Realizar un análisis de tensores locales y del campo de esfuerzos relacionado con el marco geológico regional

**Marco Teórico**

En la actualidad muchos estudios emplean técnicas termocronológicas con el fin de comprender los procesos ligados a la transferencia de calor en la corteza, muchos de los cuales están ligados a la geodinámica, erosión, tectónica (fallamiento), circulación de fluidos, vulcanismo y el cambio de la topografía (Green et al., 1989; Gallagher et al., 1994; Fitzgerald et al., 1995; Carter, 1999; Braun et al., 2006; Ring et al., 1999).

La termocronología es una técnica que permite la extracción de información acerca de la historia termal de la roca, se basa en la interacción entre la acumulación de isotopos hijo generados a través de la reacción de decaimiento nuclear de isotopos radioactivos en la roca y la eliminación de estos isotopos hijo por difusión producto de la actividad térmica. Debido a que la temperatura se incrementa con la profundidad en la litosfera, la información de temperatura puede ser traducida en información de la estructura termal de la corteza, i.e., los datos termocronológicos registran la profundidad bajo la superficie a la cual las rocas residen a un tiempo dado. En terrenos con basamento erodado, donde las rocas han sido traídas a la superficie provenientes de decenas de kilómetros de profundidad, la termocronología puede proveer información que permita cuantificar la temporalidad de exhumación (Braun et al., 2006).

Cada sistema isotópico se comportará como un sistema abierto a altas temperaturas, en donde el isótopo hijo o producto es removido por difusión más rápidamente que el producido por decaimiento nuclear, y como un sistema cerrado a baja temperatura, donde la remoción muy lenta que los isótopos hijo o productos, los cuales son retenidos en el mineral hospedante a lo largo del tiempo geológico (Figura 2).

El cambio de un sistema abierto a uno cerrado no es instantáneo, pero puede tomar lugar dentro de un intervalo de temperatura discreta. En algún lugar dentro de este rango de temperatura se encuentra la temperatura de cierre, definido por Dodson (1973) como la “temperatura de un sistema termocronológico al tiempo correspondiente con su edad aparente”. La temperatura de cierre puede variar no solo entre diferentes sistemas termocronológicos (Tabla 1), sino también con diferentes factores como la tasa de enfriamiento, del tamaño de grano, o la composición química.

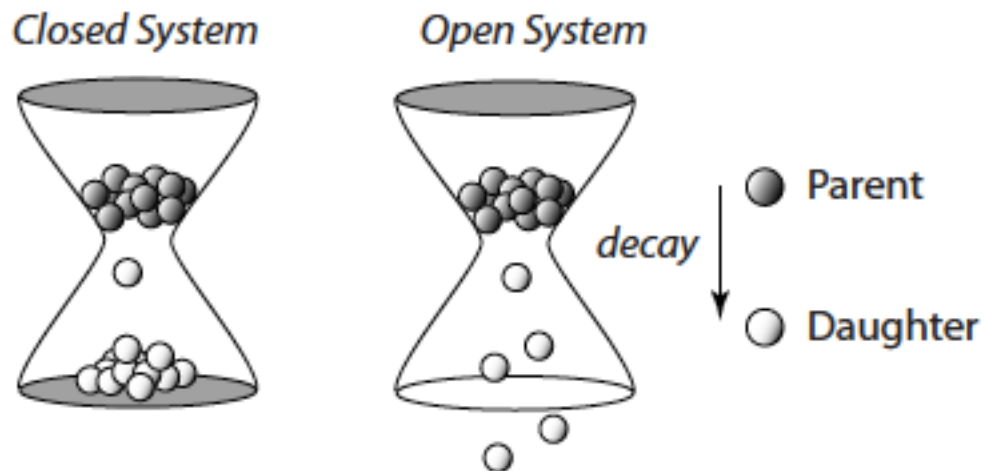


Figura 2. Los relojes de arena muestran una analogía para el comportamiento de un sistema cerrado y un sistema abierto. En un sistema cerrado (izquierda), el producto de isótopos hijo se acumula por decaimiento radiactivo de un isótopo padre el cual es completamente retenido en el mineral huésped; una edad isotópica se construye linealmente con el tiempo. En un sistema abierto, los isótopos hijo son removidos efectivamente e inmediatamente después de su producción; ninguna edad isotópica es construida dentro de este sistema. Tomado de Braun et al. (2006).

Tabla 1. Temperatura de cierre estimada para los termocronómetros más usados, con una tasa de enfriamiento común de 15°C/Ma tomado de Braun et al., 2006.

Method	Mineral	Closure Temperature (°C)	Reference
K-Ar	Hornblende	500 ± 50	Harrison (1981)
K-Ar	Muscovite	350 ± 50	Hames and Bowring (1994)
K-Ar	Biotite	300 ± 50	Harrison et al. (1985)
K-Ar	K-feldspar	150 – 350	Lovera et al. (1989)
(U-Th)/He	Zircon	200 – 230	Reiners et al. (2002)
(U-Th)/He	Titanite	150 – 200	Reiners and Farley (1999)
(U-Th)/He	Apatite	75 ± 5	Wolf et al. (1998)
Fission Track	Zircon	240 ± 20	Brandon et al. (1998)
Fission Track	Titanite	265 – 310	Coyle and Wagner (1998)
Fission Track	Apatite	110 ± 10	Gleadow and Duddy (1981)

La termocronología solo provee información de la historia termal de la roca, la cual es producto de muchos procesos. Los tipos de procesos involucrados dependen de la tasa a la cual la roca es llevada a la superficie por exhumación, es por lo tanto imprescindible una interpretación de la historia tectono-morfológica, es decir la tasa a la cual la roca es exhumada como una combinación de dos procesos tectónicos, el levantamiento y la erosión. Varios procesos físicos determinan la estructura termal de la litosfera. Estos procesos están relacionados al transporte y producción de calor en la corteza, es decir por conducción, advección tectónica y el decaimiento de elementos radioactivos.

Teniendo en cuenta la variedad de procesos que pueden generar un cambio en las isothermas, se tiene que comprender en gran medida la geología regional y la evolución geológica de la zona de estudio; para el presente estudio se busca comprender la tectónica reciente y por lo tanto el método que mejor se acomoda a las necesidades es el método de huellas de fisión en apatitos y circones.

A pesar de las diferentes técnicas, las huellas de fisión en apatitos y (U-Th)/He en apatitos son ahora, quizás, los termocronómetros más usados ya que son los más sensibles a bajas temperaturas (típicamente entre 40°C y 125°C), ideales para la investigación de la tectónica y las interacciones superficiales controladas por el clima que toman lugar en los primeros 5 km de la corteza (Lisker et al., 2009).

El decaimiento de uranio no solo se da por la emisión de rayos  $\alpha$  y  $\beta$ ; una pequeña porción de  $^{238}\text{U}$  decae por fisión. Tras la fisión, dos cargas positivas de alta energía son creadas e impulsadas en direcciones opuestas uno de otro, creando una traza lineal de daño cristalino por ionización referido como una traza de fisión. La termocronología de huellas de fisión usa estas zonas de daño, las cuales pueden ser reveladas por ataque químico y contadas en un microscopio óptico, como el equivalente al isotopo hijo; estas trazas representan un evento de decaimiento isotópico.

Convencionalmente en el método de las huellas de fisión, la concentración de uranio es determinada usando una técnica de activación neutrónica para inducir la fisión en una proporción de átomos de  $^{235}\text{U}$ , registrando el evento de fisión en un detector externo para mostrar esencialmente un mapa de distribución de uranio (e.g. Gleadow and Duddy, 1981; Hurford and Green, 1982 en Braun et al., 2006). La relación de la densidad de huellas inducidas y espontáneas son los parámetros fundamentales para establecer el tiempo ( $t$ ) en el cual se registra el evento termal (Figura 3).

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{\lambda \zeta \rho_s c \rho_d}{\rho_i} \right]$$

Figura 3. Ecuación para la determinación del tiempo ( $t$ ) usando el método del detector externo  $\lambda$  constante de decaimiento de  $^{238}\text{U}$  ( $4.47 \times 10^9$  y),  $\lambda_f$  constante de decaimiento de  $^{235}\text{U}$  ( $8.2 \times 10^{15}$  y),  $\phi$  flujo de neutrones,  $\sigma$  sección transversal de captura de neutrones ( $580.2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ),  $c$  factor geométrico (0.5),  $I$   $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratio ( $7.2527 \times 10^{-3}$ ),  $\rho_s$ ,  $\rho_i$  densidad de trazas espontáneas e inducidas,  $\rho_d$  densidad de trazas del monitor fluencia.

Como se establece en este capítulo el uso de las huellas de fisión está enfocado a comprender los cambios termales en la roca a lo largo del tiempo. En algunos casos se observa la última perturbación termal que se puede asociar a la tectónica, por esto el estudio de la geología estructural se convierte en una fuente de información importante al momento de entrelazar los cambios termales al comportamiento de las estructuras geológicas. Para tal fin es de vital importancia conocer la historia deformacional (deformación frágil) de las estructuras falladas importantes y esto se logra con el análisis de fracturas. El análisis del patrón de fracturamiento es un aspecto importante en el estudio

del comportamiento mecánico de la roca. La forma, el tamaño, la rugosidad y conectividad de las fracturas están asociadas no solo con su historia deformacional, si no también tiene implicación en su futura estabilidad y funcionalidad (Preston et al., 1997), por lo tanto es importante conocer algunos de los mecanismos de deformación.

La geología estructural es la rama de la geología que permite comprender fundamentalmente la mecánica y la dinámica de las rocas. El fallamiento en rumbo (Strike-slip faults) es uno de los modelos importantes del comportamiento de fracturamiento, en estas fallas el vector de desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla y a su vez paralelo a la superficie de la tierra. La zona de cizalla de las fallas de rumbo (strike-slip shear zones) es la versión más profunda dominada por mecanismos de deformación plástica, estas fallas son típicamente más pronunciadas que otras fallas, y muchas aparecen como estructuras rectas. Algunas curvaturas y geometrías irregulares también ocurren a lo largo de las fallas de rumbo. Sin embargo, las curvaturas vistas en mapas ocurren y tienen una importante implicación en la asociación de las estructuras con las fallas de rumbo. Una falla de rumbo puede ser sinistral (lateral izquierda) o dextral (lateral derecha) e idealmente no involucra movimientos de roca verticalmente. Mientras el alcance de fallas inversas y normales está fuertemente limitado por el espesor de la corteza, las fallas de rumbo se pueden extender alrededor de todo el globo y, desde un punto de vista teórico, acumular una cantidad infinita de desplazamiento. Una falla de rumbo de tal magnitud no se ha encontrado, pero la idea ilustra el hecho de que las fallas de rumbo pueden acumular grandes desplazamientos. Por esta razón, famosas fallas de rumbo y zonas de cizalla, como la falla de Great Glen en Escocia, la Tornquist Zone en Europa del norte, la falla de Billefjorden en la isla de Spitsbergen, la zona de cizalla del gran lago Slave en Canadá y la falla Alpina en Nueva Zelanda, han sido estudiadas con cientos o miles de kilómetros de desplazamiento lateral (Fossen, 2010).

Las fallas de rumbo se forman cuando partes individuales de la corteza se mueven a diferentes tasas a lo largo de la superficie terrestre. Como las fallas normales e inversas, las estructuras de las fallas de rumbo son complejas. Varias estructuras secundarias están asociadas con fallas de rumbo, y los experimentos ayudan a explorar algunos de los más importantes. El experimento *Riedel's clay* de principio de los 90s es el más famoso. Sus pasos se muestran en la Figura 4, y consiste en dos bloques rígidos de madera cubiertos

por capas de arcilla. Los bloques se deslizan uno sobre otro, y el esfuerzo se transfiere a las capas suprayacentes de arcilla, la cual se deforma progresivamente.

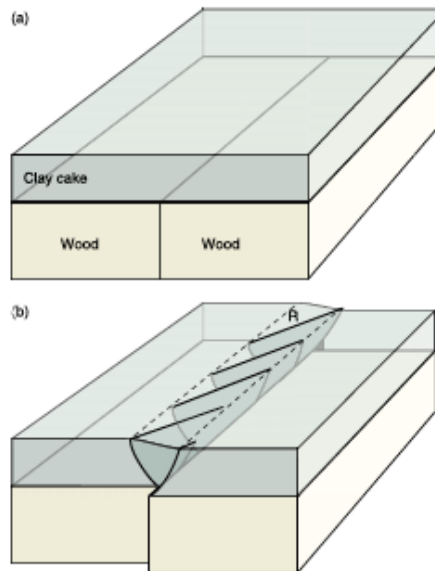


Figura 4. Modelo físico con dos bloques de madera debajo de capas de arcilla. Nótese la geometría de las fracturas R y el crecimiento hacia arriba de la zona de cizalla. Tomado de Fossen (2010).

Riedel pronto se dio cuenta que las capas de arcilla no tenían un desarrollo limpio, la falla única o trazo único deja a su paso una zona de deformación comprendida de pequeñas fracturas que se forman. Estas fallas subsidiarias se clasifican basadas en su orientación y sentido de deslizamiento relativo al rumbo de la zona de falla. El primer conjunto de fracturas que se forman son fracturas de cizalla. Un conjunto conocido como *Riedel shear fractures* (Riedel, 1929) o fracturas R (o, menos formal, Riedel shears), formadas a bajo ángulo, restringidas a la zona de cizalla, y con el mismo sentido de buzamiento. En la Figura 5a las fracturas R se muestran juntas con otro conjunto de fracturas conocidas como *P-shear fractures* o Fracturas P (P-shears). Las fracturas P usualmente desarrollan después de establecerse las fracturas R y su desarrollo esta probablemente relacionado a la variación temporal en el campo de esfuerzos locales a lo largo de la zona de cizalla como compensación del desplazamiento acumulado. Un tercer conjunto de fracturas se puede ver en la Figura 5.a (líneas discontinuas), identificadas como fracturas antitéticas

formadas a alto ángulo. Estas son llamadas *R'-shear fractures* o fracturas  $R'$ , y son generalmente bastante menos desarrolladas que las fracturas  $R$ .

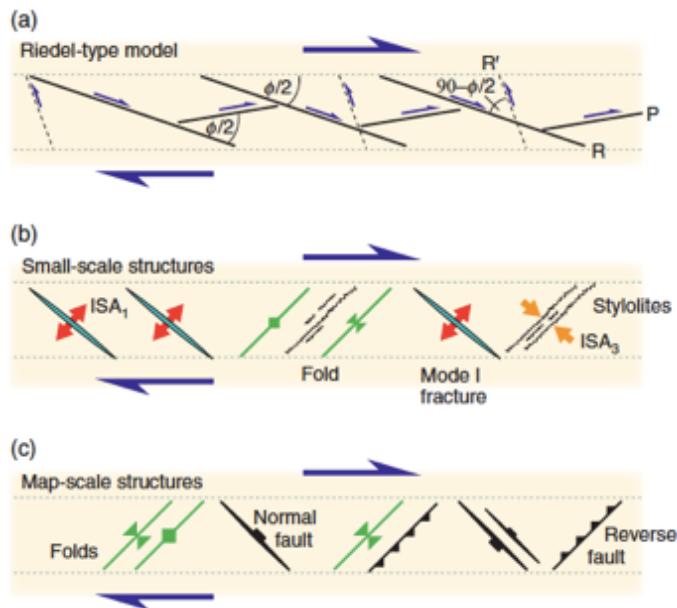


Figura 5. Estructura formada por movimiento dextral. (a) modelo *Riedel* donde  $R$  y  $R'$  son Riedel sintéticos y antitéticos respectivamente. Las fracturas  $P$  son secundarias y conectan las superficies  $R$  y  $R'$ .  $\phi$  es el ángulo de fricción interna. (b) otras estructuras a pequeña escala que se pueden formar a lo largo que la zona de falla. (c) estructuras a gran escala. Tomado de Fossen 2010.

En adición a las fracturas en el régimen frágil  $R$ -,  $R'$ - y  $P$ , las fracturas de extensión o las fracturas  $T$  pueden ocurrir (fracturas azules en la Figura 5.b). En la zona de cizalla los parámetros del modelo de arcilla de Riedel, las fracturas  $T$  se formarán perpendicular al eje máximo de extensión (ISA, flechas rojas en la Figura 5.b). También pueden desarrollarse pliegues en la zona de cizalla de una falla de rumbo (estructuras en verde Figura 5.b, c), típicamente antes de que la deformación sea localizada en fallas discretas. El eje axial de los pliegues está inicialmente a alto ángulo ( $\approx 90^\circ$ ) en relación con el eje máximo de extensión (ISA3 flechas naranjas in la Figura 5.b), siempre que la capas sean más o menos horizontales. Las capas inclinadas pueden también ser plegadas en la zona de deformación, pero en esos casos la relación entre el ISA y el eje de los pliegues es más complicada. Otras estructuras constructivas, como estilolitos y fallas inversas también se pueden formar (Figura 5 b, c), estas tendrán aproximadamente la misma orientación que los ejes de los pliegues.



Las fallas de rumbo ideales son perfectamente rectas. Sin embargo, incluso los modelos experimentales más simples producen fallas subsidiarias o segmentos de falla que son oblicuas al rumbo general de la falla (Figura 5). Estas anomalías son usualmente explicadas por fallas asociadas. Cuando segmentos de falla individuales se superponen y unen, se forma una flexión de falla o pandeo, forman estructuras contraccionales o extensionales, dependiendo de la cinemática de la falla y el sentido relativo de salto de falla (Figura 6).

Las estructuras contraccionales incluyen estilolitos, clivajes, pliegues y fallas inversas, así como el desarrollo de restraining bends (en la Figura 6 se observa una falla sinistral que da un salto a la derecha). Fallas inversas subparalelas u oblicuas se encuentran bordeadas por dos segmentos del trazo de la falla de rumbo principal y son llamados contractional strike-slip duplexes (Dúplex compresional). A gran escala, las restraining bends son reconocidas como áreas de relieve positivo.

Los releasing bends se forman donde una falla de rumbo sinistral da un salto a la izquierda, como se observa en la Figura 6, o en una falla de rumbo dextral que da un salto a la derecha. Como las curvas producen estructuras extensionales tales como fallas normales y fracturas extensionales. (Fossen 2010).

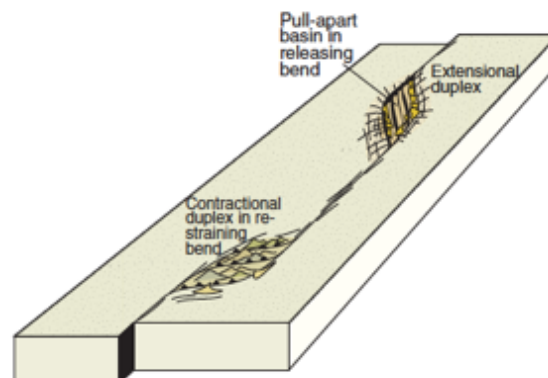


Figura 6. Dúplex extensional (transtensión) y dúplex compresional (Transpresión) desarrollados a lo largo de un sistema de fallas de rumbo. Tomado de Fossen 2010.

Por último, hablaremos acerca que la microtectónica, que se basa en el estudio de la fábrica que puede ser usado para reconstruir la historia estructural y metamórfica, pero también para mejorar el entendimiento de los procesos deformativos y metamórficos.

Sucesivos estadios de la evolución metamórfica y deformativa son comúnmente preservados en la roca como parte de la fábrica, el reconocimiento y la interpretación correcta de esta fábrica es esencial para el entendimiento de la evolución de la roca.

Para entender un poco más acerca de la reconstrucción de la historia deformativa dos conceptos son importantes: fases deformativas y eventos metamórficos. El primero relacionado a un específico período de tiempo durante el cual la roca es deformada bajo la influencia de un campo de esfuerzos diferenciales, dejando un registro visible como pliegues, clivajes o lineaciones. Sucesivas fases deformativas pueden ser superpuestas una sobre otra dejando estructuras sobreimpuestas como foliaciones plegadas, pliegues replegados o lineaciones plegadas. Los eventos metamórficos corresponden a la formación de una paragénesis mineral específica, que refleja unas condiciones particulares P-T. El principal objetivo del análisis microestructural es por consiguiente el revelar la secuencia de las fases deformativas en un área específica y así ligarla a los posibles eventos tectónicos y/o metamórficos involucrados (Passchier and Trouw, 2005).

### **Marco Geológico**

El Macizo de Santander forma parte de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, haciendo parte de la sección norte que tiene una tendencia noreste y se une a los Andes de Mérida en Venezuela (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973). Esta región constituye la margen norte de la placa Suramericana donde existe una compleja interacción entre las placas Caribe, Nazca y la ya mencionada Sur América, en una dinámica de subducción oblicua de las placas Nazca y Caribe debajo de la placa Sur Americana (Taboada et al., 2000) lo que le da la configuración tectónica actual de los Andes del norte (Figura 7).

El Macizo de Santander es un bloque alargado de dirección noreste que es cortado por un conjunto de fallas en distintas direcciones. Se encuentra limitado por la falla de Bucaramanga al occidente y por el Sistema de Cabalgamientos Pamplona- Cobugón -Las Mercedes al Oriente. Dentro de las rocas predominantes del basamento cristalino del Macizo de Santander se encuentran rocas metamórficas tales como el Neis de Bucaramanga (pEb), los Esquistos del Silgará (pDs), la unidad Ortoneis (pDo), y las Metasedimentitas de Guaca la Virgen (Dfm) (Ward et al., 1973; Mendoza and Jaramillo, 1979). Además se observan rocas ígneas como el Granito de Pescadero (JTRgp) y la

Cuarzomonzonita de Santa Bárbara (JTRcs) (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973), parte de una secuencias Cretácicas, y algunos depósitos Cuaternarios (Figura 8)

La estructura de mayor interés y que limita el Macizo de Santander al occidente es la falla de Bucaramanga (FB) que es un accidente tectónico destacado en los Andes Septentrionales como parte del Bloque Norandino. En términos generales, este sistema de fallas tiene un movimiento sinestral, una orientación N150W y se extiende aproximadamente 600 km desde el borde occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta en la Costa Caribe hasta el límite occidental del Macizo de Santander al sur. Aunque se trata de más de tres fallas diferentes, esta estructura ha sido dividida de manera general en tres segmentos (Boinet et al., 1989) (Figura 9.a): los 130 km más septentrionales corresponden a la Falla de Santa Marta, que limita la Sierra Nevada de Santa Marta y presenta un movimiento sinestral con componente normal buzando hacia el W (Montes et al., 2010); el segmento intermedio, de aproximadamente 100 km de longitud, se encuentra al sur de la Cuenca del Cesar y está cubierta por depósitos cuaternarios; finalmente, el segmento meridional se conoce como la Falla de Bucaramanga y tiene una expresión topográfica bastante clara hasta la población de Piedecuesta en el departamento de Santander, en donde según varios autores (Royero and Vargas, 1999; Vargas et al., 1976), su expresión deja de ser tan evidente y su trazo se encuentra cubierto por los depósitos cuaternarios, a pesar de mostrar indicios y evidencias geomorfológicas en este sector, tales como drenajes desplazados, lomos de obturación, lomos de presión, facetas triangulares y sillars de falla. La falla culmina al sur en transpresión y relación con las fallas de Boyacá y Soapagá (Toro, 1990; Velandia, 2005). (Ujueta, 2003) propone además que el sistema de fallas de Santa marta-Bucaramanga está constituido por dos fallas diferenciadas una de otra (Figura 9.b).

La magnitud del desplazamiento lateral izquierdo de la falla ha sido reportada en trabajos anteriores (Alberding, 1957; Campbell, 1968; Ujueta, 2003; Cediél et al., 2003; Montes et al., 2010) en un rango entre los 30 y los 240 km, sin embargo, éstos corresponden a datos sin algún indicador cinemático de campo en el sector norte (Falla de Santa Marta), salvo los de (Idárraga-García and Romero, 2010). Según algunos autores, en el sector sur (Falla de Bucaramanga), el desplazamiento debe ser menor de 45 km (Toro, 1990), el cual es amortiguado por fallas inversas de bajo ángulo (cabalgamiento) como las fallas de Boyacá y Soapagá (Toro, 1990). En cuanto a la edad de la falla existen dos opiniones diferentes,

un primer grupo de autores considera que la falla es del Paleógeno (Montes et al., 2010; Tschanz et al., 1974; Young et al., 1956), mientras que otro grupo se inclina a pensar que la edad de la falla es del Neógeno (Campbell, 1968; Duque, 1980; Paris et al., 2000).

Otros estudios de interés, abarcan estudios en hipsometría (Osorio et al., 2008) el cual se basa en la evaluación de la cuenca de drenaje, consiste en comparar la curva calculada de cada cuenca contra una curva teórica que refleja una cuenca en equilibrio, de tal forma que los desajustes que presente la curva calculada indicara puntos de inflexión donde el sistema está en desequilibrio por algún fenómeno tectónico o erosivo

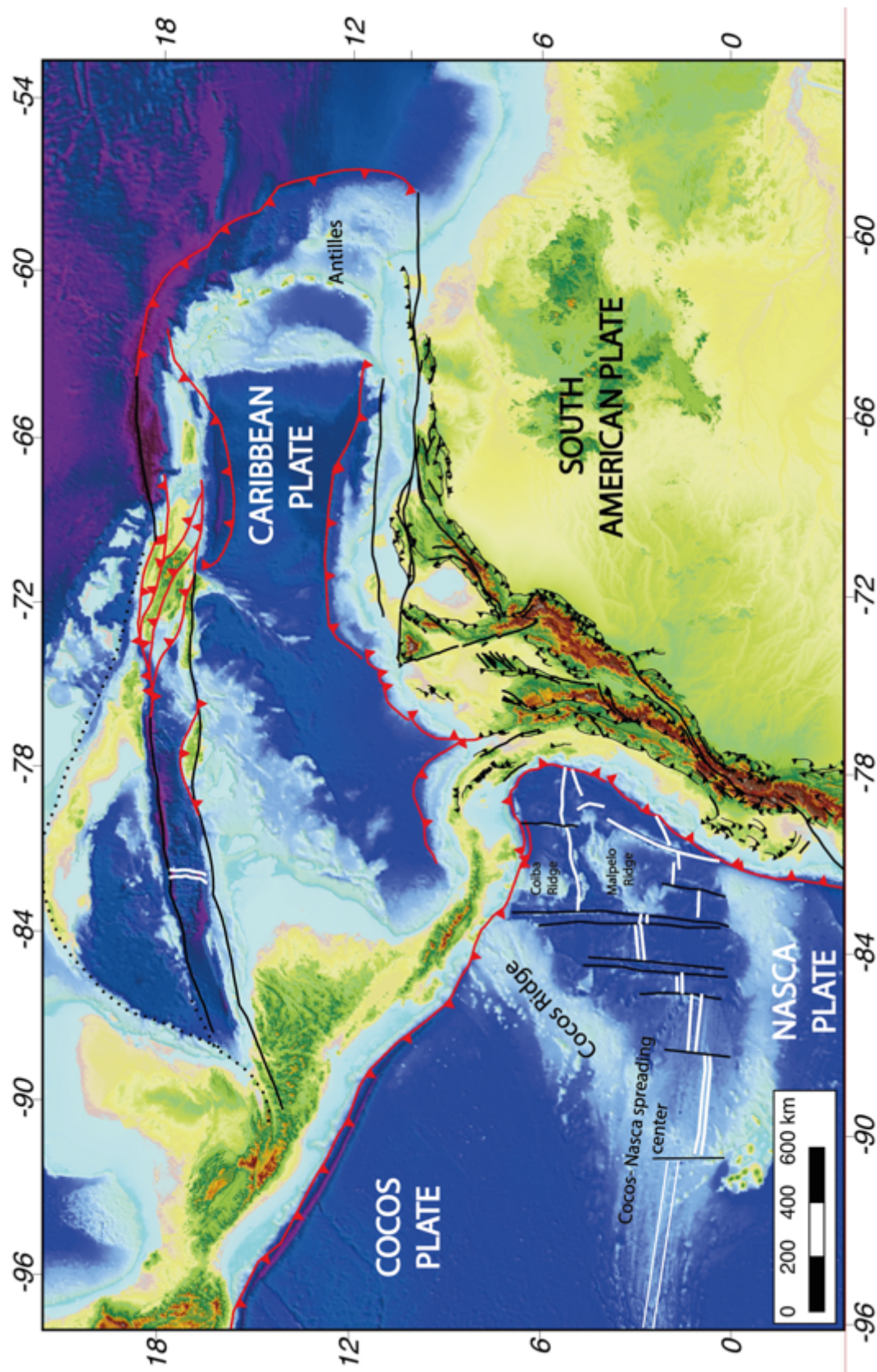


Figura 7 Configuración tectónica actual, localización de las placas principales en los Andes del norte

En este estudio se analizaron los resultados de los perfiles hipsométricos, encontrando que la cuenca del río Umpalá se encuentra en equilibrio ya que la curva calculada se ajusta con la curva teórica (valores  $IH=0,5$ ), estos datos ejemplifican que existe un equilibrio entre los procesos tectónicos y erosivos; por otro lado, la cuenca de Guaca se encuentra en desequilibrio ya que la curva calculada no se ajusta con la curva teórica (Valores  $IH=0,58$ ) indicando que los procesos tectónicos priman sobre los erosivos (Figura 10 y 11).

Otro estudio de esta publicación se centra en el modelo morfoestructural regional, basado en la interpretación de las técnicas de morfometría que se emplearon en el informe (Osorio et al., 2008), donde plantea una zona de transición transversal expresada por una curvatura convexa de la zona de acortamiento al interior del macizo y un ajuste volumétrico de la misma por medio de la explosión de bloques de basamento; a esto lo denomino efecto de empuje lateral compresivo del sistema de Boconó sobre la cordillera oriental (Figura 12).

Otros estudios de gran interés y que se involucran en el desarrollo de este trabajo se centran en el modelo estructural para el Macizo de Santander, que conjuga toda la dinámica de la deformación dentro del Macizo de Santander y la sintetiza en un modelo regional cinemático, la idea de darle orden a toda la deformación reflejada en el interior de esta desordenada red de estructuras falladas aparentemente sin ningún patrón simétrico que diera comprensión de cómo las rocas se están fracturando y deformando no es nueva, uno de los primeros estudios realizados que llevara a comprender de grosso la distribución de todas estas estructuras fue de Boinet et al., 1985, proponiendo un modelo estructural tipo indenter, en donde una masa solida se desplaza y choca contra un bloque menos competente deformando, plegando y fracturando. Por otro lado, estudios más recientes con datos estructurales permiten replantear estos modelos y comprender a grosso modo la dinámica involucrada en la deformación interna del macizo; por ejemplo, Velandia. (2017) plantea un modelo tipo cuña tectónica en donde una masa de roca poco competente choca contra un bloque rígido con una geometría en forma de cuña deformando y fracturando la secuencia desplazada (Figura 13).

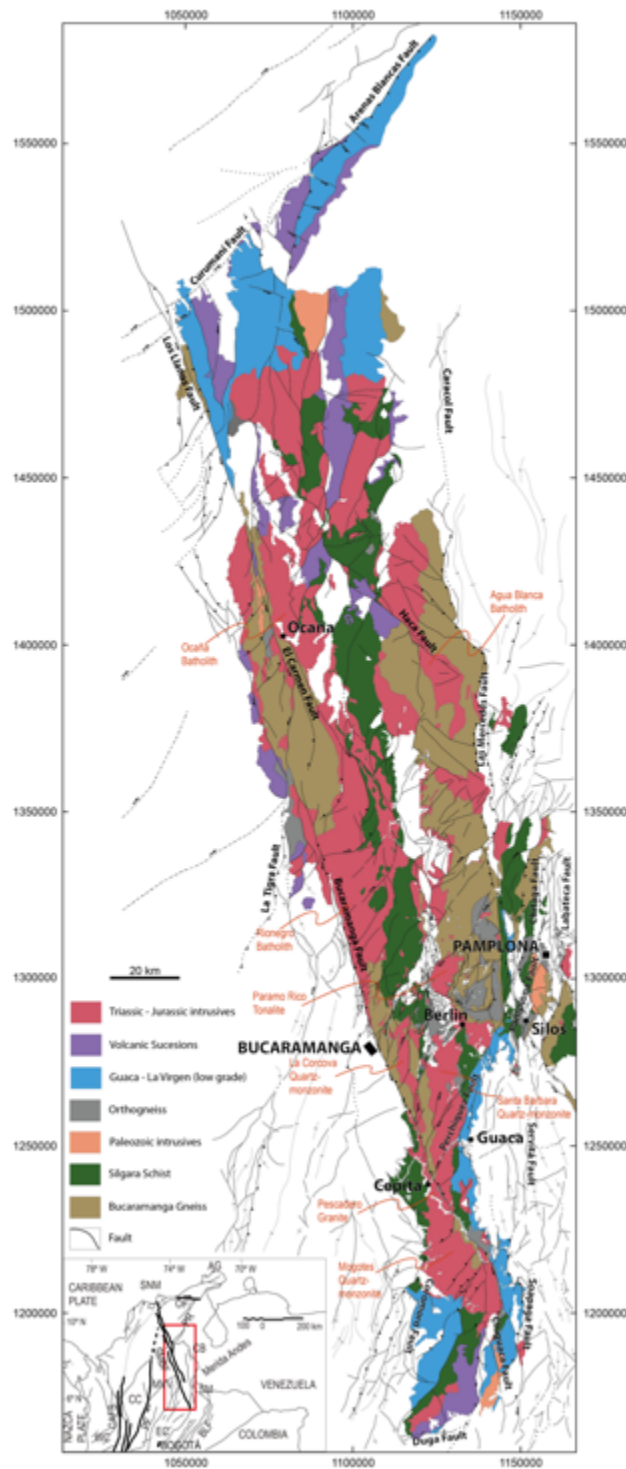
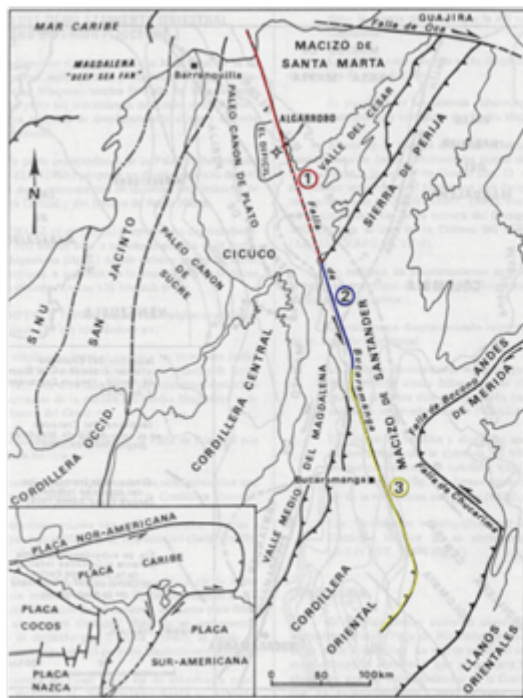
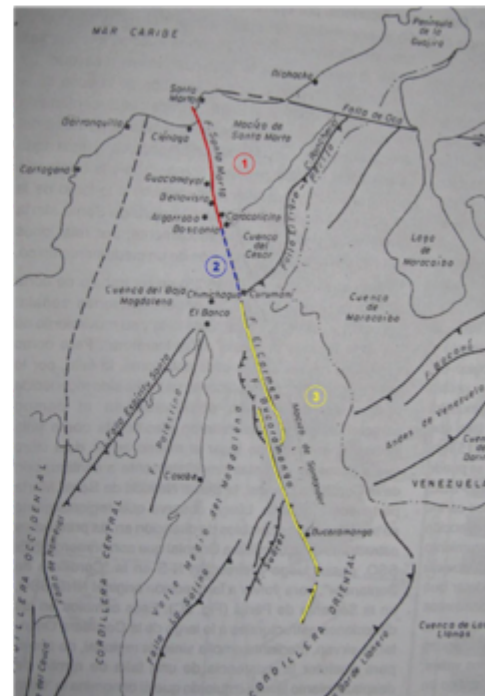


Figura 8 Mapa geológico del basamento igneo-metamórfico del Macizo de Santander. Modificado de Amaya et al., 2017.





a. *BOINET et al., 1989.*



b. *UJUETA, 2003.*

Figura 9. Modelos del sistema de fallas de Bucaramanga–Santa Marta a. Modelo de Boinet et al., 1989. b. Modelo de Ujueta, 2003.

