

Deformación y cinemática de la Falla de Bucaramanga al sureste de Cepitá, Santander: un estudio mesoestructural y de tensores de esfuerzo.

Jhon Frederick García Santos, Julián Enrique Villamizar Blanco

Trabajo de Grado para Optar al título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

Ph.D. Geólogo

Codirectora

Anny Julieth Forero Ortega

MSc. Geóloga

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2021

**Dedicatoria**

*“Se ignora que el valor es virtud de los inermes, de los pacíficos -nunca los matones-, y que a última hora las guerras las ganan siempre los hombres de paz, nunca los jaleadores de la guerra. Solo es valiente quien puede permitirse el lujo de la animalidad que se llama amor al prójimo, y es lo específicamente humano”*

**Antonio Machado**

*A mis padres, porque mis logros también son de ellos*

**Julián Villamizar**

**Dedicatoria**

*A mis padres y mis hermanos por su compañía y amor incondicional.*

*A mis amigos Nathaly, Sebastián, Deison, Cristian y a Doña Raquel.*

**Jhon García**

### **Agradecimientos**

Los autores agradecen profundamente al profesor Francisco Velandia por su dirección, recomendaciones y consejos en todas las etapas de realización del proyecto. Especialmente su disposición para resolver dudas y su instrucción en el manejo de los diversos softwares utilizados. Su conocimiento nos ha permitido aprender mucho no solo a cerca de la configuración tectónica del Macizo de Santander sino también sobre la praxis científica. A la profesora Anny Forero, por sus sugerencias, recomendaciones y en general, su supervisión en todo lo relacionado con la recolección y manejo de muestras, así como con la técnica de SPO. Sus aportes fueron de mucha ayuda en la fase de campo. Al geólogo Herbert García, por sus enseñanzas en la metodología de toma de datos de falla y el manejo de software. Al geólogo Juan Carlos Gutiérrez, por su amistad e invaluable ayuda en la digitalización de imágenes de SPO y del mapa geológico. A los habitantes del municipio de Cepitá y las veredas circundantes. En especial a Doña Luz Dary, por su hospitalidad y servicio prestado en el hotel Tabacal, a doña Elvia por su amabilidad y buen servicio en su tienda y a Don Tocho y su familia. A Arley, Anthony, Don Máximo y demás motoristas que nos ayudaron a transportar las muestras y acceder a los afloramientos más distantes. A Don Ovidio, Don Pedro y su familia en el caserío de San Miguel por su hospitalidad y confianza. A nuestros compañeros de curso Steven Díaz, Diego Ruiz, Carlos Mario Alarcón, Fabián Jaraba, Rafael Carrillo, Cristian Castellanos, Nathaly Benavides, Mario Gómez, María Paula Ochoa, con los cuales a lo largo de la carrera hemos discutido sobre diversos temas geológicos, hemos aprendido juntos, sacado muestras, cruzado ríos, caminado trochas y atajos, hecho informes y compartido una que otra cerveza. En general a todo el personal administrativo y docente de la Escuela de Geología, a quienes les debemos nuestra formación académica y profesional. Nuestra gratitud y respeto a ellos y al alma mater.

**Tabla de contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción .....	18
1. Localización del área de estudio.....	19
2. Planteamiento del problema .....	21
3. Justificación.....	22
4. Objetivos.....	24
5. Antecedentes y Marco Geológico.....	25
5.1 Configuración Geológica y Tectónica del Macizo de Santander (Basamento Cristalino) ....	25
5.2 Falla de Bucaramanga .....	29
5.2.1. Actividad y Temporalidad .....	34
5.3 Tensores de esfuerzos.....	36
6. Marco Teórico .....	37
6.1 Zonas de Cizalla .....	37
6.2 Fundamentos del análisis de Tensores de Esfuerzo.....	40
6.3 Orientación Preferencial de Forma.....	43
7. Métodos de Estudio .....	49
7.1 Descripción litológica.....	49
7.2 Deformación frágil .....	49
7.3 Deformación frágil-dúctil y dúctil.....	54

7.4 Orientación Preferencial de Forma (SPO).....	55
8. Resultados e Interpretación .....	59
8.1 Cartografía y análisis morfoestructural .....	59
8.2 Relaciones de campo .....	67
8.2.1. Cuerpos metamórficos .....	67
8.2.2. Cuerpos ígneos.....	71
8.2.3. Rocas de falla y Mesoestructuras.....	77
8.2.3.1. Deformación dúctil. ....	77
8.2.3.2. Deformación frágil-dúctil y semi-frágil.....	85
8.2.3.3. Cataclasitas.....	97
8.2.3.4. Brechas cohesivas. ....	97
8.2.3.5. Brechas no cohesivas. ....	98
8.3 Análisis de Tensores de esfuerzo.....	100
8.3.1. Aspectos Generales .....	100
8.3.2. Orientación de tensores, régimen de esfuerzos y relación con principales estructuras ...	103
8.3.3. Tensores de esfuerzo de planos no estriados .....	118
8.3.4. Análisis del compendio total de planos estriados recolectados .....	121
8.3.5. Marco temporal .....	123
8.4 Análisis de Diaclasas.....	125
8.5 Orientación Preferencial de Forma.....	134

9. Discusión .....	139
9.1 Evolución y temporalidad.....	139
9.1.1. Pre-Mesozoico .....	139
9.1.2. Mesozoico (Triásico-Jurásico).....	142
9.1.3. Cenozoico.....	145
9.2 Condiciones de deformación e implicaciones en la exhumación del corredor de la falla...	151
10. Conclusiones.....	154
11. Recomendaciones .....	156
Referencias Bibliográficas .....	158

**Lista de tablas**

	<b>Pág.</b>
<b>Tabla 1.</b> Organización de datos de planos y estrías de falla tomados en campo. ....	51
<b>Tabla 2.</b> Resultados de la solución por el método de inversión de los tensores de esfuerzo obtenidos mediante planos estriados de falla.....	104
<b>Tabla 3.</b> Síntesis de los resultados obtenidos mediante el método de inversión de planos estriados de falla.....	112
<b>Tabla 4.</b> Distribución y relación porcentual de los tensores de esfuerzo calculados y planos estriados de falla, con respecto al factor de calidad generado por el software. ....	114
<b>Tabla 5.</b> Tensores de esfuerzo obtenidos a partir de datos de planos de falla no estriados .....	118
<b>Tabla 6.</b> Familias de planos de diaclasas reconocidas en la zona de estudio.....	129
<b>Tabla 7.</b> Elipsoides de deformación obtenidas por el método de tensor de inercia. ....	137

**Lista de figuras**

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio. ....	20
<b>Figura 2.</b> Localización y mapa geológico regional del área de estudio. ....	32
<b>Figura 3.</b> Modelos de configuración del SFBS.....	33
<b>Figura 4.</b> Clasificación de las rocas de falla según las consideraciones de Sibson (1977).....	40
<b>Figura 5.</b> Distribución de los principales tipos de rocas de falla en relación con la profundidad a lo largo de una zona de cizalla.....	41
<b>Figura 6.</b> Componentes del Tensor de Inercia. ....	46
<b>Figura 7.</b> Criterios Riedel y fibras de crecimiento de cuarzo utilizados como indicadores cinemáticos para el levantamiento de datos en campo. ....	53
<b>Figura 8.</b> Medición de estructuras planares y lineaciones en campo con brújula Brunton Geo..	56
<b>Figura 9.</b> Secuencia clásica de procedimientos para la obtención del Elipsoide de forma (3D).	58
<b>Figura 10.</b> Mapa morfoestructural de región de estudio.....	62
<b>Figura 11.</b> Rasgos morfoestructurales e indicadores cinemáticos del área de estudio .....	63
<b>Figura 12.</b> Indicadores neotectónicos y morfoestructuras. ....	64
<b>Figura 13.</b> Mapa geológico de la zona de estudio con la localización de las estaciones analizadas .....	68
<b>Figura 14.</b> (A) Neis feldespático cuarzoso (Nfc) con clivaje de crenulación en la estación JJ24. (B) Boudin simétrico de cuarzo + feldespato paralelo a la foliación S <sub>n</sub> del Nfc, estación JJ33. (C) Dique andesítico (Da) intruyendo el Nfc en estación JJ33. (D) Neis migmatítico (Nmg) en estación JJ40. (E) Contacto intrusivo (borde de enfriamiento) entre el Nmfc con el cuerpo andesítico (Da). (F) Gradación de Nmfc a	

migmatita (Mt) en la estación JJ40; los polígonos representan fragmentos aislados de mesosomas envueltos en una matriz diatexítica..... 70

**Figura 15.** (A) Alternancia de paquetes de cuarcitas foliadas (Ccf) con esquistos moscovíticos cuarzosos (Emc) en la estación JJ30. (B) Esquistos biotíticos (Eb) con esquistos cuarzosos moscovíticos con granate (Ecm). (C) Detalle de las cuarcitas foliadas en la estación JJ30. (D) Pliegue de arrastre de la foliación Sn en la estación JJ45. (E) Detalle de venas de cuarzo plegadas en Ecm para la estación JJ12. (F) Afloramiento de la estación JJ25 mostrando la intercalación de cuarcitas (Cc) con cataclasitas foliadas (Cbf)..... 72

**Figura 16.** Afloramiento estación JJ-39 mostrando la presencia de enclaves magmáticos andesíticos en el cuerpo granodiorítico principal. .... 74

**Figura 17.** (A) Dique andesítico glomeroporfirítico (Dap) cortando al cuerpo tonalítico (Tl) en la estación JJ-15. (B) Cuerpos menores de sienogranito (Sg) y tonalita (Tl) intruyendo el Gd (cuerpo granodiorítico principal) en la estación JJ21. (C) Diques andesíticos (Da) cortando al cuerpo (Gd) en la estación JJ20. (D) Contacto intrusivo (variación granulométrica y composicional) entre el cuerpo monzogranítico porfirítico (Mgp) y el Gd. (E) Pegmatita con epidota en monzogranito (Mg) en la estación JJ-04. (F) Xenolito de neis feldespático cuarzoso (Nb) dentro del cuerpo andesítico (Da) en la estación JJ-41. (G) Pegmatita ubicada en el contacto entre un monzogranito (Mg) y un cuerpo sienogranítico menor (Sg) en la estación JJ-37..... 75

**Figura 18.** (A) Afloramiento de la estación JJ-29. (B) Dique leucocrático plegado por el movimiento de fallas normales. (C) Detalle de dique leucocrático (espesor ~ 12 cm) que intruye sienogranitos en la estación JJ-29. .... 78

**Figura 19.** Mesoestructuras, rocas miloníticas e indicadores cinemáticos. (A) Superficies Sn asociadas a sistemas porfiroclastos cuarzo-feldespáticos con cinemática sinistral, estación JJ40.

(B) Porfiroclasto de feldespato potásico con geometría tipo  $\sigma$  que indica cinemática dextral en granodioritas milonitizadas, estación JJ23. (C), (C1) Porfiroclastos de cuarzo con sombras de deformación que definen geometrías tipo  $\sigma$  e indican movimiento dextral en neises migmatíticos milonitizados, estación JJ40..... 80

**Figura 20.** Orientaciones de foliaciones y estructuras lineales asociadas, que se recolectaron en estaciones puntuales para el área de estudio ..... 82

**Figura 21.** Muestra de mano de la estación JJ41 con un boudin asimétrico de pequeña escala definido por planos  $S_n$  que marcan un sentido de cizalla dextral en neises feldespático-cuarzosos. .... 83

**Figura 22.** Mesoestructuras de deformación dúctil. (A) Bandeamiento composicional en neises cuarzo-feldespáticos con biotita definido por la foliación  $S_{n+1}$ , estación JJ33. (B) Cuarcitas con tenue bandeamiento diferenciado definido por la foliación  $S_n$ , estaciones JJ30-JJ31. (C) Clivaje de crenulación  $S_{n+1}$  perpendicular al plegamiento tipo chevron de  $S_n$  en esquistos muscovíticos-cuarzosos, estación JJ45. (D) Plegamiento por compresión ( $F_{n+1}$ ) que produce pliegues para la foliación  $S_n$  en neises cuarzo-feldespáticos, estación JJ24. .... 84

**Figura 23.** Evidencias de deformación dúctil. Enclave magmático máfico que exhibe una morfología alargada, con extremos ligeramente flexionados que dan una apariencia similar a formas sigmoidales en Z, estación JJ21..... 86

**Figura 24.** Rocas que constituyen la zona de cizalla local frágil a frágil-dúctil en estación JJ9. La orientación del margen de la zona de cizalla es representada por un trazo de orientación N-S ... 87

**Figura 25.** Representación de la zona de cizalla (frágil a frágil-dúctil) en el contacto entre el Batolito de Mogotes (tonalidades naranjas) y los Esquistos del Silgará (tonalidades azules), estación JJ-11 para este caso..... 88

**Figura 26.** Mesoestructuras de deformación frágil-dúctil y semi-frágil. (A) Boudin con fracturas de cizalla sintéticas marcando cinemáticas normales en perfil en cataclasitas foliadas, estación JJ09. (B) Vena deformada constituida por minerales óxidos, con pliegues de cizalla asimétricos que definen cinemáticas dextrales en vista de planta..... 88

**Figura 27.** Mesoestructuras de deformación frágil-dúctil e indicadores cinemáticos. (A), (A1) Boudines rígidos cuarzo-feldespáticos cizallados y asimétricos que definen cinemáticas normales vistas de perfil en cataclasitas foliadas; las bandas de cizalla tipo C ( $S_{n+1}$ ) se disponen subverticales (de arriba hacia abajo en las figuras). (B) Cataclasitas foliadas que contienen boudines asimétricos que establecen cinemáticas sinestrasales. (B1) Ilustración del afloramiento en (B) donde se resaltan las estructuras  $S_{n+1}$  y C' ( $S_{n+3}$ ), estación JJ25..... 90

**Figura 28.** Foliación  $S_{n+1}$  crenulada producto del microplegamiento de los planos  $S_n$ , en el interior de uno de los boudines asimétricos que se reconocen en la estación JJ9. .... 92

**Figura 29.** Rasgos mesoscópicos de régimen frágil-dúctil y semi-frágil..... 93

**Figura 30.** Orientaciones de las foliaciones y rasgos lineales asociados que se reconocen en la región de estudio. .... 95

**Figura 31.** Brecha cohesiva ( $B_c$ ) formada a partir de neises milonitizados feldespático-cuarzosos ( $N_{mfc}$ ), estación JJ40..... 98

**Figura 32.** Brechas de falla no cohesivas. (A) Estación JJ47, alrededores de la población de Chorreras. (B) Estación JJ-14, región central de estudio. Gd: Granodiorita ..... 100

**Figura 33.** Proyecciones estereográficas (igual área-hemisferio inferior) de planos estriados de falla. .... 106

**Figura 34.** Mapa estructural con la ubicación de la solución de los tensores de esfuerzo obtenidos. .... 109

**Figura 35.** Superficie de falla estriada (57/37 Azi. Buzamiento) en un monzogranito de la estación JJ32. Fracturas Riedel (R) que cortan el plano de falla permiten definir una cinemática sinestral-inversa para la falla (plano inclinado hacia el observador) consistente con las soluciones del tensor E-W en transurrencia..... 111

**Figura 36.** Columnas agrupadas del número de tensores de esfuerzo y el factor de calidad  $QR_t$  correspondiente, con respecto al número de planos de falla con estrías (n) utilizados para la solución del tensor. .... 114

**Figura 37.** Falla con desplazamiento oblicuo (sinestral-inverso) que pone en contacto cataclasitas foliadas y granitoides. .... 116

**Figura 38.** Fallas de rumbo dextrales que desplazan granitoides ricos en feldespatos alcalinos, diques andesíticos y venas de óxidos en la región central-sur de estudio; fallas subparalelas que muestran una cinemática sinestral con componente inverso, corresponden a retrocabalgamientos. .... 120