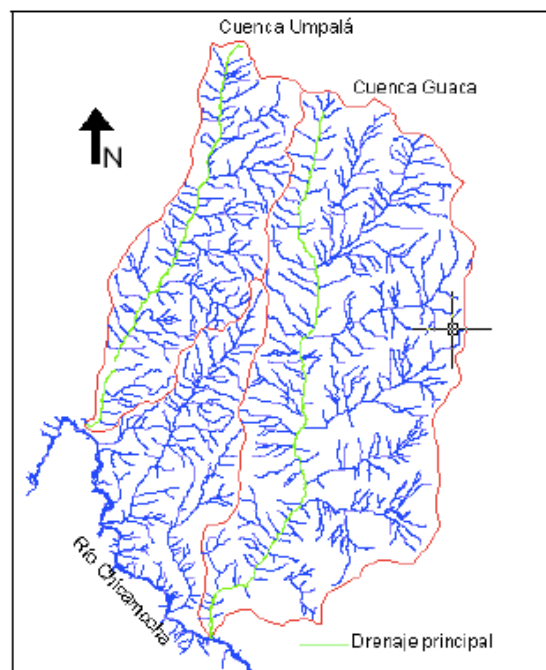


Figura 10. Asimetría de las cuencas Guaca y Umpalá. Tomado de Osorio et al. (2008).



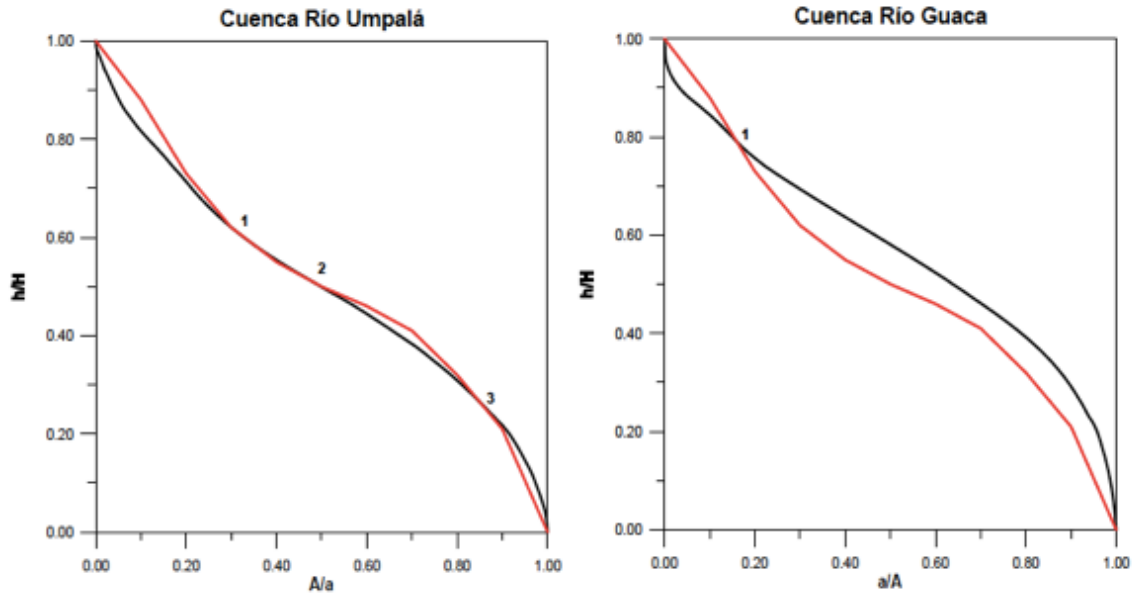


Figura 11. Curvas hipsométricas de las cuencas Umpalá y Guaca. Curva negra: calculada; Curva roja; teórica. 1, 2, 3 puntos de inflexión. Tomado de Osorio et al.(2008).

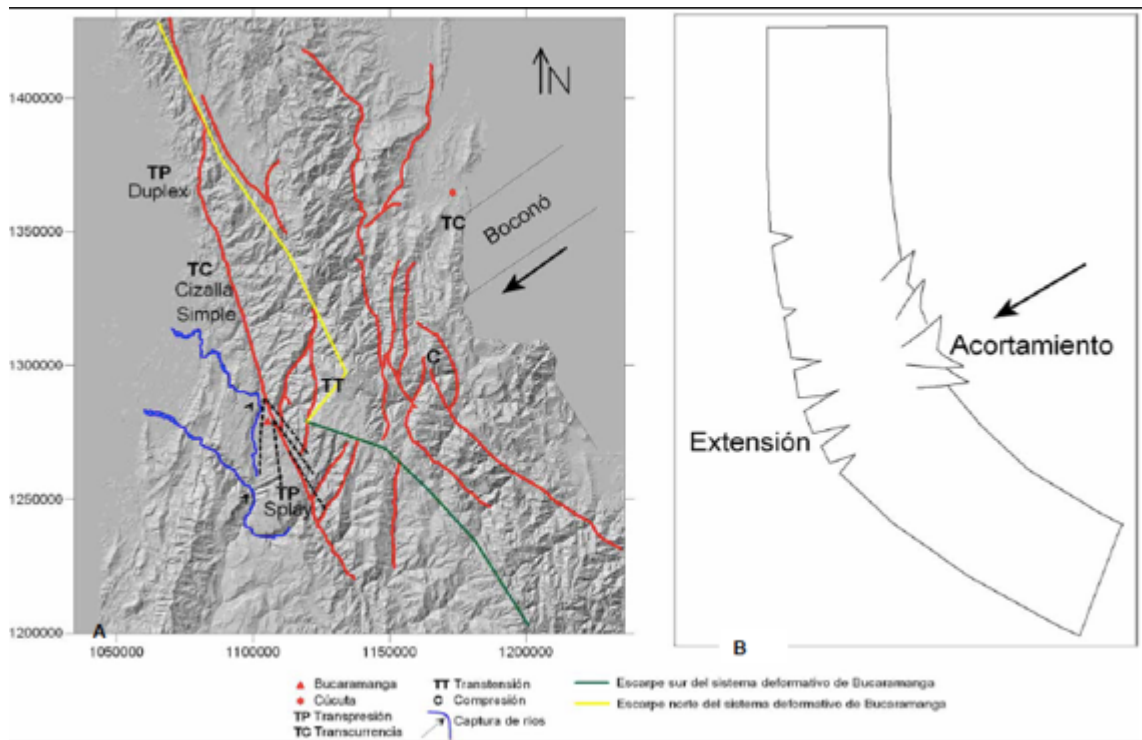


Figura 12. Mapa de sombras donde se resaltan algunos de los aspectos que sustentan la zona de transición transversal. B. Esquema del efecto del empuje lateral compresivo del Sistema de Boconó sobre la Cordillera Oriental. Tomado de Osorio et al.(2008).

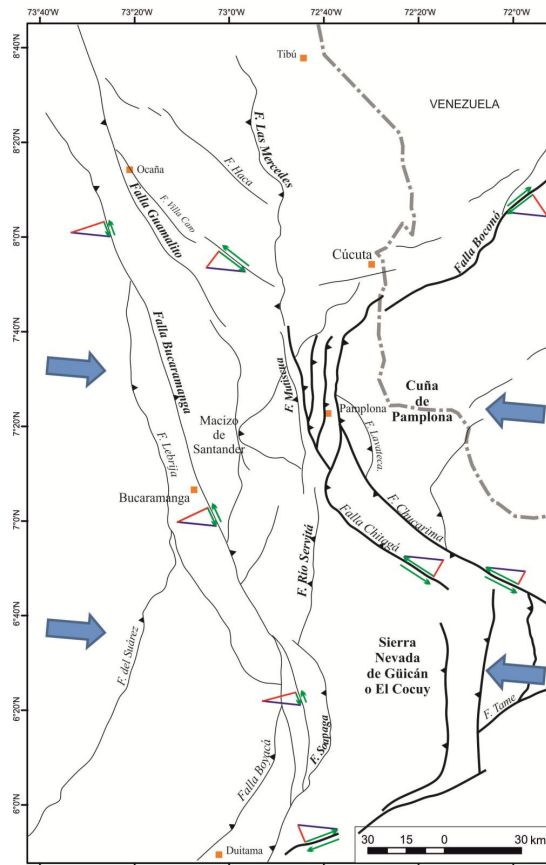


Figura 13. Sintaxis tectónica que por un tensor de esfuerzos regional a  $95^\circ$  explica el levantamiento de la Cuña de Pamplona (con influencia en el centro del Macizo de Santander) y la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy. Con la descomposición de vectores se identifican los desplazamientos laterales más favorables de las fallas de rumbo, así como las fallas inversas perpendiculares al tensor. Tomado de Velandia. (2017).

Este modelo de cuña como tal no se ve expresado en otro lugar del planeta, pero estructuras similares se pueden observar como modelos de indenter en los Alpes, los Pirineos y los Himalayas.

Uno de los modelos deformativos de mayor interés por su similitud reológicas a las observadas en el Macizo de Santander son los Alpes occidentales, muchos textos proponen un modelo tipo indenter donde un bloque rígido se desplaza y choca con el borde occidental generando estructuras falladas inversas en el frente de deformación desplazando las secuencias en sentido norte y generándose posteriormente una zona de

extrusión más allá del frente de deformación generando estructuras oblicuas que acomodan la deformación con una componente en rumbo y hacia fuera del sistema central como se observa en la imagen (Figura 14) (Ratschbacher et al., 1991).

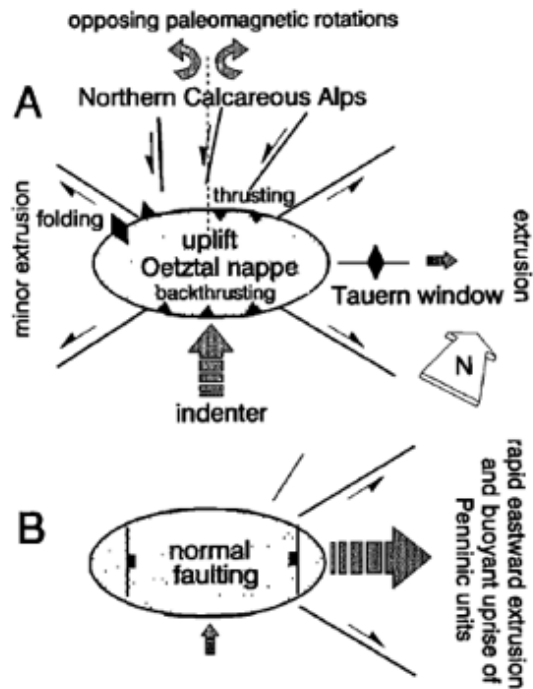


Figura 14. Interpretación cinemática del dominio de compresión de los Alpes. A) la distribución de las fallas alrededor de la unidad Oetztal y la generación del frente de deformación en dirección norte, así como la acomodación de la deformación en fallas de rumbo B) Fallamiento normal en el dominio compresional se explica por la superposición de un campo de esfuerzos extensional este-oeste durante un estado de rápida extrusión en dirección oriente a lo largo del eje central de los Alpes del este. Tomado de Ratschbacher et al., 1991.

Por último, estudios basados en análisis termocronológico a escala regional en el Macizo de Santander, presentan datos de edades representativas de eventos de exhumación (Shagam et al., 1984; Mora et al., 2015; Van der Lelij et al., 2016a; Amaya et al., 2017; Van der Lelij, 2013). Van der Lelij et al. (2013) sugiere que la exhumación en el Macizo de Santander empieza alrededor de los 40 Ma durante un período de aceleración en la convergencia entre la placa Farallones y Nazca y el margen occidental de Sur América,

impulsada posteriormente por la colisión del bloque Panamá alrededor de 25 Ma (Farris et al., 2011).

Estudios más recientes enfocados en perfiles verticales (Amaya et al., 2017) perpendiculares a la falla de Bucaramanga presentan datos similares relacionados a este evento tectónico, exponiendo la zona de borrado parcial de los circones (Figura 15).

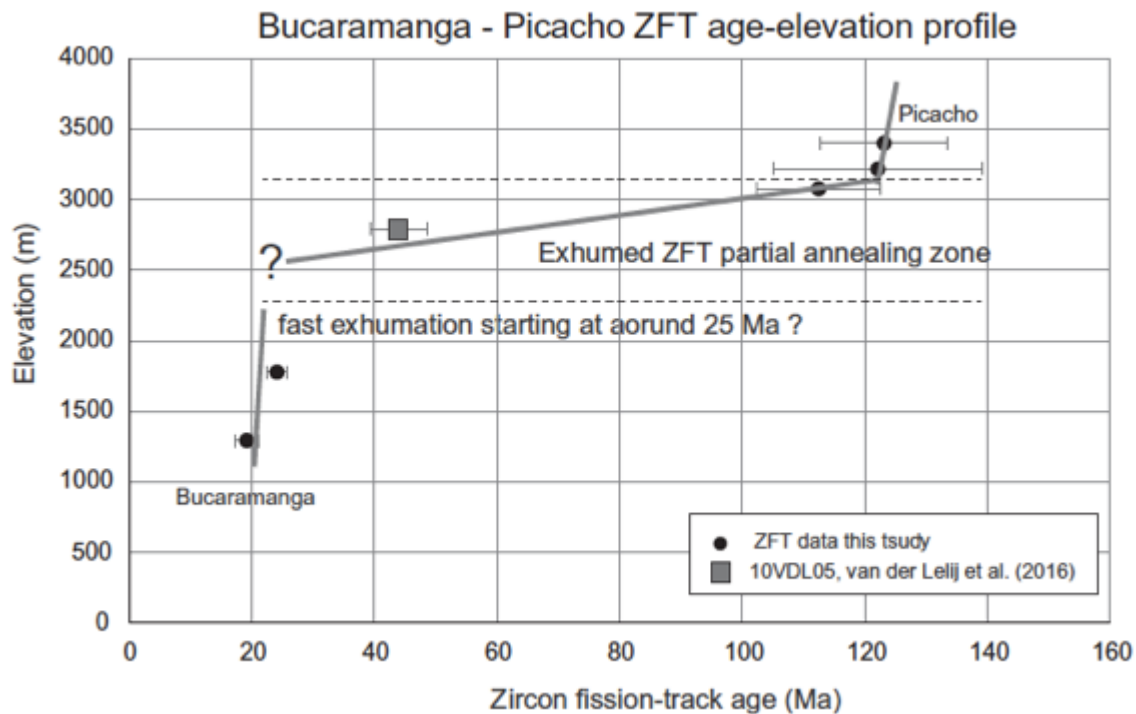


Figura 15. Edades de huellas de fisión en un perfil vertical Bucaramanga-Picacho, las edades de huellas de fisión en circones siguen el típico camino de exhumación de una zona de borrado parcial. Tomado de Amaya et al., 2017.

## Métodos analíticos

### Termocronología (Huellas de fisión)

En la Université Grenoble Alpes en Francia se realizó la separación de los minerales, el montaje y el análisis de los mismos se desarrollaron en los laboratorios respectivos según sus capacidades y disponibilidad de equipos. La separación de los minerales de interés se

llevó a cabo en la Universidad Nacional de Colombia de muestras tomadas en un perfil topográfico, seleccionando las litologías con grano grueso a medio que permitieran tener fracciones  $> 75\mu\text{m}$ ; todas las muestras recolectadas se trituraron y tamizaron en fracción de  $200 - 80\mu\text{m}$ , la primera separación gravimétrica fue realizada en batea, el siguiente paso fue la separación magnética para obtener la fracción no susceptible donde se encuentran los circones y apatitos; por último se hizo una separación por líquidos densos para acumular un concentrado de circones y apatitos. Posterior a esta separación, el concentrado fue llevado a la Université Grenoble Alpes, donde las fracciones fueron montadas en resina epoxy, pulidos y atacados por 20 segundos a  $21^\circ\text{C}$  en una solución de  $\text{HNO}_3$  5.5 molar. Los concentrados de circones fueron montados en láminas de Teflón®, pulidos y atacados en una solución de  $\text{NaOH-KOH}$  dentro de una estufa de laboratorio a  $238^\circ\text{C}$  por 10 a 44 horas. Los granos montados fueron cubiertos con una lámina de muscovita inerte (sin contenido de uranio que permite la impresión de las trazas de ionización producto de la fisión inducida del  $^{235}\text{U}$ ) y enviados para irradiación al reactor de investigación FRM II en Garching, Alemania (método del detector externo). Las muestras de apatitos fueron irradiadas con un flujo de neutrones nominal de  $8.0 \text{ n/cm}^2$  junto con estándares de edades de Durango y Fish Canyon Tuff y vidrios dosimétricos IRMM540R; las muestras de circones fueron irradiadas con un flujo de neutrones nominal de  $0.5 \text{ n/cm}^2$  junto con estándares de edades de Buluk Tuff y Fish Canyon Tuff y vidrios dosimétricos CN1. Después de la irradiación, el detector externo de muscovita fue atacado por 18 minutos a  $20^\circ\text{C}$  en una solución de 48% HF para revelar las huellas inducidas. Las muestras de apatitos fueron analizadas en seco en  $1250 \times$  con un microscopio óptico Olympus BX51 y las muestras de circones en un microscopio BH-2 Olympus con  $1250 \times$  de magnificación usando el sistema FTStage 4.04 de Trevor Dumitru.

La acumulación de trazas de fisión espontaneas dependen de la temperatura a la cual se encuentre la roca. A altas temperaturas ( $>120^\circ\text{C}$  para apatitos), el borrado de las trazas de fisión es rápido y no se acumulan trazas en el mineral. Pero cuando tenemos temperaturas suficientemente bajas ( $\sim 60^\circ\text{C}$  para apatitos) el borrado de las trazas de fisión es muy bajo permitiendo preservarlas, entre estas dos temperaturas existe un intervalo, esta es una zona de temperatura en donde tenemos borrado de las trazas, pero nunca un borrado completo, esta zona es llamada zona de borrado parcial (PAZ). La temperatura de cierre para el sistema AFT es considerada a  $100 \pm 20^\circ\text{C}$  (Wagner and Haute, 1992) y para el

sistema ZFT entre 180°C a 350°C (Tagami, 2005). Esta temperatura de cierre establece el momento en el cual el reloj de las huellas de fisión empieza a correr. Por lo tanto, las edades de huellas de fisión son edades de enfriamiento; registran el tiempo desde cuando la roca pasa por el umbral isotérmico mencionado, esto depende a su vez del tiempo de residencia en la zona de retención parcial (Reiners and Brandon, 2006). Con todas estas variables para este estudio se considerarán PAZ en apatitos entre 60°-120° y en circones entre 180-240°.

Una vez realizado el conteo, los datos se procesaron en el software BinomFit (Brandon, 1992), el cual permite observar la dimensión de los datos y las poblaciones de edades que se encuentran en la muestra. Una vez observado los patrones de distribución de edades de cada muestra se procede al modelado de la historia tiempo-temperatura, el software usado para este modelado es el llamado QTQt (Gallagher, 2012) este permite modelar pares de edades de distintos termocronómetros; para este caso huellas de fisión en apatitos y circones (AFT & ZFT). El programa usa el algoritmo multicomposicional de (Ketcham et al., 1999, 2007) y el algoritmo original basado en apatito Durango de (Laslett et al., 1987) para la predicción del borrado de huellas de fisión en apatitos, y para circones de (Tagami et al., 1998; Yamada et al., 2007). A su vez, el programa determina distintos escenarios de historias de enfriamiento usando un enfoque Bayesian transdimensional Markov Chain Monte Carlo (MCMC), en el cual el número de puntos tiempo-temperatura o la complejidad de la solución de la historia térmica se infieren a partir de los datos en lugar de ser especificados por adelantado. El desarrollo del método para el modelado de la historia termal esta descrita por (Gallagher, 2012).

El enfoque implementado en QTQt permite al usuario especificar una línea general de tiempo-temperatura en la cual se plotean los puntos para construir una historia térmica continua mediante interpolación lineal entre los puntos definidos. También permite especificar hasta 5 cajas tiempo-temperatura que permiten al usuario agregar restricciones más específicas en la historia térmica, siendo base importante el conocimiento de la evolución geológica regional o criterios geológicos relevantes para la construcción de estas cajas o “constraints”.

### **Análisis de fracturas**

El análisis de fracturas se desarrolló en una transecta que corta las estructuras perpendicularmente, tratando en lo posible tener una buena densidad de datos a lo largo de los bloques estudio. Las estructuras medidas fueron diaclasas, estrías, foliaciones, foliaciones tectónicas y clivajes. Todos los datos estructurales medidos en campo se tomaron con brújula Brunton 0-360° en el sistema Azimut de Buzamiento, por consiguiente, todos los análisis y datos expresados en este trabajo se encuentran en esta medida estructural, además de corregir la declinación magnética del campo magnético terrestre, que para la zona de estudio es de aproximadamente -7° de acuerdo al National Geophysical Data Center del NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web>).

Los datos analizados se procesaron en el programa stereonet3D versión 5.4 de (Cardozo and Allmendinger, 2013), y los datos de estrías de falla en el programa FaultKin 7.7.2 (Allmendinger et al., 2011; Marrett and Allmendinger, 1990) y Win-Tensor (Delvaux and Sperner, 2003), siendo estos últimos depurados de acuerdo a su coherencia mecánica discriminando las estructuras neoformadas y reactivadas observadas en diagramas generados en círculo de Mohr (REF). En la integración de los datos finales se usan datos de estudios previos (Villamizar, 2014).





# 1. Geología Estructural

## 1.1 Análisis Morfoestructural

### 1.1.1 Morfotectónica

Las fotografías aéreas, así como las imágenes satelitales son una herramienta de gran utilidad para la visualización regional de la zona de interés, y para realizar la interpretación de rasgos morfológicos. Durante esta fase se busca adquirir la mayor cantidad de información a partir de imágenes de sensores remotos de la zona y a su vez integrarla en un SIG (sistema de información geográfica) junto con los datos espaciales de fuentes secundarias.

Aunque hoy en día existen instrumentos para interpretación de las fotografías aéreas de manera digital, la resolución se ve disminuida en gran proporción, por consiguiente, se optó por un análisis con un instrumento análogo (estereoscopio de espejos Karl-Zeiss). Las fotografías aéreas analizadas para el área estudio corresponden a las 0156 a 0162 del vuelo C-2505 del IGAC, igualmente se usaron imágenes Landsat (Path 007, Row 055) con una combinación de bandas RGB 4-5-7.

El objetivo principal de la interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas está en poder identificar rasgos morfológicos asociadas a las estructuras falladas con dirección NE, las cuales son la base de unas de las preguntas de investigación a resolver, ¿están estas estructuras relacionadas genéticamente a la falla de Bucaramanga?, esperamos poder plantear una discusión acerca de su génesis, basados en el análisis morfotectónico y estructural de las fallas del río Manco, Umpalá y el Perchiquez. Una de las problemáticas a resolver en este capítulo además de lo ya expuesto es comprender en qué modelo estructural estas fallas son generadas, el contexto tectónico y por qué son tan marcadas y se extienden en la misma dirección al norte (la más lejana la falla del Río Surata), todas estas preguntas se generan debido a que la falla de Bucaramanga se considera una

estructura de rumbo con componente sinistral (Ujueta, 2003) con dirección NW, en una estructura fallada de rumbo tan marcada y de gran extensión se deben generar estructuras sintéticas y antitéticas del modelo Riedel (Cloos, 1928; Riedel, 1929), las estructuras Riedel son en sí una red de bandas de cizalla, comúnmente desarrolladas en zonas de cizalla simple durante estados tempranos del fallamiento.

La caracterización de la falla de Bucaramanga no se llevará a cabo en un ámbito más profundo, ya que en estudios anteriores (Villamizar, 2014; Galvis et al., 2014) se realizó una descripción detallada de todas las morfoestructuras presentes y a su vez de la evolución que conlleva a la generación de las mismas en un sistema fallado de rumbo, descritos en modelos análogos y ejemplos en escenarios reales (Naylor et al., 1986). Este análisis se enfocará en las estructuras falladas con dirección NE, muchas de las cuales poseen una continuación morfológica evidente, destacando geoformas con facetas triangulares claras y microcuencas en evolución.

El primer paso es sectorizar el análisis, usando la imagen Landsat ya descrita (Figura 16), se pretende analizar cada una de las estructuras falladas NE y su intersección con la falla de Bucaramanga, en un área de aproximadamente 900 m<sup>2</sup> en el cual se observa el trazo de la falla de Bucaramanga desde el municipio de Piedecuesta hasta la localidad de Cepita y las estructuras falladas en dirección NE. Se analizó la falla de Bucaramanga en esta zona, lo primero que cabe resaltar es el trazo como tal. Observamos un trazo continuo y lineal desde el municipio de Piedecuesta, siendo una estructura clara y sencilla a la cual se le puede hacer un seguimiento topográfico muy evidente, como se ha descrito en otros trabajos (Royero and Vargas, 1999; Vargas et al., 1976), con un trazo continuo desde el norte en la localidad de Río de Oro hasta la localidad de Pescadero a partir del cual se pierde el trazo continuo. Por otro lado, se observa un conjunto de trazos pequeños descritos como trazos sintéticos y antitéticos producto de la evolución de la falla de Bucaramanga como estructura de rumbo sinistral (Villamizar, 2014; Galvis et al., 2014).

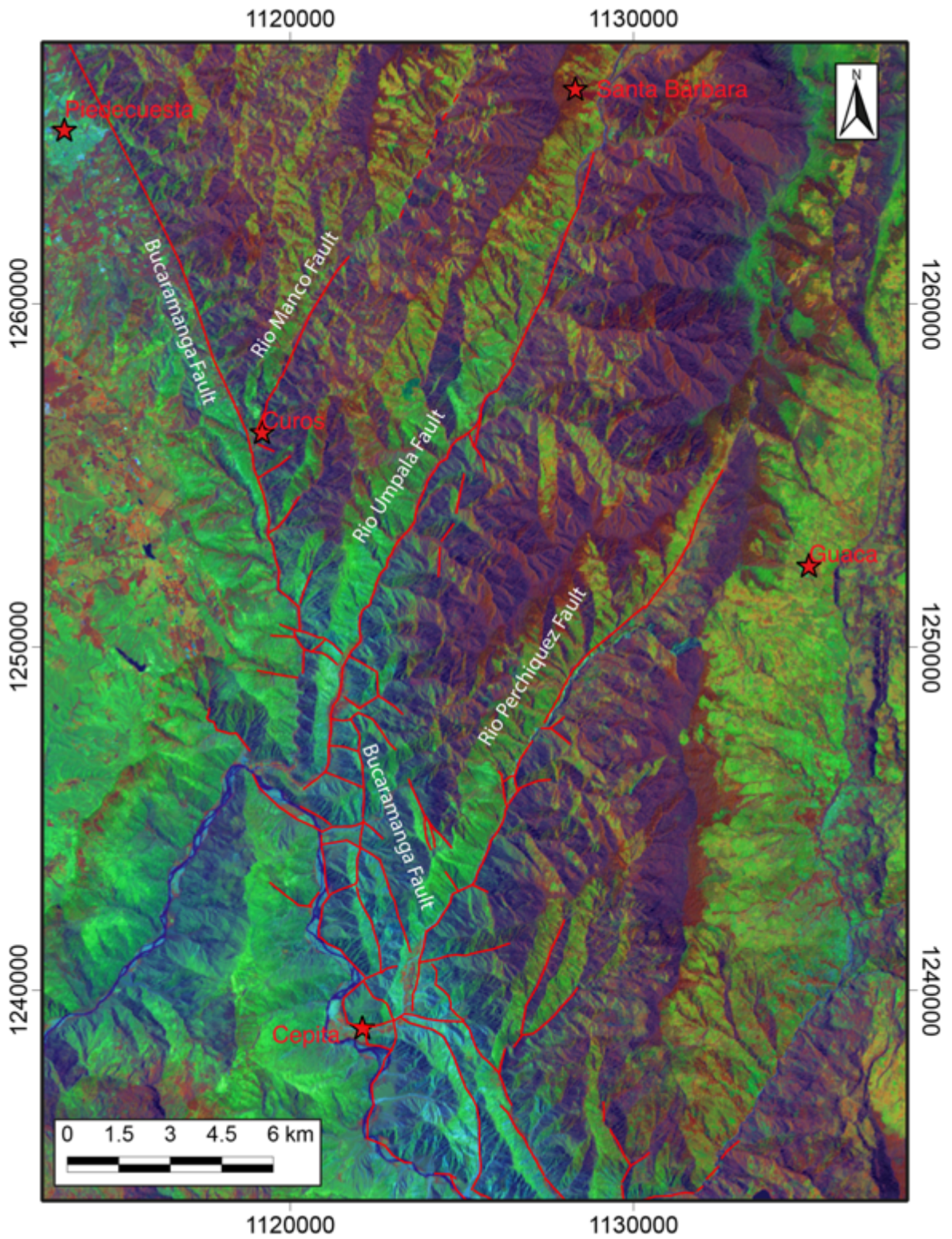


Figura 16. Imagen Landsat Path 007, Row 055, con combinación de bandas RGB 4-5-7, observando las principales estructuras falladas y su distribución en la topografía.

La Falla del Río Manco se extiende unos 4 km (Figura 17) en dirección N40E como se ilustra en el mapa geológico del cuadrángulo H-13 (Ward et al., 1977), aunque en este estudio se observó y muestreo en campo la continuación de la falla como mínimo 2 km más al norte donde se puede observar una zona de cataclasis (estación 15NJ08), que será analizada más adelante. La falla está caracterizada por un trazo continuo y recto sin la presencia clara de facetas triangulares a lo largo del trazo de falla (Figura 17). En la zona de intersección de esta falla con la falla de Bucaramanga no se puede observar una relación de corte evidente entre ambas estructuras.

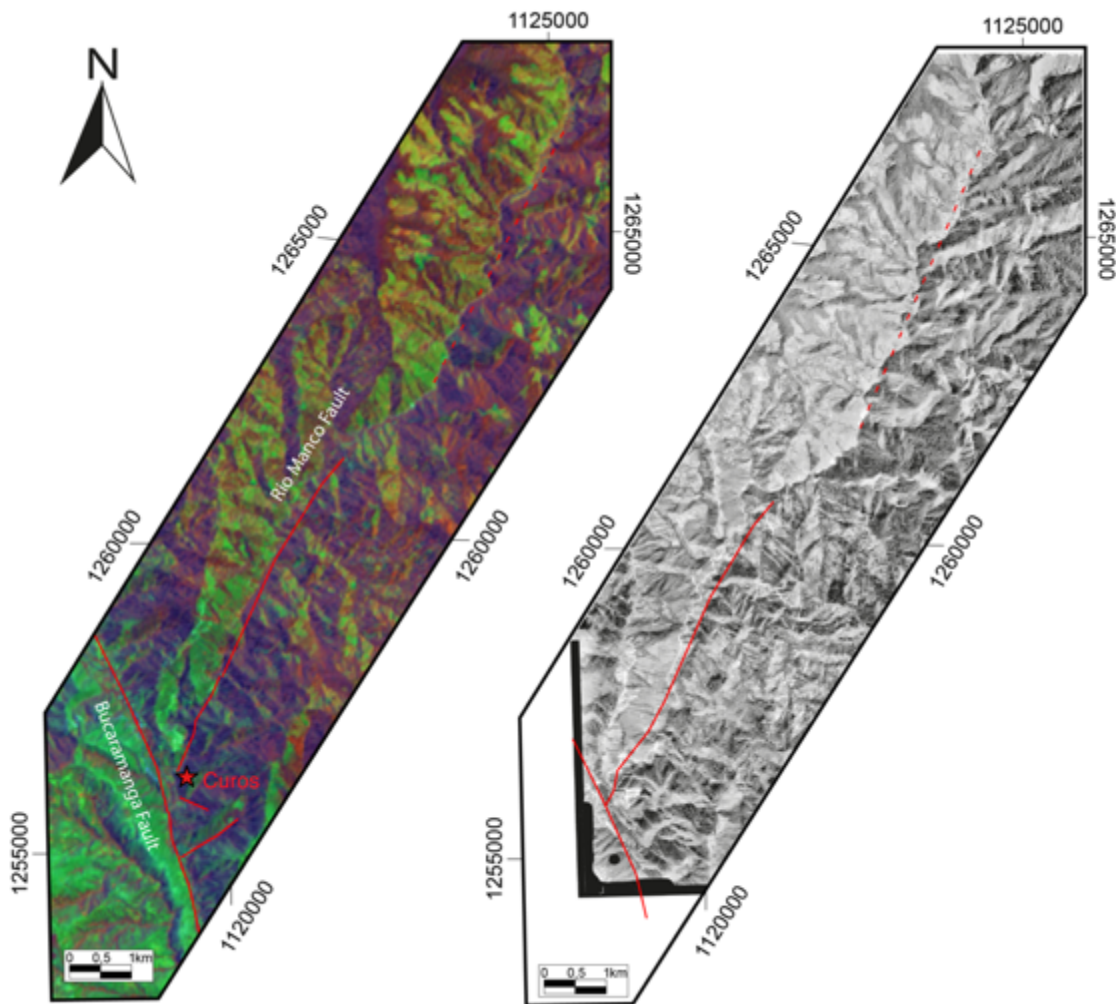


Figura 17. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del Río Manco.

La falla del Río Umpalá se extiende aproximadamente 7 km en dirección N40°E, presentando facetas triangulares muy desarrolladas. En total se pueden observar dos facetas muy claras, la faceta más norte se encuentra con una zona inusualmente alargada la cual se interpreta como un gancho de falla por Osorio et al. (2008), sin embargo este rasgo no posee las características propias de un gancho de falla, como lo son las vertientes pronunciadas de las zonas en los domos del mismo y si se observan características propias de una faceta triangular, como por ejemplo un plano bien definido y continuo, con grandes escarpes (Figuras 18 y 19). La intersección con la falla de Bucaramanga es confusa y no está bien definida, lo que se puede observar es una distribución de los trazos R, R' y P (R con tendencia 310°, R' con tendencia 270° y P con tendencia 0°) formadas a partir del propio desplazamiento de la falla de Bucaramanga, generando lomos de presión y lomos de obturación fácilmente apreciables (obturación del Río Umpalá), esta configuración genera dificultad al momento de observar las relaciones de corte de la falla de Bucaramanga con la falla del Río Umpalá



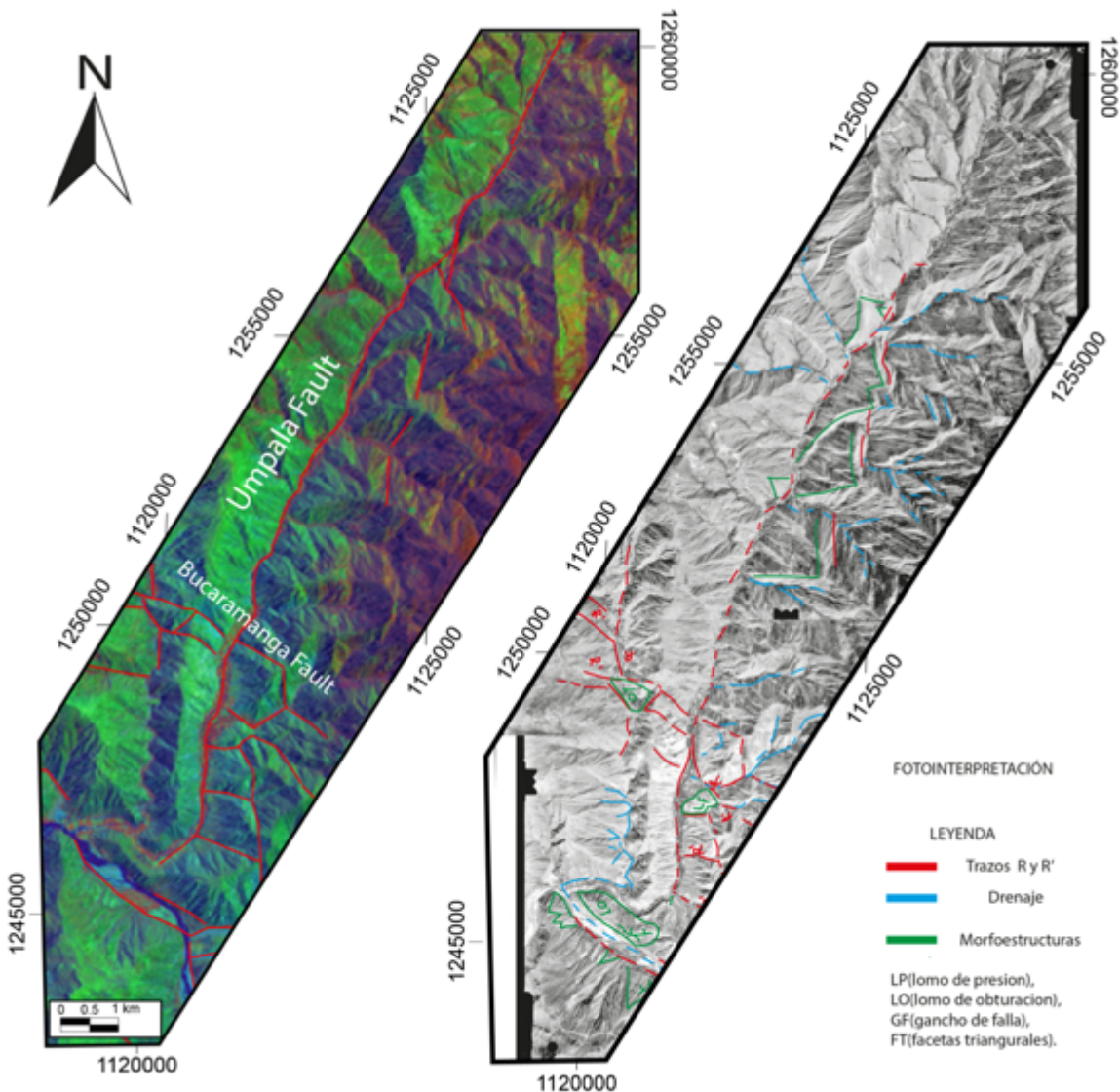


Figura 18. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del río Umpalá, diferenciando cada una de los trazos y morfoestructuras observadas.

La falla del río Perchiquez se extiende aproximadamente 9 km en dirección N40°E (Figura 20), presenta facetas triangulares poco desarrolladas en las cercanías con la falla de Bucaramanga, un pequeño lomo de falla, y un trazo sinuoso en la continuación de la misma al noreste, descrita aquí como un “lago de falla” (Figura 21). Este último rasgo es producto de un pequeño pandeo de la falla que se puede observar a partir del trazo recto por 4 km hasta la presencia de la geofoma de un lomo de presión y a partir del cual se convierte en

un trazo desplazado unos grados más al este. Con excepción de la presencia de los trazos R y R' en la intersección con la falla de Bucaramanga, que genera lomos de presión evidentes, no se puede observar una relación de corte entre la falla del río Perchiquez y la falla de Bucaramanga producto de la deformación sobreimpuesta de la falla de Bucaramanga en su desplazamiento.

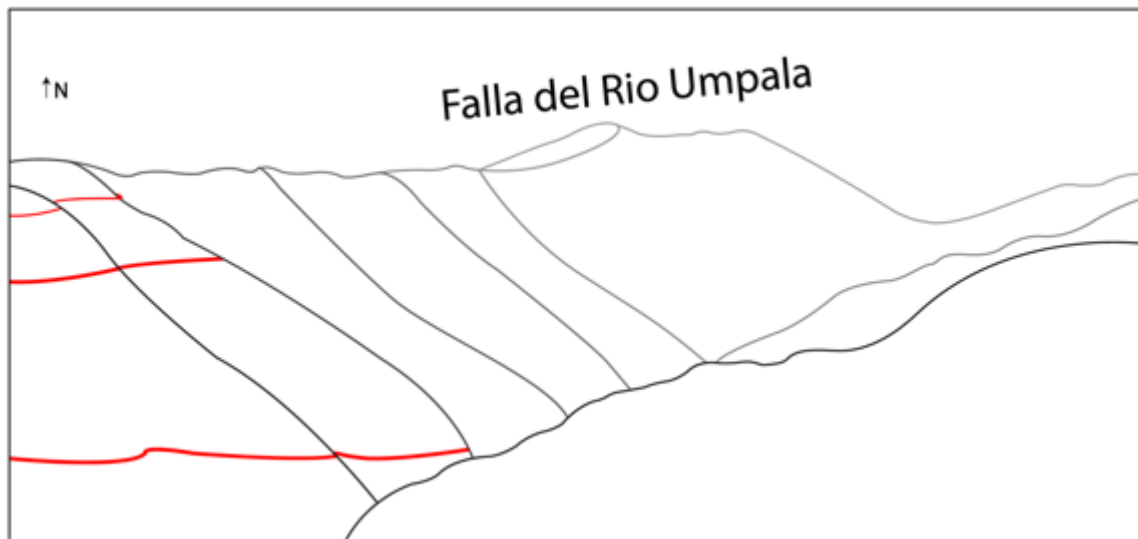
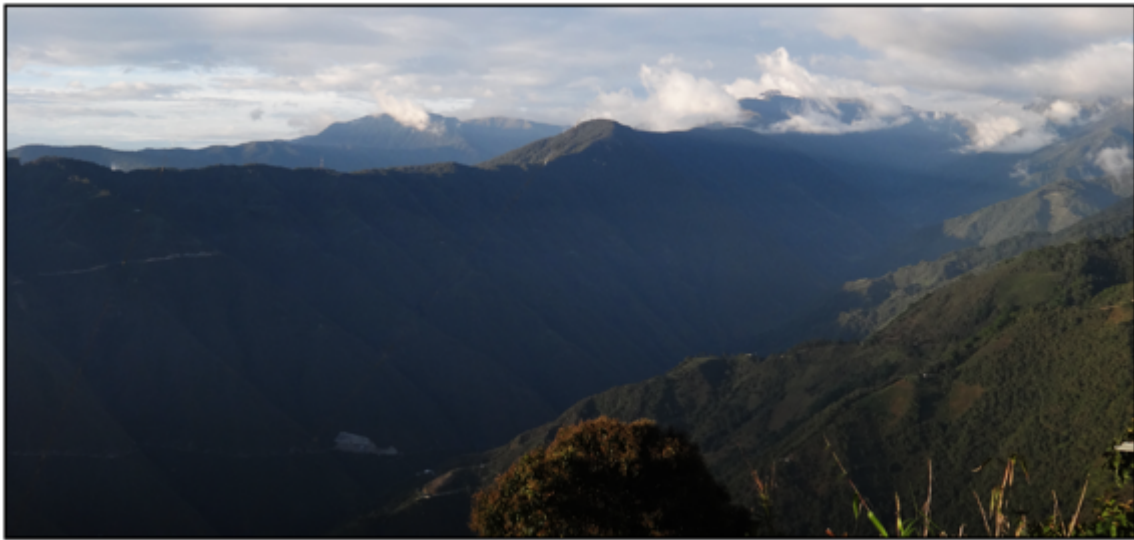


Figura 19. Topografía, de una sección de la falla del río Umpalá, observando la continuidad de la misma.

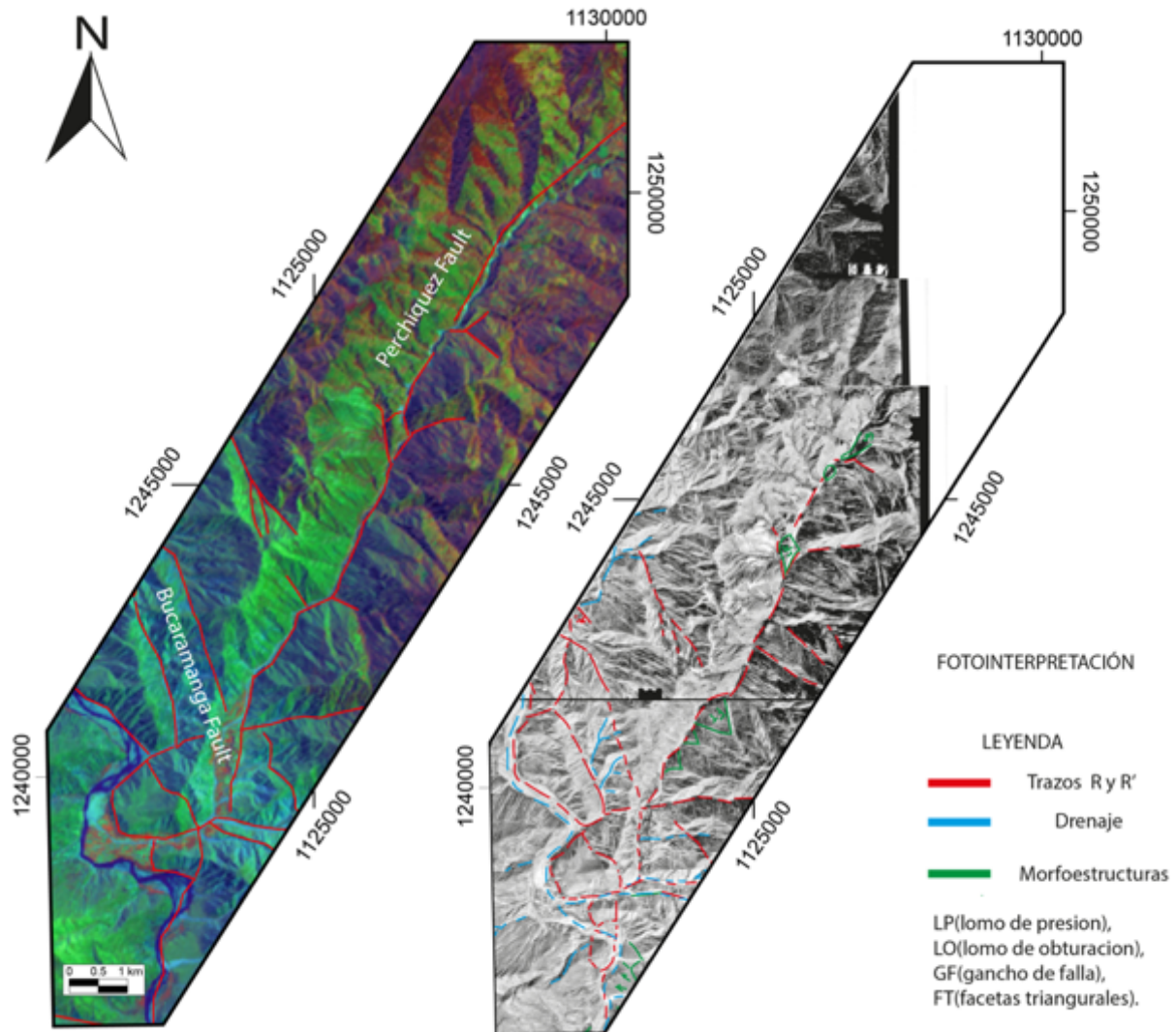


Figura 20. Imagen Landsat e interpretación en fotografías aéreas de la falla del río Perchiquez, diferenciando cada una de los trazos y morfoestructuras observadas.



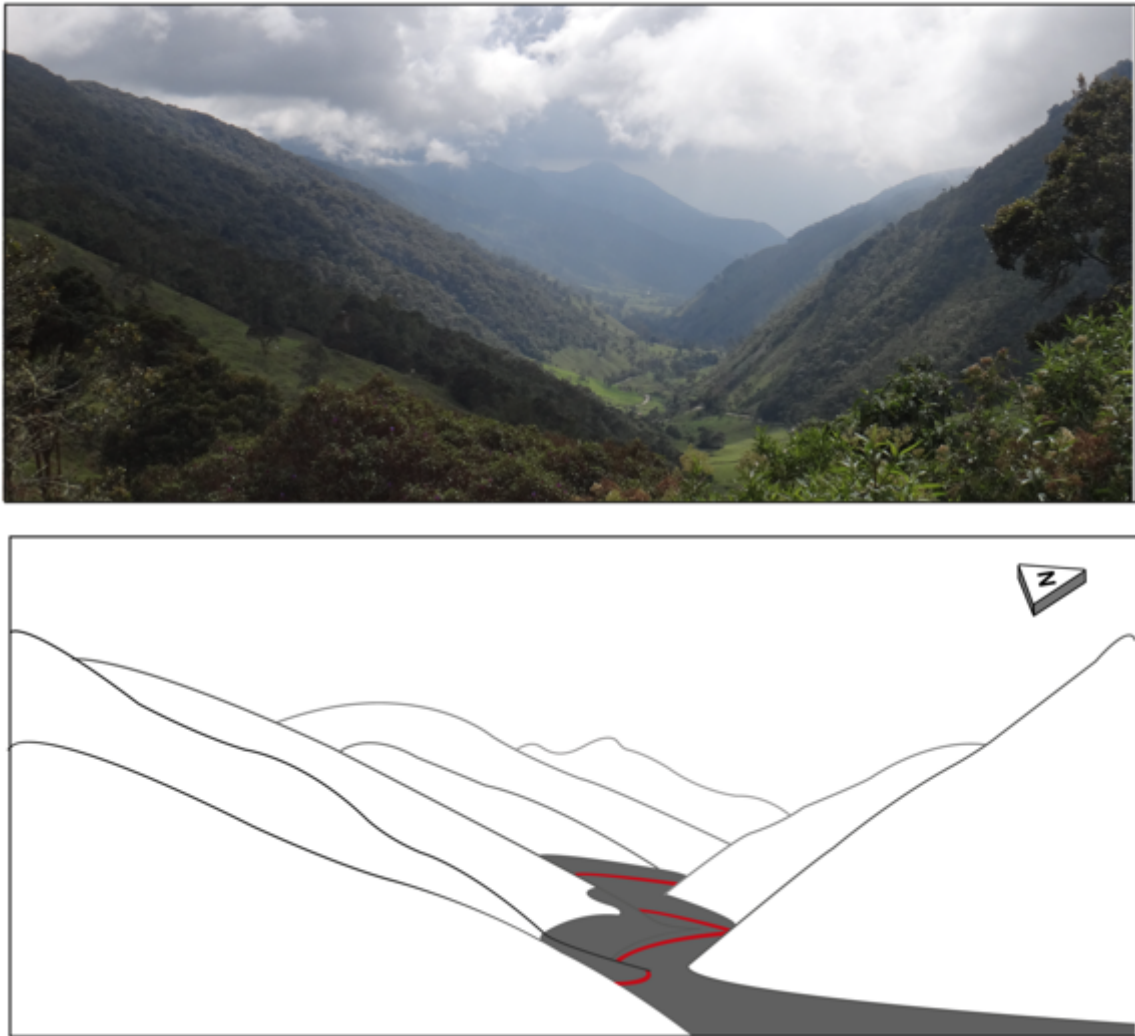


Figura 21. Topografía, de una sección de la falla del río Perchiquez, observando la deposición de sedimentos a lo largo del trazo de falla (en color gris)

Con las observaciones anteriores se puede concluir que: (i) ninguna de las tres estructuras falladas muestra una clara relación de corte con la falla de Bucaramanga, de la cual no se puede inferir sus relaciones genéticas con esta falla, y (ii) se puede diferenciar que la estructura de mayor extensión y más desarrollada (diferenciadas por su longitud y por la presencia de morfoestructuras) es la falla del río Perchiquez, seguida de la falla del Río Umpalá y por último la falla del Río Manco (Figura 22).

### **1.1.2 Mesoestructuras**

En esta sección se pretende desarrollar el análisis de datos estructurales como diaclasas, foliaciones y estrías de falla, de una forma muy sencilla para comprender la dinámica de la deformación de las estructuras falladas de interés en este sector sin entrar en detalles de modelos regionales. Aunque se pretende discutir qué modelo encaja más en la dinámica regional.

La recolección de datos se llevó a cabo principalmente a lo largo de la vía Curos-Guaca y en las vías bifurcadas, los datos recolectados para este estudio están representados en el mapa geológico como puntos rojos, a su vez el análisis de estrías de falla de trabajos anteriores (Villamizar, 2014) sobre la vía Cepita-San Andrés representadas con puntos amarillos, paralelos a la falla de Bucaramanga (Figura 23). Todos los datos estructurales recolectados y analizados para este estudio estarán disponibles en la sección de anexos 1.

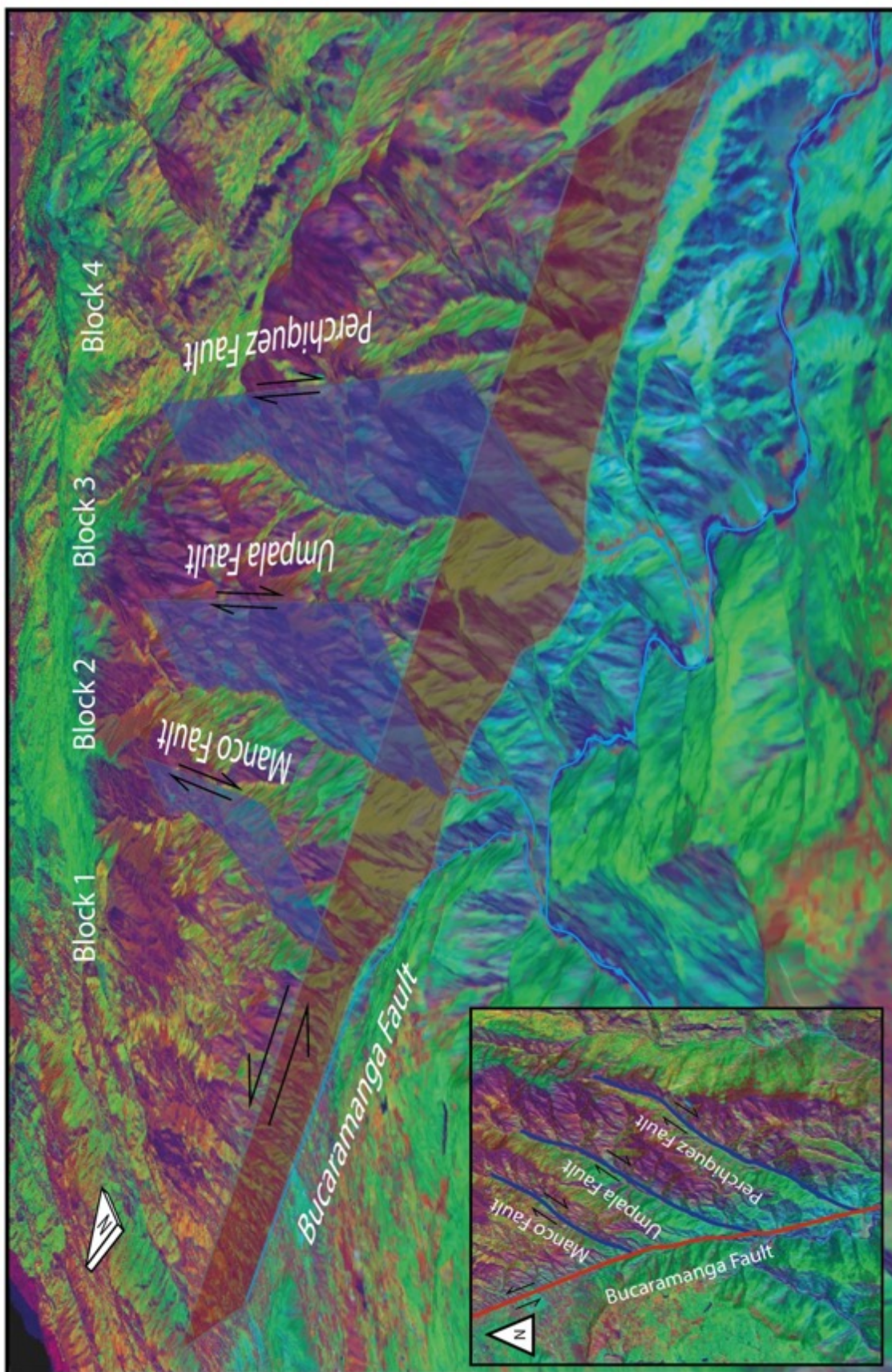


Figura 22. Figura 3D que tiene como base un modelo de elevación digital de 30 metros del servicio geológico de los estados unidos y con una capa superpuesta Landsat Path 007, Row 055, con combinación de bandas RGB 4-5-7, que nos permite observar con mayor detalle las tres estructuras falladas con sus planos de fallas bien definidos.



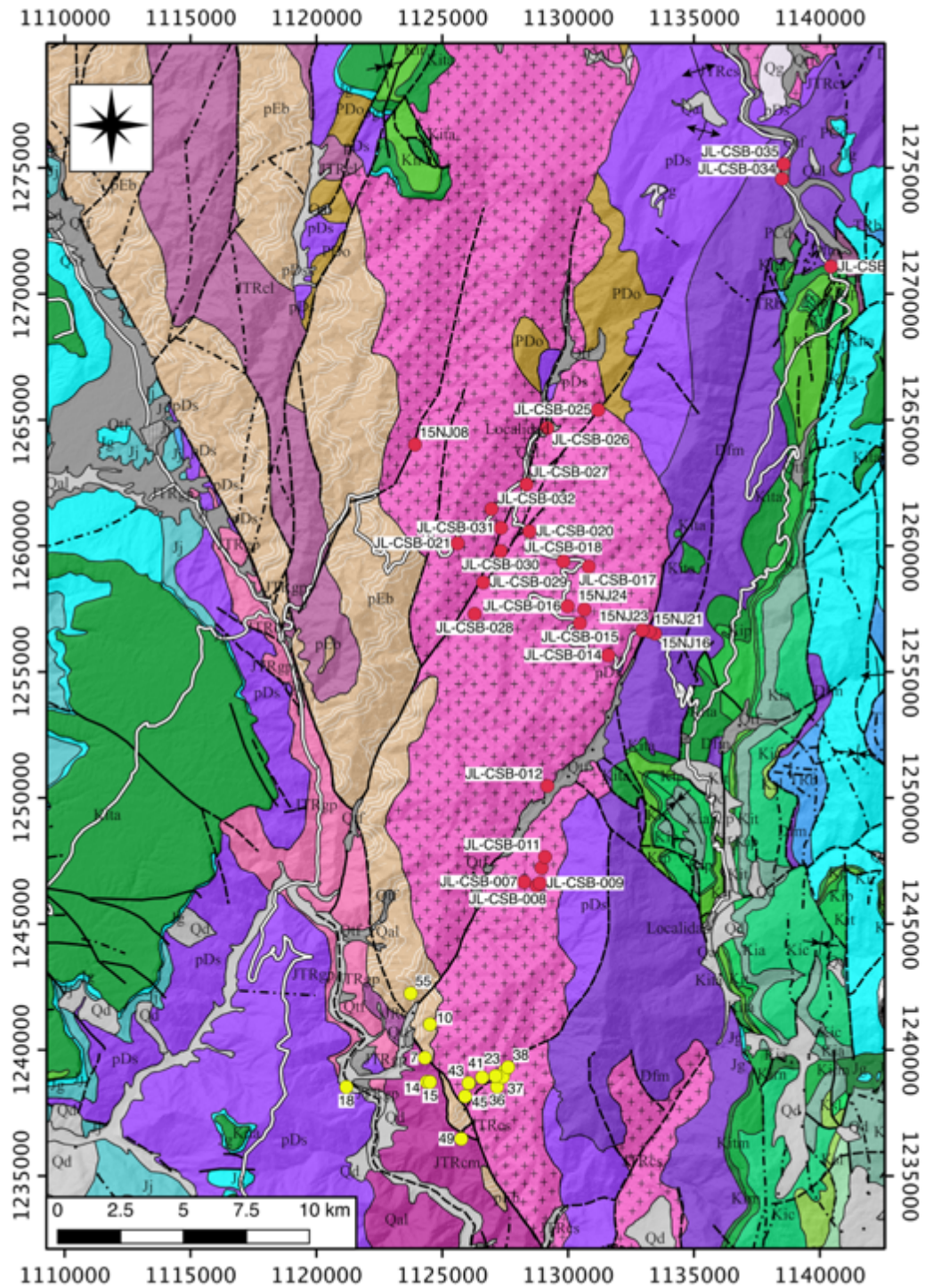


Figura 23. Mapa geológico con la ubicación de las estaciones con datos estructurales, en rojo los datos tomados para el desarrollo de este trabajo y los datos en amarillo, recopilados de Villamizar (2014).

---

El primer punto de interés se encuentra ubicado en la vía el Roble – Roble Negro a 585 metros del desvío de la vía principal Curos – Guaca, en una porción al norte de la continuación de la falla del Río Manco cartografiada por Ward et al., 1977. En esta estación (15NJ08; Figura 24) se puede observar una zona de falla caracterizada por brechas con un control muy marcado NE, se denomina brecha de falla cuando más del 30% de la roca son fragmentos angulares envueltos en una matriz fina (Sibson, 1977). Generalmente los clastos no presentan una orientación preferencial y presenta disminución del tamaño de grano debido a la abrasión (Davis et al., 2012), la matriz de las brechas es de una tonalidad rojiza con un tamaño de grano fino a criptocristalino y con presencia de fragmentos angulares envueltos en esta matriz y localmente presenta bandas oscuras que imprimen un aspecto de flujo. La roca caja se observa como una roca fanerítica, equigranular, seriada hipidiomorfa (cristales subhedrales), con tamaño de grano fino a grueso siendo los más gruesos los feldespatos potásicos, se observa cuarzo > 20% > Feldespato K (50%) < Feldespato plagioclasa, muscovita, biotita, magnetita; Esta roca se clasifica como granitoide según Streckeisen (1973) y esta cartografiada como la unidad Cuarzomonzonita de Santa Bárbara.

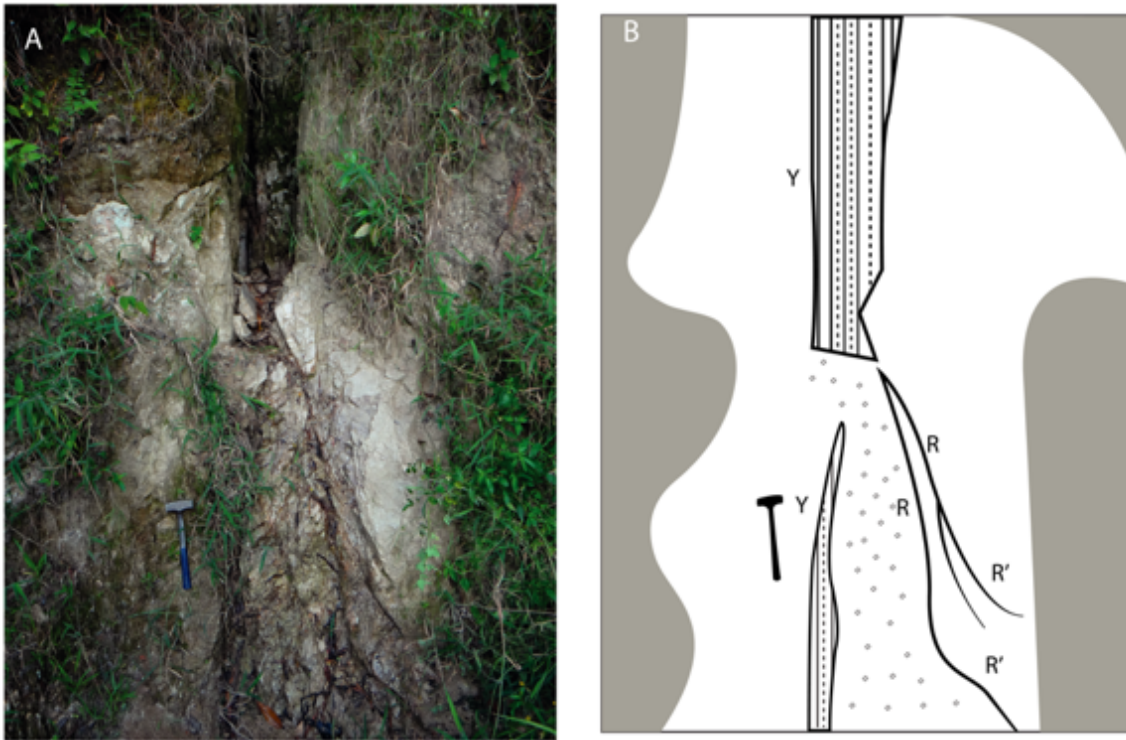


Figura 24. Estación 15NJ08, Zona de brecha, A) se puede observar la distribución y la orientación de la brecha en el plano entrante. B) Imagen ilustrativa de las principales estructuras Y, R y R' evidenciadas en el afloramiento.

Se puede observar la roca con aspecto brechoide con un control estructural muy marcado, dominada por venas paralelas de inyección a lo largo de planos de falla Y con espesores de entre 1 y 10 mm hacia la zona distal de generación (dirección 323/84 Azimut de buzamiento) (Figura 25A). También se observan venas de interconexión con espesores de hasta 2 mm hacia la zona distal (dirección 350/85) (Figura 25B) y venas de inyección de hasta 5 mm hacia la zona distal aprovechando los planos R (dirección 350/85) (Figura 25C). La deformación observada en la roca producto del avance de la misma genera un patrón en la roca a forma de sigmoides (Figura 25C) sirviendo a su vez como vías de conducto para los fluidos superficiales.



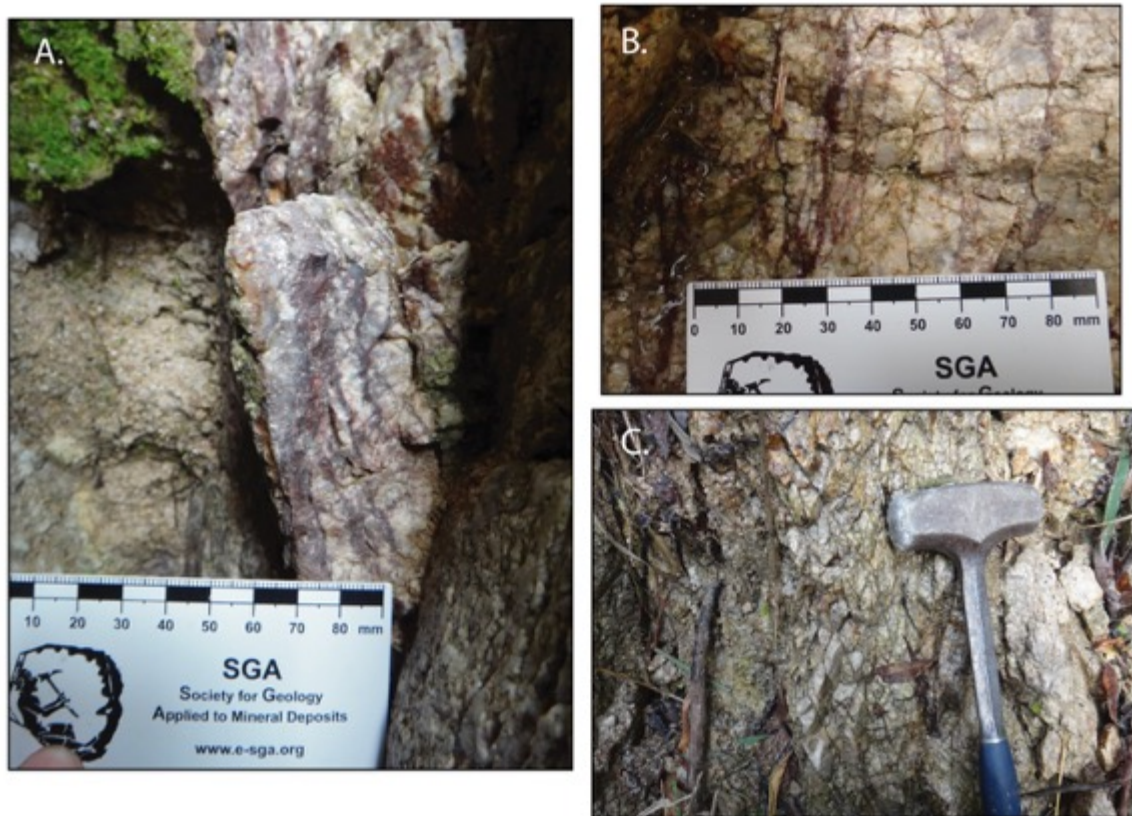


Figura 25. A) Venas con espesor de 10 mm en dirección del plano Y, B) venas de inyección en la zona distal con la misma dirección del plano Y, C) venas aprovechando los planos R.

Localmente se observa zonas a forma de inyecciones de fundido a lo largo de ramificaciones similares a terminaciones en cola de caballo, generando un cluster de venas, adicionalmente es común la presencia de pandeos o desarrollo de pandeos que le imprimen un aspecto sigmoidal y desarrollo de “micro” pull apart.

La zona de brecha posee un espesor en su parte central de 50 cm en dirección 320/85, con fracturas sintéticas R, antitéticas R' y post-riedel P en dirección 342/75, 254/85, y 122/79 respectivamente (Figura 26). Estos datos representan el plano de falla principal con una cinemática dextral y expresa la continuación al norte de la falla del Río Manco, la cual no se encuentra cartografiada. En este estudio la podemos observar y continuar por al menos 3 km al norte y se infiere su continuación en sentido NE. También se midieron datos de diaclasas con un total de 72 datos recolectados (Figura 27), observando una distribución de fracturas en una dirección predominante SW-NE, siendo coherentes con la mecánica de fracturamiento (ver estrías de falla).

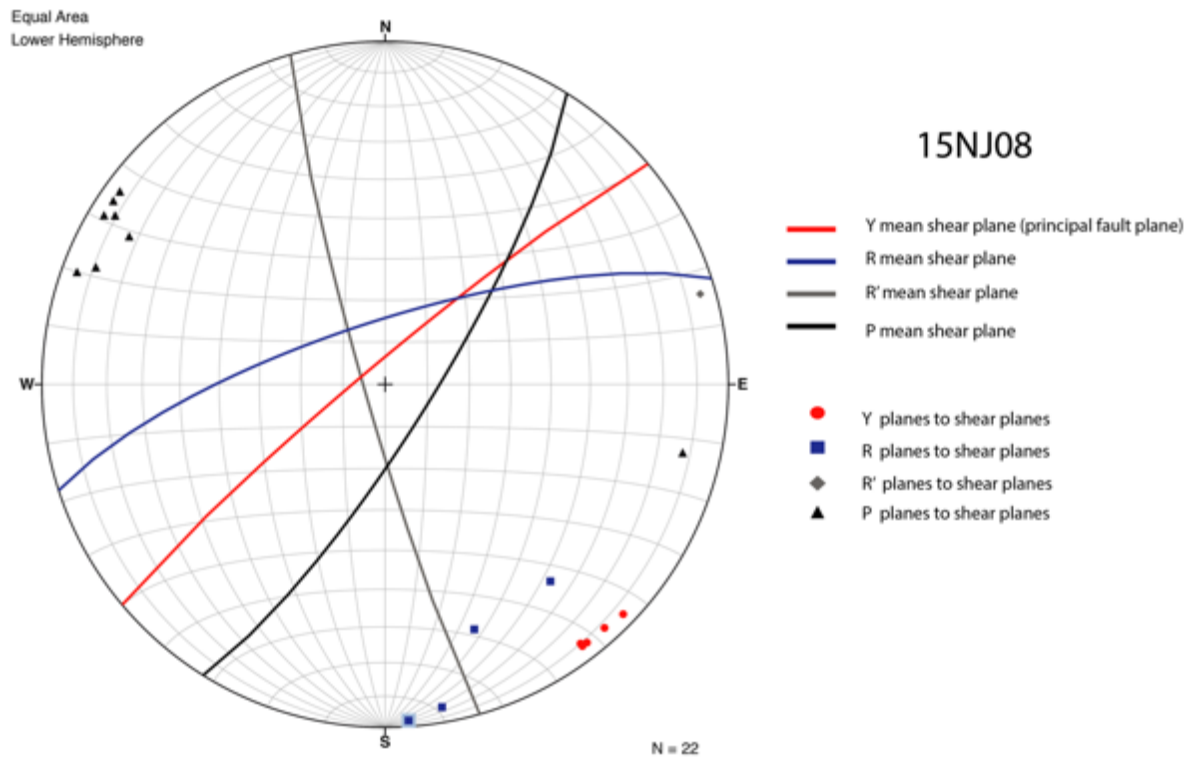


Figura 26. Diagrama stereonet con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitetica, R: falla sintetica, P: postoriedel.