**Figura 39.** Representaciones gráficas de los tensores obtenidos mediante el análisis total de datos ..... 123

**Figura 40.** Mapa estructural con las localidades más representativas donde se adquirieron planos de diaclasas. .... 126

**Figura 41.** Diagrama de rosas del total de los planos de diaclasa recolectados..... 126

**Figura 42.** Diagramas de rosas y contornos de datos de venas y diques ..... 128

**Figura 43.** Ocurrencias de diques máficos. (A) Dique subvertical de orientación WSW a WNW de aproximadamente 0,3-0,5 m que aflora en la zona central estudio, estación JJ18. (B) Dique de dirección NW-SE con buzamiento alto, que emplaza granitoides ricos en Bt en la estación JJ20. .... 131

**Figura 44.** Rasgos mesoscópicos semi-frágiles y frágiles. Venas de Qz conjugadas en un patrón en échelon que cortan granitoides con meteorización moderada. Fallas inversas aparecen desplazando las venas de Qz. .... 133

**Figura 45.** Diagramas de rosas de superficies de diques en el área de estudio..... 134

**Figura 46.** Izquierda: Fotografía de la cara YZ de la muestra JJ-27-2. Derecha: Digitalización de los cristales minerales de la misma muestra. .... 135

**Figura 47.** Orientación de los principales ejes del elipsoide SPO (X, Y y Z en rojo, verde y azul respectivamente) y los parámetros de forma. .... 136

**Figura 48.** Representación esquemática en vista de planta de los tensores de esfuerzo en la zona de estudio y su relación con el corredor de la Falla de Bucaramanga. .... 149

### **Lista de apéndices**

Los apéndices están adjuntos y puede visualizarlos en la base de datos de la biblioteca UIS

**Apéndice A.** Aspectos teóricos de macro y meso estructuras reconocidas en la zona de estudio.

**Apéndice B.** Paso a paso del procesamiento automatizado de datos de planos estriados de falla.

**Apéndice C.** Compendio de datos estructurales totales adquiridos.

**Apéndice D.** Diagramas de rosas y contornos de diaclasas por estación.

**Apéndice E.** Compendio de planos de foliación recolectados.

**Apéndice F.** Soluciones gráficas de los tensores de esfuerzo de planos estriados de falla

**Apéndice G.** Soluciones gráficas de los tensores de esfuerzo de planos de falla no estriados

**Apéndice H.** Mapa geológico del área de estudio.

## Resumen

**Título:** Deformación y cinemática de la Falla de Bucaramanga al sureste de Cepitá, Santander: un estudio mesoestructural y de tensores de esfuerzo\*

**Autores:** Jhon Frederick García Santos \*\*

Julián Enrique Villamizar Blanco \*\*

**Palabras clave:** Falla de Bucaramanga, corredor de falla, tensor de esfuerzos, cinemática, orientación preferencial de forma.

La Falla de Bucaramanga es una de las estructuras más importantes que disectan la Cordillera Oriental y representa el límite tectónico occidental del Macizo de Santander, por lo que ha sido objeto de estudio por varios autores a escala regional. No obstante, estudios localizados de su zona de daño son escasos en la literatura, lo que constituye una oportunidad para recolectar información sobre la actividad de la falla y para analizar la homogeneidad de su comportamiento estructural a lo largo de su trazo. Considerando lo anterior, este trabajo investiga una sección de su tramo sur, integrando datos de cartografía morfoestructural y mapeo geológico, análisis de mesoestructuras, tensores de esfuerzos mediante el método de inversión y cálculo de deformación finita mediante análisis de orientación preferencial de forma.

Con base en los resultados y la revisión bibliográfica, se considera a la Falla de Bucaramanga como una estructura regional reactivada, cuyo movimiento durante el Mesozoico fue transtensional (dextral-normal) favorecido por un tensor regional NE-SW producto de una configuración tectónica de subducción oblicua entre la placa Farallones y el margen noroccidental de Sudamérica. Este ambiente generó una zona de cizalla que se extiende desde regímenes frágiles a dúctiles, con una orientación NNW a N-S, cuyo trazo no fue modificado por la posterior reinversión tectónica. El movimiento actual de la Falla de Bucaramanga en la sección de Cepitá está supeditado por un régimen transpresional generado por un tensor regional E-W a 85°, variando localmente a orientaciones N-S y NW-SE, que producen una zona de cizalla de condiciones frágiles a dúctiles, superponiendo de manera heterogénea las estructuras formadas durante el Mesozoico. Rasgos mesoestructurales y elipsoides de deformación con formas prolatas al norte del área de estudio y oblatas hacia el sur, sugieren el levantamiento y la yuxtaposición de bloques de condiciones deformacionales contrastantes por medio de un mecanismo de exhumación asimétrica a lo largo del corredor de la Falla de Bucaramanga.

-----  
\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño, Geólogo PhD. Codirectora: Anny Julieth Forero Ortega, Geóloga MSc.

### Abstract

**Title:** Deformation and kinematics of the Bucaramanga Fault Southeast of Cepitá, Santander: a stress tensor and mesostructural study\*

**Authors:** Jhon Frederick García Santos\*\*

Julian Enrique Villamizar Blanco\*\*

**Keywords:** Bucaramanga Fault, damage zone, stress tensor, kinematics, Shape Preferred Orientation.

The Bucaramanga Fault is one of the most important structures which crosscuts the Eastern Cordillera and represents the western tectonic limit of the Santander Massif, being studied by several authors on a regional scale. However, there is a scarcity of local studies on the literature that focus on the damage zone of this fault, so there is an opportunity to recollect data about its activity and to analyze the structural homogeneity of its behavior along the main fault trace. This study researches a south section of the Bucaramanga Fault, using morphostructural cartography and geological mapping, mesostructures and stress tensor analyses with the inversion method, and the estimation of finite strain with the Shaped Preferred Orientation (SPO) method.

Based on the results, the Bucaramanga Fault is regarded as a reactivated regional strike-slip structure with a transtensional movement (right-lateral with a normal component) during the Mesozoic produced by a regional NE-SW tensor representing an oblique-subduction tectonic setting between the Farallones plate and the northwestern margin of South America. This setting created a shear zone ranging from brittle-to-ductile regimes, oriented NNW to N-S, whose trace was not affected by the later tectonic inversion. The current sinistral movement of the Bucaramanga Fault in the Cepitá section is controlled by a transpressional regime created by an E-W regional stress tensor ( $85^\circ$ ), with local variations to N-S and NW-SE, producing a shear zone with brittle-to-ductile conditions, which locally superimposed the mesoscale Mesozoic structures. The mesostructural features and the presence of prolate-shaped strain ellipsoids north of the study area and oblate-shaped ones on the south may suggest uplift and juxtaposition of blocks with contrasting deformational conditions by asymmetric exhumation across the damage zone of the Bucaramanga Fault.

---

\* Bachelor Thesis

\*\* Faculty of Physico-Chemical Engineering, School of Geology. Thesis Supervisors: PhD Francisco Alberto Velandia Patiño, MSc Anny Julieth Forero Ortega

## Introducción

La Falla de Bucaramanga es una estructura regional ubicada en el NE de la Cordillera Oriental que constituye el límite occidental del Bloque de Maracaibo y del Macizo de Santander (Toro, 1990; Kammer, 1993). Presenta un movimiento en rumbo sinistral con componente inverso local, orientada regionalmente en dirección NNW (Boinet et al., 1989; Diederix et al., 2008; Toro, 1990). Si bien ha sido objeto de estudio por diversos autores en las últimas décadas (Boinet et al., 1989; Irving, 1971; Osorio et al., 2008; Toro, 1990; Ujueta, 2003, Velandia, 2017), estos se han enfocado en análisis regionales recolectando datos estructurales en localidades espacialmente dispersas y teniendo en cuenta las variaciones estratigráficas en unidades geológicas sedimentarias, por lo que hay escasez de datos estructurales en unidades del basamento y en general, de información que permita cuantificar la deformación finita en las zonas de daño locales a lo largo de su trazo. Así mismo, falta evidencia de campo que permita entender las condiciones de deformación previas al Cenozoico y análisis de tensores de esfuerzo que soporten un modelo de la evolución cinemática a nivel local para esta estructura.

Esta investigación presenta un análisis de cartografía morfoestructural, mapeo geológico y tratamiento de datos mesoestructurales (superficies de falla estriadas y no estriadas, diaclasas, foliaciones metamórficas y venas) para explicar la deformación y cinemática que se observa en la sección Cepitá del corredor de la Falla de Bucaramanga. Así mismo, análisis de deformación finita en granitoides que afloran en la zona de estudio mediante el método de Orientación Preferencial de Forma (OPF), se realizan con el fin de complementar estos resultados. La integración de los datos de cada una de las técnicas aplicadas, permiten elaborar un modelo evolutivo para la Falla

de Bucaramanga en el área de estudio, en el que los eventos de reactivación contraccional e inversión cinemática del Cenozoico, asociados con el inicio de la Orogenia Andina (Caballero et al., 2013; Amaya et al., 2020; Horton et al., 2020), controlaron las orientaciones de los tensores de esfuerzo y le confirieron la naturaleza transpresiva a la Falla, sobreimponiendo estructuras transtensionales formadas previamente durante el Mesozoico. De igual forma, mostramos que el marco tectónico transpresivo, con la combinación de un componente no coaxial (desplazamientos sinestrales) y coaxial (movimientos inversos), controló el levantamiento y la yuxtaposición de bloques de condiciones deformativas contrastantes, por medio de trazos subsidiarios a lo largo del corredor de falla, posiblemente bajo un mecanismo de exhumación asimétrica.

### **1. Localización del área de estudio**

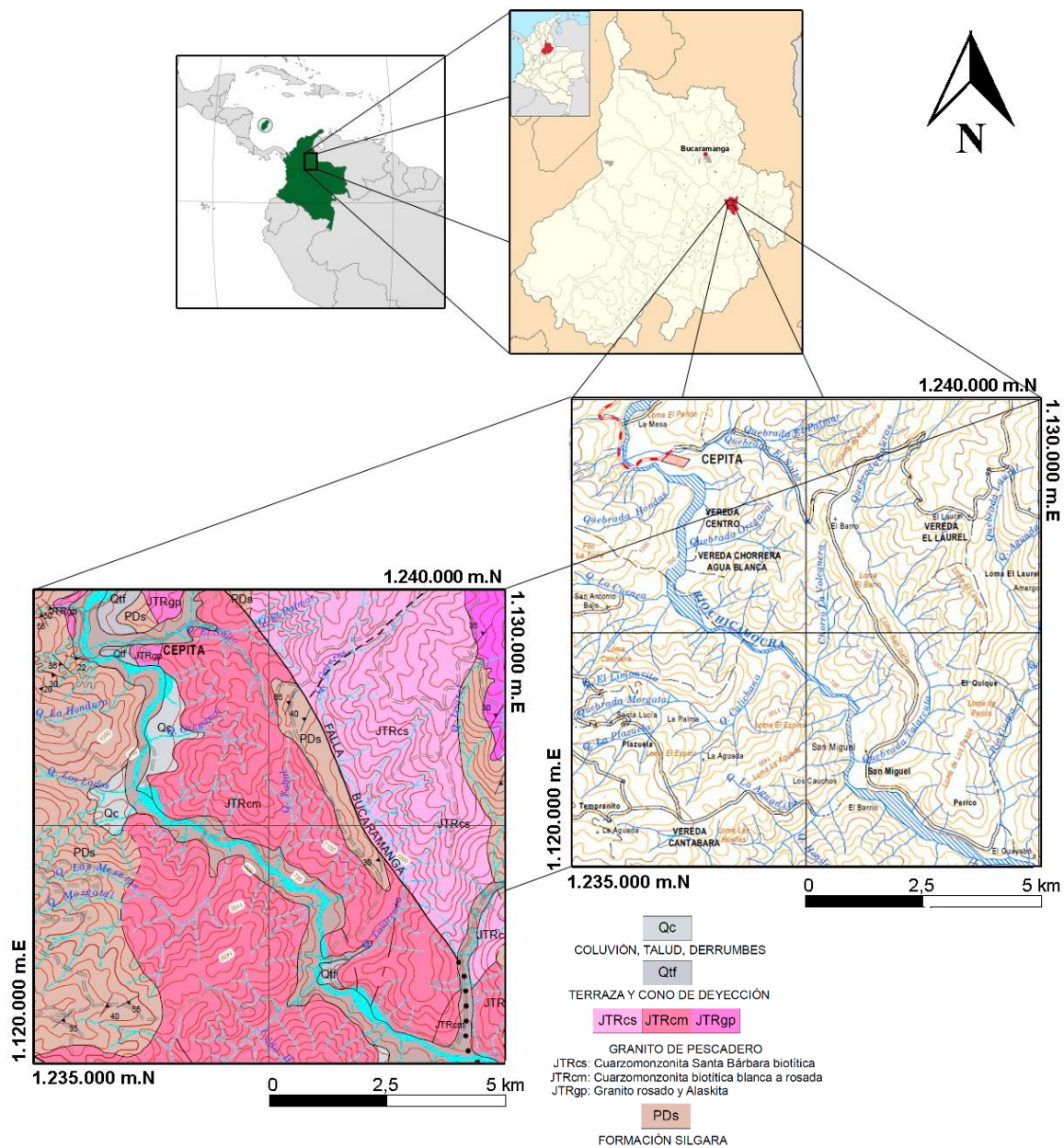
El área de estudio se encuentra localizada en la parte norte de la Cordillera Oriental de Colombia, en el departamento de Santander, en el límite occidental del Macizo de Santander. Se encuentra dentro de la jurisdicción del municipio de Cepitá, abarcando principalmente las veredas San Miguel y El Laurel (Ver Figura 1).

La zona está comprendida entre las Coordenadas Planas de Gauss, Datum MAGNA-SIRGAS (Origen Bogotá Central):

<b>X: 1.120.000 m</b>	<b>X: 1.130.000 m</b>
<b>Y: 1.230.000 m</b>	<b>Y: 1.240.000 m</b>

**Figura 1**

*Localización del área de estudio.*



*Nota.* Tomado de la Hoja 136 del IGAC y de la *Geología de la Plancha 136 Málaga*, por R. Vargas, A. Arias, L. Jaramillo, N. Téllez, 1984, Ingeominas.

Estas coordenadas hacen parte de la Plancha 136IA, escala 1:25.000, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y la Plancha Geológica 136 Málaga (Vargas et al., 1984). La principal vía de acceso al municipio es a través de un carreteable de 12 km que se desprende de la carretera principal Piedecuesta-Aratoca a unos 3 km antes de llegar al Parque Nacional del Chicamocha (Panachi).

## **2. Planteamiento del problema**

La Falla de Bucaramanga es una de las estructuras regionales más prominentes e importantes del Oriente Colombiano cuya complejidad a lo largo de su trazo como límite occidental del Macizo de Santander (Boinet et al., 1989; Toro, 1990; Kammer, 1993), determina la historia deformativa reciente de las unidades ígneo-metamórficas del basamento. Debido a su extensión regional, pocos estudios se han enfocado en caracterizar la deformación a detalle en cada una de sus secciones locales, que permitan así corroborar la homogeneidad espacial y temporal de su movimiento, por lo que esto representa un problema que debe ser estudiado. El municipio de Cepitá, ubicado sobre unidades geológicas que pertenecen a este basamento (Esquistos del Silgará, Neis de Bucaramanga, Granito de Pescadero, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara) es atravesado de manera transversal por el corredor de la Falla de Bucaramanga, que deja a su paso marcadas morfoestructuras y afloramientos que evidencian la cinemática y geometría de la misma. Lo anterior, sumado a las condiciones climáticas y escasa vegetación, hacen de este sector un sitio ideal para generar mayor conocimiento sobre las condiciones bajo las cuales se generaron las rocas

asociadas a la zona de daño de esta estructura, teniendo en cuenta que a lo largo de la falla es donde se han documentado mayores tasas de exhumación para el Macizo de Santander (van der Lelij et al., 2016; Amaya et al., 2017).