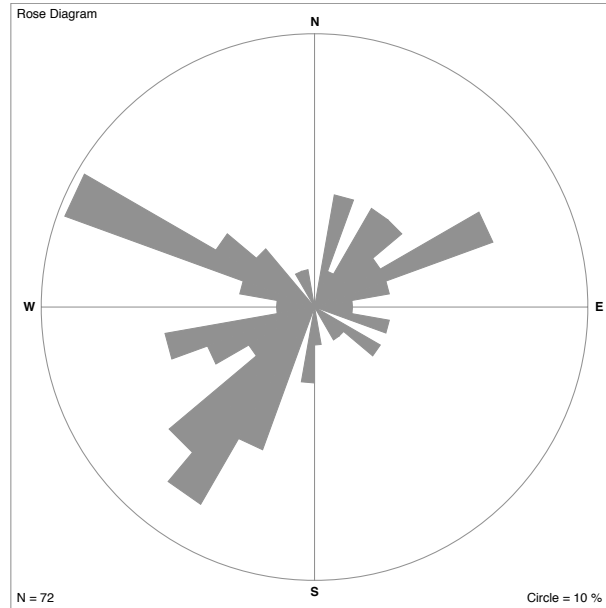


Figura 27. Diagrama rosa, representando la distribución de las diaclasas para la estación 15NJ08.

El segundo punto de interés se encuentra ubicado en la vía Curoso-Guaca a 2 km del alto Guaca en la mitad del bloque 3 entre las fallas del Río Umpalá y el Río Perchiquez, en esta estación (15NJ24) se puede observar un marcado patrón de fracturamiento en toda la roca (Figura 28). La muestra de mano se caracteriza por un tamaño de grano medio a grueso, textura fanerítica epidiorfónica inequigranular, y está compuesta por cuarzo > 20% con feldespato K > cuarzo y plagioclasa  $\geq$  cuarzo con presencia de trazas epidota, magnetita, biotita < 10%, clasificada como granitoide o monzogranito. En la roca no se ve una orientación de fábrica magmática, esta se encuentra afectada localmente por cizallamiento evidenciada por zonas con diaclazamiento intenso a manera de clivaje disyuntivo (Sm). Presenta localmente cataclasis evidenciada por la presencia de planos discretos con fracturamiento intenso de cuarzo y Feldespato, la cataclasis está relacionada a la dinámica de fracturamiento asociada con la falla del Río Umpalá.

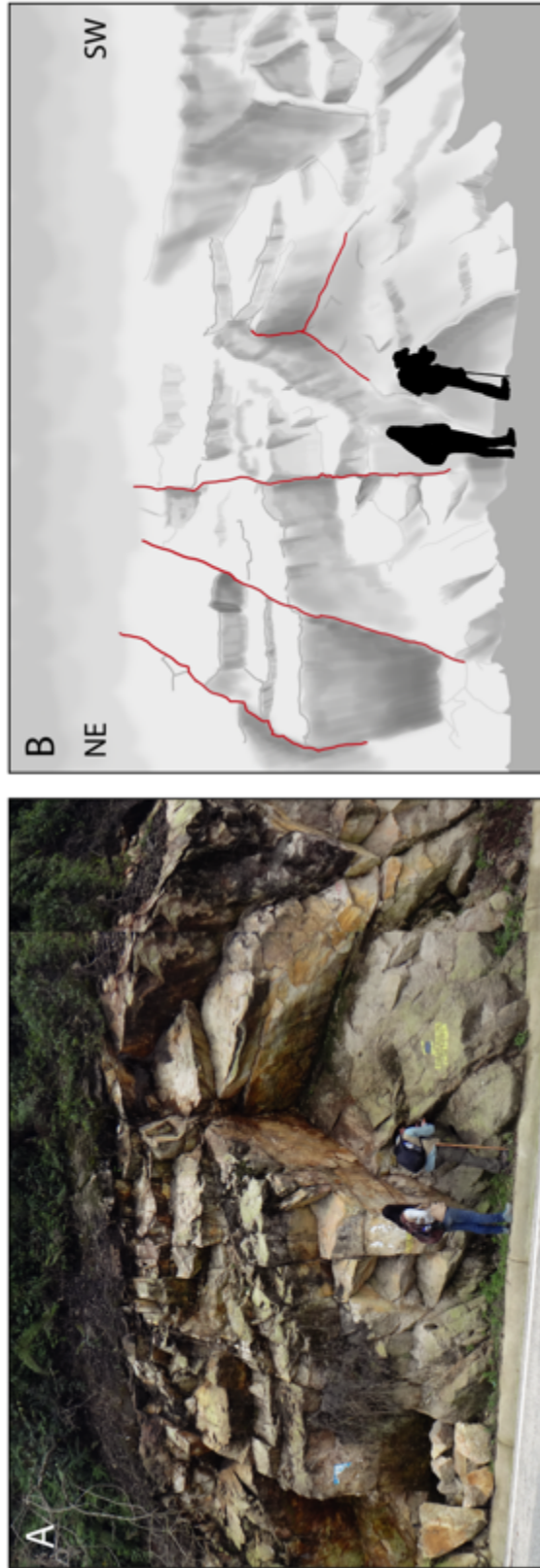


Figura 28. Estación 15NJ24, A) foto de afloramiento donde se observa el marcado fracturamiento impuesto en la roca, B) esquema de afloramiento observando los principales patrones de fracturamiento.

Se puede observar que el plano de cizalla principal Y está orientado en dirección de 64/82 en forma de una estructura conjugada del plano de falla principal, que estaría siendo representado por la dirección de los planos de cataclasis observados en dirección 230/40 (Figura 29).

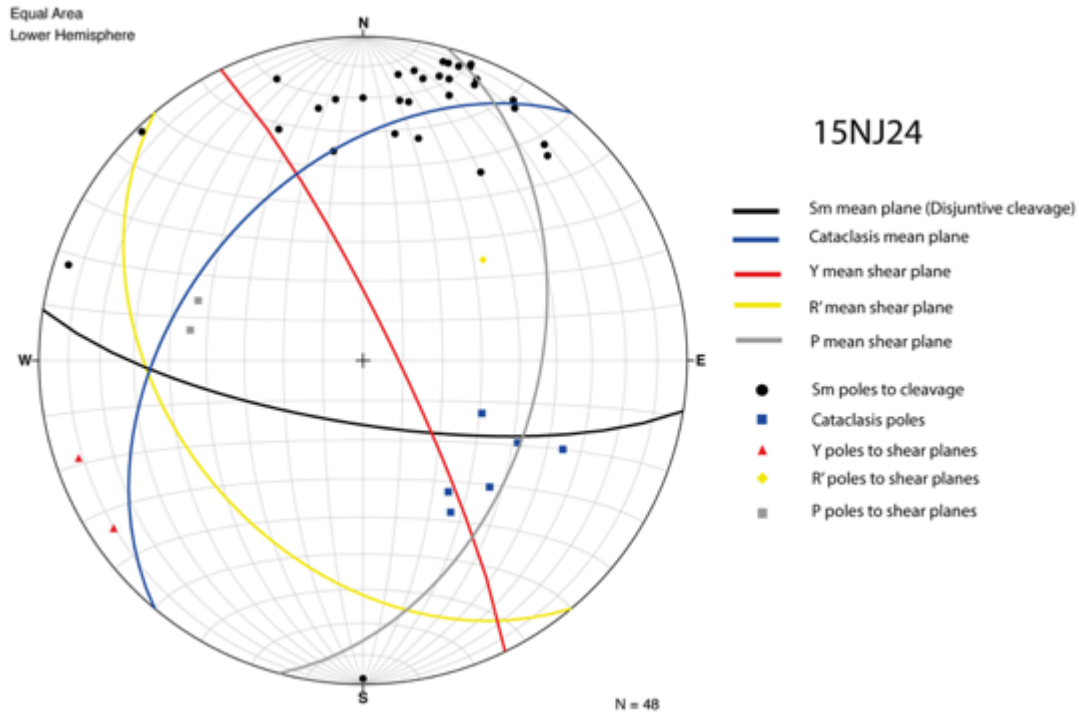


Figura 29. Diagrama stereonet para 15NJ24 con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitética, R: falla sintética, P: postriedel.

El tercer punto de interés se encuentra en el alto de Guaca, en el kilómetro 3 de la vía Guaca – Curos, denominada estación 15NJ16. La litología presente en esta zona son las metasedimentitas de Guaca la Virgen, que aquí se caracterizan por ser de grano fino a muy fino con tonalidades gris verdoso, foliadas compuestas de micas y cuarzo (Filitas); se observa la presencia de venas de cuarzo cortando el cuerpo metamórfico, compuestas por cuarzo - clorita y por sectores talco.

En esta estación se observan pequeños canales de flujo a modo de bandas de cizalla, deformando y fracturando la roca, esta deformación está envuelta en varios eventos superpuestos (Figura 30). Lo primero que se observa en la roca es una textura filítica que define la foliación metamórfica ( $S_n$ ) en dirección de 269/16, el segundo evento se relaciona a un proceso tectónico dinámico que genera un clivaje de transposición que se superpone a la foliación  $S_{n+1}$  (en dirección 266/54), el tercer evento  $S_{n+2}$  (en dirección 181/10) corresponden a canales con desarrollo de clivaje disyuntivo que al transponerse con  $S_{n+1}$  desarrolla localmente un clivaje en lápiz; adicionalmente, se observa micro plegamiento local asociado con planos Kink a manera de un clivaje de crenulación  $S_{n+3}$  (en dirección 170/61) (Figura 31).

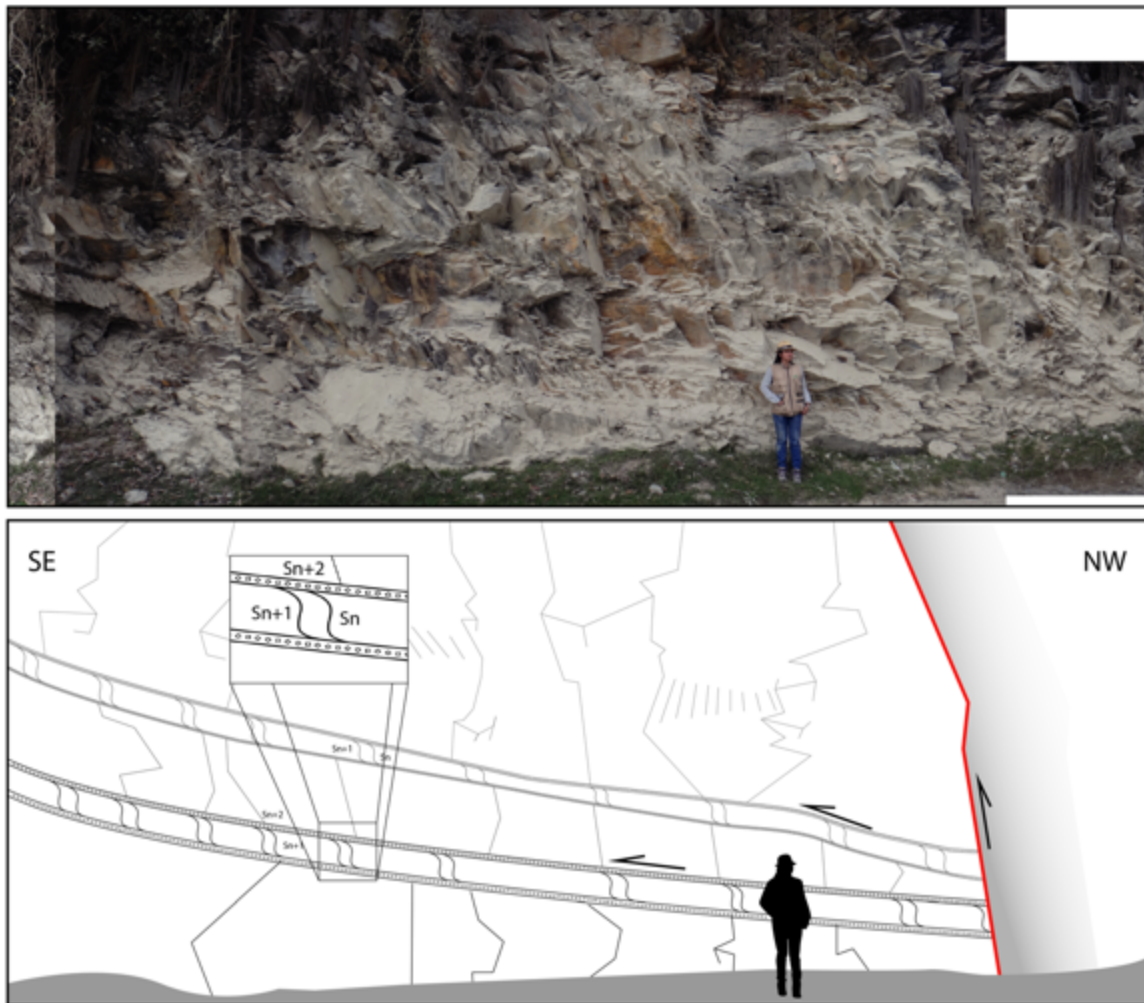


Figura 30. Estación 15NJ16 en la primera figura se observa la estación y el marcado fracturamiento producto del avance en la deformación de la falla del Río Perchiquez.

En resumen, las fases deformativas presentes son las siguientes:

1. Metamorfismo regional: estructura, Esquistosidad ( $S_n$ )
2. Tectónico Dinámico: Clivaje de transposición ( $S_{n+1}$ )
3. Tectónica: clivaje disyuntivo ( $S_{n+2}$ )
4. Tectónico Dinámico: Planos Kink ( $S_{n+3}$ )

Esto indica un marcado avance en la deformación (Figura 32), ya que se encuentran cerca de la zona de falla del Río Perchiquez y su comportamiento reológico es más plástico. Lo anterior permite observar con mayor claridad su evolución frente a la generación de estos eventos sobreimpuestos desde un estadio dúctil – frágil, a su vez se puede observar la generación de planos de falla que evidencian la continuación de la deformación en un estadio frágil.

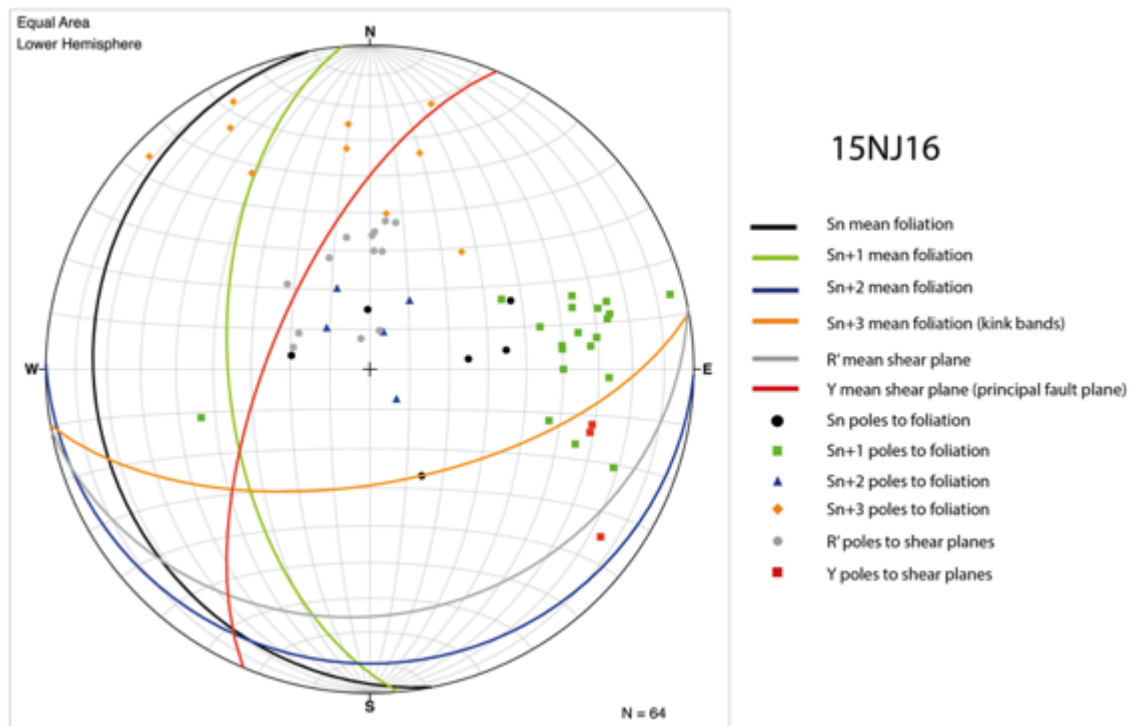


Figura 31. Diagrama stereonet con la distribución de las estructuras principales, Y: plano principal de falla, R': falla antitética.

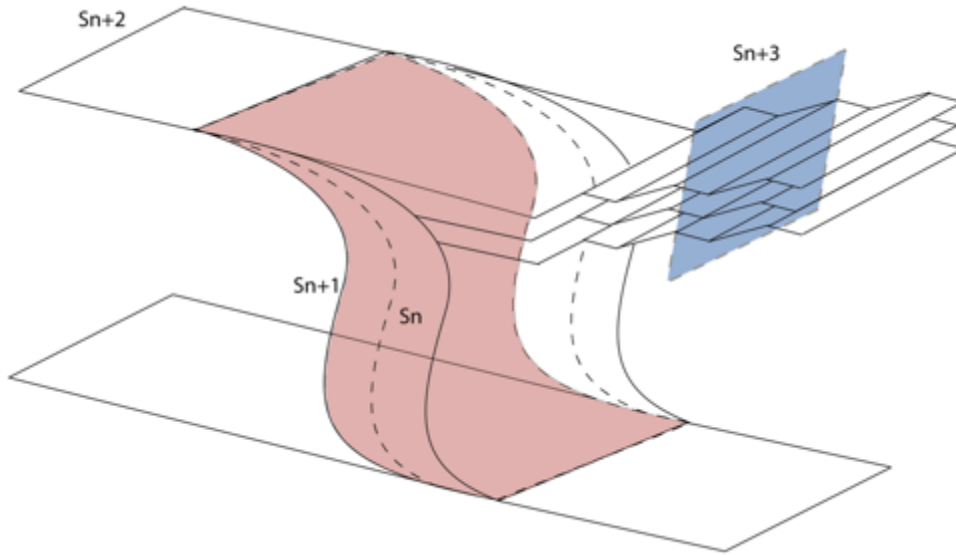


Figura 32. Diagrama esquemático de las fases deformativas desarrolladas en la estación 15NJ16.

Por otro lado, el patrón de diaclasas obedece al último evento deformativo que marco el patrón de fracturamiento observado en una dirección SW-NE como se observa en la figura 33, dejando claro que la falla del Río Perchiquez tiene una marcada influencia en la deformación de esta secuencia.

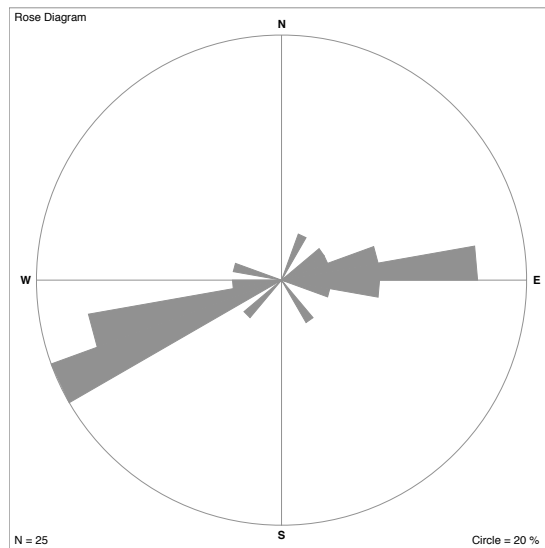


Figura 33. Diagrama rosa, representando la distribución de las diaclasas para la estación 15NJ16.

### 1.1.3 Estrías de Falla

En esta sección se pretende analizar todos los datos tomados de lineaciones de estrías de falla presentes en los planos fallados. Estas líneas sobre el plano de falla indican la dirección de desplazamiento relativo entre dos bloques afectados por una anisotropía o falla geológica, se presentan como líneas finas sobre los planos de falla y se producen por la acción abrasiva de la fricción entre dos bloques. Las estrías de falla están asociadas al fracturamiento en un estadio frágil y se componen de cristales fibrosos (Hobbs et al., 1981) en su mayoría, aunque esto depende de factores como la fricción sobre el plano, la composición de la roca, el paso de fluidos sobre los planos de falla, etc. A lo largo de la zona de estudio, las estrías de falla aparecen con frecuencia en el núcleo de falla en planos marcados que son medibles y de gran interés para poder comprender la dinámica del fracturamiento durante el último estadio de deformación registrado.

La presencia de estos planos de falla a lo largo de la vía Curos – Guaca es clara en ciertos sectores, mientras se avanza hacia las zonas de falla de las estructuras a estudio ya mencionadas. Una de las estructuras falladas que mejor expone planos fallados en toda su longitud es la falla del Río Umpalá, estos planos pueden tener unas dimensiones de hasta 60 metros de altura.

En la estación JL-CSB-015 (Figura 34), en el kilómetro 38 en la vía Curos – Guaca en una zona intermedia entre la falla del Río Umpalá y la falla del Río Perchiquez, se observa uno de estos planos de gran magnitud, con estrías de falla muy bien definidas y observables incluso a grandes distancias, en esta estación se midieron todos los datos estructurales. A simple vista se puede observar el plano de falla con un alto ángulo de inclinación y estrías de falla con pitch de bajo ángulo, lo que nos permite analizar que estas estructuras poseen un marcado componente en rumbo.



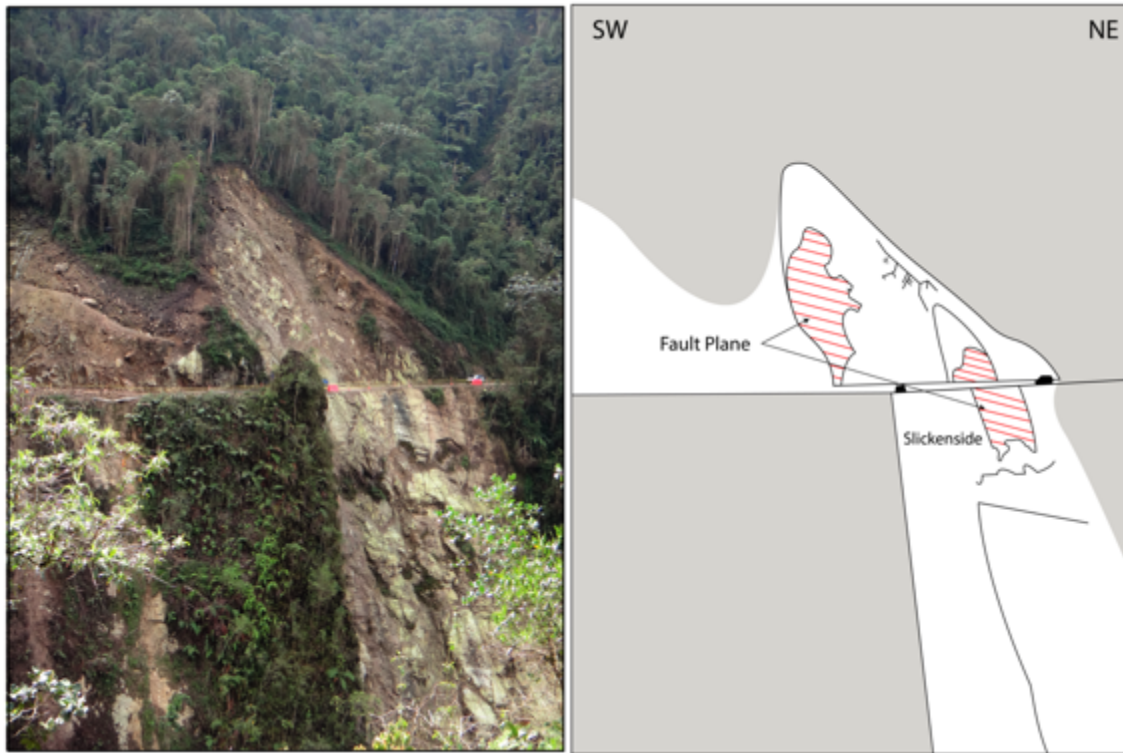


Figura 34. Estación JL-CSB-015, foto de afloramiento donde se observa un plano de falla de gran magnitud con la presencia de estrías de falla.

Para esta estación se midieron en total una cantidad de 12 estrías de falla en planos de falla, el procesamiento de los datos expresa una coherencia mecánica de estrías de fallas en el campo de las estructuras neoforzadas y reactivadas, a su vez la generación del tensor de esfuerzos local (Figura 35), con el eje de máximo acortamiento representado por el  $\sigma_1$  (cuadrado 3) con un trend de  $267^\circ$  y un plunge de  $5^\circ$  (eje sub horizontal), el eje de mínimo acortamiento  $\sigma_3$  (cuadro 1) con un trend de  $172^\circ$  y un plunge de  $39^\circ$ , y un eje intermedio con un trend de  $3^\circ$  y un plunge de  $50^\circ$ . De esto se puede observar que el eje intermedio se posiciona casi en la vertical y el eje de máximo acortamiento en la horizontal, se observa que el tensor de esfuerzos expresa una dinámica de rumbo con un componente inverso, según los datos la dinámica de la falla de Río Umpalá y la falla de Río Manco poseen una predominancia de movimiento lateral derecho, en si cinemática dextral inversa.



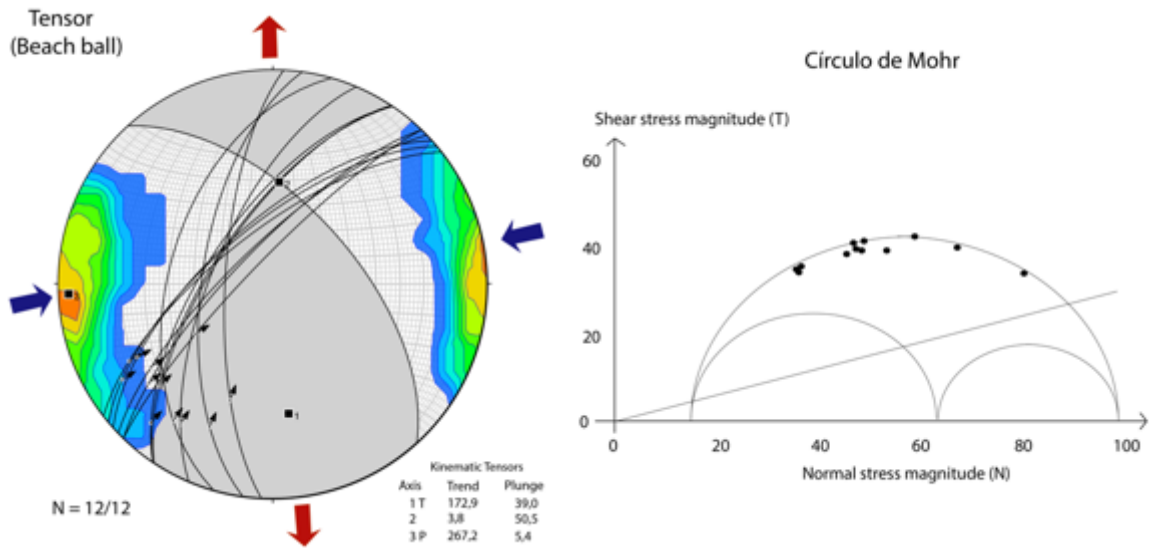


Figura 35. Tensor de esfuerzos para la estación JL-CSB-015, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque.

Para la estación JL-CSB-020 se midieron y analizaron un total de 9 estrías de falla (Figura 36). Las estrías en esta zona se caracterizan por tener un componente inverso de mayor relevancia que en la estación anterior, notando el eje de máximo acortamiento representado por el  $\sigma_1$  (cuadrado 3) con una trend de  $295^\circ$  y un plunge de  $18^\circ$  (eje sub horizontal), con el eje de mínimo acortamiento  $\sigma_3$  (cuadro 1) con un trend de  $173^\circ$  y un plunge de  $58^\circ$  y un eje intermedio con un trend de  $34^\circ$  y un plunge de  $25^\circ$ . De esto se puede observar que el eje de máximo acortamiento continúa expresando una dirección similar a la estación anterior pero con un comportamiento inverso mayor.

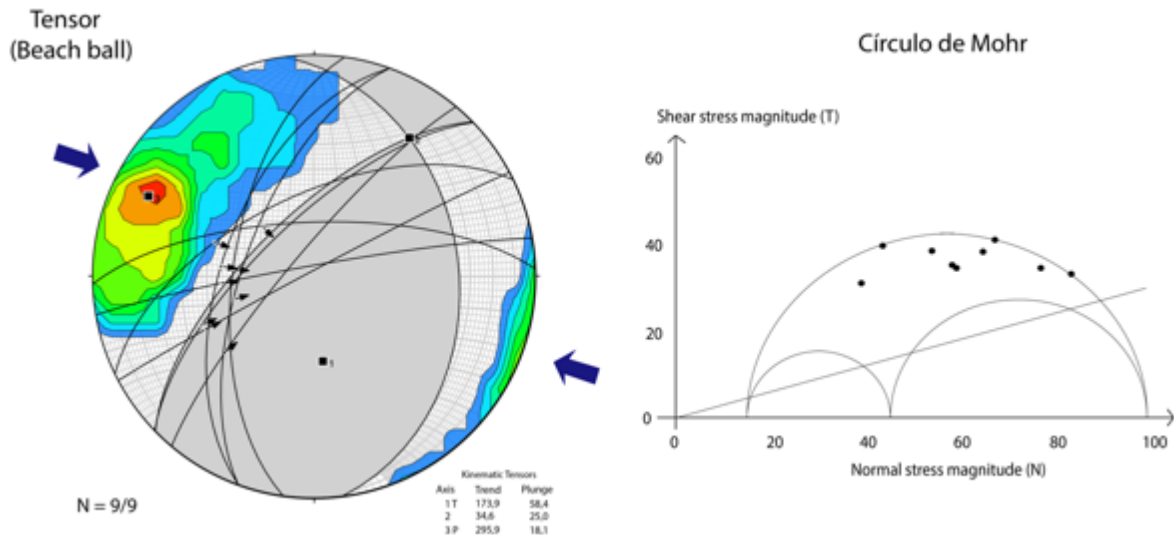


Figura 36. Tensor de esfuerzos para la estación JL-CSB-020, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque.

Para la estación JL-CSB-031, ubicada en el kilómetro 30 en la vía Curos-Guaca en la cercanía a la falla del Río Umpalá se midieron y analizaron un total de 4 estrías de falla (Figura 37). Para esta zona se observó que el eje de máximo acortamiento representado por el  $\sigma_1$  (cuadrado 3) tiene un trend de  $247^\circ$  y un plunge de  $33^\circ$  (eje sub horizontal), con el eje de mínimo acortamiento  $\sigma_3$  (cuadro 1) con un trend de  $131^\circ$  y un plunge de  $33^\circ$  y un eje intermedio con un trend de  $9^\circ$  y un plunge de  $38^\circ$ . De esto se puede observar que el eje de máximo acortamiento se desplaza unos grados al sur, aunque la dinámica lateral derecha sigue predominando.

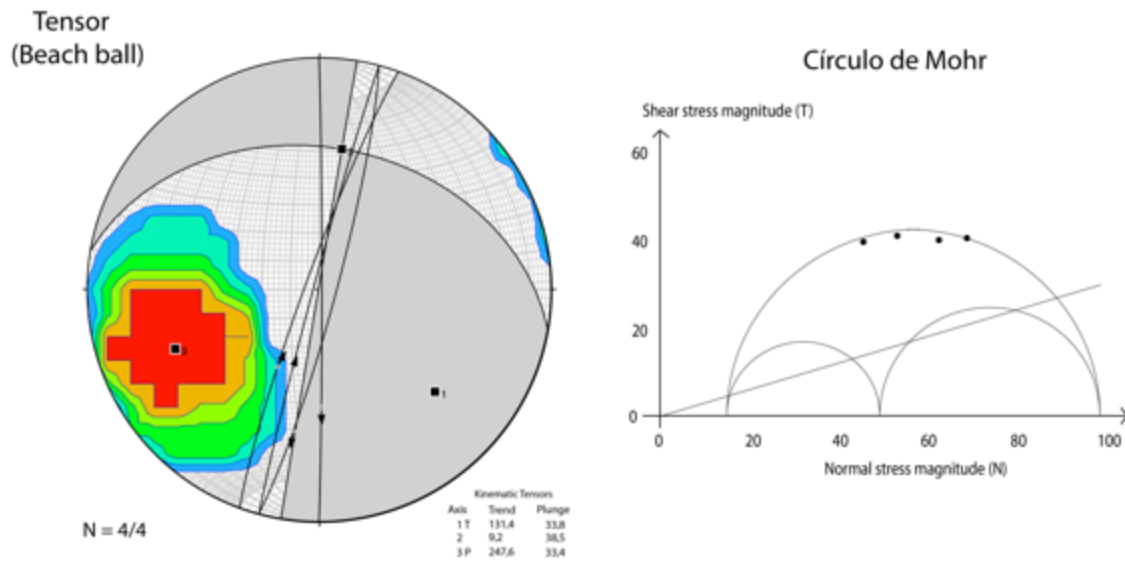


Figura 37. Tensor de esfuerzos y círculo de Morh para la estación JL-CSB-031, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque (Planos Angelier).

Para la estación 37-38 se analizaron datos de Villamizar, 2014, ubicados en el kilómetro 10 vía Cepita-San Andrés en la cercanía a la falla de Bucaramanga, se analizaron un total de 34 de 39 estrías de falla (Figura 38) con coherentes mecánicamente. El eje de máximo acortamiento representado por el  $\sigma_1$  (cuadrado 3) posee un trend de  $131^\circ$  y un plunge de  $12^\circ$  (eje sub horizontal), el eje de mínimo acortamiento  $\sigma_3$  (cuadro 1) un trend de  $226^\circ$  y un plunge de  $22^\circ$  y un eje intermedio con trend de  $13^\circ$  y un plunge de  $64^\circ$ . De esto se puede observar que el tensor local de esfuerzos expresa una dinámica de desplazamiento lateral izquierdo marcada y propia de la falla de Bucaramanga, así como se observa en las estaciones 10 (Figura 39). Por otro lado, los datos procesados para la estación 7 (Figura 40) expresa un comportamiento de inversión predominante con la misma dirección del eje de máximo acortamiento que la estación 37-38.

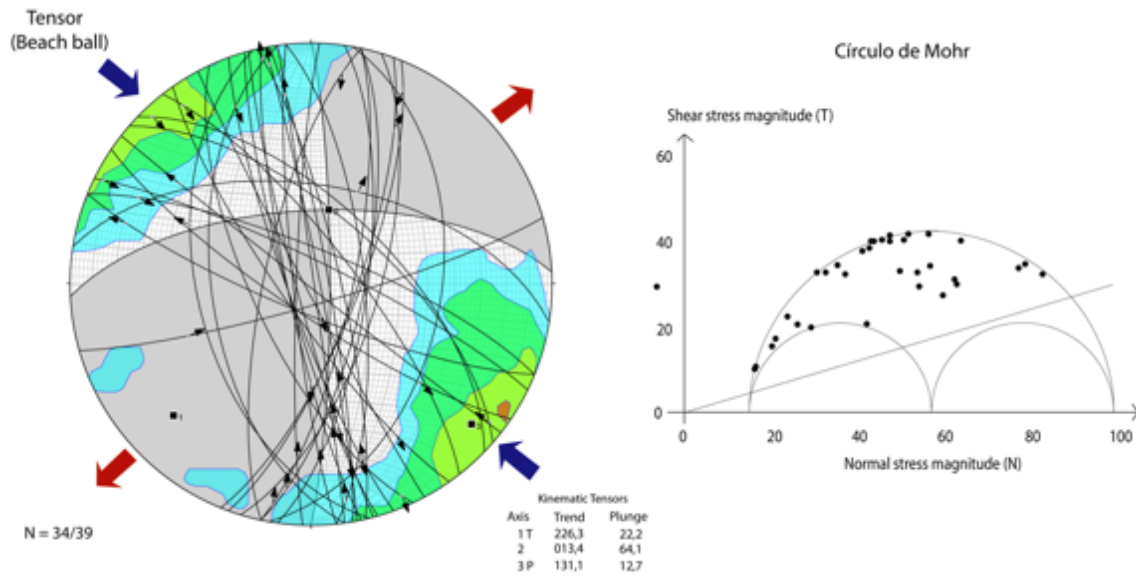


Figura 38. Tensor de esfuerzos para la estación 37-38, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque.

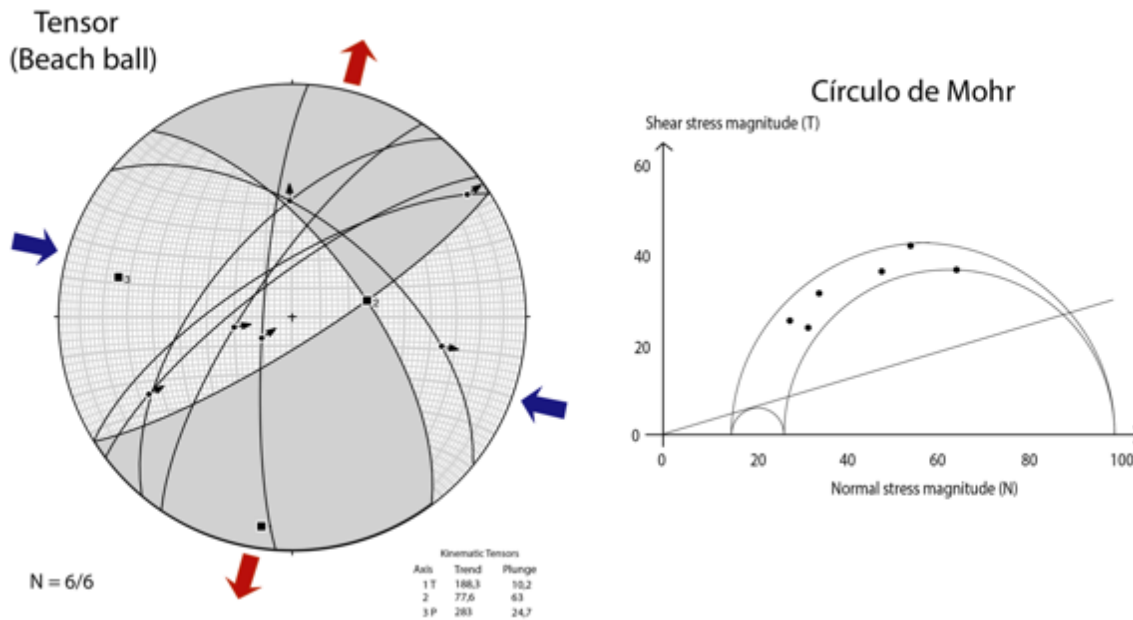


Figura 39. Tensor de esfuerzos para la estación 10, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque.

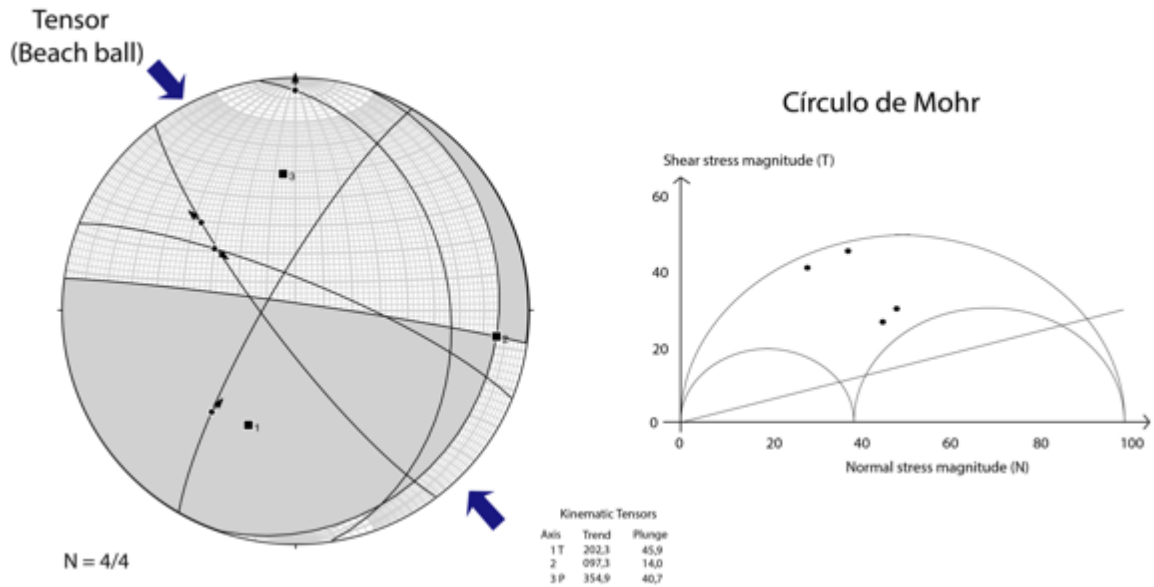


Figura 40. Tensor de esfuerzos para la estación 7, las líneas continuas representan los planos de falla medidos y las flechas representan la dirección de desplazamiento del bloque.

Estos estudios no son los únicos realizados en este sector, muchos otros estudios expresan un comportamiento similar, los análisis de (González and Jiménez, 2015) sobre la falla del Río Umpalá, muestran un tensor local de esfuerzos similar. Los datos de Kammer (1999) muestran tensores de esfuerzos de la falla de Bucaramanga desde pescadero hasta Cepita muy similares al expuesto en esta sección.

Los datos analizados en esta sección expresan en gran medida que la falla del Río Umpalá y la falla del río Perchiquez (estación JC-CSB-031, 020, 015) son estructuras falladas de alto ángulo con un componente en rumbo predominante y desplazamiento lateral derecho. Por otra parte, la falla de Bucaramanga (estación 10, 7, 37-38) expresa su componente en rumbo marcado con desplazamiento lateral izquierdo característico (Figura 41); en este estudio no se midieron estrías de falla en la estructura fallada del Río Manco que permitieran comprender su comportamiento, pero se presume que poseen una dinámica similar de fracturamiento que las Fallas del río Umpalá y Perchiquez.

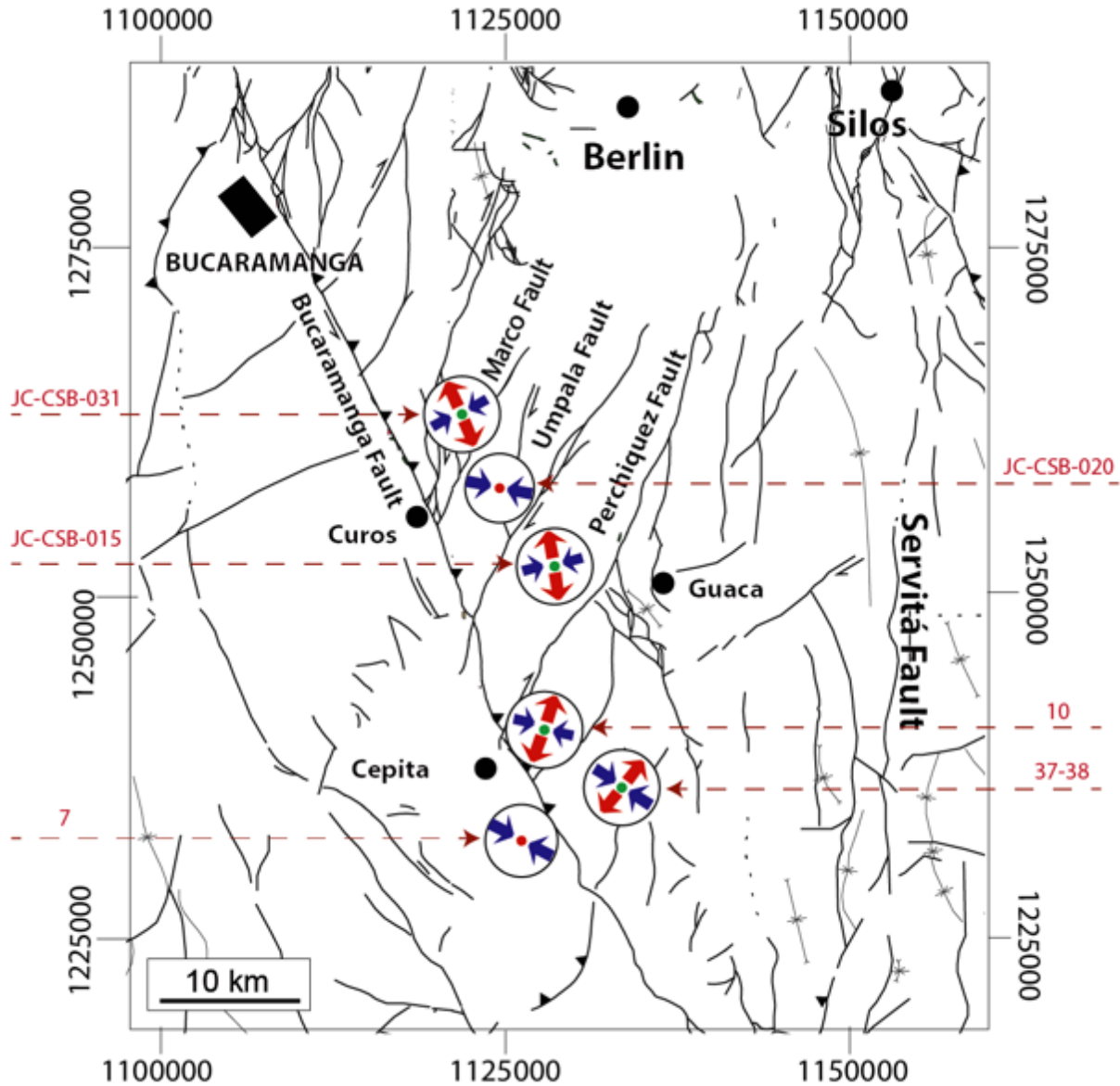


Figura 41. Mapa de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos.

## 1.2 Microtectónica

En esta sección se discutirá acerca del estudio de las secciones delgadas y el análisis de sus características estructurales, que constituyen las microestructuras o fábrica de una roca. El estudio de la fábrica puede ser usado para reconstruir la historia estructural y metamórfica, pero también para mejorar el entendimiento de los procesos deformativos y

metamórficos. Los estadios sucesivos de la evolución metamórfica y deformativa son comúnmente preservados en la roca como parte de la fábrica, el reconocimiento y la interpretación correcta de esta fábrica es esencial para el entendimiento de la evolución de la roca.

En esta sección podemos observar la deformación asociada a algunas de las zonas de falla de interés para este estudio, la primera estructura estudiada es la falla del Río Manco, esta estructura se caracteriza por su desplazamiento lateral derecho y su continuación en dirección N40E de por lo menos 4km, la cual no se observa cartografiada en el mapa del cuadrángulo H13 (Ward et al., 1977). En esa continuación se puede observar la generación de brechas de falla que ya fueron descritas anteriormente, acá se busca enfatizar en las texturas y o indicadores cinemáticos que pueda expresar la roca a nivel micro (estación 15NJ08) sobre la cuarzomonzonita de Santa Bárbara.

La roca posee una textura en forma de flujo, con venas de inyección de espesores entre 2 a 5 mm (Figura 42) de una matriz fina criptocristalina de color rojizo con composición de minerales arcillosos, caolinita y óxidos de hierro posiblemente del paso de un fluido que aprovecho los planos de falla. Embebidos en la matriz se observan cristales angulares de cuarzo y plagioclasa. Se puede apreciar que hacia los bordes de los límites de las venas los contactos son rectos y bien definidos, lo que indica que su generación viene de un proceso dinámico (Figura 43). En esta roca podemos observar la presencia de microestructuras de flujo cataclástico producto de la deformación progresiva de la roca en un estadio frágil, lo que confirma lo ya descrito con anterioridad y la continuación de la falla del Río Manco al noreste.



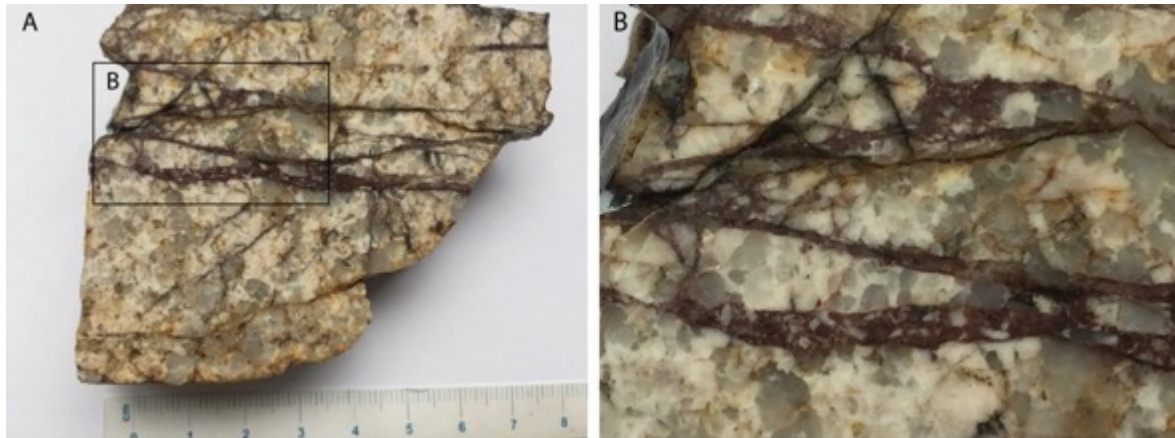


Figura 42. Brecha de falla, A) dimensiones en muestra de mano de alrededor de 8 cm, B) brecha caracterizada por una matriz rojiza y la presencia de clastos angulares embebidos en esta matriz.

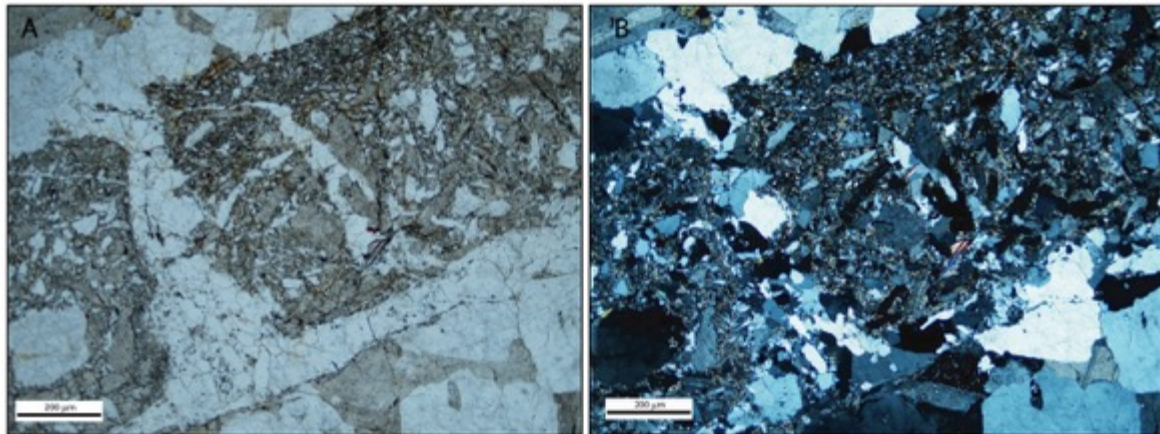


Figura 43. Sección delgada 15NJ08 A) zona de brecha en nicols paralelos observando la angularidad de los clastos dentro de la matriz, B) zona de brecha en nicols cruzados observando la composición de los clastos de cuarzo y plagioclasa en una matriz de sericita y epidota.

En el alto de Guaca en las cercanías de la falla del Río Perchiquez (estación 15NJ16) sobre las metasedimentitas de Guaca la virgen, una muestra orientada fue cortada en un plano perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación (Figura 44) orientada en dirección 68/48, para observar la superposición de eventos. En la sección orientada se puede apreciar el plegamiento sectorizado producto del avance de la deformación, se puede



apreciar además la foliación propia del evento metamórfico definida en planos longitudinales de micas y cuarzo ( $S_n$ ), a su vez se observa el clivaje de transposición ( $S_{n+1}$ ) afectando a la foliación pre existente ( $S_n$ ) y por último se puede apreciar la generación del clivaje de crenulación discreta ( $S_{n+2}$ ) producto de microplegamiento (Figura 45). Para comprender la generación de esta textura tenemos que ir a la teoría de su génesis; en primer lugar si una fábrica planar se encuentra presente en la roca (en este caso la foliación), los procesos deformativos pueden llegar a producir un armónico o en pocas palabras un plegamiento regular espaciado conocido como clivaje de crenulación, los flancos de los pliegues se pueden alinear para formar una foliación cruda o incipiente, pero en muchos casos la orientación de la cristalización o recristalización de nuevos granos se vuelven importantes después que el plegamiento a alcanzado una amplitud específica, y desarrolla una foliación espaciada a lo largo de los flancos o micropliegues (White and Johnston, 1981; Williams and Jiang, 2001; Passchier and Trouw, 2005), esta “la foliación espaciada” puede, incluso formarse sin plegar la fábrica preexistente (Durney 1972; Engelder and Marshak 1985). Como se observa en la sección orientada (Figura 45), el clivaje de crenulación discreto se observa en forma de grietas oscuras con una apariencia ondulada suave.

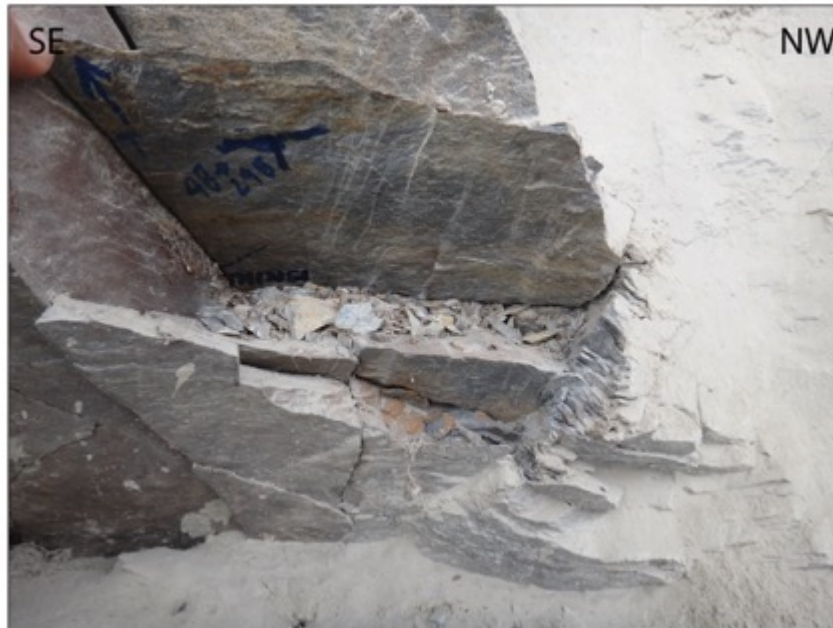


Figura 44. Muestra orientada de donde se tomó la sección delgada 15NJ16.

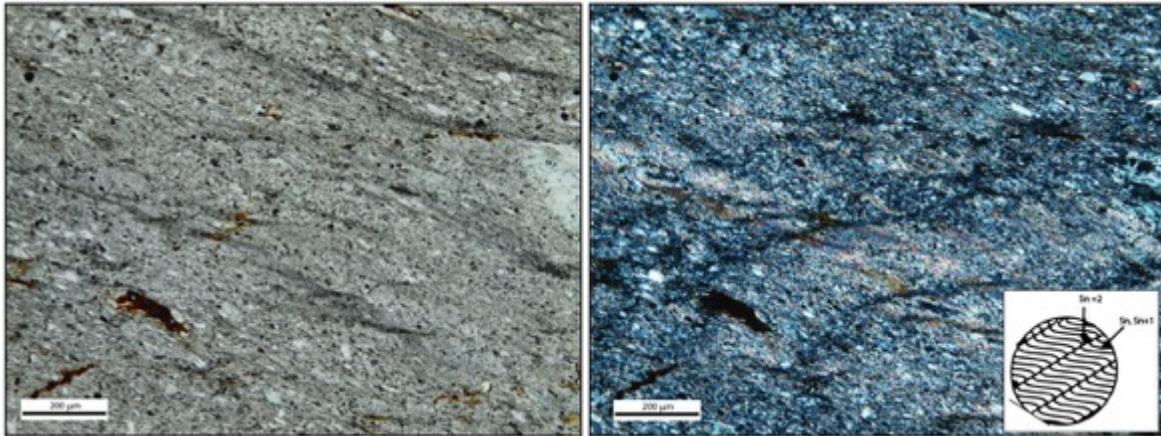


Figura 45. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicoles paralelos observando la foliación, B) imagen en nicoles cruzados observando el clivaje disyuntivo.

El avance marcado de la deformación forma un clivaje de crenulación diferenciado ( $S_{n+3}$ ) que reorienta los minerales de cuarzo-mica siguiendo la dirección de máximo acortamiento por la disolución preferencial en los flancos de los pliegues (Figura46, Figura48). También se observa disolución del cuarzo en los bordes de los planos generados producto del avance de la deformación (Figura 47).

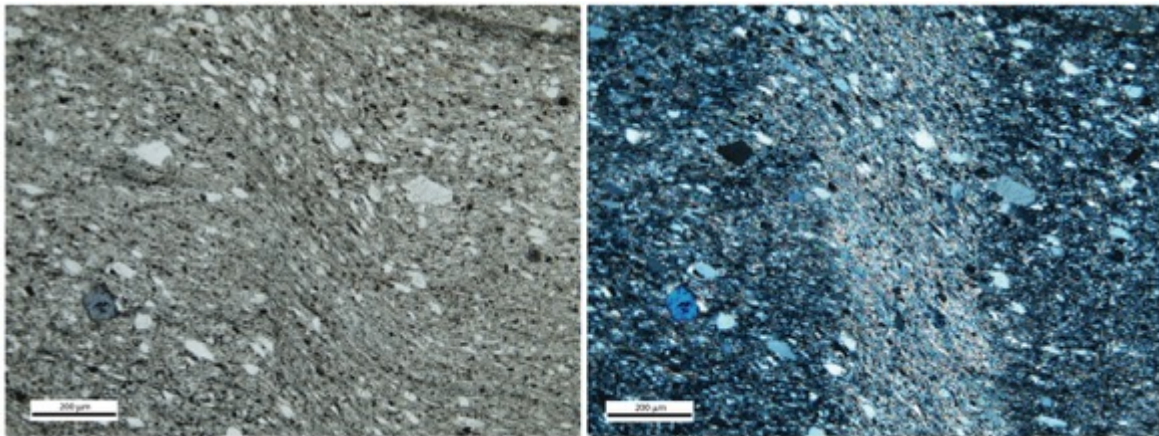


Figura 46. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicoles paralelos observando la foliación, B) imagen en nicoles cruzados observando la generación de clivaje de crenulación diferenciado.



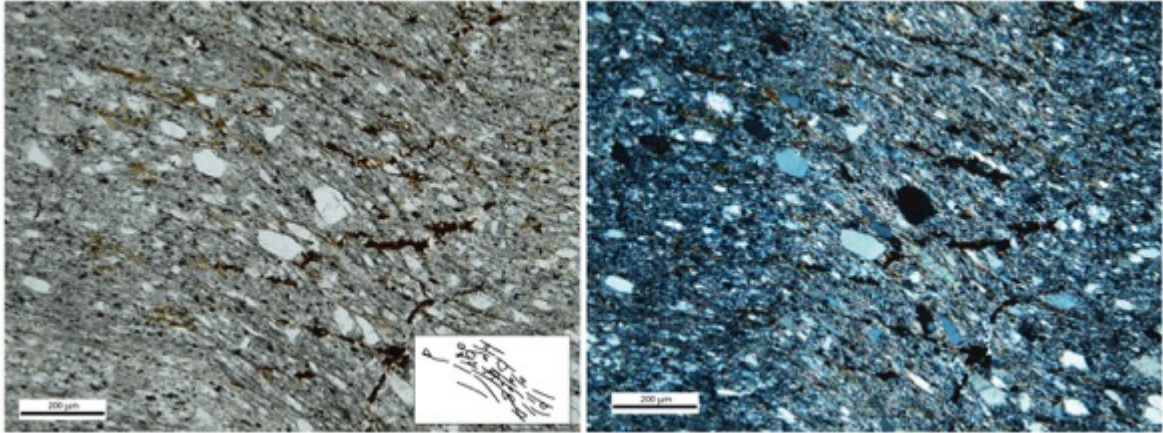


Figura 47. Muestra en sección delgada 15NJ016 A) imagen en nicols paralelos observando la foliación y la disolución de granos de cuarzo a lo largo de los planos de foliación que se deforman en el avance de la deformación, B) imagen en nicols cruzados observando la generación de clivaje de crenulación diferenciado.

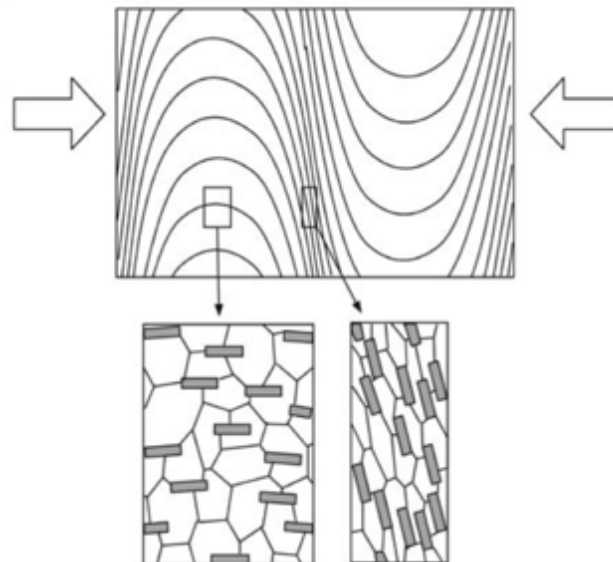


Figura 48. Acortamiento progresivo de un pliegue que forma un clivaje de crenulación diferenciado ( $S_{n+2}$ ) por la disolución preferencial de cuarzo en los flancos de los pliegues orientándose los minerales con respecto a la dirección de máximo acortamiento  $\sigma_1$ . Tomado de (Passchier and Trouw, 2005).

Podemos apreciar en la sección delgada todos los eventos deformativos desde un estadio dúctil de tal forma que la deformación continua generó las estructuras hoy presentes.

Por último, en la estación 15SACZ01 en el kilómetro 2 en la vía Curos – Guaca, donde se encuentra el neis de Bucaramanga, se observan texturas de extinción sectorial por el desarrollo de bandas de deformación (lamelas de deformación producto de deformación intracristalina) y recrystalización en los bordes de los cristales (Figura 49A). También se presenta recrystalización dinámica tipo rotación de subgranos (SGR) en granos de cuarzo (Figura 49B). Estas texturas son del mismo régimen dúctil, pero de distintos rangos de génesis en temperatura, las lamelas de deformación son texturas generadas a bajas temperaturas de entre 300-400°C y la textura de recrystalización dinámica tipo rotación de subgranos a temperaturas intermedias de entre 400°-500°C (Stipp et al., 2002), posiblemente se observa la zona de transición a un estadio más avanzado. Esta muestra se encuentra cerca de la falla de Bucaramanga y en superficie hoy en día, solo se observan texturas de grado intermedio sin evidenciar sobreimposición de eventos de más alta temperatura.

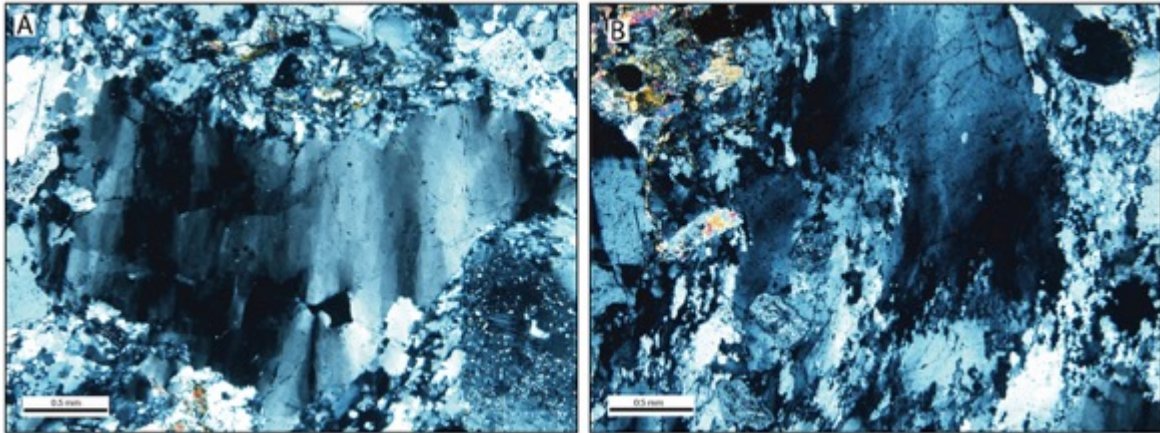


Figura 49. A) Extinción sectorial por desarrollo de bandas de deformación (lamelas de deformación), con sus bordes sufriendo recrystalización dinámica, B) recrystalización dinámica tipo rotación de subgranos.

## 2. Termocronología

La termocronología es una técnica de gran utilidad en el mundo de la geología, ya que permite observar los cambios térmicos o perturbaciones termales que se han producido en la roca a través del tiempo, permitiendo emplearla en la reconstrucción de la historia térmica de una determinada zona de interés. Muchos de los procesos geológicos que generan una perturbación térmica están relacionados a procesos hidrotermales, volcánicos, erosivos y/o tectónicos, permitiendo establecer una edad para los eventos presentes dependiendo de la complejidad de historia geológica a la cual la roca fue sometida. Este estudio se enfoca en comprender la historia tectono-termal en el borde occidental del macizo de Santander a lo largo de una transecta entre las localidades de Curos y el municipio de Guaca y otra pequeña transecta desde la localidad de Curos hasta la Mesa de los Santos (Departamento de Santander, Colombia) (Figura 50). En estas transecta se recolectaron 17 muestras de roca de distintas litologías, la mayoría pertenecientes al basamento ígneo-metamórfico del Macizo de Santander (Tabla 2) (Figura 51).

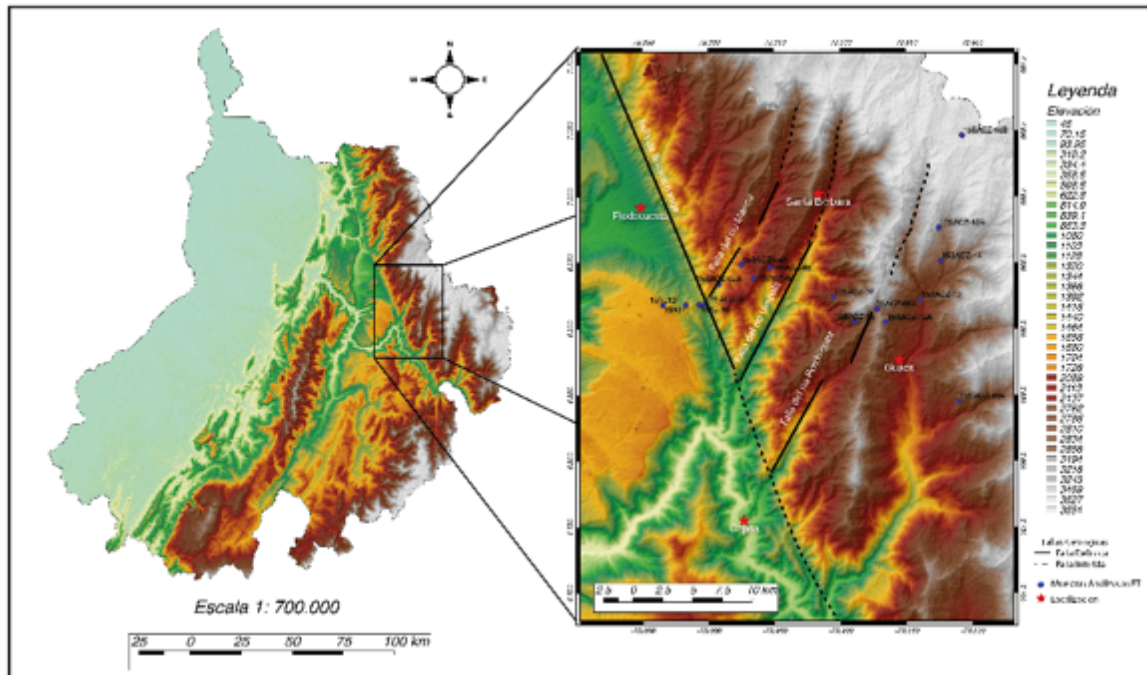


Figura 50. Mapa topográfico del departamento de Santander mostrando las estructuras geomorfológicas y tectónicas principales. Se resalta la presencia de la falla de Bucaramanga con dirección NW-SE, y el conjunto de fallas con dirección NE-SW (Falla del río Manco, Umpalá y Perchiquez).