Para esto, es necesario entender la evolución de las rocas asociadas a la falla, en relación con su nivel cortical, analizando las estructuras presentes y la deformación impresa en la fábrica de éstas. Con lo anterior, se conseguirá comprender la geometría y cinemática de la Falla de Bucaramanga a escala local y realizar correlaciones con otras secciones de esta, obteniendo información que permita aportar a la evolución del borde occidental del Macizo de Santander y su incidencia en el contexto geológico de la Cordillera Oriental.

En este orden de ideas, se selecciona un área al sureste del municipio donde se busca realizar un análisis de las mesoestructuras asociadas a deformación frágil, frágil-dúctil y dúctil. Estos estudios permitirán determinar las fases deformativas presentes y la evolución tectónica que han experimentado las rocas en este sector hasta su configuración actual.

### **3. Justificación**

El presente trabajo de investigación se centra en un área al sureste del municipio de Cepitá, donde las rocas del basamento cristalino del Macizo de Santander están fuertemente afectadas por el trazo de la Falla de Bucaramanga. Siendo una estructura tan importante a nivel regional, es

necesario que se realicen estudios en diversas secciones que constituyen su trazo para caracterizar su geometría y cinemática a escala local y su incidencia en la historia de exhumación del macizo.

Adicionalmente, los resultados de la investigación aportan a la caracterización geológica de la zona de estudio, ya que carece de análisis mesoestructurales detallados en las litologías aflorantes que permitan refinar la cartografía existente, e igualmente obtener información sobre la naturaleza de las estructuras locales y la evolución geológica de estas en relación con la región sur del Macizo de Santander. Así mismo, el área de estudio presenta una alta complejidad estructural que no ha sido estudiada mediante análisis de anisotropía geométrica de las fábricas de rocas y tampoco por análisis de datos estructurales en régimen frágil a dúctil, que contribuyan al entendimiento de la deformación de la zona en el contexto de su historia evolutiva.

La finalidad principal es correlacionar los resultados e interpretaciones obtenidas en el estudio detallado local de la Falla de Bucaramanga con otras secciones de su trazo principal, ayudando a entender los procesos de exhumación que se han presentado en el corredor de la falla y ampliar el conocimiento sobre el campo de esfuerzos a los que están sometidos las rocas de basamento del Macizo de Santander. En adición, este proyecto complementará la información sobre la naturaleza de los eventos deformativos asociados a la Falla de Bucaramanga y fallas adyacentes, que contribuye a soportar modelos de configuración tectónica a escala regional.

## 4. Objetivos

### 4.1 Objetivo general

Realizar un análisis estructural de las rocas que afloran en el corredor de la Falla de Bucaramanga en un sector al sureste de Cepitá (Santander).

### 4.2 Objetivos específicos

- Analizar las mesoestructuras e indicadores cinemáticos de régimen dúctil a frágil que se presentan en las rocas del área de estudio.
- Determinar el tensor local de esfuerzos.
- Describir textural y mineralógicamente las rocas ígneo-metamórficas del área de estudio.
- Identificar y caracterizar las rocas de falla aflorantes en la zona de estudio.
- Efectuar el cálculo e interpretación de la Orientación Preferencial de Forma (SPO) y el Elipsoide de deformación en fábricas anisotrópicas de las rocas aflorantes en el área de trabajo.

## 5. Antecedentes y Marco Geológico

### 5.1 Configuración Geológica y Tectónica del Macizo de Santander (Basamento Cristalino)

El Macizo de Santander es una región tectonoestratigráfica localizada en el sector nororiental de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, constituido por un basamento cristalino de rocas metamórficas agrupadas en las unidades de más antigua a más reciente Neis de Bucaramanga, Formación Silgará y Ortoneis (Ward et al., 1973). Las edades asignadas para estas unidades se han establecido a partir de las relaciones litológicas observadas en campo y con dataciones radiométricas, evidenciando una compleja historia evolutiva desde el Mesoproterozoico hasta el Jurásico temprano (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005; García et al., 2005; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla et al., 2012; van der Lelij, 2013; Mantilla et al., 2016a, b; van der Lelij et al., 2016a; Zuluaga et al., 2017). Estas unidades se han desarrollado principalmente por metamorfismo regional, aunque en sectores locales se encuentran evidencias de metamorfismo dinamo-térmico (Ward et al., 1973; García et al., 2005; Mantilla y García, 2018).

En el área de estudio, las principales unidades aflorantes son rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará (Esquistos del Silgará sentido de Royero y Clavijo, 2001), y cuerpos intrusivos ampliamente distribuidos del Granito de Pescadero, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y el Batolito de Mogotes (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1984; Gómez et al., 2015) (Figuras 1 y 2).

Ward et al. (1973) describen el Neis de Bucaramanga, como una unidad constituida por una secuencia estratificada de rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico, que consiste en metapelitas, semipelitas y metareniscas intercaladas con capas delgadas locales de rocas calcosilicatadas y mármol. Esta unidad se considera como remanente del evento orogénico regional Grenvilliano (Orinoquiense-Putumayense en Colombia, Restrepo-Pace, 1995; Ibañez et al., 2011) con edades de metamorfismo U-Pb en zircones y  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  que abarcan un rango entre los ~800 a ~1200 Ma (Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005), e igualmente, edades de  $945\pm 40$  mediante datación K/Ar en gneis horbléndico (Goldsmith et al., 1971). Adicionalmente, eventos de metamorfismo regional de edades más recientes han sido reportados en rocas que constituyen el Neis de Bucaramanga, con edades del Cámbrico-Ordovícico (~490 - ~450 Ma, van der Lelij et al., 2016a) que se asocian con el evento regional de la Orogenia Quetame-Caparonensis (sentido de Restrepo-Pace y Cediel, 2010) o Famatiniana (sentido de Restrepo-Pace, 1995; Mantilla et al., 2016a); este evento metamórfico del Paleozoico inferior generó rocas de facies anfibolita a granulita y procesos asociados de migmatización (van der Lelij et al., 2016a; Zuluaga et al., 2017).

Recientemente, procesos de metamorfismo de baja presión se han identificado en las zonas de Berlín (Santander), sobreimponiéndose sobre rocas de facies anfibolitas-granulitas del Neis de Bucaramanga, que se correlaciona con el pulso de magmatismo regional que ocurrió en el Triásico tardío-Jurásico temprano (Zuluaga et al., 2017).

La Formación Silgará, que parece suprayacer de manera inconforme el Neis de Bucaramanga (base no definida), presenta una composición litológica de cuarcitas con algunas intercalaciones de esquistos semipelíticos y lentes de anfibolitas en su parte inferior y de esquistos pelíticos, cuarcitas, filitas y metalimolitas en su parte superior (Ward et al., 1973). Si bien estudios

recientes demuestran la heterogeneidad cronológica de esta unidad, su metamorfismo se asocia a distintas fases de la Orogenia Famatiniana en el Ordovícico-Silúrico (García et al., 2005; Mantilla et al., 2016a, b; García-Ramírez et al., 2019).

El Granito de Pescadero es definido como una unidad de rocas ígneas leucocráticas de grano fino a muy fino, equigranular a ligeramente porfirítico, con fenocristales de feldespatos potásico (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981). Tiene una edad de cristalización U/Pb en circón de entre 199 y 195 Ma (van der Lelij et al., 2016a; Zapata et al., 2016). La Cuarzomonzonita de Santa Bárbara (Monzogranito de Santa Bárbara en el sentido de Rodríguez et al., 2018) la describen como una cuarzomonzonita rosada biotítica con horblenda, uniforme, inequigranular, de grano grueso, que localmente varía composicionalmente a sienogranito y granodiorita de grano medio (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981; Zuluaga y López, 2018); en la zona de estudio forma un cuerpo más o menos lineal al este de la Falla de Bucaramanga (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981). Tiene una edad de cristalización U/Pb en circón entre 204 y 195 Ma (Rodríguez et al., 2018).

El Batolito de Mogotes define uno de los cuerpos intrusivos de mayor dimensión en el Macizo de Santander (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981), constituido por diferentes tipos de rocas, que involucran cuarzomonzonitas rosadas, biotíticas, equigranulares de grano medio, monzogranitos, granodioritas localmente porfiríticas, diques riolíticos porfiríticos y afaníticos, y aplitas (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981; Correa et al., 2016). Está limitado al oriente por la Falla de Bucaramanga, e intruyen rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981; Correa et al., 2016). La edad de cristalización U/Pb en variedades granodioríticas está entre 203 y 195 Ma (van der Lelij, 2013; Correa et al., 2016).

Vargas et al. (1981) describen las unidades metamórficas e ígneas que se exponen al sureste de Cepitá, como complemento de la información aportada previamente por Ward et al. (1973). Entre esos nuevos aportes, afirman que al oriente de Cepitá el Neis de Bucaramanga se presenta como un techo colgante que consiste esencialmente de anfibolitas y neises horbléndicos, atravesadas por numerosos apófisis y silos del Batolito de Mogotes. Mantilla et al. (2003) realizan un estudio de la secuencia metamórfica de la Formación Silgará entre Piedecuesta y Aratoca, enfocándose en el análisis petrográfico en sección delgada, mejorando la calidad de la cartografía geológica al representar la estructura termal de esta unidad por medio de isógradas.

Trabajos posteriores concentrados en el municipio de Cepitá han demostrado la presencia de una franja del Neis de Bucaramanga en la loma San Isidro, en el camino que comunica el municipio con el poblado de San Miguel, compuesta principalmente de neises biotítico-silimanítico, neises cuarzo feldespáticos y cuarcitas granatíferas, y que se extiende en dirección NNW (Urueña-Suárez y Zuluaga, 2011; Amaya, 2012; Villamizar, 2014). Dicha franja estaba anteriormente cartografiada como Formación Silgará por Vargas et al. (1984) (Figura 1).

Por otra parte, los estudios estructurales sobre el Macizo de Santander han sido enfocados principalmente en el análisis de sus estructuras mayores y en la interpretación de su evolución tectónica (e.g. Kammer, 1999; Velandia, 2017). La localización de esta región es clave en la configuración de los Andes del Norte, ya que se encuentra en la bifurcación de la Cordillera Oriental de Colombia al occidente y los Andes de Venezuela al oriente. Junto con la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida en Venezuela, constituye la principal topografía montañosa del bloque triangular de Maracaibo (Amaya, 2016) (Figura 2).

Localmente, con las regiones del Macizo de Floresta al sur y la Serranía de Perijá al norte, define el denominado "Alto de Santander" que separa cuencas mesozoicas (producto de una tectónica extensiva) y evidencia procesos de inversión tectónica (Cooper et al., 1995; De Freitas et al., 1997; Sarmiento, 2001).

El Macizo de Santander, se caracteriza por estar constituido por estructuras de rumbo y de cabalgamiento (Gómez et al., 2007; 2015) (Figura 2), aunque puede evidenciar los tres tipos de deformación (transcurrencia, compresión y distensión) a lo largo de su extensión debido al actual movimiento de los Andes del Norte (Audemard y Audemard, 2002). En ese orden de ideas, diferentes autores han realizado modelos regionales donde proponen que los Andes Colombianos (y por ende la Cordillera Oriental) se caracterizan principalmente por estructuras con tendencias NE generadas como resultado de una tectónica transpresiva, que están desplazadas por estructuras de tendencia NW, en la que se destaca la cizalla y cinemática del Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, que es considerada la zona de la Cordillera Oriental con la deformación más intensa (Kammer, 1999; Taboada et al., 2000; Sarmiento, 2001; Cediell et al., 2003; Velandia, 2005; Acosta et al., 2007).

## **5.2 Falla de Bucaramanga**

El sistema de Fallas de Bucaramanga-Santa Marta, es una estructura de carácter regional, cuya característica más notoria es su expresión topográfica representada por valles alineados, la cual es muy notable en imágenes satelitales, modelos digitales del terreno y fotografías aéreas (Ward et al., 1973; Diederix et al., 2008; 2009). Se extiende desde el cabo noroeste de la Sierra Nevada de Santa Marta, en el norte, hasta las cercanías de la población de Ricaurte en la Cordillera

Oriental hacia el sur, cubriendo una distancia de aproximadamente 550 km (Boinet et al., 1989; Paris et al., 2000).

Presenta un movimiento de rumbo sinistral con una orientación NNW (Irving, 1971; Toro, 1990), aunque también muestra una componente de desplazamiento vertical importante que hace que se comporte en algunos sectores como una estructura inversa (Ward et al., 1973; Paris y Sarria, 1986; Boinet et al., 1989; Diederix et al., 2008). Este sistema está constituido grosso modo por tres segmentos principales (Boinet et al., 1989) en un arreglo escalonado dextral como sigue: un segmento norte, que corresponde a la Falla de Santa Marta (Figura 3). Un segmento intermedio cubierto por una llanura aluvial cuaternaria muy extensa de los valles de los ríos Magdalena y César (Diederix et al., 2009). Un segmento sur, definido por la Falla de Bucaramanga, que se proyecta desde el municipio de Aguachica en el Norte en el departamento del Cesar hasta el pueblo de Ricaurte -Santander- en el sur (Ver Figura 3).

A pesar de que varios estudios han considerado este sistema de fallas como una estructura única, para propósitos de este trabajo se adoptan las consideraciones propuestas por Ujueta (2003), que sugiere separar el sistema de fallas de Bucaramanga-Santa Marta en las fallas de Bucaramanga al sur, y la falla de Santa Marta al norte de acuerdo con datos geofísicos que muestran la ausencia de conexión en profundidad hacia el sector intermedio entre estas dos fallas (Ver Figuras 2 y 3).

En ese sentido, la Falla de Bucaramanga es establecida generalmente como el margen occidental del Macizo de Santander (Boinet et al., 1989; Toro, 1990; Kammer, 1993), aunque trabajos recientes postulan que este límite occidental está definido por la Falla de Lebrija también de cinemática sinistral (Velandia, 2017) (Ver Figura 2).