Las muestras procesadas en los laboratorios del Institut des Sciences de la Terre de la Université Grenoble Alpes se analizaron con dos termocronómetros: circones y apatitos (Tabla 3 & 4)



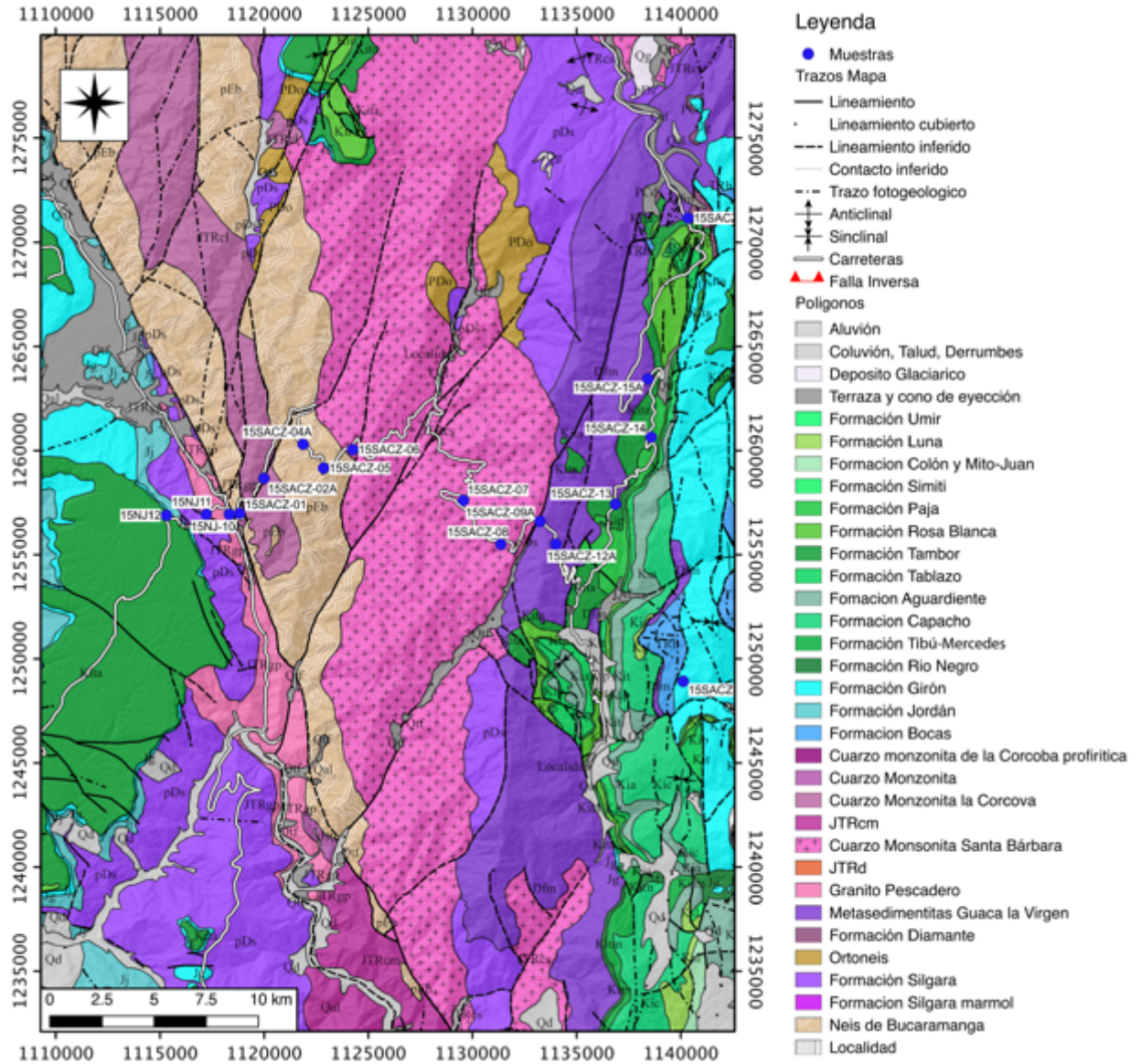


Figura 51. Mapa geológico con la localización de las muestras en una transecta entre Curos y Guaca.

## 2.1. Resultados analíticos

Previo a la campaña de muestreo se identificaron 4 bloques tectónicos separados por 3 fallas (Figura 22) entre cada uno de ellos, con la característica que todos tiene como límite occidental la falla de Bucaramanga. Esta separación es la misma que se usara para el modelado de las muestras recolectadas; el primer bloque se denominó “Bloque 1, Bloque Curos” por la presencia de las muestras en la cercanía a la falla de Bucaramanga y se

caracteriza por la aparición de falla del río Manco en su límite sur-oriental; el segundo bloque se denomina “Bloque 2, Bloque Manco” y se caracteriza por tener el mismo límite con el bloque anterior al nor-occidente, siendo su límite sur-oriental la falla del río Umpalá; el tercer bloque se denomina “Bloque 3, Bloque Umpalá” y está limitado al sur-oriente por la falla del río Perchiquez; y por último el bloque 4 se denomina “Bloque 4, Bloque Perchiquez” y tiene su límite sur-oriental indefinido.

La primera transecta muestra una distribución bastante amplia de edades que van desde los 5 a los 14 Ma en Apatitos y desde los 24 a los 415 Ma en Circones. En las variaciones de la poblaciones de edades de huellas de fisión y su relación con la edad de depósito o cristalización de la secuencia se observa la siguiente distribución: (i) las muestras 15-SACZ-13 y 15-SACZ-14 de la formación Tambor (Formación los Santos) poseen edades de huellas de fisión en circones más antiguas que la edad de depósito, por lo que se interpreta que no fueron reseteadas o en otras palabras que la roca nunca alcanzo la suficiente profundidad para que el sistema se abriera, lo que conlleva a tener una señal térmica del área fuente que proveía los sedimentos a esta secuencia del Cretácico inferior, (ii) el resto de las muestras se observan reseteados o parcialmente reseteados (sufrieron alguna perturbación térmica). Los resultados del segundo grupo van a ser discutidos en esta sección



Tabla 2. Localización de las muestras y litologías

Sample number	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Lithology	Stratigraphic unit	Stratigraphic age (ma)
<u>Hanginwall of Bucaramanga Fault</u>						
<u>Curos-Guaca Block 1 Bucaramanga fault</u>						
15SACZ-01	6.917835121212	-73.000986542568	1460	quartz monzonite	Corcoba quartz monzonite	198-205
15SACZ-02A	6.933617643230	-72.991840106643	1595	quartz feldspar gneiss	Bucaramanga Gneiss	≈480
<u>Curos-Guaca Block 2 Rio Manco fault</u>						
15SACZ-04A	6.948838980703	-72.974732455395	1930	Orthogneiss	Orthogneiss	≈460
15SACZ-05	6.938177858833	-72.966080895149	2110	quartz monzonite	Santa Barbara quartz monzonite	201-206
15SACZ-06	6.946446863066	-72.953205058324	2120	quartz monzonite	Santa Barbara quartz monzonite	201-206
<u>Curos-Guaca Block 3 Rio Umpala fault</u>						
15SACZ-07	6.924298649713	-72.905127871950	2325	quartz monzonite	Santa Barbara quartz monzonite	201-206
15SACZ-08	6.906380504691	-72.886961461622	2690	quartz monzonite	Santa Barbara quartz monzonite	201-206
<u>Curos-Guaca Block 4 Rio perchiquez fault</u>						
15SACZ-09A	6.915003390059	-72.871904429904	2927	quartz monzonite	Santa Barbara quartz monzonite	201-206
15SACZ-10A	6.845467730106	-72.809930532519	2572	quartz sandstone	Giron Fromation	≈195
15SACZ-12A	6.905195540063	-72.865171632119	2806	quartz muscovite metasedstone	Metasandstone	≈178
15SACZ-13	6.922333622728	-72.839625423225	2430	quartz sandstone	Tambor Formation	140-150
15SACZ-14	6.951527944217	-72.823644295516	2828	quartz sandstone	Tambor Formation	140-150
15SACZ-15A	6.976627088151	-72.824934773055	3194	quartz muscovite metasedstone	Metasandstone	≈178
15SACZ-16B	7.046406423025	-72.807365373881	3896	quartz muscovite metasedstone	Metasandstone	≈178
<u>Footwall of Bucaramanga Fault</u>						
<u>Curos-Mesa de los Santos</u>						
15NJ10	6.918487002443	-73.006650003512	1293	quartz feldspar granite	Pescadero granite	194-199
15NJ11	6.918982788013	-73.016861559357	1459	quartz feldspar granite	Pescadero granite	194-199
15NJ12	6.918053713343	-73.034188837979	1680	quartz sandstone	Tambor Formation	140-150

Tabla 3. Datos de huellas de fisión en circones para los dos bloques de la falla de Bucaramanga.

Sample	n	$P_3$ ( $10^{-5} \text{ cm}^{-2}$ )	$N_s$	$\rho$ ( $10^{-5} \text{ cm}^{-2}$ )	$N_i$	$R_b$ ( $10^{-5} \text{ cm}^{-2}$ )	$P(\chi^2)$ (%)	Dispersion (%)	Age (Ma)*	$\pm 2 \sigma$	U (ppm)	$\pm 2 \sigma$
<b>Hanginwall of Bucaramanga Fault</b>												
<b>Curros-Guaca Block 1 Bucaramanga fault</b>												
15SACZ-01	16	39,8	787	24,1	477	2,32	0	49	26,4	7,4	520	50
15SACZ-02A	14	58,9	895	36,5	555	2,33	3,1	17,6	25,9	4,2	784	70
<b>Curros-Guaca Block 2 Rio Manco fault</b>												
15SACZ-04A	14	129	1513	21,0	246	2,34	2,7	20	94,9	14,8	450	59
15SACZ-05	18	108	1290	15,2	182	2,35	9,5	16,2	113,4	21,3	324	49
15SACZ-06	16	153	1165	24,8	189	2,36	17,5	1,5	100,4	16,3	525	78
<b>Curros-Guaca Block 3 Rio Umpala fault</b>												
15SACZ-07	17	97,1	1168	12,0	144	2,37	22,6	14,2	132,4	26,4	253	43
15SACZ-08	15	120	1100	17,2	157	2,37	0,3	36,4	114,9	29,5	362	59
<b>Curros-Guaca Block 4 Rio berchiquez fault</b>												
15SACZ-09A	20	108	1387	15,7	202	2,38	9,5	23	112,9	22,1	330	47
15SACZ-10A	12	135	693	8,6	44	2,39	98,4	0,1	256,4	79,4	179	54
15SACZ-12A	16	95,2	1249	9,0	118	2,39	80,1	0,4	173,9	34,5	188	35
15SACZ-13	17	99,5	1387	3,9	54	2,40	72,4	1,3	415,4	113,2	81	22
15SACZ-14	10	101	697	4,4	30	2,41	41,1	3,8	378	139,2	90	33
15SACZ-15A	5	126	220	10,9	19	2,42	50,7	0,5	191,8	92,5	226	104
15SACZ-16B	14	76,4	717	7,6	71	2,42	81,1	0,5	168	42,3	156	37
<b>Footwall of Bucaramanga Fault</b>												
<b>Curros-Mesa de los Santos</b>												
15NJ10	6	99,8	262	10,9	29	2,43	10,6	34,9	150,2	73,3	225	84
15NJ11	7	150	512	15,9	54	2,44	60,8	0,3	158,8	45,7	326	89
15NJ12	25	101	1940	5,9	113	2,44	52,1	0,8	354,0	34,0	121	23

\*note: Fission-track age is given as central age. Samples were counted dry with a BH-2 Olympus microscope at 1250x magnification. Central age was calculated with the Binomfit program of M. Brandon (see Ehlers et al., 2005), using zeta values of 139.15  $\pm$  4.29.

Tabla 4. Datos de huellas de fisión en apatitos del bloque colgante de la falla de Bucaramanga.

Sample	n	$\rho_s$ ( $10^{-5} \text{ cm}^{-2}$ )	$N_s$	$\rho_t$ ( $10^{-5} \text{ cm}^{-2}$ )	$N_t$	$\rho_d$ ( $10^{-6} \text{ cm}^{-2}$ )	$P(\chi^2)$ (%)	Dispersion (%)	Age* (Ma)	$\pm 2 \sigma$	U (ppm)	$\pm 2 \sigma$	MDpar ( $\mu\text{m}$ )	n Dpar	Peak 1 (Ma)	$\pm 2 \sigma$	Peak 2 (Ma)	$\pm 2 \sigma$
<u>Hanginwall of Bucaramanga Fault</u>																		
<u>Curros-Guaca Block 1 Bucaramanga fault</u>																		
15SACZ-01	8	0,85	26	17,2	528	0,995	15	28,5	6,6	3,15	26	2	1,20	23	6,1	2,6		
15SACZ-02A	18	0,61	34	12,7	704	0,999	89,6	0,5	6	2,2	19	2	3,87	20	6	2,2		
<u>Curros-Guaca Block 2 Rio Manco fault</u>																		
15SACZ-04A	25	0,78	93	11,1	1327	1,010	95,3	0,3	8,8	2,1	17	1	2,52	101	8,8	2,1		
15SACZ-05	11	0,15	4	3,44	93	1,020	98,2	0,1	5,5	6,5	5	1	1,67	2	5,5	6,5		
15SACZ-06	21	0,97	51	13,6	715	1,020	79,8	0,4	9,1	2,8	20	2	1,34	35	9,1	2,8		
<u>Curros-Guaca Block 3 Rio Umpala fault</u>																		
15SACZ-07	23	1,05	59	9,71	546	1,030	87,3	0,4	13,8	4	14	1	1,46	42	13,8	4		
15SACZ-08	19	0,60	22	7,65	282	1,030	2	80,8	10,6	6,5	11	1	1,63	23	2,7	6	22,3	17,6
<u>Curros-Guaca Block 4 Rio perchiquez fault</u>																		
15SACZ-09A	19	0,31	16	8,16	419	1,040	40,2	19,5	5	2,6	12	1	1,24	12	4,9	2,7		
15SACZ-12A	25	1,71	217	25,6	2342	1,040	29,9	12,9	8,9	1,6	37	2	2,11	114	7,9	2,3	11,3	8,7

\*note: Samples were counted dry with a BX-51 Olympus microscope at 1250x magnification. Central ages were calculated with the Binomfit program of M. Brandon (see Ehlers et al., 2005), using a zeta value of  $249.55 \pm 12.52$ .

Tabla 5. Datos de huellas de fisión de otros autores presentes en la zona estudio.

Sample	Stratigraphic Unit	Latitude °N	Longitude °W	Elevation (m)	ZFT Age (Ma)	$\pm 2 \sigma$	AFT Age (Ma)	$\pm 2 \sigma$	Reference*
10VDL23	Bucaramanga gneiss	6°56'35"	72°58'00"	2055	124,8	12,7	11,1	1,1	1
BC79-5	Corcova qt-monzonite	6°55'51"	72°59'41"	1500	66	7	5,5	1	2
BC79-4	Bucaramanga gneiss	6°56'36"	72°58'15"	1950	98	10	12,4	5	2
BC79-3	Sta. Barbara qt-monzonite	6°57'03"	72°57'03"	2100	91	11	7,3	1,1	2

\*note: 1. Van der Lelij et al., 2016 (location taken from the map); 2. Shagam et al., 1984.

La segunda transecta solo posee tres muestras (Tabla 2) ubicadas en el bloque yacente de la falla de Bucaramanga; en estas muestras solo se encontraron circones. Los datos obtenidos ilustran que estas secuencias no fueron reseteadas ya que la muestra 15NJ12 de la Formación Tambor posee una edad más antigua que la edad de depósito (Tabla 2 y 3), indicando la historia térmica de la fuente. Para las otras dos muestras 15NJ11 y 15NJ10 del Granito de Pescadero ubicadas en un nivel topográfico más bajo, con edades de cristalización de aproximadamente 197 Ma (Goldsmith et al., 1971; Van der Lelij, 2013; Zapata et al., 2016) y edades de huellas de fisión más jóvenes de 150 y 158 Ma respectivamente, se asocian más al evento de enfriamiento del cuerpo emplazado (Figura 52).

De la primera transecta, la secuencia observada para el bloque colgante de la falla de Bucaramanga en ZFT evidencia de edades muy jóvenes de aproximadamente 26 Ma en dos muestras (15SACZ01, 15SACZ02; tabla 3) con diferencia de elevación de 135 m entre sí. Esta edad constante indica un paso rápido por la zona de borrado parcial de los circones y se interpreta como un evento de exhumación (Gallagher et al., 1998), que coincide con uno registrado al norte de la zona estudio a una mayor elevación (Amaya et al., 2017). La distribución de edades cerca de la falla de Bucaramanga podría indicar un evento de exhumación regional en el Oligoceno-Mioceno impulsado por la falla de Bucaramanga, durante este intervalo de tiempo hay un pico de inversión de muchas estructuras normales en la cordillera oriental. El resto de las edades ZFT registradas (incluyendo las reportadas por otros autores, Tabla 5 (Shagam et al., 1984; Van der Lelij et al., 2016b)) con borrado

parcial indican la paleozona de borrado parcial de las huellas de fisión en circones y marcan el límite inferior de esta zona a una altura de 1850 m (Figura 53).

La historia que se interpreta de las AFT es diferente porque muestra una clara distribución térmica creciente a lo largo del bloque colgante de la falla de Bucaramanga y las estructuras falladas de interés (Tabla 4), a excepción de la falla del Río Perchiquez que posee un cambio térmico bastante evidente (Figura 54). Todo este análisis se encuentra relacionado a la dinámica de estas estructuras (ver capítulo de geología estructural). Esta variación de edades evidenciado en el perfil inverso o rejuvenecimiento a medida que incrementa la elevación puede tener diferentes interpretaciones: (i) esta variación es producto de la erosión que genera un cambio en el relieve marcado, estas observaciones tienen un control desde el termocronómetro usado ya que tiene relación directa con este, entre más baja su temperatura de cierre más susceptible es a los cambios de relieve (Braun, 2002). (ii) la estructura fallada del río Perchiquez genera afectación térmica, lo que podría marcar este cambio en las edades. Este estudio se inclina a la segunda interpretación, debido a que el cambio de las edades producto de la variación del relieve es evidente en análisis de (U-Th)/ He y no tan apreciable en los análisis acá presentados.

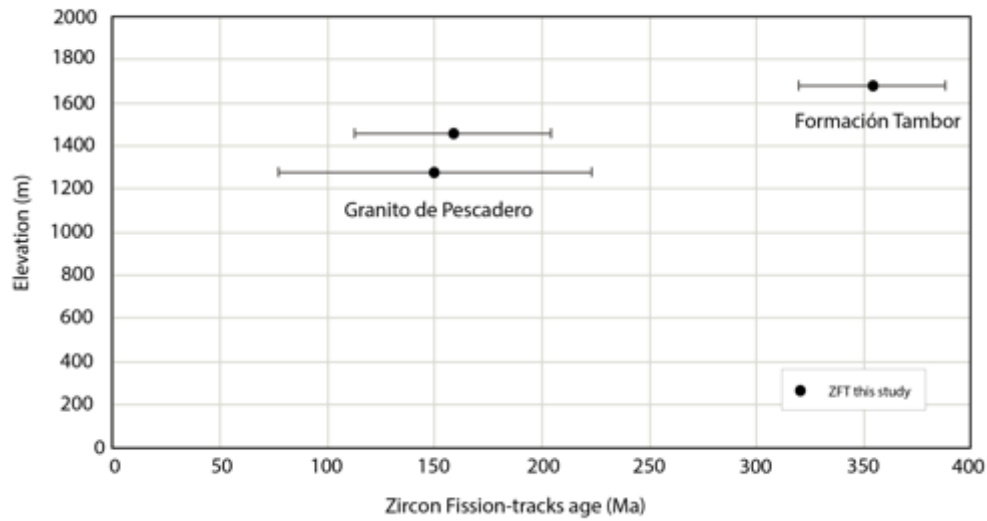


Figura 52. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones de la transecta Curos – Los Santos, datos provenientes de este estudio.

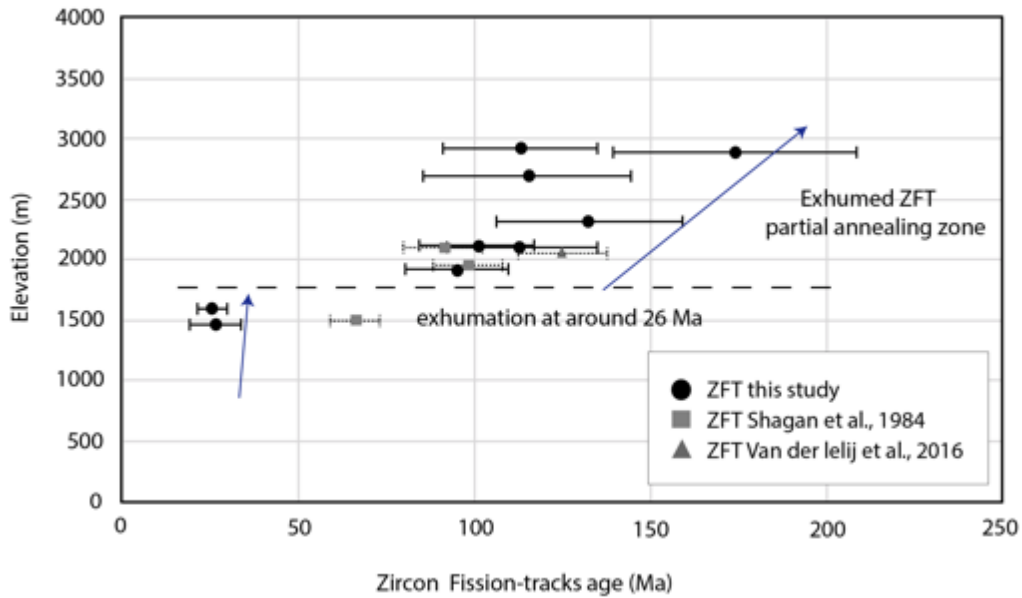


Figura 53. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones de la transecta Curos – Guaca, datos provenientes de este estudio, Shagan et al., 1984 y Van der Lelij et al., 2016. Las flechas azules solo expresan una tendencia.

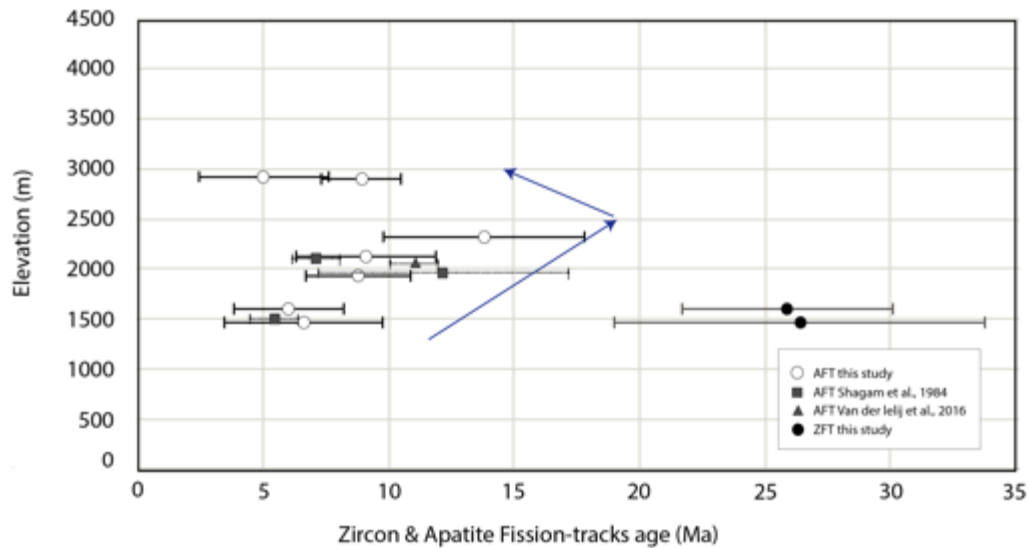


Figura 54. Perfil de elevación vs edades en huellas de fisión de circones y apatitos de la transecta Curos – Guaca, datos de este estudio, Shagam et al., 1984 y Van der Lelij et al., 2016. Mostrando la continuidad de los datos AFT hasta la elevación de 2500 m.

## 2.2. Modelado de datos termocronológicos

El modelado para este estudio se llevó a cabo por bloques, todos los bloques analizados muestran una distribución lineal (Forward modeling) entre las muestras en ambos termocronómetros (AFT y ZFT) restringiendo a valores dentro de la desviación de los datos. Una vez establecidos los constrains se procede a la elaboración del modelo de evolución térmica y se restringen los valores de temperatura a rangos conocidos en los cuales las huellas de ambos termocronómetros respectivamente se generan. Para poder establecer la zona de retención parcial (partial retention zone - PRZ o partial annealing zone - PAZ) en huellas de fisión, tenemos que abordar un concepto crucial “temperatura de cierre”, este concepto está relacionado a ciertas condiciones físico-químicas y no siempre es estática, en el estricto sentido de la palabra la temperatura de cierre ocurre cuando un sistema isotópico se cierra a la pérdida de isótopos hijo (Dodson, 1973). Los factores involucrados en la variación de la temperatura de cierre son: la tasa de exhumación, si posee daño por radiación (en el caso de los circones) y por la composición (en el caso de los apatitos).



Una vez identificados los bloques con una posible influencia tectónica se procede al análisis de los datos procesados. El primer paso del modelado se expresa en la definición de los posibles “constraints” o cajas de tiempo-temperatura, estos se llevan a cabo con un modelado directo “forward modeling” que permite observar el comportamiento de las edades comparando las edades predichas con las edades observadas. Estos modelos se construyen con base en el conocimiento previo de la evolución geológica de la zona y de las interpretaciones de las edades analizadas con BinomFit, todos los datos procesados con este software se plotearon en un gráfico Elevación vs Edad, el cual permite observar con claridad la historia térmica posible en la secuencia de roca.

Posterior a la determinación de los constraints, se genera el modelo esperado que representa la evolución térmica, las líneas roja y azul representan la historia térmica de cada muestra respectivamente, las líneas azul claro y violeta representan la incertidumbre de la historia térmica inferida. A su vez se genera el modelo esperado con el mejor ajuste, observando las zonas en rojo como la mayor probabilidad que representa la ruta de historia térmica de la roca, estos parámetros son los mismos observados para todos los modelos expuestos a continuación. Este modelado representa la historia térmica registrada en la zona estudio, los datos de este trabajo en AFT y ZFT muestran una evolución similar desde el Cretácico temprano ( $132 \pm 26$  Ma) y una tasa de enfriamiento constante hasta los  $55 \pm 15$  Ma (Figura 56,57) donde hay un cambio marcado en la exhumación del Macizo de Santander registrado en los circones, este evento ha sido también identificado en trabajos anteriores (Amaya et al., 2017; Shagam et al., 1984; Van der Lelij et al., 2016b). Las muestras más cercanas a la falla de Bucaramanga muestran una distribución de edades en ZFT de  $26.4 \pm 6$  Ma (Figura 55), curiosamente similar a datos reportados más al norte con mayor altura y con datos al sur con menor altura topográfica (Amaya et al., 2017) y a picos cercanos a los 22 Ma registrados al sur de la falla de Bucaramanga (Velandia, 2017). Por otro lado, los análisis en AFT muestran un evento de enfriamiento entre los 13.8 Ma y los 6.6 Ma (Figuras 55, 56, 57) con una secuencia térmica normal en y una evolución térmica monótona, cada uno de los bloques a excepción de la falla del río Perchiquez que muestra un salto en los datos de 5 Ma a una altura mucho mayor (Figura 58). Lo anterior puede interpretarse como una “secuencia térmica invertida” producto de una estructura fallada, que genera un avance asimétrico en el desplazamiento vertical dando lugar a este cambio en las edades.

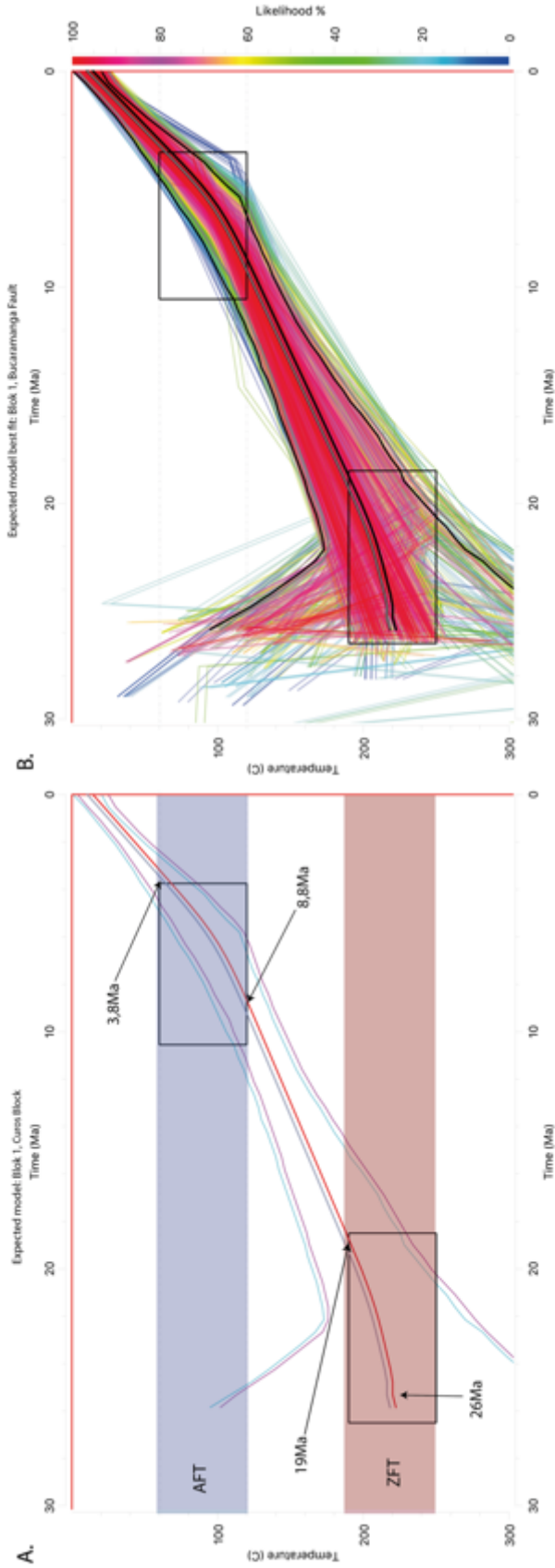


Figura 55. A. Modelo esperado para el bloque 1. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 1, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ01 y 15SACZ02.

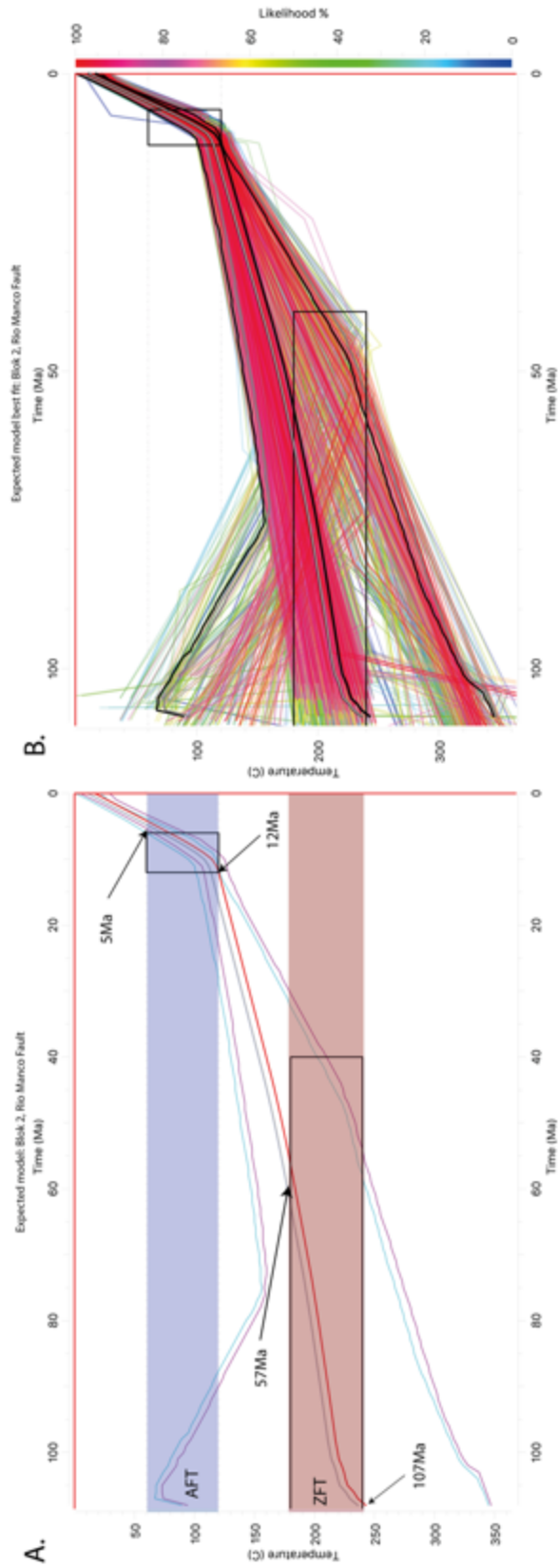


Figura 56. A. Modelo esperado para el bloque 2. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 2, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ04A, 15SACZ05 Y 15SACZ06.

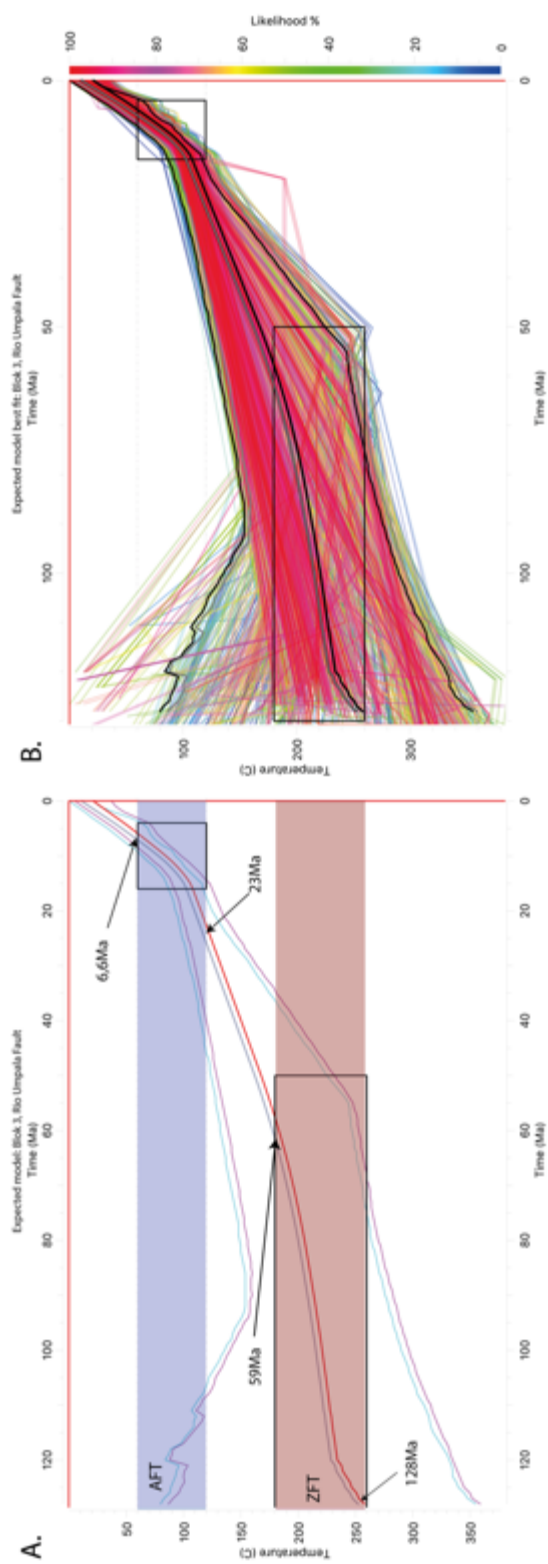


Figura 57. A. Modelo esperado para el bloque 3. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja roja muestra la zona de borrado parcial de los circones, las cajas negras muestran los constraints en ambos sistemas termocronológicos basados en los modelos directos y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 3, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ07 y 15SACZ08.

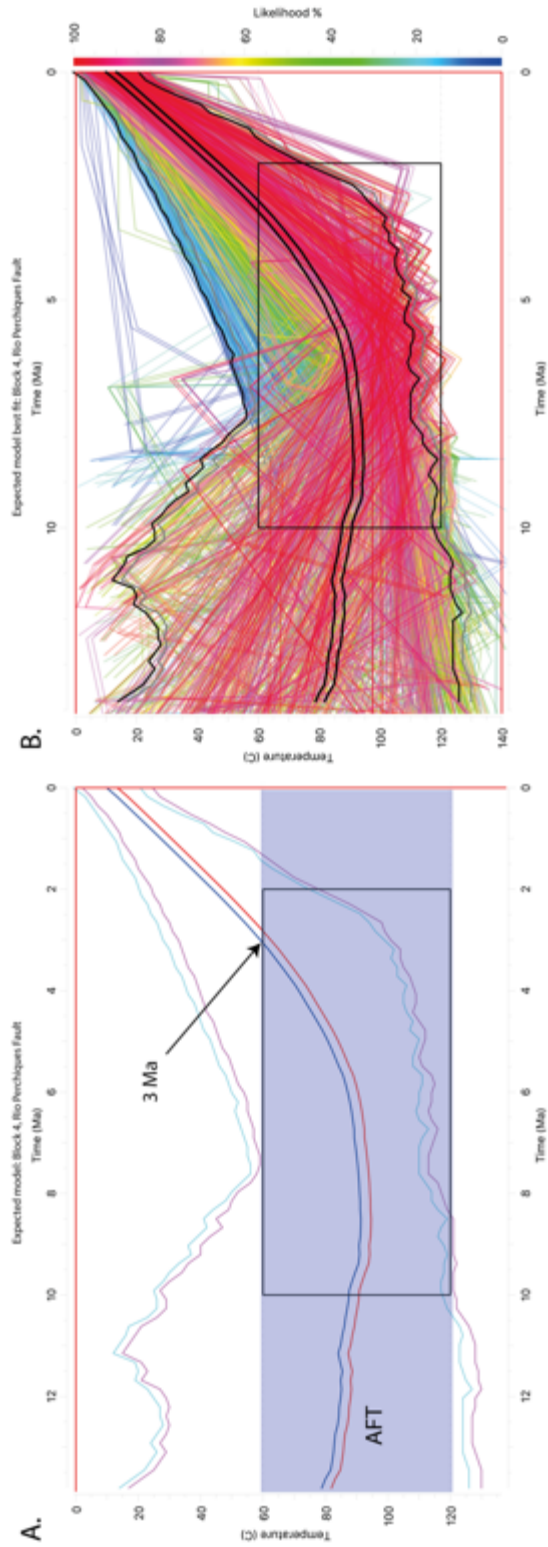


Figura 58. A. Modelo esperado para el bloque 4. La caja azul muestra la zona de borrado parcial de los apatitos, la caja negra muestra el constraint en sistema AFT basado en el modelo directo y el contexto geológico conocido. B. Modelo esperado del mejor ajuste para el bloque 4, las líneas rojas expresan el mejor camino posible para las muestras 15SACZ09 y 15SACZ12A.

## 2.3. Taza de exhumación

Todas las tasas de exhumación fueron calculadas en el bloque oriental de la falla de Bucaramanga usando el software age2dot. Las tasas de exhumación a lo largo del tiempo durante el Cretácico tardío obtenidas de los datos de ZFT fueron del orden de los 0,18 km/Ma en los bloques 2 y 3, para el bloque 1 se observa una tasa mayor de 0,3 km/Ma durante el Oligoceno - Mioceno. Las edades de AFT proveen tasas de exhumación de 0,25 km/Ma para el bloque 1, 2 y 3 durante el Mioceno superior y para el bloque 4 de 0,6 km/Ma durante el Mioceno – Plioceno (Figura 59).

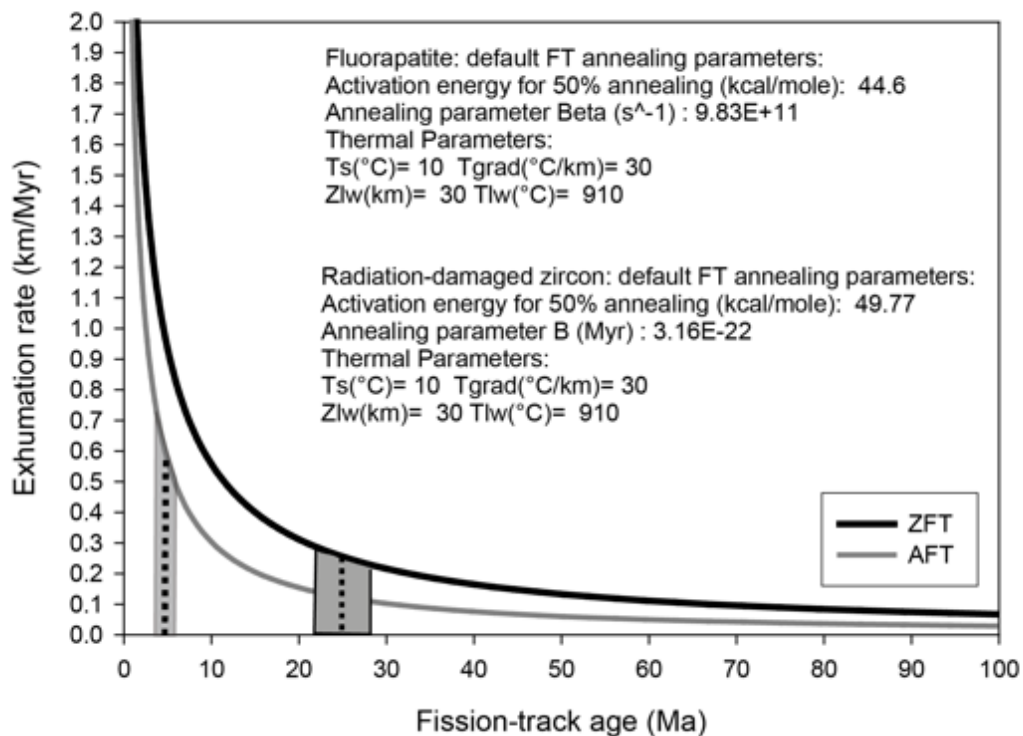


Figura 59. A) Relación entre las edades de huellas de fisión y tasas de exhumación determinadas para un gradiente termal en estado estable de  $30^{\circ}C/km$  y un promedio de temperatura de superficie de  $10^{\circ}C$  para los sistemas de huellas de fisión en apatitos y circones. Las tasas de exhumación se estimaron de las curvas del sistema termocronológico de apatitos y circones. Datos obtenidos por el programa age2edot de M. Brandon (Ehlers, 2005).





### 3. Discusión

La interpretación de imágenes Landsat y fotografías aéreas permitió caracterizar morfológicamente las estructuras falladas NE y su desarrollo, identificando las tres estructuras como trazos rectos con una pequeña curvatura de la misma en su avance al NE, la caracterización de las fallas permitió establecer que estructuras se encontraban más desarrolladas. La estructura más evolucionada es la falla del río Perchiquez, con desarrollo de facetas triangulares claras y la generación de una microcuenca producto de la curvatura o pando del plano de falla (Figura 20), seguida de la falla del Río Umpalá y la falla del Río Manco. Otras de las observaciones relevantes están enfocadas en las relaciones de corte entre las estructuras falladas NE y la falla de Bucaramanga, estas relaciones no son apreciables y distinguibles del todo en términos morfológicos, aunque la falla del río Umpalá presenta un mayor desarrollo en su terminación con la falla de Bucaramanga, y se puede inferir que esta corta la falla de Bucaramanga y que a su vez es apreciable la superposición de eventos deformativos sobre el fin de este trazo en el avance de la falla de Bucaramanga.

Osorio et al. (2008) caracteriza dos cuencas con estudios hipsométricos, Umpalá y Guaca; la cuenca de Umpalá está delimitada por la falla del río Umpalá y expresa un estado de equilibrio entre los procesos tectónicos y erosivos; la cuenca de Guaca está delimitada por la falla del río Perchiquez y se encuentra en desequilibrio actualmente, i.e., en esta cuenca predominan los procesos tectónicos sobre los erosivos, este estado es consistente con las interpretaciones morfotectónicas que llevan a concluir que la falla del río Perchiquez es una estructura más evolucionada y con una actividad actual continua importante. Muchas de las cuencas hidrográficas actuales en el Macizo de Santander se encuentran en desequilibrio producto de la actividad tectónica remanente. La discriminación temporal de los procesos erosivos relacionados al incremento topográfico, no son bien dilucidados con las técnicas de huellas de fisión; sin embargo esta técnica permite comprender muchos de

los procesos superficiales. Muchas dataciones recientes en AFT en este estudio y en Amaya, 2016; Amaya et al., 2017 muestran edades del Plioceno algunas con cambios notorios posiblemente relacionadas a estructuras falladas locales.

En el análisis de los datos a nivel de afloramiento y microtectónicos se observa que las estructuras falladas presentan diferentes regímenes y estadios de la deformación. La falla de Bucaramanga muestra un marcado patrón de fracturamiento con planos de falla de alto ángulo y un alto nivel de fracturamiento cortando la unidad neis de Bucaramanga. Las microestructuras (muestra 15SACZ01) observadas (rotación de borde de grano, bandas de deformación, lamelas de deformación) son características de un régimen dúctil (300°-500°C), con el avance de una zona de transición a un estadio más avanzado de la deformación. La falla del río Manco es una estructura poco desarrollada con planos fallados en dirección NE buzando al NW y de la cual solo expresa el estadio de deformación frágil, marcados por zonas de cataclasis y brechas (Muestra 15NJ08), sin presencia de niveles estructurales más bajos. La falla del río Umpalá se caracteriza por presentar planos fallados de alto ángulo en dirección NE buzando al NW muy visible y de gran envergadura, con generación de fracturas espaciadas en un régimen frágil. La falla del río Perchiquez está caracterizada por la sobreimposición de eventos deformativos desde un estadio deformacional dúctil a frágil, cabe resaltar que esto sucede en rocas metamórficas de bajo grado (metasedimentitas de Guaca la Virgen) con un comportamiento reológico distinto a los cuerpos ígneos que atraviesan las otras fallas; aun así, esta falla expresa un nivel estructural más profundo y se encuentra a una mayor elevación con respecto a las otras fallas. En esta falla en su vertiente norte se establece la presencia de distintas microestructuras características de un estadio dúctil frágil como la presencia de clivaje de crenulación diferenciado y la disolución en planos discretos de granos de cuarzo producto del avance de la deformación (muestra 15NJ16). Todo esto lleva a concluir que los niveles estructurales más profundos se encuentran, primero en la falla de Bucaramanga y segundo en la falla del río Perchiquez en un nivel topográfico más elevado que las otras dos fallas (Manco y Umpalá).

Los datos de estrías de falla sobre las estructuras NE muestran un tensor de esfuerzos con el eje de máximo acortamiento en dirección W-E con un plunge bajo (en promedio Trend  $\approx 271$  y un plunge  $<5-30^\circ$ ) indicando estructuras con un comportamiento de fallas de

rumbo dextral y un componente inverso asociado muy bajo relacionado a estas estructuras NE. La reinterpretación de los datos sobre la falla de Bucaramanga de Villamizar (2014) con el eje de máximo acortamiento en dirección SE-NW con un plunge bajo (Trend  $\approx 132$  y un plunge  $<18^\circ$ ) expresan un comportamiento de rumbo sinistral comparable a estudios anteriores (e.g., Kammer, 1999). Con base en los datos discutidos se propone aquí un modelo sencillo de la configuración actual y la dinámica de las estructuras falladas a estudio (Figura 60) donde las estructuras estudiadas sufren pandeos, generando zonas de apertura donde se observa el desarrollo de microcuencas.



Figura 60. Representación 3D de las estructuras estudiadas con su cinemática dextral y su relación en movimiento, producto del desplazamiento de la falla de Bucaramanga.

Al principio de la investigación se plantearon ciertas preguntas a ser resueltas, en esta sección se abordarán de nuevo y discutirán según los resultados e interpretaciones realizadas.

¿Qué papel juegan las estructuras NE (Falla del río Perchiquez, Umpalá y Manco) en la deformación del límite occidental del macizo de Santander? Son producto de la deformación producida por el indenter (Boinet et al., 1985)?, O se enmarcan dentro de un modelo Riedel producto del desplazamiento de la Falla de Bucaramanga?

Una de las problemáticas base de este estudio es comprender la génesis de estas estructuras y su relación, si es que existe con la falla del Bucaramanga, partiendo de las descripciones ya mencionadas. Una de las hipótesis que se plantea es desde el punto de vista de la evolución de la estructura principal (falla de Bucaramanga-estructura lateral izquierda) y la generación de fallas secundarias asociadas a la misma. Como es bien conocido las fallas de rumbo se comportan siguiendo un modelo Riedel, en este modelo se generan episódicamente tres estructuras falladas secundarias (R,R' y P) a un ángulo dependiendo del desplazamiento de la estructura principal (Riedel, 1929); la falla de Bucaramanga con desplazamiento lateral izquierdo generaría en teoría estructuras R(sintéticas) y R'(antitéticas) en dirección SE-NW y P en dirección NE-SW, ahora analizando las observaciones geomorfológicas, las estructuras secundarias mencionadas no se encuentran en esta dirección, por el contrario se observan en dirección NE muy desarrolladas (Falla del Río Manco, Umpalá y Perchiquez), que en este modelo Riedel no encajarían. A su vez la deformación de la falla de Bucaramanga debería generar estas estructuras a ambos costados, de los cuales solo se observan desarrolladas en el bloque oriental, por lo tanto esta hipótesis pierde validez, otros estudios (Villamizar, 2014; Galvis et al., 2014) plantean la presencia de estas estructuras evidenciadas como lomos de presión, producto de un estado más avanzado de la deformación de la falla de Bucaramanga, generando estos lomos a manera de un patrón de lentes anastomosados, lo que explicaría en gran medida la expresión del modelo Riedel en el desplazamiento de la falla de Bucaramanga.

Osorio et al., 2008 plantea un modelo de una zona de transición transversal expresada por una curvatura convexa de la zona de acortamiento al interior del macizo y un ajuste volumétrico de la misma por medio de la exposición de bloques de basamento. Este modelo lo denominó efecto de empuje lateral compresivo del sistema de Boconó sobre la cordillera oriental, el ajuste volumétrico en su costado sur occidental se caracteriza por la

presencia de fracturas de tensión, las cuales no poseen un desplazamiento lateral apreciable. Del presente trabajo se concluye que existe un desplazamiento horizontal muy marcado y por lo tanto esta hipótesis pierde validez. Boinet et al. (1986) plantea el indenter de Pamplona lo definen como la megaestructura activa de cabalgamientos con movimiento al W donde una masa rígida de roca se desplaza y deforma una masa de roca menos competente, generando un patrón de fracturamiento acorde a la geometría de la masa rígida en movimiento como un punto fuerte. Las estructuras y la deformación al interior del Macizo de Santander poseen una coherencia mecánica; sin embargo, este modelo no es desarrollado en profundidad, por lo que lleva a cuestionarse si todas las estructuras o las principales si poseen una mecánica coherente a la de un modelo de indenter.

Por último, uno de los trabajos más actuales realizados en relación al modelo estructural es el desarrollado por Velandia, 2017. En ese trabajo, mediante estudios de análisis de planos estriados a lo largo y ancho del Macizo de Santander se propone un modelo de cuña tectónica, una idea similar pero más desarrollada que la propuesta por Boinet et al. 1986, donde se organiza la nomenclatura y vergencia al W de las fallas inversas relacionadas con su frente de deformación (Sulasquilla, Morro Negro, Pamplona y Chinácota), donde la convergencia de esta cuña orogénica con el Macizo de Santander imprime mayor complejidad (efecto contrafuerte o buttress). Ese modelo muestra los vectores de desplazamiento relativo de los bloques internos del Macizo de Santander con vergencia o transporte tectónico al occidente (Figura 61), a su vez genera un modelo de dominós transpresivos localizado al borde occidental del Macizo de Santander, que explicaría en cierto modo la generación de las estructuras NE y su componente en rumbo.

¿ cómo se generarían las estructuras a interés?, el modelo acá propuesto se basa a su vez en un modelo indenter, en este modelo el frente de deformación avanza paralelo al eje de máximo acortamiento con estructuras falladas inversas perpendiculares a este que pliegan y fallan las secuencias de roca, este comportamiento tiene un límite ya que no se puede apilar indefinidamente en la vertical, por lo que en un segundo estadio la deformación se tiene que acomodar y en estos casos lo mecánicamente más sencillo es la generación de fallas de rumbo oblicuas al frente de deformación que acomodan el desplazamiento en movimientos laterales, como se expresa en la generación de los Alpes Nor-Occidentales (Ratschbacher et al., 1991).

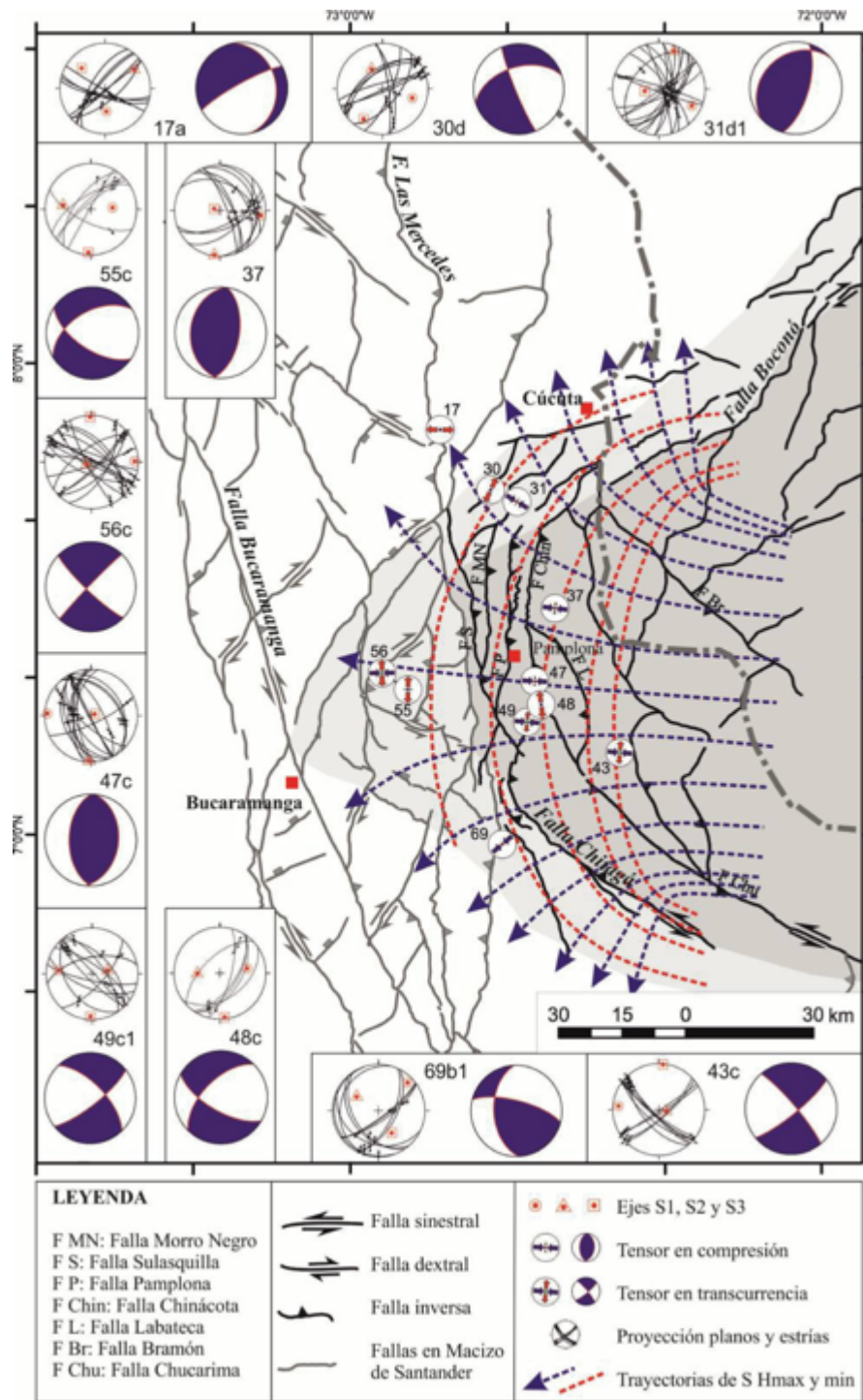


Figura 61. Modelo de cuña tectónica, mostrando el comportamiento de la deformación de macizo de Santander, actuando como una zona de cambio reológico marcado, generando un efecto contra fuerte, generando la deformación que observamos actualmente. Tomado de Velandia et al. (2017).

Producto de la reacción por el cambio marcado de reología en la cuña tectónica, se genera el plegamiento y fallamiento de la cobertera y la parte superior del basamento con dirección de transporte tectónico al occidente he imbricación progresiva al E. La característica rígida del basamento no permite que se desplace, muchas de las evidencias de este mecanismo se expresan en las fallas del frente de deformación como la falla de Chitaga y Morro Negro (estructuras inversas de alto ángulo), el desplazamiento se interrumpe o en menos evidente hasta el páramo de Berlín. En este modelo la falla de Bucaramanga es una estructura preexistente que controla la distribución de la deformación y la exhumación del borde occidental del Macizo de Santander y que actúa como zona frontera; en este límite, la deformación se acomoda con desplazamiento en rumbo con estructuras oblicuas al frente de deformación (Figura 62).

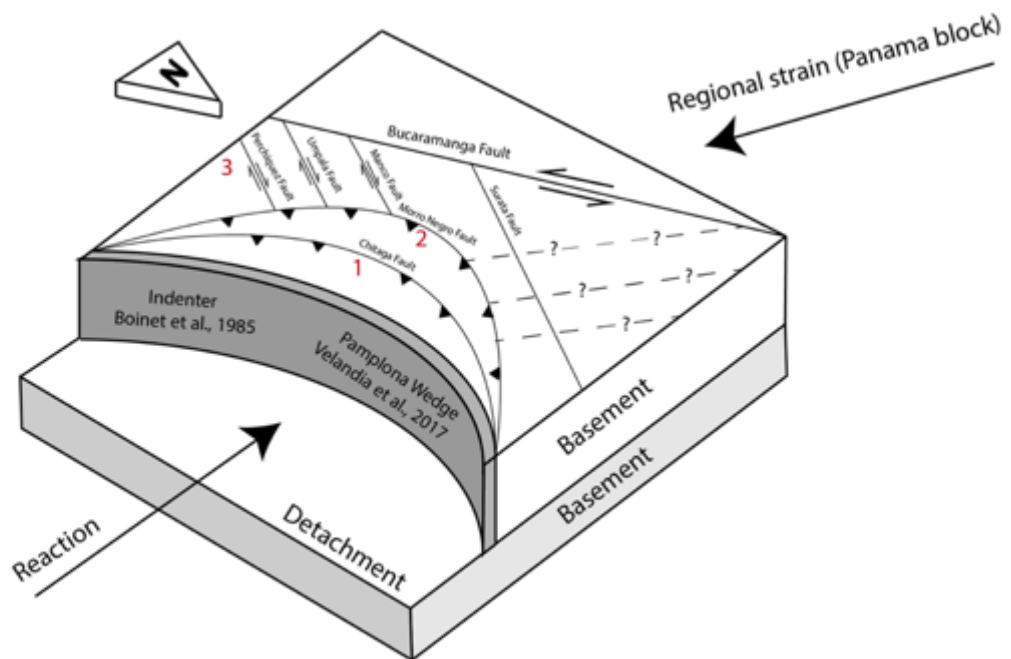


Figura 62. Bloque diagrama ilustrando el modelo de indenter y/o cuña para el macizo de Santander, donde se expresa la temporalidad de la deformación, generándose las estructuras inversas primarias, el frente de deformación y posteriormente las estructuras estudiadas (con componente de rumbo) acomodando la deformación y truncando con la falla de Bucaramanga.



### Evolución térmica

El modelado numérico de los datos presentados aquí registra: (i) la zona inferior de una paleozona de borrado parcial (ZFT) a aproximadamente 1850 m con edades de 26 Ma, (ii) el cambio al entrar a la zona de borrado fósil con edades de 66-124 Ma (Figura 63) registrado en el termocronómetro del zircón dentro de la zona de deformación de la falla de Bucaramanga (por lo menos de 2-4 km de amplitud; Villamizar et al., 2015) (Figura 64), y (iii) un pico de edad de 5 Ma en el termocronómetro de apatitos con presencia de borrado en el bloque 4, podría indicar una influencia térmica producto de la falla del río Perchiquez (Figura 65 y 66).

Otros estudios termocronológicos evidencian en la evolución del Macizo de Santander, en la vertiente norte, un pico a los 24 Ma atribuido a un evento de exhumación asociado clímax de la orogenia andina a mediados del Oligoceno. En este estudio se observa en la vertiente sur de la falla de Bucaramanga una zona de borrado parcial en el sistema termocronológico ZFT donde se evidencia el mismo evento de exhumación en las cercanías al poblado de Curos y con una diferencia de altura de 400 m en relación con las edades encontradas por Amaya et al., (2017). Esto indica que la paleozona de borrado parcial se encuentra basculada, posiblemente por la tectónica activa de los bloques internos del Macizo de Santander. Por otro lado, es clara la influencia térmica que genera la falla del río Perchiquez debido a la presencia de un perfil térmico invertido, pasando de edades de 14 Ma a 5 Ma en un incremento de elevación.

Las estructuras falladas con dirección N42°E entonces muestran una gran cantidad de superposición de eventos deformativos. La Falla del río Perchiquez es la estructura que expresa un cambio en los datos termocronológicos en AFT a los 5 Ma y es por lo tanto una estructura que tiene control en la tectónica reciente. La falla de Bucaramanga es la estructura principal que controla la exhumación del Macizo de Santander y muestra diversos procesos de exhumación rápida a finales del Cenozoico debidos posiblemente a la colisión del Bloque Choco/Panamá en el Oligoceno-Mioceno temprano (Restrepo-Moreno et al., 2009; Farris et al., 2011).

La diferencia topográfica observada en las zonas de retención parcial en circones para el estudio de Amaya et al., (2017) ubicada a una altura de 2250 m en una sección en la vía Bucaramanga-Berlín y este estudio a una altura de 1850 en una sección en la vía Curos-

Guaca es de unos 400 m (Figura 67). Esta diferencia topográfica posiblemente se explica por la dinámica de los bloques internos y su desplazamiento en esta zona en dirección NW como se registra por este estudio con datos en AFT, producto del desplazamiento continuo de la Falla de Bucaramanga. Se pueden observar dos eventos de exhumación, el primero a manera regional a los 26 Ma en huellas de fisión en circones correlacionables a datos de Parra et al. (2009) en el piedemonte llanero y el segundo evento más local se registra en huellas de fisión en apáticos a los 5 Ma relacionado al control de bloques internos en el Macizo de Santander con tasas de exhumación 0,2 km/Ma y de 0,6 km/Ma respectivamente.

En una discusión más regional de datos termocronológicos a lo largo y ancho de la cordillera oriental se observan edades entre 120-54 Ma de reseteos parciales apreciables en algunas secuencias al interior del Macizo de Santander que evidencian la entrada y salida de la zona de borrado parcial, picos ~40 Ma en el Macizo de Santander (Van der Lelij, 2013) y en el Macizo de Floresta (Ramirez-Arias et al., 2012) indicando los primeros registros de la orogenia andina relacionados a su vez con las discordancias del eoceno medio. Edades de ~26 Ma en la falla de Bucaramanga (Amaya et al., 2017) y en la vertiente norte del piedemonte llanero (Ramirez-Arias et al., 2012), edades ~18- 5 (Mora et al., 2015; Amaya, 2016; Ramirez-Arias et al., 2012; Mora et al., 2008) marcando el clímax de la orogenia andina y por ultimo edades ~2 hacia el piedemonte llanero (Mora et al., 2008; Ramirez-Arias et al., 2012) registrando la última fase de la orogenia andina.

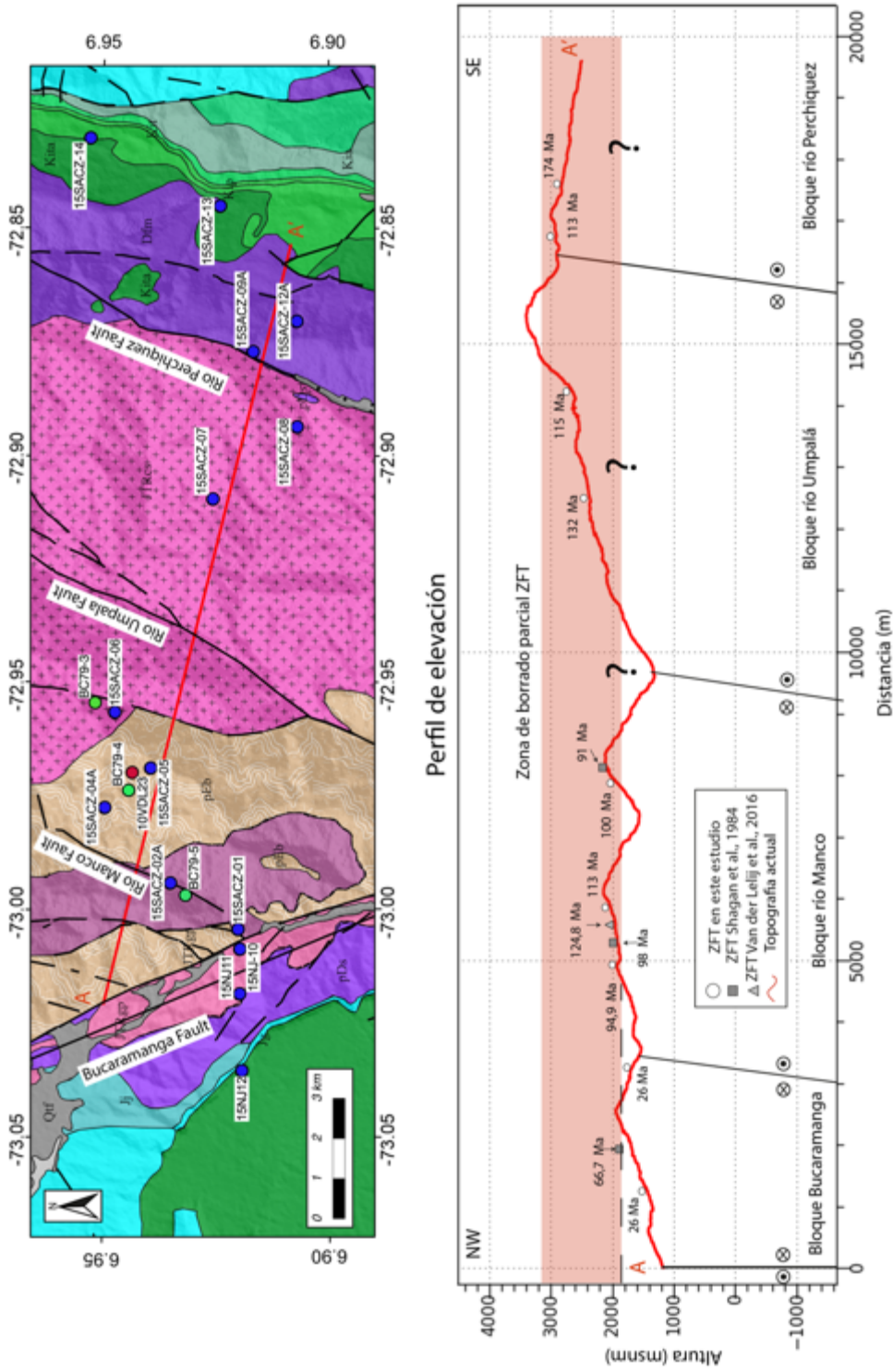


Figura 63. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Perfil topográfico con las muestras de ZFT (edad central). En rojo se representa la PAZ fósil exhumada de los circones y en la línea interlineada negra se representa el límite inferior de la PAZ de los circones.

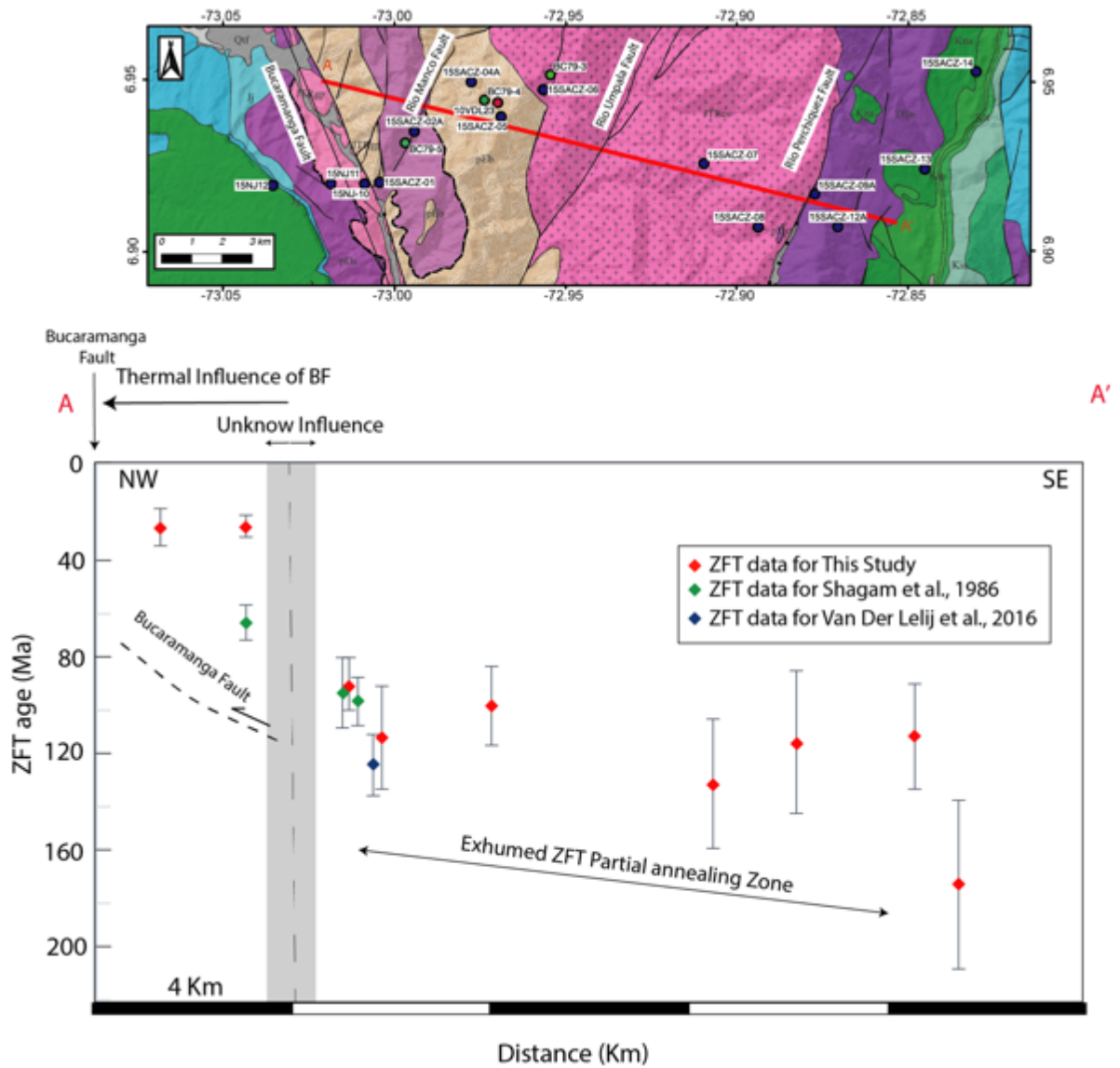


Figura 64. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Grafico edad ZFT vs Distancia, los datos ZFT representan edad central y las líneas dos desviaciones estándar (2σ).