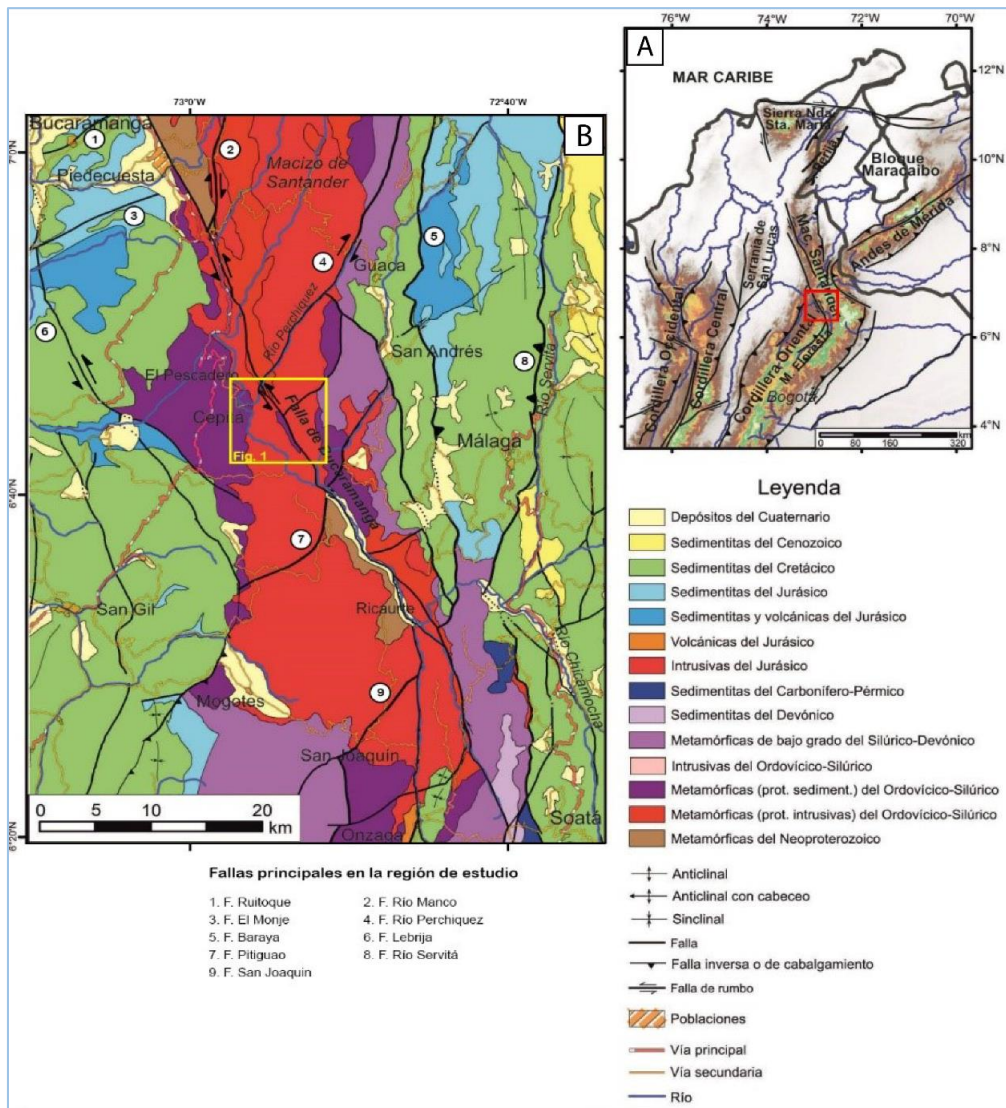
La Falla de Bucaramanga junto con las otras fallas longitudinales principales del Macizo de Santander, Falla de Lebrija y Falla de Guamalito - en el sentido de Velandia (2017) - configuran la estructura en flor positiva de Bucaramanga que exhuma rocas de la zona de transición frágil-dúctil en su bloque colgante (Diederix et al., 2008; Osorio et al., 2008; Velandia, 2017), en un modelo de dominós tranpresivos, donde se distinguen fallas internas transversales con orientación NE y cinemática dextral, en las que se destacan las fallas del Río Manco, Umpalá y Río Perchiquez por su cercanía al área de estudio (Ward et al., 1977; Carrillo y Bernal, 1992; Velandia et al., 2020).

Estudios de microtectónica aplicada a rocas afectadas por la Falla de Bucaramanga son escasos. Análisis petrográficos y microestructurales entre los municipios de Pailitas y Curumaní (Cesar), han permitido identificar una vasta zona de cizalla de 5 km de ancho con componente lateral izquierdo, y también clasificar y caracterizar rocas de falla (pseudotaquilitas) agrupadas en el Neis de Bucaramanga presente en el corredor principal de la falla (López-Isaza et al., 2008; Cuellar et al., 2012). Así mismo, González y Jiménez (2015) realizaron análisis de microtectónica en un sector de la Falla de Bucaramanga en los alrededores del corregimiento de Umpalá, examinando principalmente la deformación frágil de las rocas del Granito de Pescadero y caracterizando las pseudotaquilitas presentes en este cuerpo plutónico.

Al norte de Cepitá, se ha establecido la presencia de una foliación milonítica que exhibe un rumbo NW-SE concordante con el mostrado para la Falla de Bucaramanga, que demuestra que la zona de cizalla asociada a esta estructura se deformó en un ambiente dúctil desarrollando una cinemática sinistral (Villamizar, 2014).

**Figura 2**

*Localización y mapa geológico regional del área de estudio.*

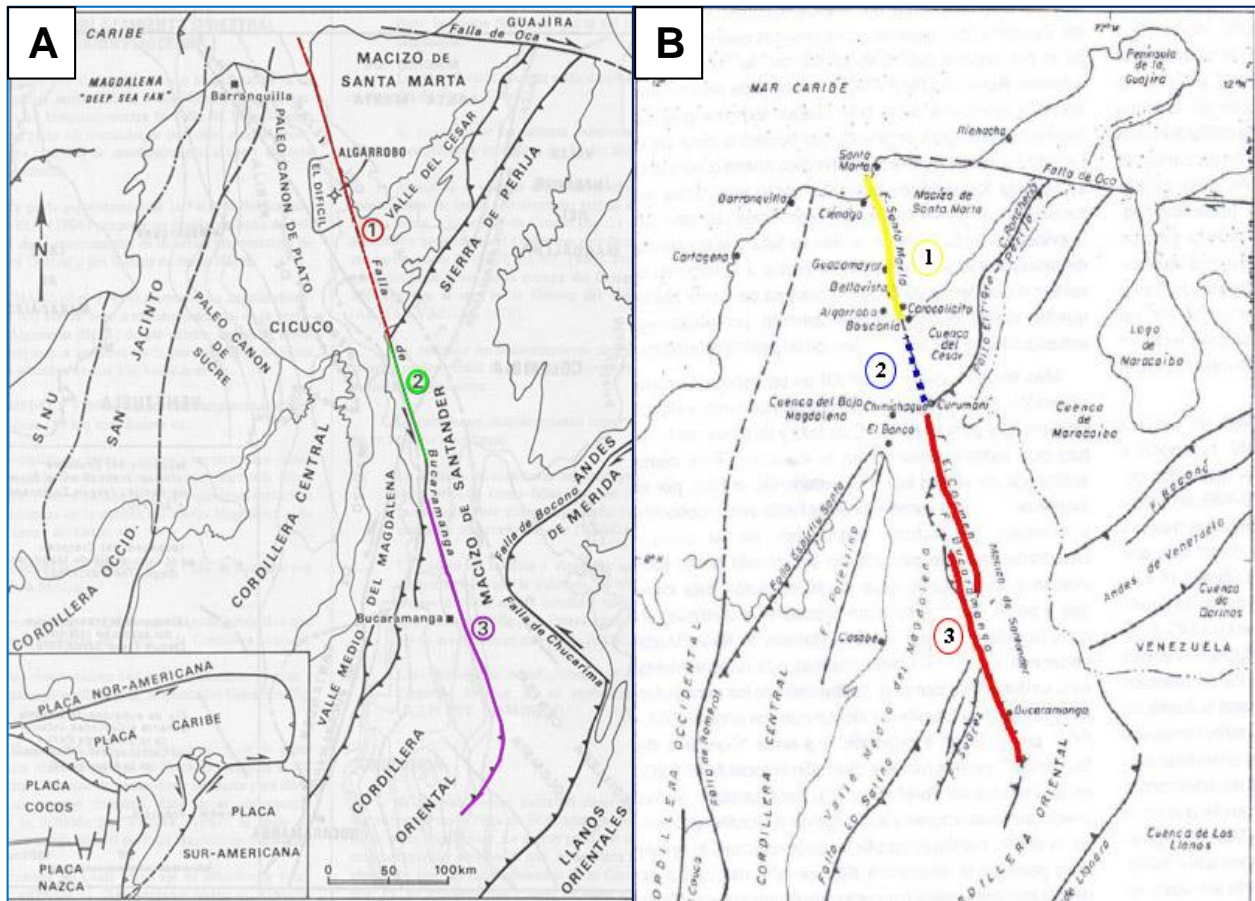


*Nota.* (A) Localización regional de la zona de estudio (ver recuadro), sobre la flexión de la Cordillera Oriental y esquina sur del Bloque de Maracaibo. (B) Mapa geológico regional y principales estructuras presentes en el área de estudio (ver recuadro amarillo). Imágenes tomadas y modificadas de “Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo

estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga” (p. 155), por F. A. Velandia, 2017, Tesis de doctorado, Universidad Nacional de Colombia.

**Figura 3**

*Terminología y división propuesta para el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta*



*Nota.* (A) Modelo de configuración del SFBS en tres sectores, según “La falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia Andina” (p. 5), por T. Boinet, J. Bourgois, H. Mendoza, R. Vargas, 1989, *Geología Norandina*, 11; (B) División del SFBS en el sentido de “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” (p. 138), por G. Ujueta, 2003, *Geología Colombiana*, 28.

Leyenda: **1**, Falla de Santa Marta, en el extremo norte. **3**, Fallas de El Carmen y Bucaramanga, hacia el sector sur. SFBS = Sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta.

### ***5.2.1. Actividad y Temporalidad***

La actividad de la Falla de Bucaramanga puede catalogarse como compleja y bastante antigua. Algunos estudios previos muestran que su actividad puede datarse desde el precámbrico (Rodríguez y González, 1976) aunque posterior al Neis de Bucaramanga (Daconte y Salinas, 1980). Debido a la expresión fisiográfica de la Falla de Bucaramanga, la mayor en Colombia según Diederix et al. (2009), se sugiere que el sistema es activo y que ha tenido diferentes desplazamientos desde el Paleozoico (Campbell, 1965; León, 1991; Paris et al., 2000; Osorio et al., 2008; Diederix et al., 2008; 2009). Jiménez et al. (2015) proponen un estado activo para la falla mediante datos de paleomagnetismo. En adición, análisis de sismicidad realizados en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena mediante inversión de mecanismos focales y ubicación de hipocentros a profundidades corticales, han sugerido que la Falla de Bucaramanga es una estructura bastante activa a lo largo de esta región (Londoño et al., 2019). Sin embargo, otros autores consideran que, aunque la expresión de la falla es muy notable, esto no es suficiente para considerarla una estructura con actividad reciente (Ward et al., 1973; Boinet et al., 1989; Toro, 1990).

Considerando esas ideas, la opinión que predomina respecto a la edad de la falla establece que la estructura es del Neógeno, cuya actividad principal se da en el Mioceno temprano (Amaya-Ferreira et al., 2020), y de igual forma se fijan edades del Mioceno tardío a Plioceno (Tschanz et al., 1974; Boinet et al., 1989; Toro, 1990; Velandia, 2017) que puede asociarse a una reactivación de la falla.

Del mismo modo, recientemente se han realizado estudios termocronológicos que permiten restringir los episodios de exhumación asociados a la Falla de Bucaramanga. Estos eventos serían consecuencia de la migración de la deformación al este, producto del inicio de la inversión general de la Cordillera Oriental en el Paleoceno (Parra et al., 2012; Mora et al., 2015). Los dos bloques de la Falla de Bucaramanga tienen una historia común desde los 70 Ma hasta los 50 Ma, momento en que se registran procesos de exhumación diferenciada (Siravo et al., 2019b).

Van der Lelij et al. (2016) reportan datos de huellas de fisión en apatitos y circones, que evidencian la actividad de esta estructura a los 40 Ma, exhumando asimétricamente el Macizo de Santander hasta valores de 10 km en la vertical con tasas de exhumación variables entre 0,25-1 Km/Ma. Así mismo, se ha reportado un pulso en el Oligoceno Tardío - Mioceno (entre 25 y 17 Ma) que se ha relacionado con la colisión inicial del arco de Panamá con el borde NW de Sudamérica, producto del comienzo de la actividad transpresiva de la falla (Mora et al., 2015; van der Lelij et al., 2016; Amaya et al. 2017; Velandia, 2017; Siravo et al., 2019a; Amaya-Ferreira et al., 2020) y otros periodos de actividad en el Plioceno, que se relaciona con la reactivación de la misma, y hasta un posible pulso más joven y actual hace 400.000 años (Velandia, 2017; Villamizar, 2017; Siravo et al., 2019a). El pulso del Plio-Pleistoceno indicaría un incremento no uniforme de la topografía debido a una transición a subducción “flat-slab” y una progresiva hidratación de la cuña mantélica durante este periodo, donde los cambios climáticos tendrían un rol subordinado en las tasas de exhumación (Anderson et al., 2015; Siravo et al., 2019a).

En cuanto a la magnitud de desplazamiento de la falla de Bucaramanga, se ha estimado entre 30 y 224 km según Ujueta (2003) en el resumen realizado de trabajos previos desde 1933, donde se destacan los desplazamientos laterales entre 100-110 km (Campbell, 1965; Irving, 1971; Tschanz et al., 1974); un desplazamiento sinistral de 20 km (Kammer, 1999), los 10 km en

depósitos cuaternarios (Rosello, 2012), y las magnitudes propuestas en su extremo meridional, de 45 km (Toro, 1990), que difiere de los 20 a 30 km propuestos por Velandia (2017).

### 5.3 Tensores de esfuerzos

La deformación frágil del Macizo de Santander enfocada al análisis de tensores de esfuerzo ha sido estudiada principalmente a través de trabajos regionales (Kammer, 1999; Taboada et al., 2000; Cortés y Angelier, 2005; Cortés et al., 2005). Sin embargo, estudios recientes han tratado de establecer las direcciones de tensores locales asociados a las fallas mayores (e.g. Falla de Bucaramanga) mediante análisis de mayor detalle (Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018).

De acuerdo con lo anterior, estudios regionales como el de Cortés y Angelier (2005), fijan un patrón de compresión de tendencia WNW-ESE que varía a NW-SE para un sector de la Cordillera Oriental (Norte de 4°N) y los Andes de Mérida, que incluye el Macizo de Santander y por lo tanto el área de estudio. El patrón de compresión WNW-ESE corresponde con los obtenidos para esta zona por otros autores, y que se han fijado a partir de datos de GPS y datos de campo basados en la inversión de superficies estriadas de falla (Kammer, 1999; Taboada et al., 2000; Trenkamp et al., 2002; Cortes et al., 2005), y así mismo concuerda con la dirección actual del esfuerzo horizontal máximo (NW-SE) para el sector sur de la Falla de Bucaramanga (Velandia, 2017), que induce una cinemática de rumbo sinistral en la misma y en las otras fallas longitudinales de esta zona. Tensores de esfuerzos regionales con dirección de compresión E-W han sido propuestos para diferentes sectores del Macizo de Santander y para regiones adyacentes, mediante inversión de mecanismos focales de sismos generados en zonas corticales someras, tomados a lo largo del Valle Medio del Magdalena y la región oriental del Bloque de Maracaibo (Audemard y Castilla, 2016; Londoño et al., 2019), y a partir de inversión de superficies con estrías

de falla, que explican la cinemática sinistral de las fallas longitudinales en la zona central y norte del Macizo de Santander (Velandia, 2017).

Orientaciones de tensores de esfuerzo WSW-ENE también han sido definidas para el Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga (Taboada et al., 2000) que difieren de las orientaciones predominantes para la Cordillera Oriental y, que, por lo tanto, se asocian con el escape hacia el noreste de los Andes del Norte (Egbue et al., 2014).

## **6. Marco Teórico**

Se muestran los aspectos teóricos de las estructuras que se observan y reconocen en el presente estudio. Igualmente, los fundamentos teóricos de los métodos utilizados para el análisis de los datos estructurales también son expuestos grosso modo. No obstante, es necesario mencionar que los conceptos teóricos que aquí se mencionan buscan principalmente dar una idea general de las características y rasgos observables en las rocas de la zona de trabajo, y que de esta manera el lector pueda familiarizarse con los conceptos. Por tanto, es pertinente que se indaguen las fuentes expuestas como referencias en esta sección, en la sección de métodos de estudio, y los conceptos teóricos adicionales que se muestran en el Apéndice A, para tener una visión más amplia de las definiciones dadas.

### **6.1 Zonas de Cizalla**

La deformación de las porciones de la litosfera, que involucra tanto la corteza como el manto (e.g., Vauchez et al., 2012; Snyder y Kjarsgaard, 2013), puede ser en gran medida acumulada a unas dimensiones dadas, en zonas de deformación que muestran importantes

variaciones en orientación, longitud, espesor, desplazamiento, geometría y mecanismos de deformación (Ramsay y Graham, 1970; Sibson, 1977; Ramsay, 1980; Lister y Snoke, 1984; Jiang y White, 1995; Passchier y Trouw, 2005; Fossen y Cavalcante, 2017). Estas zonas de deformación están definidas por límites o márgenes que marcan un cambio en la deformación, establecido comúnmente por la rotación de marcadores preexistentes o la formación de una nueva fábrica, donde la deformación es claramente más alta que los dominios de materiales ubicados de forma externa a los límites (Jiang y White, 1995; Fossen y Cavalcante, 2017).