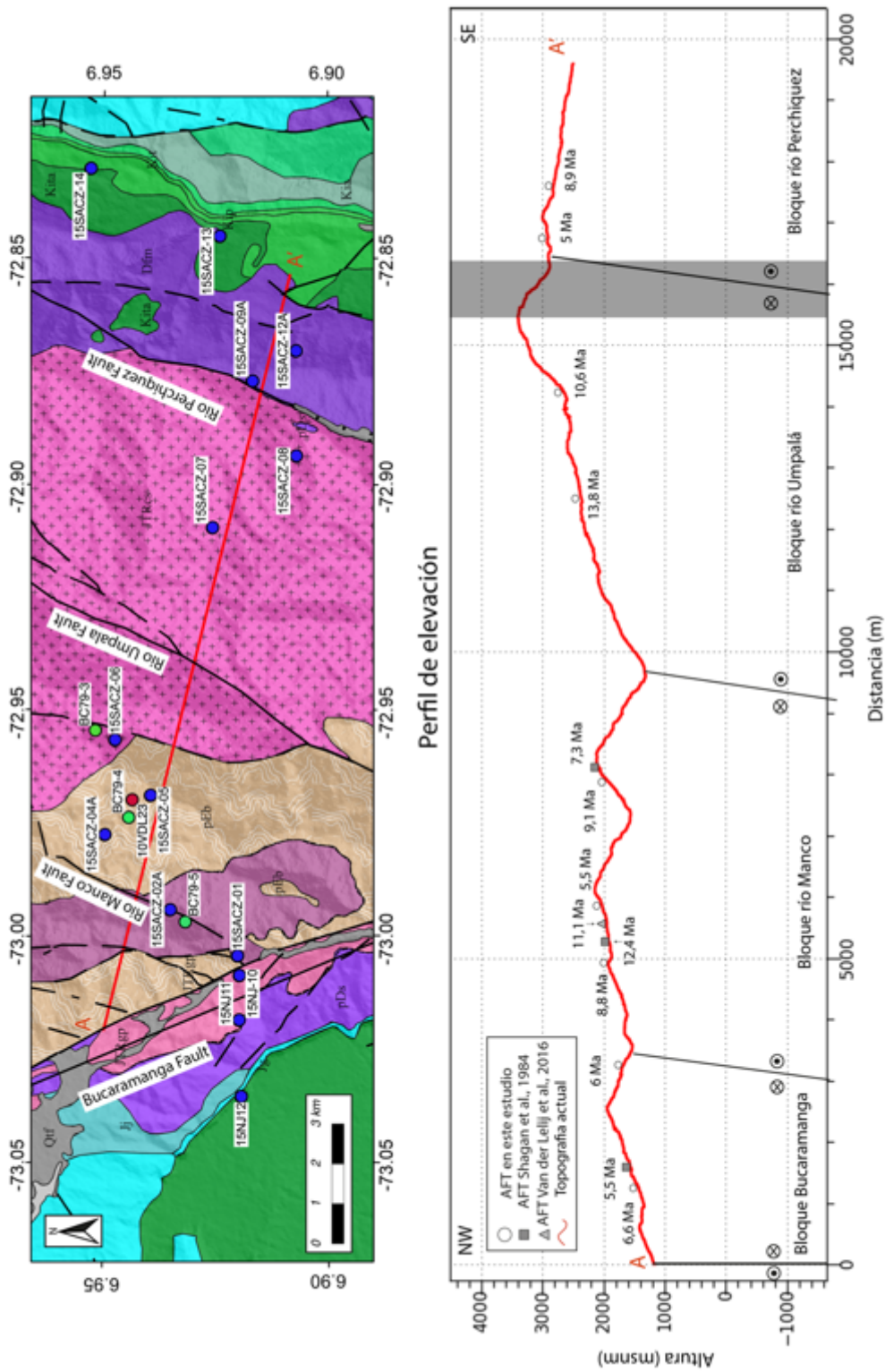


Figura 65. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Perfil topográfico con las muestras de AFT (edad central). La zona gris representa la influencia de la falla de la Perchiquez.

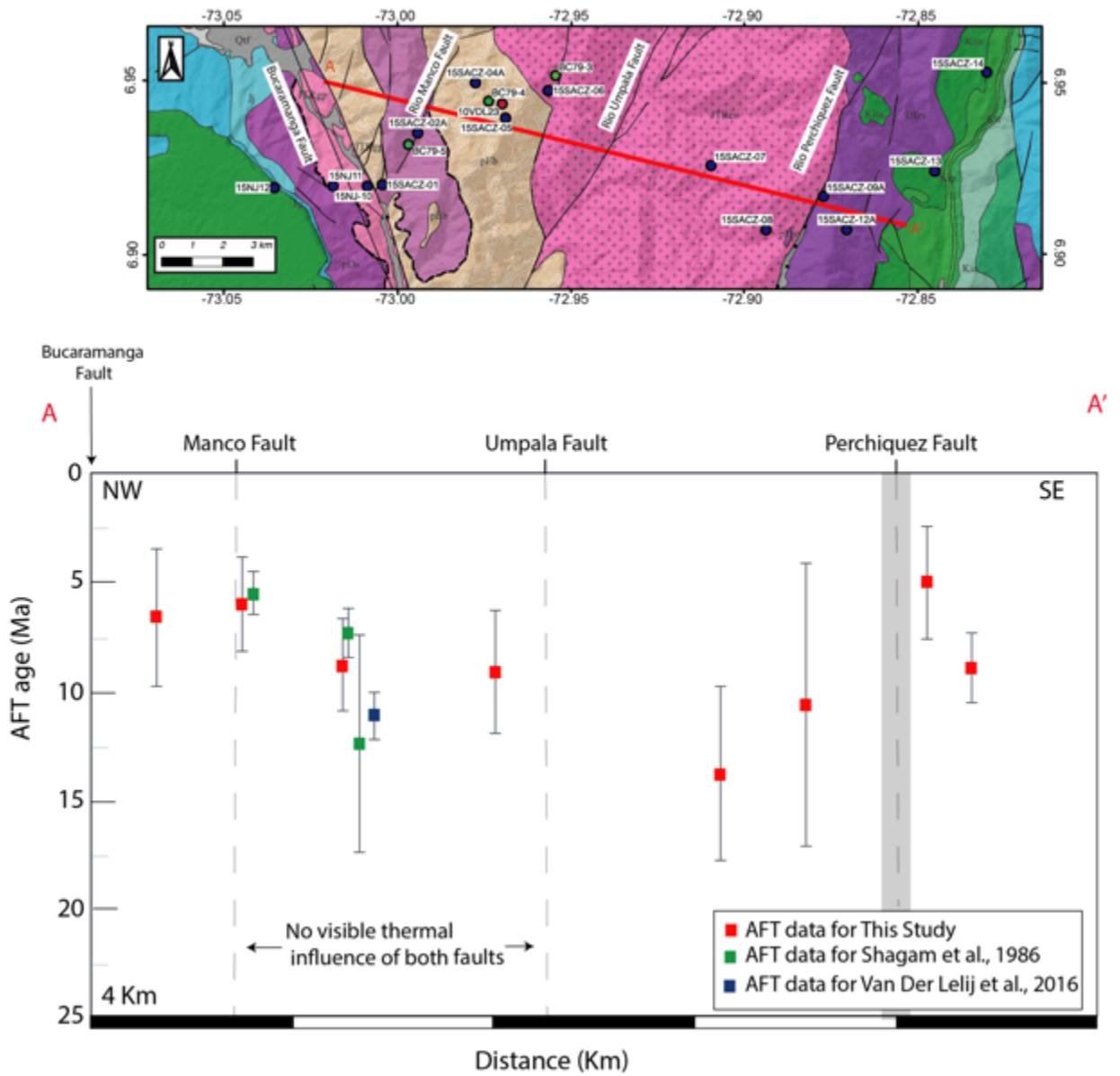


Figura 66. Corte orientado NW-SE de la zona estudio. Grafico edad AFT vs Distancia, los datos ZFT representan edad central y las líneas dos desviaciones estándar ( $2\sigma$ ). La zona gris representa la influencia de la falla del río Perchiquez.



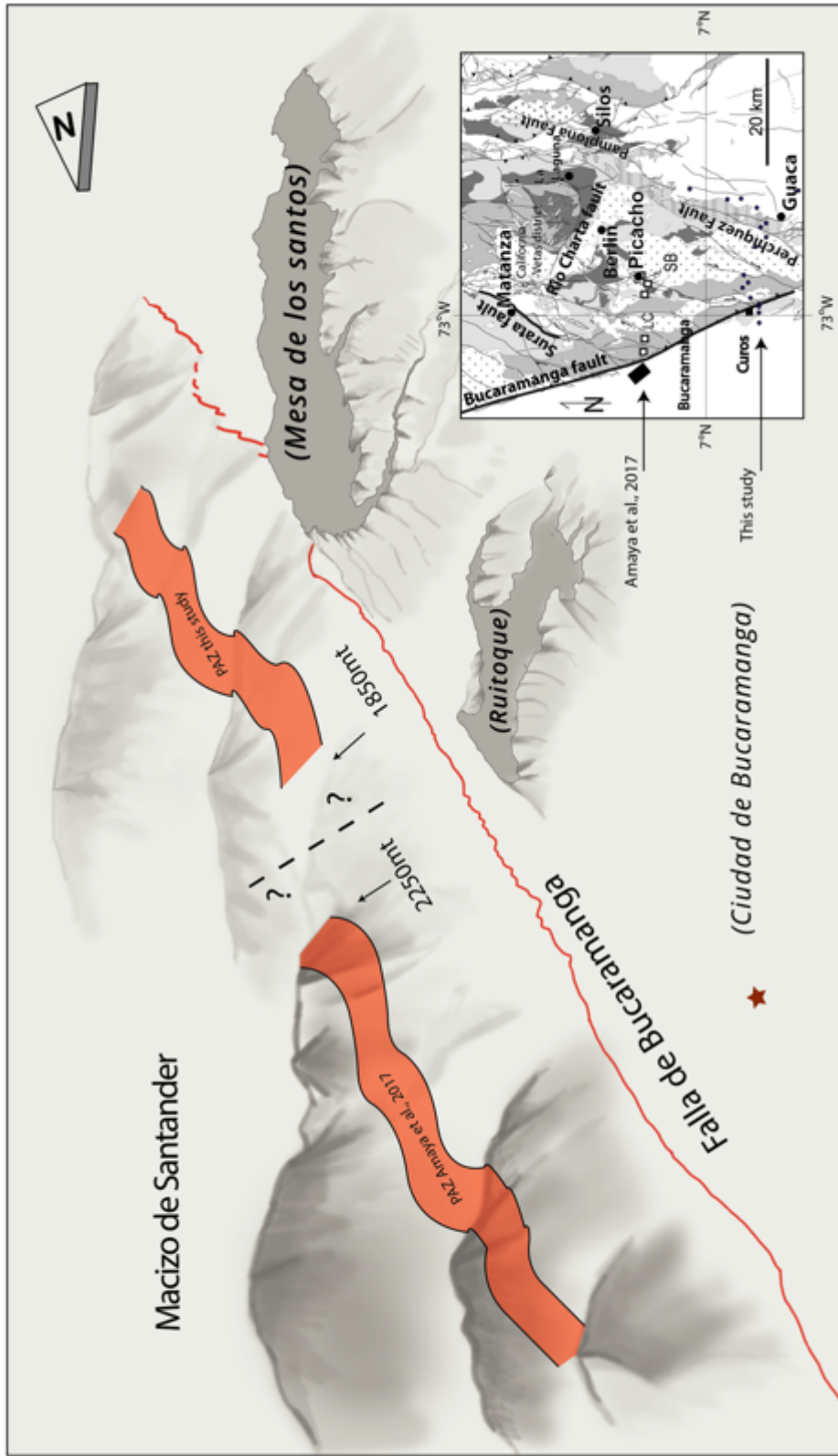


Figura 67. Modelo esquemático de la variación de la zona de retención parcial en el termocronómetro de circones para este estudio y estudios anteriores (Amaya et al., 2017)



---

Los datos estructurales permiten concluir que las fallas NE actúan como estructuras de rumbo dextral con un componente inverso poco marcado; sin embargo, los análisis termocronológicos presentan un cambio térmico marcado por la falla del río Perchiquez, que posiblemente está relacionado a un desplazamiento normal. La diferencia entre las interpretaciones de los datos estructurales y los datos termocronológicos puede deberse a que la generación de estas estructuras está relacionada a la deformación interna del Macizo de Santander por lo que se comportan al inicio como estructuras de rumbo con un componente inverso producto del choque con la falla de Bucaramanga. En un estadio más avanzado, la estructura que juega un papel más importante comienza a ser la falla de Bucaramanga que desplaza estos bloques en una dirección NW, lo que ocasiona que las estructuras se comporten como fallas normales; esto a su vez origina el perfil invertido que observamos en la falla del río Perchiquez. Esto es mecánicamente posible ya que se trata de diferentes fases deformacionales; posiblemente la anisotropía preexistente (las grandes fallas estudiadas), por sus planos tan evolucionados discrimina los planos, no dejando diferenciar los planos con comportamiento normal por lo que no se observan estrías de falla asociadas a este movimiento.



## 4. Síntesis de la evolución del Macizo de Santander

En esta sección se discutirá la evolución térmica del Macizo de Santander, iniciando desde el Cámbrico temprano y finales del Silúrico (524 Ma - 410 Ma). Las edades de U-Pb en circones de las migmatitas del Neis de Bucaramanga obtenidas en Amaya, 2016 y en circones magmáticos (410 - 520 Ma) reportadas para la unidad Ortoneis (Restrepo-Pace and Cediél, 2010; Mantilla et al., 2012; Van der Lelij, 2013; Jimenez, 2016; García-Ramírez et al., 2017), permiten interpretar de un evento magmático - metamórfico regional. Durante el Silúrico no se registra sedimentación en el área y las litologías que cubren discordantemente al Neis de Bucaramanga y los Esquistos de Silgará, son de edad Devónico (Formación Floresta). Esta observación permite interpretar que posterior al evento magmático - metamórfico regional hay un levantamiento del Macizo en el Silúrico.

Después de la sedimentación de la Formación Floresta entre el Devónico y el Carbonífero (415 Ma – 294 Ma), las edades en circones de U-Pb para todo el basamento en la región del norte de los Andes evidencian un hiato (Horton et al., 2010). La acumulación de sedimentos se reactiva en el Paleozoico tardío, donde se tiene registro sedimentario con las formaciones Diamante, Tiburón y Bocas.

En el Macizo de Santander se preserva la secuencia sedimentaria de la Formación Girón de edad Jurásica (según Cediél, 1968), la cual representa la erosión de los cuerpos plutónicos que se emplazaron entre los ~213 Ma y 196 Ma, demostrando que para ese tiempo el Macizo de Santander estuvo levantado de tal forma que alcanzo topografías lo suficientemente necesarias como para que el basamento cristalino fuese expuesto a la erosión. Para el Jurásico temprano un evento metamórfico de baja presión y alta temperatura es interpretado por (Zuluaga et al., 2017), este evento está relacionado a un arco magmático debilitado y de bajo relieve, donde la extensión fue producto del retroceso

de la placa fría paleo- Pacífica durante la subducción a lo largo de la margen del norte de Suramérica.

En el Cretácico se registra la transgresión marina que dio origen a toda la secuencia sedimentaria Cretácica acumulada en el Macizo de Santander y en la Cordillera Oriental. Sin embargo, existen evidencias estratigráficas y estructurales que documentan que a finales del Cretácico (Campaniano y Maastrichtiano), el Macizo de Santander empezó su levantamiento al término que logró una topografía que generó los sedimentos que rellenaron la cuenca sur del Cesar (Ayala et al., 2009; Villamil, 1999; Amaya et al., 2017),

Van der Lelij (2013), usando datos de AFT y ZFT, concluye que la exhumación del Macizo de Santander es asimétrica y se inició a los ~40 Ma (Eoceno medio), debido a una fuerte reactivación de la Falla de Bucaramanga. Adicionalmente, concluye que los patrones de exhumación en el Macizo de Santander están fuertemente afectados por fallas secundarias y pequeños bloques estructurales que fueron exhumados diacrónicamente desde el Mioceno inferior (17 Ma) (Tabla 4-1), como consecuencia de la acreción del Arco de Panamá a la margen occidental de Colombia hace aproximadamente 25 Ma.

Sobre la base de las edades AFT del Mioceno tardío presentadas aquí se puede concluir que en el borde Sur-Occidental del Macizo de Santander las tasas de exhumación promedio fueron del orden de 0,2 – 0,6 km/Ma, (perfil Curos – Guaca). El modelamiento numérico de los datos de ZFT y AFT muestra que la exhumación del Macizo de Santander inició durante el Cretáceo Tardío. El modelamiento inverso del perfil del bloque 1 revela un rápido enfriamiento ZFT con exhumación empezando en el Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano (24 Ma; Fig. 64). El modelamiento inverso del perfil del bloque 4 revela un rápido enfriamiento AFT con exhumación empezando en el Mioceno Tardío – Plioceno Temprano (5 Ma; Figs.65 y 66).

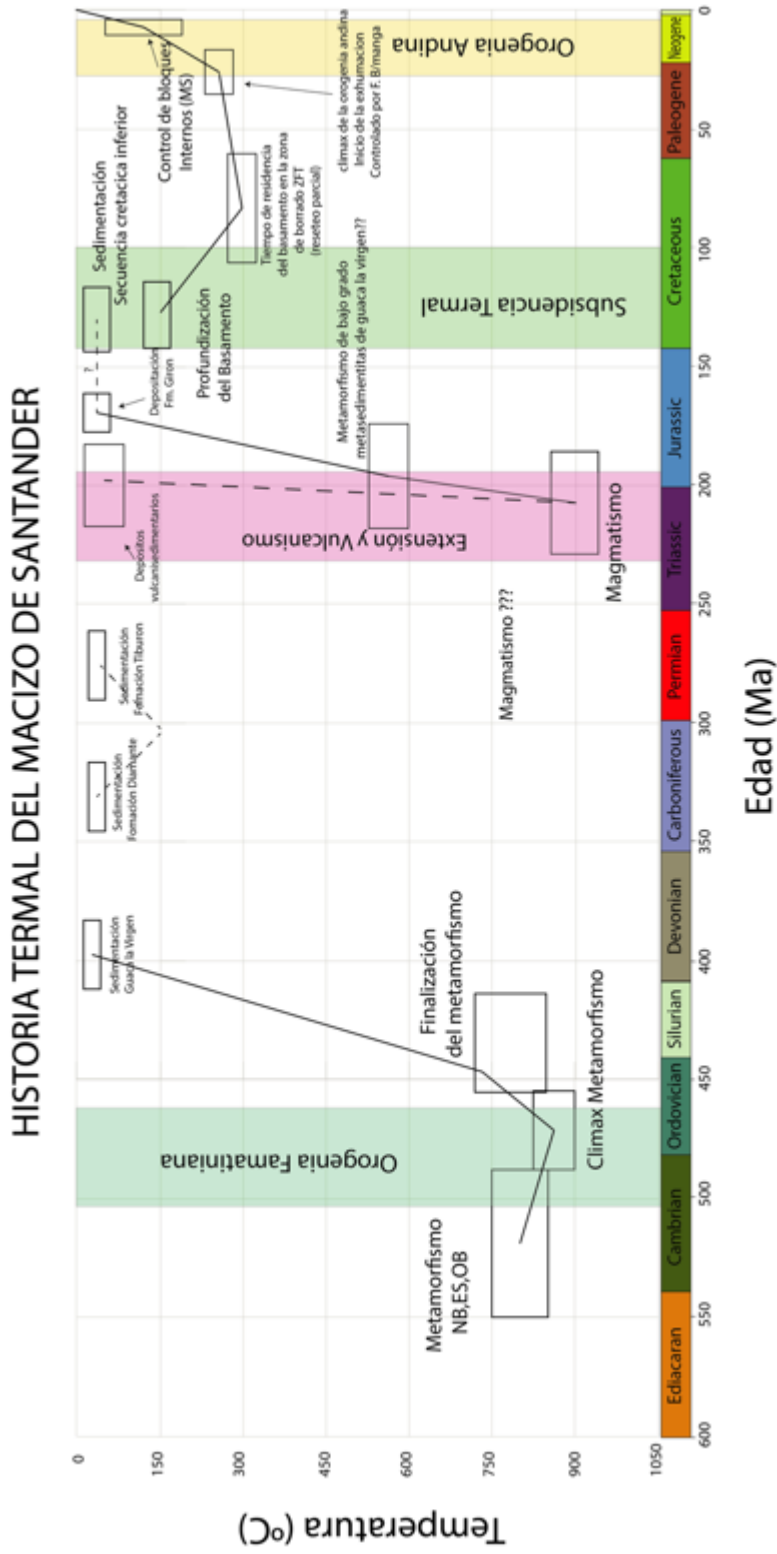


Figura 68. Historia térmica para el Macizo de Santander. Abreviaturas, NB-Neis de Bucaramanga, ES- Esquistos del Silgara, OB- Ortoneis de Berlín, MS-Macizo de Santander



# 5. Conclusiones y recomendaciones

## 5.1. Conclusiones

La recopilación de datos obtenida mediante análisis de imágenes satelitales (Landsat), imágenes aéreas, datos estructurales (foliaciones, lineaciones) y microestructurales permitieron establecer aspectos morfológicos, dinámicos y genéticos acerca de la evolución de las estructuras falladas NE (fallas del río Manco, río Umpalá y río Perchiquez). La falla del río Perchiquez es la estructura más evolucionada y prominente de las tres estructuras estudiadas y muestra un estadio más avanzado de la deformación, con un plano de falla muy visible y evolucionada. Esta falla posee un nivel estructural más profundo a una altura topográfica mucho más elevada en comparación con las otras estructuras por lo que la exhumación de bloques internos es apreciable con estudios microtectónicos.

La interpretación de nuevos datos termocronológicos de huellas de fisión en apatitos y circones permitió interpretar la historia de exhumación del borde sur occidental del Macizo de Santander. La falla de Bucaramanga es la estructura principal que genera la exhumación a finales del oligoceno (24 Ma) a una tasa de exhumación de alrededor de 0,2 km/Ma; la exhumación posterior ocurre por el desplazamiento de bloques internos en el macizo de Santander a finales del mioceno (5 Ma) con tasas de exhumación de 0,6km/Ma.

Los bloques al costado occidental del macizo de Santander muestran diversos procesos de exhumación rápida a finales del Cenozoico relacionados a estructuras falladas en dirección NE que acomodan la deformación con desplazamiento en rumbo, esto posiblemente debido a la colisión del Bloque Choco.



La relación de las edades obtenidas por este estudio en ZFT (26 Ma) en cercanías a la falla de Bucaramanga representan el límite inferior de la zona de retención parcial a una altura de 1850 msnm; en contraste los datos reportados por Amaya et al. (2017) de 24 Ma, que expresan la misma zona de borrado parcial, provienen de muestras a una altura de 2250 msnm. Este contraste deja claro que existe una distribución asimétrica de estas zonas que posiblemente se generó por el desplazamiento de bloques internos restringidos al costado occidental de Macizo de Santander producto del desplazamiento lateral progresivo de la falla de Bucaramanga.

## **5.2. Recomendaciones**

El conocimiento de la tectónica reciente del macizo puede ser mejorado mediante trabajos enfocados en termocronómetros de más baja temperatura que den información acerca de los procesos más superficiales, más que todo erosivos y mediante estudios de la estabilidad de las cuencas actuales. Además, es necesario desarrollar trabajos enfocados en sectores más al norte de Bucaramanga que nos permitan establecer si los procesos tectónicos de la acomodación de la deformación se dan de igual manera desde la falla de Surata al norte.

La aplicación de técnicas termocronológicas de más baja temperatura (U/Th He) puede permitir resolver las incógnitas relacionadas a los procesos superficiales como la erosión en el núcleo del Macizo de Santander.

## **A. Anexo 1: Datos Geología estructural**



## Bibliografía

- Alberding, H., 1957, Application of the principles of wrench-fault tectonics of moody and hill to Northern South America: *GSA Bulletin*, v. 68, p. 785–790, [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1957\)68\[785:APOWT\]2.0.CO](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1957)68[785:APOWT]2.0.CO).
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., and Fisher, D.M., 2011, *Structural Geology Algorithms*, doi: 10.1017/CBO9780511920202.
- Amaya, S., 2016, *Termocronología y geocronología del basamento metamorfo del Macizo de Santander*, Departamento de Santander: Universidad Nacional de Colombia, 174 p.
- Amaya, S., Zuluaga, C.A., and Bernet, M., 2017, New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia: *Lithos*, v. 282–283, p. 388–402, doi: 10.1016/j.lithos.2017.03.019.
- Ayala, C., Bayona, G., Ojeda, C., Cardona, A., Valencia, V., Padrón, C.E., Yoris, F., Mesa, J., and Garcia, A., 2009, Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el Campaniano y el Paleogeno en la subcuenca de Cesar: aportes a la evolución tectónica del area: *Geología Colombiana*, v. 34, p. 3–33.
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., and Vargas, R., 1985, Le poinçon de pamplona (Colombie): Un jalon de la frontière meridionale de la plaque Caraïbe: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 403–413.
- Boinet, T., Burgois, J., Mendoza, H., and Vargas, R., 1989, La Falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la Orogenia Andina: *Geología Norandina*, v. 11, p. 3–10.
- Brandon, M.T., 1992, Decomposition of Fission-Track Grain Age Distributions: *American Journal of Science*, p. 30.
- Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age- elevation relationships: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 331–343.
- Braun, J., Beek, P. Van Der, and Batt, G., 2006, *Quantitative Thermochemistry*: 258 p., doi: 10.1017/CBO9781107415324.004.
- Campbell, C.J., 1968, The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting, *in* *Fourth Caribbean Geological Conference*, Trinidad, p. 247–261.
- Campbell, C.J., and Bürgl, H., 1965, Section Through the Eastern Cordillera of Colombia, South America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 76, p. 567, doi:

10.1130/0016-7606(1965)76[567:STTECO]2.0.CO;2.

- Cardozo, N., and Allmendinger, R., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computer & Geosciences*, v. 51, p. 193–205.
- Carter, A., 1999, Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis: *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 31–45, doi: 10.1016/S0037-0738(98)00119-5.
- Cediel, F., 1968, El Grupo Girón, una Molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental: *Boletín geológico - INGEOMINAS*, v. 16, p. 5–96.
- Cediel, F., Shaw, R., and Cáceres, C., 2003, Tectonic Assembly of the Northern Andean Block: *AAPG Memoir*, v. 79, p. 815–848.
- Cloos, H., 1928, Experimente zur inneren Tektonik: *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, p. 609–621.
- Davis, G., Reynolds, S., and Kluth, C., 2012, *Structural Geology of Rocks and Regions* (R. Flahive, Ed.): New York, Published with permission of Oxford University Press, 1-861 p.
- Delvaux, D., and Sperner, B., 2003, New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 212, p. 75–100, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259–274, doi: 10.1007/BF00373790.
- Duque, C.H., 1980, Geotectónica y evolución de la región Noroccidental de Colombia: *Boletín geológico*, v. 3, p. 5–37.
- Ehlers, T. a., 2005, Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 589–622, doi: 10.2138/rmg.2005.58.22.
- Farris, D.W., Jaramillo, C., Bayona, G., Restrepo-Moreno, S.A., Montes, C., Cardona, A., Mora, A., Speakman, R.J., Glascock, M.D., and Valencia, V., 2011, Fracturing of the Panamanian Isthmus during initial collision with: South America: *Geology*, v. 39, p. 1007–1010, doi: 10.1130/G32237.1.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F., and Stump, E., 1995, Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, p. 20175–20191, doi: 10.1029/95JB02150.
- Fossen, H., 2010, *Structural geology*: Cambridge University Press, 463 p.
- Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative

- thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, p. 1–16, doi: 10.1029/2011JB008825.
- Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems: *Annual Reviews of Earth Plane Sciences*, v. 26, p. 519–572, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., and Mantovani, M.S.M., 1994, The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 18117–18145, doi: 10.1029/94JB00661.
- Galvis, M., Velandia, F., and Villamizar, N., 2014, Cartografía morfoestructural de la falla de Bucaramanga : geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander - Colombia, *in* XVII congreso Peruano de geología, Lima, Peru.
- García-Ramírez, C.A., Rey-León, V., and Valencia, V., 2017, Ortoneises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: Evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte: *Andean Geology*, v. 44, p. 307–327, doi: 10.5027/andgeov44n3-a04.
- Gleadow, A.J.W., and Duddy, I.R., 1981, A natural long-term track annealing experiment for apatite: *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 169–174, doi: 10.1016/0191-278X(81)90039-1.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H., 1971, Radiogenic ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia Andes: *Geological Survey Research*, v. 750–D, p. 44–49.
- González, J., and Jiménez, G., 2015, Análisis estructural y características microtectónicas de un segmento de la Falla de Bucaramanga en los alrededores del corregimiento Umpalá, Santander: Universidad Industrial de Santander, 184 p.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W., and Lovering, J.F., 1989, Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, v. 79, p. 155–182, doi: 10.1016/0168-9622(89)90018-3.
- Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D.F., 2010, Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 1423–1442, doi: 10.1130/B30118.1.
- Hurford, A.J., and Green, P.F., 1982, A users' guide to fission track dating calibration: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 343–354, doi: 10.1016/0012-821X(82)90136-4.
- Idárraga-García, J., and Romero, J., 2010, Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 849–860, doi: 10.1016/j.jsames.2009.11.004.

- Jimenez, C., 2016, Caracterización petrológica y geoquímica de la unidad Ortoneis, Macizo de Santander, Colombia: Universidad Nacional de Colombia, 121 p., <http://www.bdigital.unal.edu.co/55162/>.
- Kammer, A., 1999, Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental: *Geologia Colombiana* No. 24, v. 24, p. 29–53.
- Kammer, A., 1993, Steeply Dipping Basement Faults and Associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: *Geologia Colombiana*, p. 47–64.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007, Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, v. 92, p. 799–810, doi: 10.2138/am.2007.2281.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Balestrieri, M.L., and Zattin, M., 2009, Reproducibility of apatite fission-track length data and thermal history reconstruction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284, p. 504–515, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.015.
- Ketcham, R. a, Donelick, R. a, and Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics. III. Extrapolation to geological time scales: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1235–1255, doi: 10.2138/am.2006.464.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., and Gleadow, A.J.W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis: *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, v. 65, p. 1–13, doi: 10.1016/0168-9622(87)90057-1.
- Van der Lelij, R., 2013, Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study.: *Université de Genève*, 221 p.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., and Mora, A., 2016a, Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America: *Lithos*, v. 248–251, p. 220–239, doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.006.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., and Mora, A., 2016b, Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America: *Lithos*, v. 248–251, p. 220–239, doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.006.
- Lisker, F., Ventura, B., and Glasmacher, U.A., 2009, Apatite thermochronology in modern geology: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 324, p. 1–23, doi: 10.1144/SP324.1.
- Mantilla, L.C., Bissig, T., Cottle, J.M., and Hart, C.J., 2012, Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 38, p. 1–12, doi: 10.1016/j.jsames.2012.03.001.
- Marrett, R., and Allmendinger, R.W., 1990, Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973–986, doi: 10.1016/0191-8141(90)90093-E.

- Mendoza, H., and Jaramillo, L., 1979, *Geología y Geoquímica del Area de California*, Santander: Boletín geológico, v. 22, p. 1–98.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., and Jaramillo, C., 2010, Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 832–848, doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.010.
- Mora, A., Parra, M., Forero, G.R., Blanco, V., Moreno, N., Caballero, V., Stockli, D., Duddu, I., and Ghorbal, B., 2015, What Drives Orogenic Asymmetry in the Northern Andes?: A Case Study from the Apex of the Northern Andean Orocline: *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*, p. 547–586, doi: 10.1306/13531949M1083652.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hooghiemstra, H., Torres, V., and Jaramillo, J.V., 2008, Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 120, p. 930–949, doi: 10.1130/B26186.1.
- Naylor, M.A., Mandl, G., and Supertejin, C.H.K., 1986, Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states: *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 737–752.
- Osorio, J., Hernández, C., Torres, E., and Botero, P., 2008, *Modelo geodinámico del macizo de santander.*
- Paris, G., Machette, M.N., Dart, R.L., and Haller, K.M., 2000, *Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions.*
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005, *Microtectonics*: Springer, 366 p.
- Preston, S., Griffiths, B.S., and Young, I.M., 1997, An investigation into sources of soil crack heterogeneity using fractal geometry: *European Journal of Soil Science*, v. 48, p. 31–37, doi: 10.1111/j.1365-2389.1997.tb00182.x.
- Ramirez-Arias, J.C., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., Stockli, D., and 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*, v. 39, p. 112–137, doi: 10.1016/j.jsames.2012.04.008.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., and Hans, L., 1991, Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: Structural analysis: *Tectonics*, v. 10, p. 257–271.
- Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006, Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 34, p. 419–466, doi: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.
- Restrepo-Moreno, S.A., Foster, D.A., Stockli, D.F., and Parra-Sánchez, L.N., 2009, Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes



- (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 278, p. 1–12, doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.037.
- Restrepo-Pace, P., and Cedié, F., 2010, Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 764–771, doi: 10.1016/j.jsames.2010.06.002.
- Riedel, W., 1929, Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie*, v. B, p. 354–368.
- Ring, U., Brandon, M., Willett, S., and Lister, G., 1999, Exhumation processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 154, p. 1–27.
- Royero, J., and Vargas, R., 1999, Geología del Departamento de Santander: Ingeominas,.
- Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vargas, R., and Pimentel, N., 1984, Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission track ages from rocks of the circum-Maracaibo basin of western Venezuela and eastern Colombia: *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, v. 162, p. 385–412, doi: 10.1130/MEM162.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society*, v. 133, p. 191–213, doi: 10.1144/gsjgs.133.3.0191.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S.M., 2002, The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861–1884, doi: 10.1016/S0191-8141(02)00035-4.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., and Cisternas, A., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, v. 19, p. 787–813.
- Tagami, T., 2005, Zircon Fission-Track Thermochronology and Applications to Fault Studies: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 95–122, doi: 10.2138/rmg.2005.58.4.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R., and Laslett, G.M., 1998, Revised Annealing Kinetics of Fission Tracks in Zircon and Geological Implications, *in* van den Haute, P. and de Corte, F. eds., *Advances in Fission-Track Geochronology: A selection of papers presented at the International Workshop on Fission-Track Dating*, Ghent, Belgium, 1996, Dordrecht, Springer Netherlands, p. 99–112, doi: 10.1007/978-94-015-9133-1\_8.
- Toro, J., 1990, The Termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia.: University of Arizona, 60 p.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz B., J., Mehnert, H.H., and Cebula, G.T., 1974,

- Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia: *GSA Bulletin*, v. 85, p. 273–284, [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85%3C273:GEOTSN%3E2.0.CO](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85%3C273:GEOTSN%3E2.0.CO).
- Ujueta, G., 2003, La falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga: *Geología Colombiana*, v. 28, p. 133–153.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., and Tellez, N., 1976, Cartografía Geológica Plancha 136 - Malaga: Ingeominas,.
- Velandia, F., 2017, Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga: Universidad Nacional de Colombia, 222 p.
- Velandia, F., 2005, Interpretación de transurrencias de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes LANDSAT TM: *Boletín Geológico de la Universidad Industrial de Santander*, v. 27, p. 81–94.
- Villamil, T., 1999, Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 153, p. 239–275, doi: 10.1016/S0031-0182(99)00075-9.
- Villamizar, N., 2014, Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander: Universidad Industrial de Santander, 143 p.
- Wagner, G.A., and Haute, P. van den, 1992, Fission Track Dating: Dordrechd, The Netherlands, Kluwer Academic Publisher, 228 p., [papers2://publication/uuid/2FB763FC-47CC-43B8-81A3-69BD237A27E0](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-0000-0).
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., Jaramillo, L., and Vargas, R., 1977, Geología del Cuadrángulo Pamplona H13: Ingeominas,.
- Ward, D., Goldsmith, R., R, J., A, C., Restrepo, H., and Gómez, E., 1973, Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander: *Boletín geológico*, v. 21, p. 1–132.
- White, S.H., and Johnston, D.C., 1981, A microstructural and microchemical study of cleavage lamellae in a slate: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 279–290, doi: 10.1016/0191-8141(81)90023-7.
- Williams, P., and Jiang, D., 2001, The role of initial perturbations in the development of folds in a rock-analogue: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 845–856, doi: 10.1016/S0191-8141(00)00157-7.
- Yamada, R., Murakami, M., and Tagami, T., 2007, Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments: *Chemical Geology*, v. 236, p. 75–91, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.09.002>.

- Young, G., Bellizzia, A., Johnson, F., Robie, R., and Masvall, J., 1956, Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos: Caracas, v. 2, 1-140 p.
- Zapata, G., Correa, A., Rodríguez, G., and Arango, M., 2016, Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia, Granito de Pescadero, Cordillera Oriental Departamento de Santander: , p. 50.
- Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., and Bernet, M., 2017, Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America): *Lithos*, v. 274–275, p. 123–146, doi: 10.1016/j.lithos.2016.12.036.