Las zonas de deformación generalmente involucran un componente significativo de cizalla simple, por lo que reciben el nombre de zonas de cizalla (Ramsay y Graham, 1970; Sibson, 1977; Ramsay, 1980; Simpson y De Paor, 1993), aunque componentes de cizalla pura (deformación coaxial) también son comunes (Coward y Kim, 1981; Fossen y Tikoff, 1993; Northrup, 1996).

Las zonas de cizalla pueden abarcar tanto condiciones propias de zonas de gran profundidad hasta condiciones de áreas cercanas a superficie (Passchier y Trouw, 2005). En ese sentido, dependiendo del mecanismo de deformación dominante (generalmente a escala microscópica), las zonas de cizalla pueden ser clasificadas como zonas de cizalla plásticas (referidas también como zonas de cizalla viscosas, dúctiles, o zonas de deformación continua) y como zonas de cizalla frágiles o friccionales, referenciadas normalmente como zonas o núcleos de fallas, simplemente fallas, o zonas de deformación discontinua (Passchier y Trouw, 2005; Fossen y Cavalcante, 2017).

Mecanismos de deformación frágil y dúctil pueden coexistir e intercambiarse durante la deformación, acompañando la evolución de las zonas de cizalla (e.g. Fousseis et al., 2006; Pennacchioni y Mancktelow, 2007) aunque la profundidad de la transición entre estos

comportamientos (zona de transición frágil-dúctil) dependerá de la temperatura de la deformación, la tasa de deformación, el tamaño de grano, la presión de fluido, la orientación del campo de esfuerzos, entre otros factores (Sibson, 1983; Rutter, 1986; Hirth y Tullis, 1994; Gleason y Tullis, 1995; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010; Davis et al., 2011)

Las rocas que constituyen las zonas de cizalla han sido clasificadas como rocas de fallas o rocas de zonas de deformación (figura 4, 5) (Sibson, 1977; Schmid y Handy, 1991; Snoke et al., 1998a; Blenkinsop, 2000; Scholz, 2002).

La clasificación de las rocas de falla es principalmente descriptiva y se basa en el grado de cohesión y la presencia o ausencia de foliación en la roca, además de la relación relativa de clastos grandes con respecto a matriz de grano fino (figura 4) (Sibson, 1977; Fossen, 2010).

Rocas de regímenes frágiles se clasifican en dos grandes grupos; como cohesivas y no cohesivas, que involucran brechas, cataclasitas, gouge de falla y pseudotaquilitas (figuras 4 y 5) (Sibson, 1977; Magloughlin y Spray, 1992; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010).

Algunas variedades de estas rocas con una matriz foliada como las cataclasitas y los gouge foliados, también han sido reconocidas y descritas (Chester et al. 1985; Chester y Logan, 1987; Chester et al., 1993; Evans y Chester, 1995; Lin, 1996). En el caso de las cataclasitas foliadas, no existe un acuerdo total si considerarlas como rocas relacionadas a condiciones frágiles, o si deben considerarse como rocas de régimen dúctil, por su similitud con las milonitas cuando se observa a escala mesoscópica (e.g. Brodie et al., 2007).

Por otra parte, rocas que se forman bajo unas condiciones predominantemente dúctiles, agrupan los grupos generales de las milonitas (con sus divisiones, Ver Figura 4) y los gneises

striped (figura 5) (Spry, 1969; Bell y Etheridge, 1973; White et al., 1980; Tullis et al., 1982; Hanmer y Passchier, 1991; Passchier y Trouw, 2005; Trouw et al., 2010).

**Figura 4**

*Clasificación de las rocas de falla.*

		No Foliada	Foliada		
<b>No Cohesiva</b>		Brecha de Falla (>30% fragmentos visibles)			
		Gouge de Falla (<30% fragmentos visibles)	Gouge Foliado		
<b>Cohesiva</b>		Pseudotaquilita			
	Reducción del tamaño de grano por procesos cataclásicos	Brecha Triturada (Fragmentos > 5 mm)			<10%
		Brecha Triturada de Grano Fino (Fragmentos de 1 a 5 mm)			
		Microbrecha Triturada (Fragmentos < 1 mm)			
	Reducción del tamaño de grano por deformación plástica	<b>Milonitas</b>	Protocataclasita	Protomilonita	10-50%
			Cataclasita	Milonita	50-90%
Ultracataclasita			Ultramilonita	>90%	
		Blastomilonita Incremento del tamaño de grano por recristalización			

*Nota.* Modificado de *Structural Geology* (p. 158), por H. Fossen, 2010, Cambridge University Press.

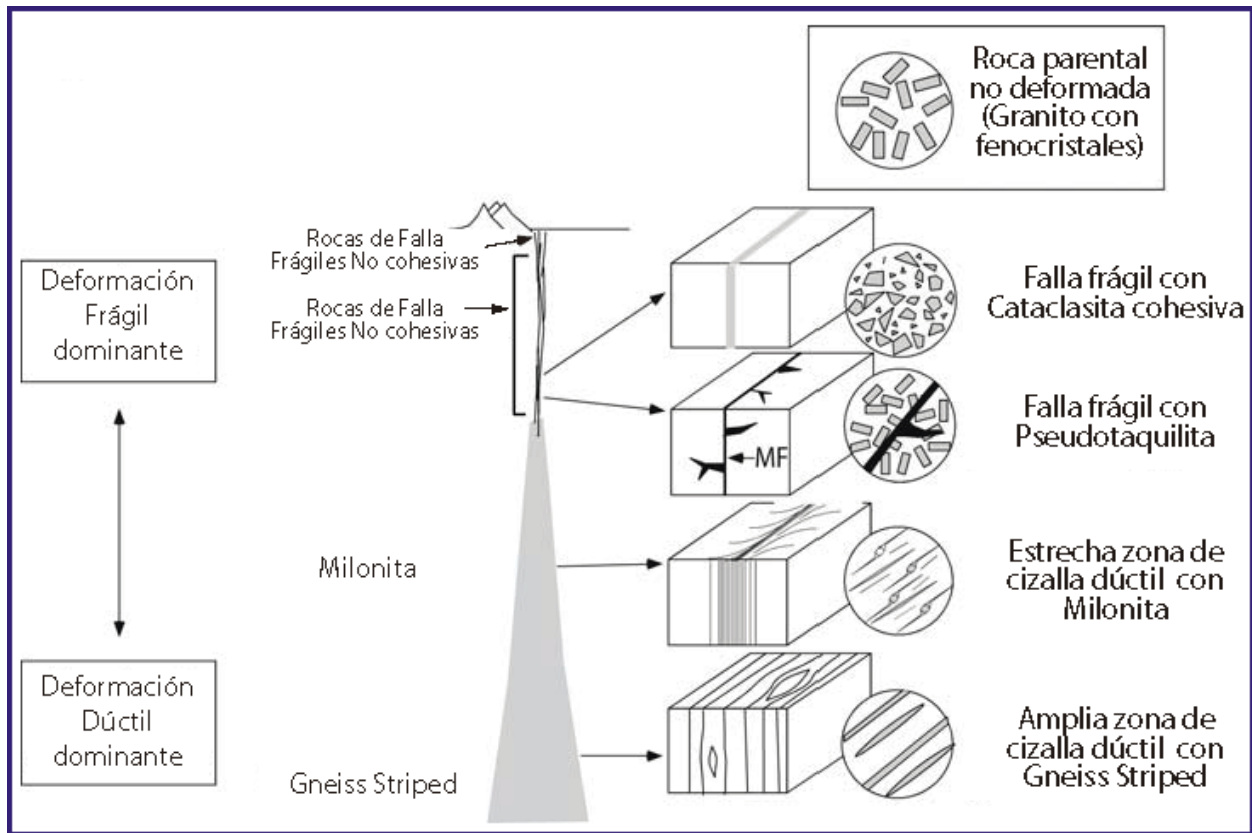
**6.2 Fundamentos del análisis de Tensores de Esfuerzo**

La adquisición de datos de estrías de un afloramiento específico se ha realizado con el propósito de deducir el campo de esfuerzos actual para ese lugar o el tensor de paleo-esfuerzos si se tratan de rasgos estructurales antiguos. Las estrías en superficies de falla se desarrollan a lo largo de líneas que siguen el máximo esfuerzo de cizalla (Wallace, 1951; Bott, 1959), por lo que el análisis de estos rasgos sobre las superficies que los contienen representa uno de los indicadores

cinemáticos de régimen frágil más importantes y de menor incertidumbre asociada para interpretar el desplazamiento de las estructuras (Petit, 1987; Doblas, 1998).

**Figura 5**

*Distribución de los principales tipos de rocas de falla en relación con la profundidad a lo largo de una zona de cizalla.*



*Nota.* Nótese que la escala vertical no se define, debido a que la transición entre los diferentes tipos de roca y los regímenes de deformación dependen de diferentes factores (ver texto), por lo que la profundidad puede variar de una configuración de cizalla a otra. Modificado de *Microtectonics* (p. 114), por C.W. Passchier y R. A. Trouw, 2005, Springer Science & Business Media.

Diferentes enfoques en los últimos cuarenta años han surgido en el objetivo de identificar los estados de esfuerzos locales y remotos en regiones puntuales (Simón, 2019). El procesamiento

de los datos por medio computarizado se basa fundamentalmente en los conceptos de carácter cinemático establecidos por Wallace (1951) y Bott (1959) y las condiciones mecánicas planteadas por Anderson (1951). Estas ideas han sido utilizadas en varios estudios aplicando diferentes métodos de inversión de esfuerzos cuyos criterios básicos de funcionamiento también han sido detallados (Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984, 1990; Casas et al., 1990; Marret y Allmedinger, 1990; Angelier, 1994). Debido a esto, y al hecho de que los resultados obtenidos por estos autores han explicado con relativa suficiencia el comportamiento de las estructuras analizadas, el análisis de los tensores de esfuerzo llevado a cabo en el presente estudio adopta esta metodología.

Un mínimo de cuatro datos de planos estriados con orientaciones diferentes se requiere para el desarrollo de esta técnica (Sperner y Zweigel, 2010); los datos cinemáticos se utilizan para obtener los ejes de esfuerzo y el radio de esfuerzos  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  que varía de 0 a 1, mediante el uso de la técnica de inversión (Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1994).

Conociendo estos datos pueden interpretarse el sentido de deslizamiento y las soluciones de los planos de falla correspondientes. En adición, el índice de régimen de esfuerzo  $R'$  se utiliza para identificar el régimen de esfuerzo relacionado con los planos medidos. Estos valores de  $R'$  van a ser dependientes principalmente de el radio de esfuerzos ( $R$ ), por lo que equivalencias estándares entre los dos parámetros se han establecido como sigue:  $R' = R$  si el  $\sigma_1$  es vertical,  $R' = 2 - R$  si  $\sigma_2$  es vertical y  $R' = 2 + R$  si el  $\sigma_3$  es vertical (Delvaux et al., 1997; Delvaux y Sperner, 2003). En ese sentido, valores de  $R'$  entre 0-0.25 indican entornos de extensión radial, 0.25-0.75 extensión pura ( $\sigma_1$  vertical), 0.75-1.25 transtensión, 1.25-1.75 transcurrencia pura ( $\sigma_2$  vertical), 1.75-2.25 transpresión, 2.25-2.75 compresión pura ( $\sigma_3$  vertical) y 2.75-3.0 compresión radial (Delvaux et al., 1997; Tripathy y Saha, 2013; Velandia, 2017).

Con el uso de las técnicas de inversión de esfuerzos, se busca como principal objetivo separar sistemáticamente en subconjuntos de datos homogéneos un conjunto inicial de datos que por sus características generalmente es heterogéneo (Delvaux y Sperner, 2003; Velandia et al., 2020). Estas características se deben primordialmente a la naturaleza deformativa de los volúmenes de rocas, que pueden representar diferentes fases de deformación definidas por diferentes estados de esfuerzos. De esta manera, cada subconjunto estará determinado por radios y ejes de esfuerzo específicos (Delvaux y Sperner, 2003). Los subconjuntos pueden simbolizar estados de esfuerzos coetáneos o de diferente temporalidad, que implica que algunos datos representen paleo-esfuerzos (Velandia et al., 2020). Distinguir el tiempo en el que ocurrieron estos tensores de esfuerzos, no es una tarea sencilla ya que se requieren diferentes criterios (Velandia et al., 2020). Estos criterios son mencionados de manera general en la sección 7.3 (Métodos de estudio).

### **6.3 Orientación Preferencial de Forma**

Los análisis de orientación preferencial de forma (SPO según sus siglas en inglés) de las diferentes fases cristalinas que constituyen cuerpos de roca, permiten estudiar la anisotropía geométrica relacionada a la deformación, la cuantificación y comparación entre estados deformados y de igual forma, determinar los regímenes de deformación involucrados (Launeau y Robin, 1996). Este método, se fundamenta principalmente en la medición de la forma de las fases cristalinas deformadas en un determinado volumen de roca, y debido a que este proceso no implica una metodología muy compleja para su ejecución, resulta ser efectivo y relativamente rápido tanto en la adquisición de datos de parámetros cuantificables de deformación, como para caracterizar la fábrica anisotrópica de la roca, comprender su estilo deformacional dominante y estudiar la relación entre la deformación a nivel local y regional (Botero-García et al., 2015)

La selección de las muestras que se pretendan analizar dependerá de los objetivos del estudio. Sin embargo, para que el tratamiento digital sea el óptimo, se recomiendan que las muestras presenten algunos rasgos texturales distintivos (Rodrigues et al., 2009):

Rocas con un contraste importante de minerales máficos (e.g. biotita, anfíboles, piroxenos), que faciliten una separación sencilla entre éstos y las fases minerales leucocráticas (cuarzo-feldespato) que constituyen la matriz por medio de procesos de creación de umbrales (thresholding) (Rodrigues et al., 2009). Así mismo, rocas con texturas porfiríticas en el que se puedan distinguir con relativa facilidad los fenocristales de la matriz (Rodrigues et al., 2009).

Diferentes técnicas han sido implementadas en múltiples trabajos para los estudios de SPO, que están en función de los objetivos planteados e igualmente de las características de fábrica de la roca. Entre los métodos clásicos que suelen utilizarse se encuentran el método  $Rf/\phi$  (Ramsay, 1967; Ramsay y Huber, 1983, 1987), el método del tensor de inercia (Launeau y Cruden, 1998), método de interceptos (Launeau et al., 1990; Launeau y Robin, 1996) y el método del tensor cuadrático de forma (Launeau y Cruden, 1998).

Por consiguiente, el análisis que se ha realizado en el presente estudio se sustenta en el segundo y último de los métodos mencionados arriba, cuyas bases teóricas se describen de forma general, apoyándonos en los estados del arte publicados en trabajos previos (Rodrigues et al., 2009; Siachoque, 2015; Forero-Ortega, 2018).

- ***Tensor de Inercia***

La técnica mide el radio de forma ( $r$ ) y la orientación del eje de mayor elongación ( $\phi$ ) de cada grano digitalizado con los que puede calcularse el radio medio ( $SR_t$ ) y la orientación promedio ( $\phi_t$ ) de cada población de granos. (Launeau y Cruden, 1998). Este proceso se realiza en imágenes rasterizadas de superficies de roca constituidas por píxeles de granos ( $j$ ). Cada uno de

estos pixeles presenta coordenadas  $(xi)$  y  $(yi)$  al igual que un área superficial (A) que equivale al número de pixeles (figura 6). El tensor de inercia ( $M_j$ ) de forma se define como:

$$M_j = \begin{bmatrix} m_{xxj} & m_{xyj} \\ m_{xyj} & m_{yyj} \end{bmatrix}$$

Del mismo modo, el valor de cada componente está definido por:

$$m_{xxj} = \frac{1}{A} \sum i(xi - xc)^2; m_{xyj} = \frac{1}{A} \sum i(xi - xc)^2 (yi - yc); m_{yyj} = \frac{1}{A} \sum i(yi - yc)^2$$

donde  $(xc, yc)$  representan las coordenadas del centroide del grano, que se calcula del promedio de  $(xi, yi)$  de granos individuales.

El radio de forma ( $r$ ) es determinado como:  $r = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{\frac{1}{2}}$ , donde  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  corresponden con los valores propios de  $M_j$ , mientras que la orientación del eje de mayor elongación ( $\phi$ ) se correlaciona con el mayor vector propio.

$$\phi_j = \frac{1}{2} \arctan \frac{m_{xy}}{m_{xx} - m_{yy}}$$

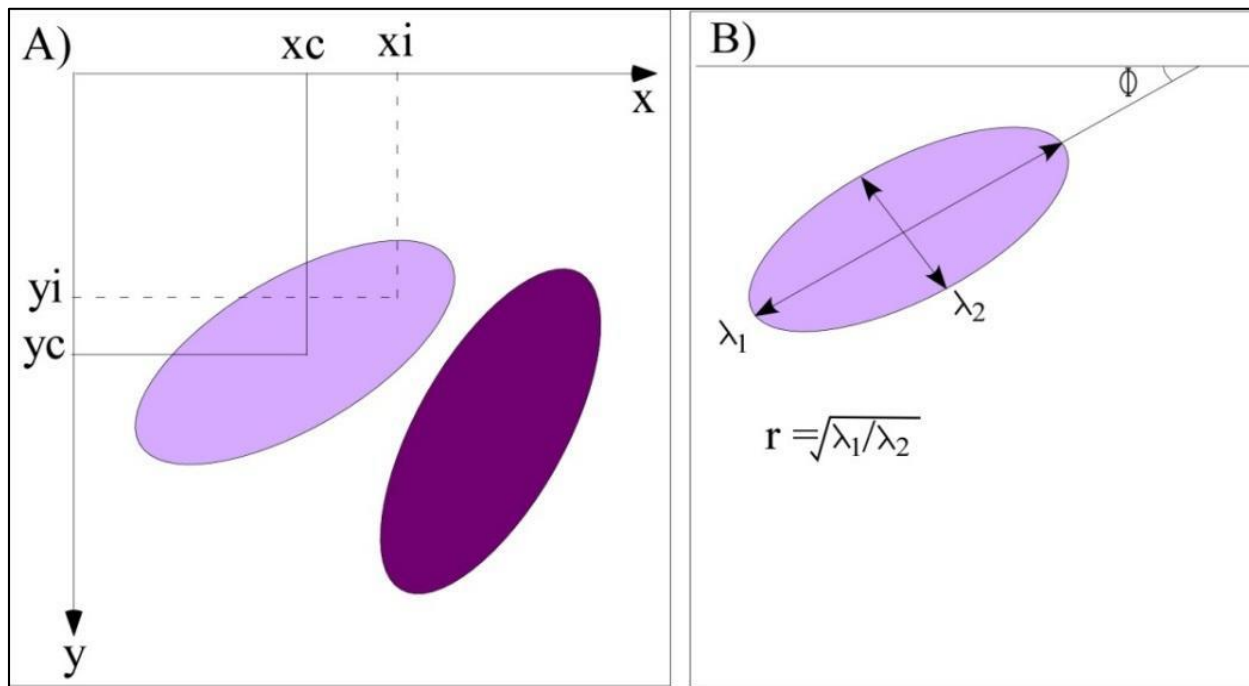
El tamaño del semieje mayor ( $a$ ) y el semieje menor ( $b$ ) de la elipse de grano se calcula de las ecuaciones:  $a = 0,5(\lambda_1)^{\frac{1}{2}}$  y  $b = 0,5(\lambda_2)^{\frac{1}{2}}$ . La orientación preferencial total de la población de granos se establece con el tensor de inercia promedio ( $M$ ) de N formas variables de granos, con valores de 1 a N para  $j$  (Launeau et al., 1990).

$$M = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{bmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{bmatrix}$$

El radio medio,  $SR_t = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{\frac{1}{2}}$ , y la orientación promedio ( $\phi_t$ ), son dados por los valores y los vectores propios máximos de  $M$ , respectivamente. El semieje mayor ( $a$ ) y el semieje menor ( $b$ ) totales se obtienen de una forma similar,  $a_t = 0,5(\lambda_1)^{\frac{1}{2}}$  y  $b_t = 0,5(\lambda_2)^{\frac{1}{2}}$ .

**Figura 6**

Componentes del Tensor de Inercia. (A) Elementos de la matriz del Tensor de Inercia; (B) Descripción tensorial del objeto cuyos valores propios ( $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ ) definen los ejes de la elipse y su orientación en el sistema de coordenadas  $xy$ .



*Nota.* Tomado de “Mecanismos de alojamento e deformação da fácies albita granito do Plúton Madeira, Mina Pitinga (AM)” (p. 125), por A. Siachoque, 2015, Tesis de maestria, Universidade Federal do Amazonas.

En resumen, el método del tensor de inercia resulta ser idóneo para detallar las características geométricas (parámetros longitudinales y orientaciones) de granos individuales principalmente con formas irregulares; cada uno de esos parámetros pueden ser luego usados por otros programas (e.g. ELLIPSOID) para determinar la relación entre la deformación y la forma de fases cristalinas deformadas.

- **Tensor Cuadrático de Forma**

Mediante este método se determina el elipsoide de deformación (3D). La técnica se introdujo en los análisis estructurales por Shimamoto e Ikeda (1976) para calcular la mejor solución del elipsoide de forma (3D) mediante parámetros de forma (orientación y grado de anisotropía) medidos en tres superficies no paralelas y ortogonales entre sí. No obstante, Robin (2002) extendió y generalizó la técnica para mediciones en tres o más superficies que pueden o no conservar una ortogonalidad entre ellas. Esta técnica es implementada en el software ELLIPSOID (Launeau y Robin, 2003b), en la que cada elipse seccional (obtenida mediante el tensor de inercia) y el elipsoide solución se definen como tensores cuadráticos en dos y tres dimensiones respectivamente, y los ejes principales del elipsoide están descritos por sus valores y vectores propios.

El tensor cuadrático en dos dimensiones se determina de la magnitud de los ejes largo (a) y corto (b) y de la orientación del eje largo ( $\varphi$ ), que se miden con relación a la dirección (x) en el plano xy:

$$\begin{bmatrix} \cos\varphi_{xy} & -\sin\varphi_{xy} \\ \sin\varphi_{xy} & \cos\varphi_{xy} \end{bmatrix} X \begin{bmatrix} \frac{1}{a_{xy}^2} & 0 \\ 0 & \frac{1}{b_{xy}^2} \end{bmatrix} X \begin{bmatrix} \cos\varphi_{xy} & \sin\varphi_{xy} \\ -\sin\varphi_{xy} & \cos\varphi_{xy} \end{bmatrix} = S_{xy}$$

$$\begin{bmatrix} XX_{xy} & XY_{xy} \\ XY_{xy} & YY_{xy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{xy} & S_{yy} \end{bmatrix} = S_{xy}$$

Un proceso idéntico es usado para deducir el tensor cuadrático en los planos ortogonales yz y xz. El tensor cuadrático en tres dimensiones se deduce de la expresión:

$$S = \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} \\ S_{xy} & S_{yy} & S_{yz} \\ S_{xz} & S_{yz} & S_{zz} \end{bmatrix} \\
 = \begin{bmatrix} \cos\alpha \cos\varphi - \sin\alpha \cos\theta \cos\varphi & -\cos\alpha \sin\varphi - \sin\alpha \cos\theta \cos\varphi & \sin\alpha \sin\theta \\ \sin\alpha \cos\varphi - \cos\alpha \cos\theta \cos\varphi & -\sin\alpha \sin\varphi + \cos\alpha \cos\theta \cos\varphi & -\cos\alpha \sin\theta \\ \sin\theta \sin\varphi & \sin\theta \cos\varphi & \cos\theta \end{bmatrix}$$

En la matriz de forma del elipsoide (S) - conocida también como matriz de forma inversa - los valores de  $\alpha, \theta$  y  $\varphi$  son ángulos de Euler que corresponden con el azimut, dirección y buzamiento del elipsoide. Los valores de los ejes  $A \geq B \geq C$  se determinan por los valores y vectores propios de S.

El software ELLIPSOID permite obtener además del elipsoide de forma (3D) y la orientación de los ejes principales, los parámetros escalares de forma. El índice de incompatibilidad ( $\sqrt{F}\%$ ) representa uno de los parámetros más importantes fijados por el programa, que mide el desajuste entre las elipses seccionales (2D) y el elipsoide de forma (3D), y establece si las elipses seccionales producirán hiperboloides (3D) o elipsoides (Launeau y Robin, 2005). Un valor de  $\sqrt{F} < 10\%$  se considera como el umbral permitido de incompatibilidad; si  $\sqrt{F} = 0\%$  no existe ningún desajuste en los resultados que se obtienen, por lo que esta condición representaría un escenario ideal (Launeau y Robin, 2005).

La forma del elipsoide se describe por el parámetro T. Si  $T \sim 0$  ( $X/Y = Y/Z$ ) la forma que adquiere el elipsoide es planar-líneal; si el valor de T es menor que 0 ( $X > Y = Z$ ) el elipsoide es prolato (elongado) y para valores de  $T > 0$  ( $X = Y > Z$ ) la forma será oblata (aplanada) (Launeau y Robin, 2005; Forero-Ortega et al., 2020). Otros parámetros escalares producidos por el programa son la intensidad de la anisotropía, que puede ser representada por la razón  $X/Z$  o el parámetro de grado de anisotropía ( $P'$ ) que varía desde 1 hasta el infinito (esfera perfecta a elipsoide) (Ramsay y Huber, 1987; Borradaile y Werner, 1994; Lagroix y Borradaile, 2000).

## 7. Métodos de Estudio

### 7.1 Descripción litológica

Las rocas en la zona de estudio están cartografiadas como ígneas y metamórficas (Vargas et al., 1984). Las primeras se clasificarán según el diagrama QAPF (Le Maitre et al., 2002, basado en Streckeisen, 1976) y siguiendo las recomendaciones y terminología de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS por sus siglas en inglés) (Le Maitre et al., 2002).

Para la descripción y clasificación de las rocas metamórficas se tendrán en cuenta las recomendaciones de la Subcomisión de la Sistemática de Rocas Metamórficas asociada a la IUGS (Schmid et al., 2007). Las rocas de falla generadas por la deformación asociada con la actividad de Falla de Bucaramanga y por estructuras de menor orden, se detallarán según las ideas planteadas por Brodie et al. (2007), Fossen (2010) y Davis et al. (2011) a partir de los conceptos definidos previamente por Sibson (1977), Snoke y Tullis (1998) y Passchier y Trouw (2005). Las abreviaciones minerales se utilizarán según las consideraciones de Whitney y Evans (2010).

De igual manera, los valores y términos aplicados para la escala del tamaño de grano son los recomendados por la SCMR, como sigue: grano muy grueso (>16 mm); grano grueso (16-4 mm); grano medio (4-1 mm); grano fino (1-0.1 mm); grano muy fino (0.1-0.01 mm); grano ultrafino (<0.01 mm) (los dos últimos rangos solo reconocibles a escala microscópica).

### 7.2 Deformación frágil

- *Recolección y toma de datos*

Con el objetivo de determinar el tensor local de esfuerzos asociado a la deformación frágil, en la fase de campo se analizan los rasgos morfoestructurales relacionados al corredor de la falla y se toman datos de indicadores cinemáticos a escala de afloramiento.

En el levantamiento de datos en campo se usan las brújulas Brunton Geo y Brunton Conventional para la medición de planos y estrías de falla que se ajustaron con una declinación magnética de  $-7^\circ$ , valor calculado por World Magnetic Model (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web>), debido a que la variación magnética se da según la longitud y esta última permanece casi constante en el área de trabajo. En cada una de las estaciones de campo se efectúa un idéntico modelo de toma de datos: los planos estriados se miden en azimut de buzamiento e inclinación, mientras que las estrías en pitch y dirección de pitch. Además, la cinemática se establece principalmente con los criterios Riedel (R y R'), mediante fibras de crecimiento en cuarzo y calcita (criterio de escalones) y estructuras tipo PT, de acuerdo con las ideas planteadas por Petit (1987) y Doblás (1998) (figura 7). Estos datos se agrupan en una tabla junto con el atributo del tipo de litología que contenía el plano que se estaba midiendo (Tabla 1). Los datos totales de planos de falla se muestran en el Apéndice C.

- ***Procesamiento de datos***

El procesamiento de los datos de superficies estriadas de falla sigue las indicaciones propuestas en trabajos previos (Delvaux y Sperner, 2003; Velandia, 2017), donde se describe a detalle el procedimiento a seguir para un correcto tratamiento de los datos y así no tener interpretaciones erróneas de los resultados.

En vista de eso, los pasos que se siguen en un orden secuencial son dos básicamente (Velandia, 2017):

I) una primera etapa, que consiste en el procedimiento manual, la cual es llevada a cabo durante la fase de campo en la cual se recolectan los datos. Se identifican las diferentes familias de planos estriados observados, con el objetivo de restringir la temporalidad de estos.

Superficies que son sobreimpuestas generalmente tienden a vincularse con paleo-esfuerzos. Igualmente, si la cinemática de las estructuras mapeadas en superficie con la obtenida para los planos es similar, una relación de contemporaneidad puede sugerirse.

II) Etapa automatizada. Luego de agrupar el total de los planos estriados medidos, en el formato indicado (.txt), estos se procesan con el software libre WinTensor 5.8.8, programa que es utilizado considerablemente para determinar estados de esfuerzo/paleo-esfuerzo mediante el método de inversión de esfuerzos (Delvaux y Sperner, 2003).

**Tabla 1**

*Organización de datos de planos y estrías de falla tomados en campo.*

COORDENADAS					PLANOS DE FALLA					
ESTACIÓN	ESTE (Y)	NORTE (X)	LATITUD	LONGITUD	Azimut de Buzamiento/Inclinación	Pitch/Dirección de Pitch	Cinemática	Criterio	Litología	Confiabilidad (%)
JJ-04	1123398	1235116	6.72103573	-72.9614545	354/80	4 NE	S	Riedel (R); Estructuras tipo PT	Granito	75%
					50/78	10 NW	D	Riedel (R')	Granito	75%
					300/70	18 SW	SI	Riedel (R.); Estructuras tipo PT	Cuarzomonzonita	80%
					99/74	23 SW	DN	Riedel (R)	Granito	75%
					301/64	6 SW	S	Estructuras PT	Granito	75%
					350/88	2 NE	S	Riedel (R)	Granito	80%
					247/62	28 SE	D	Riedel (R)	Granito	75%
					350/80	12 SW	S	Riedel (R)	Granito	80%
					2/85.	18 SE	D	Riedel (R)	Granito	75%
					348/72	22 NE	D	Riedel (R)	Granito	80%
					114/78	18 SW	D	Riedel (R)	Granito	80%
					16/60	32 NW	S	Riedel (R)	Granito	80%
					130/74	48 SW	N	Riedel (R')	Cuarzomonzonita	70%
					119/86	21 SW	S	Riedel (R y R')	Granito	80%
					350/72	27 SW	S	Riedel (R y R')	Cuarzomonzonita	90%
					174/76	34 NE	S	Riedel (R)	Granito	80%
					350/87	30 SW	SI	Riedel (R y R')	Granito	80%
					15/86	13 SW	S	Riedel (R y R')	Granito	90%
306/76	42 SW	SI	Riedel (R)	Cuarzomonzonita	85%					
<b>Convenciones</b>										
					D = Dextral	S = Sinistral				
					N = Normal	I = Inverso				

*Nota.* Ejemplo de los valores levantados en la estación **JJ-04**

La dirección de deslizamiento de la solución de los planos de falla que depende de la orientación de los ejes de esfuerzo y el valor  $R$  (parámetro explicado en la sección 6.2), se determina mediante el método de los Diedros Rectos Mejorado, cuyos datos reducidos son filtrados y procesados posteriormente con el método de Optimización Rotacional, el cual encuentra la solución para un valor estándar mínimo de desajuste (misfit function) (Delvaux y Sperner, 2003).

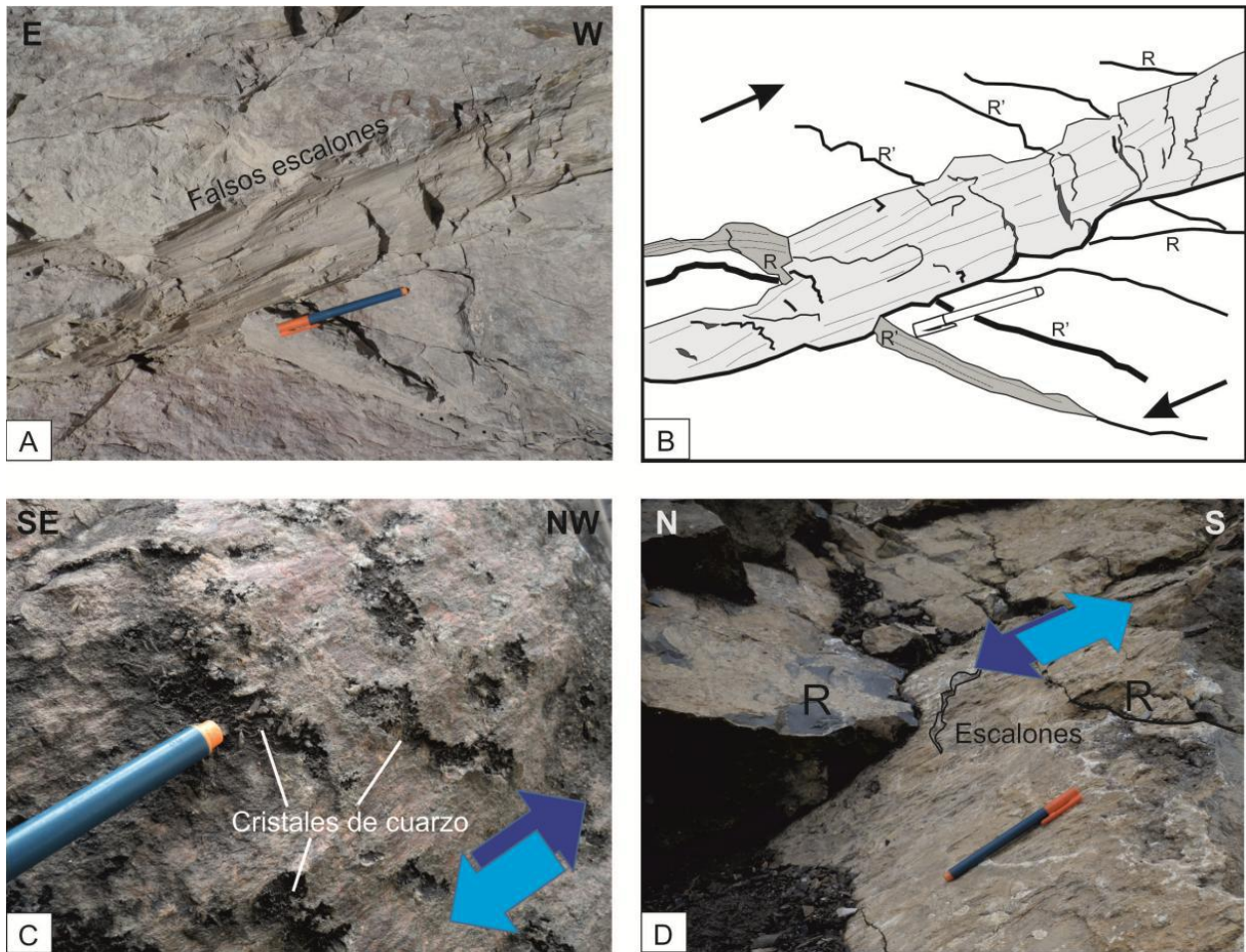
Como se explicó en la sección 6.2, el objetivo principal del método de inversión de esfuerzos es separar sistemáticamente a manera de subconjuntos los datos que por sus rasgos cinemáticos y mecánicos no se ajustan con unos valores teóricos mínimos establecidos. En vista de eso, el software constituye una herramienta esencial para seguir en forma secuencial y apropiada el proceso de reducción y filtro de datos.

Por ejemplo, datos que no presenten coherencia mecánica y/o cinemática con las soluciones obtenidas, pueden llevar a sesgos y errores en los resultados, sobreestimando o subestimando la calidad del tensor. Como solución a esto, una de las funciones del programa es permitir la manipulación manual de los datos al usuario. De esta forma, es posible desechar los datos que no tienen coherencia mecánica y/o cinemática.

Con base en el círculo de Mohr (producto que proporciona el radio de esfuerzo  $R$ ), se pueden retirar aquellos datos que no estén en el campo de los neoformados o reactivados (mecánicamente incoherentes), mientras que con las proyecciones de Angelier (plano-estrías) y Hoepfner (lineaciones tangenciales) se descartan aquellos que presenten una cinemática incompatible con planos similares (Delvaux y Sperner, 2003).

**Figura 7**

*Criterios Riedel y fibras de crecimiento de cuarzo utilizados como indicadores cinemáticos para el levantamiento de datos en campo. (A-B), fotografía y esquema de interpretación. Criterios R y R' y falsos escalones en plano de falla estriado en areniscas, cinemática dextral normal (plano inclinado hacia el observador); (C), fotografía e interpretación de plano de falla estriado en granito. Fibras de recristalización de cuarzo, cinemática dextral; (D), plano de falla en calizas con fracturas R y escalones, desplazamiento inverso.*



*Nota.* Tomado y modificado de “Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga” (p. 75), por F. A. Velandia, 2017, Tesis de doctorado, Universidad Nacional de Colombia

Otro criterio manejado por el programa es la Función F5 que permite disminuir la desviación entre direcciones observadas y teóricas del deslizamiento del plano (Delvaux y Sperner, 2003). Así mismo, su representación a manera de histograma permite controlar que no exista más de una población de datos.

El programa también posee dos criterios de calidad, QRt (Tensor quality rank, por Delvaux & Sperner, 2003) y QRw (World Stress Map quality rank, a partir de Zoback, 1992), que dan una valoración de A hasta E, siendo A el tensor de mejor calidad y E el de peor calidad.

El paso a paso que se sigue durante esta etapa es el establecido por Velandia (2017) que se encuentra en el Apéndice B.

Finalmente, la información obtenida del programa se sintetiza en una tabla donde se digitan los parámetros más relevantes relacionados con los tensores (tabla 2). Así mismo, la representación gráfica de los tensores se realiza con la proyección estereográfica de Angelier, mediante balones de playa, diagrama de flechas o vectores y el círculo de Mohr.

### **7.3 Deformación frágil-dúctil y dúctil**

En el marco del análisis de la deformación dúctil, los elementos o estructuras planares y penetrativas que son formadores de fábrica, correspondientes a foliaciones tectónicas/metamórficas que incluyen clivaje, esquistosidad y bandeamiento composicional (Ver *Foliaciones* en Apéndice A), son medidos en azimuth de buzamiento e inclinación. Folioaciones metamórficas presentes en rocas de falla y agrupadas de manera general como foliaciones miloníticas (Passchier y Trouw, 2005) se tomaron de forma similar, pero discriminando las

relaciones entre Bandas de cizalla (C y C') y planos de esquistosidad o clivaje (S); esto con el fin de identificar la cinemática de los componentes en las rocas estudiadas.

Elementos lineales como los ejes de pliegues y lineaciones de clivaje o de intersección (ver *Lineaciones* en Apéndice A), se miden con la nomenclatura de Trend y Plunge, especificando las superficies planares que las contienen, o los planos que se intersectan para generarlas. Superficies de planos axiales de pliegues de pequeña escala - Chevron, isoclinales y de cizalla principalmente - se recolectaron igualmente en azimut de buzamiento e inclinación, vinculándolos con fases diferentes de plegamientos y foliaciones metamórficas en donde fuese posible.

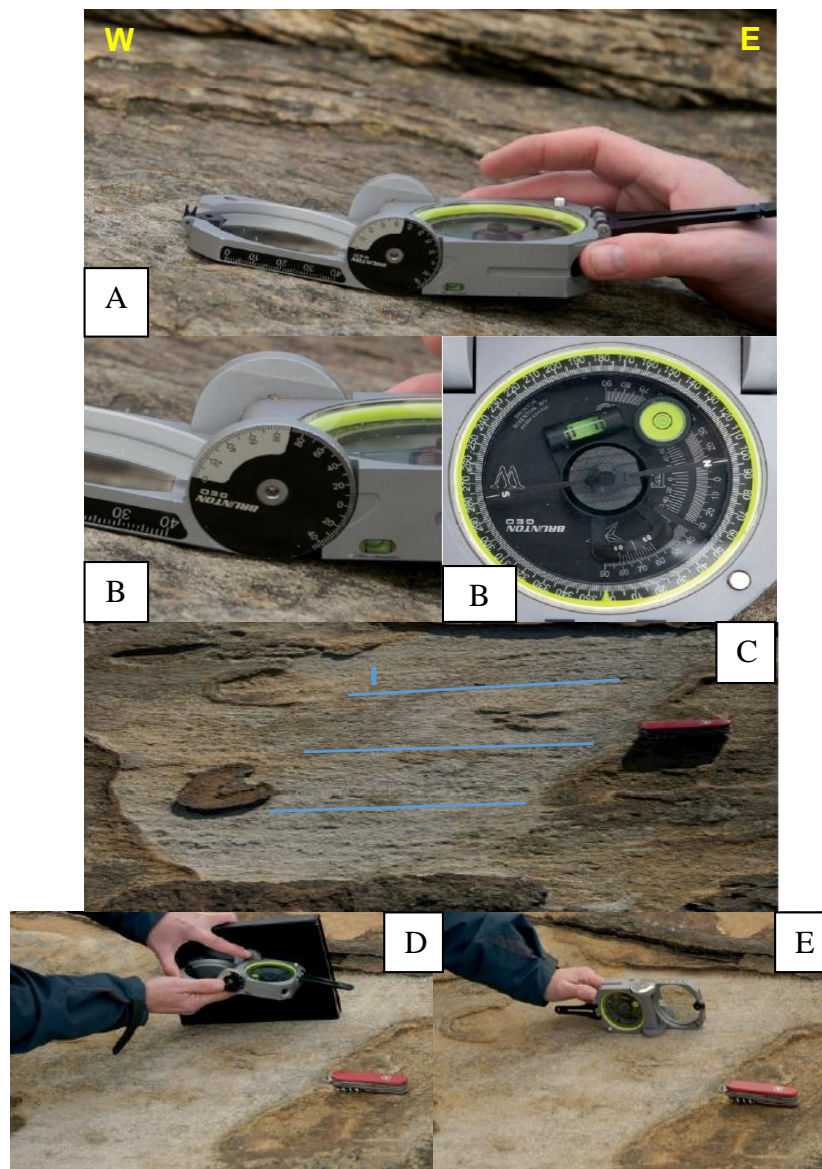
La forma como se miden y adquieren las estructuras mencionadas arriba, se adopta de las ideas mostradas en Coe et al. (2010) para la toma de datos de superficies y líneas (figura 8). Los datos de foliaciones se procesaron con el software de versión libre Stereonet 11.1.3 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013) ya sea como círculos mayores si la cantidad de datos no es abundante o como polos. Del mismo modo, los ejes axiales de pliegues se representan por polos.

#### **7.4 Orientación Preferencial de Forma (SPO)**

Los análisis de orientación preferencial de forma (SPO de acuerdo con sus siglas en inglés) fueron realizados en 4 muestras de rocas, clasificadas en campo como granitoides, que fueron orientadas en campo siguiendo las recomendaciones dadas por Passchier y Trouw (2005) en la metodología de muestreo para estudios estructurales (Ver capítulo 12 en ese trabajo).

**Figura 8**

Medición de estructuras planares y lineaciones en campo con brújula Brunton Geo. (A), medición de plano de estratificación en Azimut de buzamiento e inclinación; (B), valor obtenido para inclinación (izquierda), y nivel centrado (ventana de brújula en posición horizontal) que permite determinar la dirección de buzamiento con el Norte (derecha). Dato estructural =  $98^{\circ}/12^{\circ}$ ; (C), Lineación (L) sobre superficie de estratificación sedimentaria; (D-E) medición de lineación utilizando como soporte una agenda de notas de campo (método de contacto). Determinación del azimut de la lineación (izquierda). Medición del plunge, situando el eje largo de la brújula a lo largo de la lineación (derecha).



*Nota.* Tomado y modificado de *Geological Field Techniques* (p. 17-19), por A. L. Coe, T. W. Argles, D. A. Rothery, R. A. Spicer, 2010, John Wiley & Sons.

Estas muestras fueron cortadas a lo largo de tres superficies (x, y, z) no paralelas y ortogonales entre sí (Ver figura 9), que posteriormente se reorientaron utilizando una caja de arena con el fin de tomar el dato estructural de cada sección transversal. Se tomaron fotografías de alta resolución de cada una de las tres superficies pulidas que luego fueron digitalizadas en el programa Adobe Illustrator CC 2019 con el fin de resaltar los límites de los granos minerales.

El tratamiento que deben recibir las fotografías debe ser adecuado y meticuloso, de tal manera que se obtenga el mejor contraste cuando las imágenes sean convertidas a imágenes ráster binarias (blanco y negro). Así, el software podrá reconocer con más precisión estructuras individuales en caso de que estas estén fracturadas o disociadas (Botero-García et al., 2015).

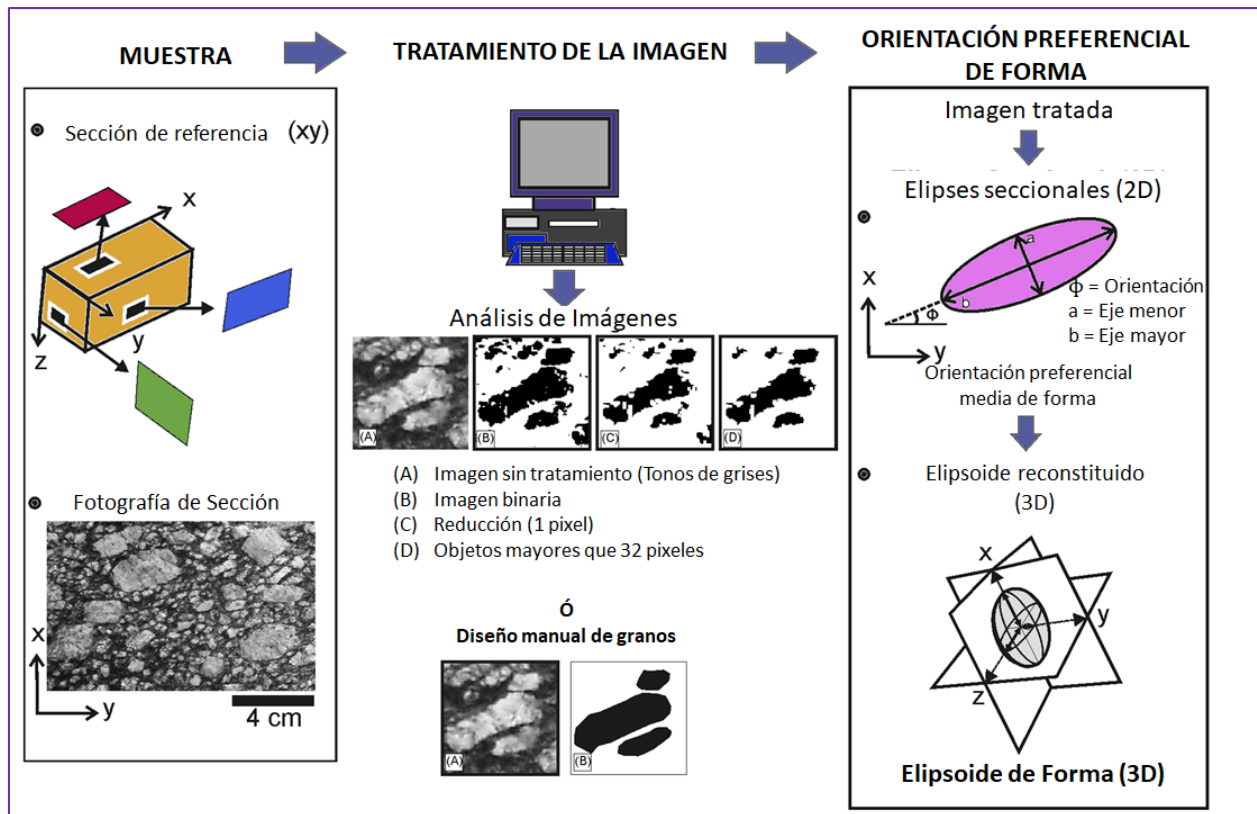
Las imágenes rasterizadas son procesadas en el programa SPO (Launeau y Robin, 2003a, 2003b, 2005) que utiliza el método de tensor de inercia (Launeau y Cruden, 1998) para obtener los parámetros longitudinales de las elipses de deformación (2D). Con este software cada elipse de deformación seccional es subdividida en subconjuntos, permitiendo análisis de combinación entre estos.

Adicionalmente, los subconjuntos de elipses seccionales son procesados en el software ELLIPSOID (Launeau y Robin, 2003a, 2003b) para así obtener el elipsoide de forma (3D), la orientación de los ejes principales (X, Y, Z), el rake de las elipses seccionales y los parámetros de forma (Ver Figura 9). El software se fundamenta en el método del tensor cuadrático de forma, que consiste esencialmente en establecer la mejor solución del elipsoide de deformación a partir de elipses seccionales; los conceptos de este método fueron desarrollados por Robin (2002). Los

detalles de los parámetros escalares de forma del software y los aspectos teóricos de la técnica son explicados en la sección 6.3.

**Figura 9**

*Secuencia clásica de procedimientos para la obtención del Elipsoide de forma (3D).*



*Nota.* Tomado y modificado de “Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB)” (p. 438), por S.W.O Rodrigues, C. J. Archanjo, P. Launeau, 2009, *Revista Brasileira de Geociências*, 39 (3). Para más información, revisar el texto de la actual sección y la información suministrada en la sección 6.3.

## **8. Resultados e Interpretación**

En este apartado se presentan los resultados obtenidos en los análisis de cartografía morfoestructural, la caracterización litológica de las unidades que se encuentran aflorando, las mesoestructuras frágiles a dúctiles reconocidas, los datos de planos estriados de falla y su procesamiento mediante Win-Tensor 5.8.8 y el estudio de orientación preferencial de forma realizado en las muestras recolectadas durante la fase de campo.

### **8.1 Cartografía y análisis morfoestructural**

Trabajos de cartografía estructural realizados para la zona de estudio (e.g. Osorio et al., 2008; Díaz y Salcedo, 2014; Villamizar, 2014; Galvis, 2016; Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018) han definido una geometría compleja de las morfoestructuras como resultado de la evolución y los efectos tectónicos presentes en esta región del Macizo de Santander. Las características y los rasgos deformacionales de las estructuras a macro-escala han sido utilizados para verificar la información obtenida por análisis a escala de afloramiento (estudios de planos estriados) y a nivel microscópico mediante secciones delgadas (Villamizar, 2014; Velandia y Bermúdez, 2018), e igualmente han ayudado a comprender la configuración tectónica regional cuando se han comparado estos rasgos con las características reconocidas en otras secciones de la Falla de Bucaramanga.

En vista de eso, se realiza una cartografía de los rasgos morfológicos observados en la zona, que se compila en un mapa morfoestructural de escala 1:150000 a partir de la interpretación de mapas de sombras con modelos de elevación digital en resolución de 12.5 m descargados del

satélite ALOS PALSAR del servicio de la NASA-Alaska Satellite Facility (2015). El análisis de las estructuras se apoya en la información y resultados establecidos por los trabajos ya mencionados arriba.

Las estructuras aparecen definiendo una geometría marcada por arreglos lenticulares que se dan entre el trazo principal de la Falla de Bucaramanga y los trazos tipo R y R' (sintéticos y antitéticos, respectivamente) subsidiarios a ésta (Ver Figura 10), al igual que con el desarrollo de trazos P y P' (post-riedel). El arreglo en forma de lentes de estos trazos es afectado parcialmente por estructuras que se orientan con una dirección NNE-NE.

En adición, morfoestructuras como lomos de presión que ocurren a lo largo del trazo principal de la falla primordialmente en las zonas central y sur (Ver Figura 10, 12b), junto con lomos de obturación ubicados en la zona de cambio de dirección del Río Chicamocha hacia el SW (norte de la región de estudio, Figura 10), establecen zonas de relieves positivos locales que contrastan con regiones deprimidas de depósitos cuaternarios, paralelas y elongadas en el sentido del trazo principal (Figura 10); estos rasgos de macroescala en conjunto generan un relieve variado con cambios abruptos normalmente marcados por los trazos de estructuras. Los atributos observables, son similares a las características resultantes en las etapas finales de modelos análogos con arena para estructuras de rumbo, formando un patrón anastomosado a lo largo de una zona de daño o corredor (e.g. Naylor et al., 1986); así mismo, son coherentes con las geoformas propuestas para fallas de rumbo (e.g. Wesson et al., 1975; Burbank y Anderson, 2001). En consecuencia, es válido sugerir una naturaleza transcurrente y evolucionada para la Falla de Bucaramanga en su zona sur, que es todavía más evidente a escalas regionales (Velandia, 2017).

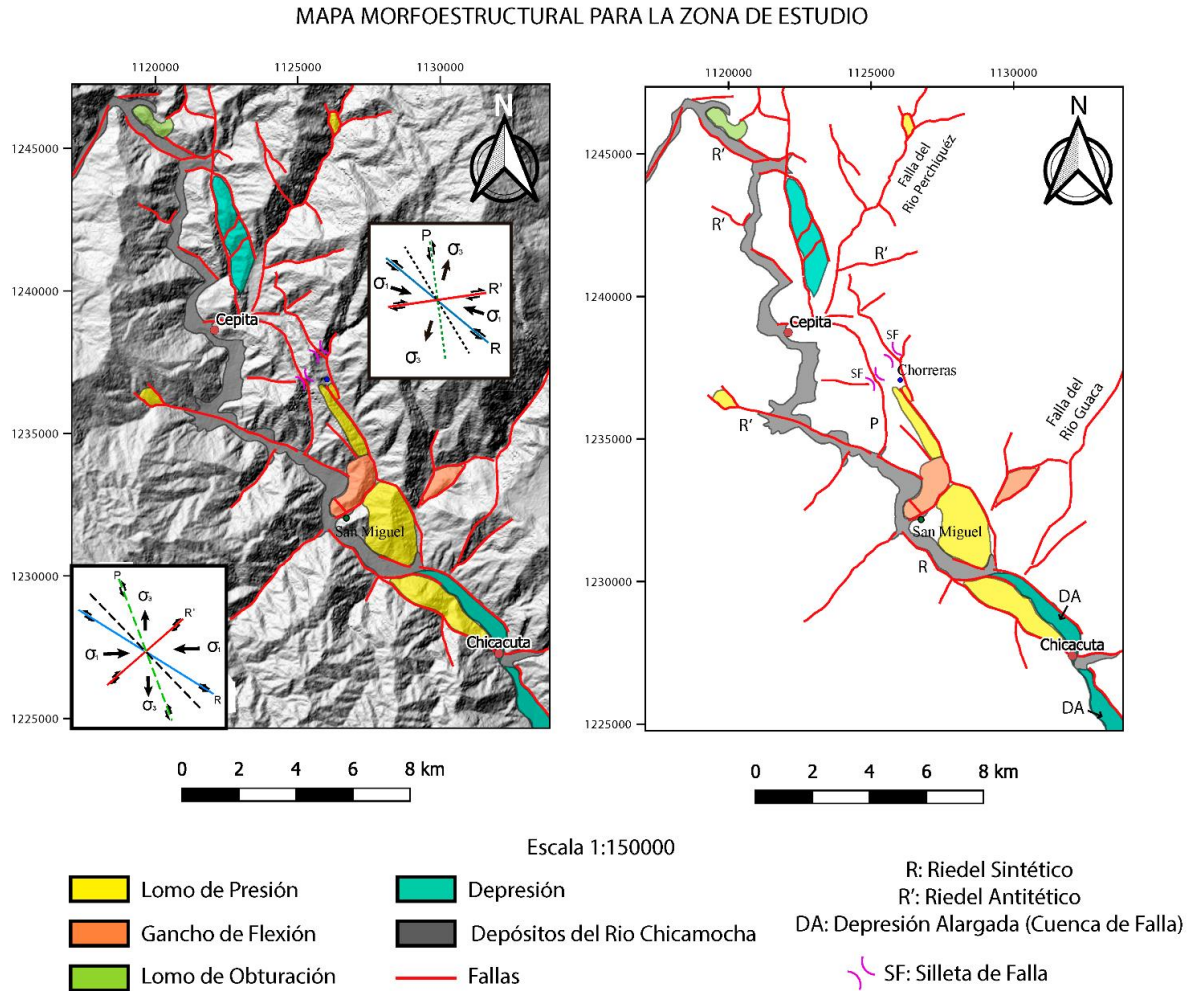
Aunque el trazo principal de la Falla de Bucaramanga no es continuo a lo largo del área de estudio, y la presencia de las morfoestructuras mencionadas arriba hacen que su definición se segmente un poco, este aparece controlando la Quebrada Talarcuta, uno de los cursos de agua más notorios en la zona, que se ubica en inmediaciones entre las poblaciones de San Miguel al sur y El Barro al norte; el control estructural está delimitado por un valle lineal distintivo (e.g. Keller y Pinter, 2002) (Figura 12a) considerado como la manifestación más oriental para la falla, y el cual conecta la Quebrada Talarcuta con la Quebrada Galeras (que fluye aguas abajo en dirección SW) ubicada más al norte. Adyacente a este valle lineal en sentido oeste se encuentra la Quebrada Volcanera (Chorro La Volcanera en mapa topográfico Figura 1), cuyo rasgo es también bastante pronunciado flexionándose aguas abajo ligeramente al SW, y que está controlado por un trazo sintético tipo P; estos dos trazos constituyen silletas de falla en rocas de basamento que corroboran el rumbo de las estructuras y se ubican de manera contigua en el área central de estudio (Figura 10 y 11a).

A su vez, los trazos NNE-NE forman relieves de valles lineales pronunciados controlando el cauce del Río Perchiquez al norte y del Río Guaca al sur (Figura 10).

Por otra parte, los trazos subsidiarios correspondientes a las fallas Riedel, controlan los drenajes de menor orden, como la Quebrada el Palmar que converge con el Río Perchiquez (al norte), y la Quebrada Oreganal que fluye en sentido E-W (trazo R') en el área central (mapa topográfico, figura 1); no obstante, algunos trazos antitéticos se hacen muy visibles en imágenes satelitales al alinearse con segmentos del Río Chicamocha prolongándose hacia el NW con el cauce de drenajes menores como la Quebrada la Cuenca (Figura 10).

**Figura 10**

*Mapa morfoestructural de región de estudio.*



*Nota.* Modelo de elevación digital y mapa de sombras tomados de NASA-Alaska Satellite Facility, 2015, disponible en <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>. Modelo para estructuras de Rumbo (trazos Riedel) se toma de *Structural geology of rocks and regions* (p. 339), por G. H. Davis, S. J. Reynolds, C. F. Kluth, 2011, John Wiley & Sons.

Otras morfoestructuras que se reconocen en la zona de estudio como facetas triangulares en los alrededores de la población de Chorreras, siguiendo el trazo del valle lineal de la Quebrada

Talarcuta y valles con forma de copa de vino (Wineglass-shaped valley) (Figura 12b) localizados de manera adyacente, son indicadores neotectónicos y dan testimonio de la actividad reciente de la falla.

Rasgos cinemáticos de mediana escala, como ganchos de falla con flexión al SW en cercanías a la población de San Miguel al sur (Figura 11b), y drenajes desviados (e.g. Keller y Pinter, 2002) a lo largo del trazo lineal oriental de la Falla (Quebradas Galeras y Talarcuta), sugieren un desplazamiento lateral izquierdo para la Falla de Bucaramanga y trazos subparalelos (Figura 12b).

### Figura 11

*Rasgos morfoestructurales e indicadores cinemáticos del área de estudio. (A) Vista panorámica de la Falla de Bucaramanga (rumbo NNW) definiendo una silleta de falla (parte derecha de la imagen) a la altura de la población El Barro; trazos NNE al fondo (Falla Río Perchiquez), sector central zona de estudio. (B) Gancho de falla con flexión al SW por el desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga (sector de San Miguel). SF: Silleta de falla.*



**Figura 12**

*Indicadores neotectónicos y morfoestructuras. (A) Valle lineal de la Quebrada Talarcuta controlado por el trazo más oriental de la Falla de Bucaramanga, sector central región de estudio. (B) Lomo de presión elongado producto de salto a la derecha de la Falla de Bucaramanga (sector de Chorreras); adyacentes se observan indicadores neotectónicos como facetas triangulares y valles con formas de copa de vino; al fondo (izquierda de la imagen), desviación aguas abajo del cauce de la Quebrada Galeras producto del arrastre sinistral de la falla. CV: Valles en Copa de Vino; FT: Facetas Triangulares.*



Considerando las características geomorfológicas, los patrones lenticulares entre los trazos subsidiarios (tipo riedel) y trazos principales, y el carácter cinemático de algunas morfoestructuras,

se sugiere una cinemática sinistral para el corredor de la falla con un componente de compresión importante (régimen transpresivo).

Por consiguiente, la dirección del máximo esfuerzo compresional ( $\sigma_1$ ) se puede deducir de las relaciones angulares entre los trazos secundarios (Riedel y trazos P) con los trazos principales de la Falla de Bucaramanga, teniendo en cuenta las ideas propuestas en los modelos para estructuras de Rumbo (Riedel, 1929; Woodcock y Shubert, 1994; Davis et al., 2011) y la naturaleza del movimiento sinistral planteada en este análisis.

En ese sentido, el  $\sigma_1$  varía ligeramente en sentido N-S a lo largo de la zona, con una dirección de acortamiento WNW-ESE aproximadamente a  $105^\circ$  en las zonas central y norte, y una dirección WSW-ENE a  $85^\circ$  para el área más sur (Ver Figura 10).

- *Síntesis*

El arreglo anastomosado a manera de lentes que muestran a escala de mapa las estructuras longitudinales, trazos subsidiarios (fallas Riedel) y estructuras oblicuas (rumbo NNE a NE) asociadas con la Falla de Bucaramanga en la zona de estudio, configuran una zona de daño o corredor, por lo que la Falla de Bucaramanga no debe considerarse como una estructura única a lo largo de su extensión. El corredor de falla se ha planteado para diferentes secciones de la Falla de Bucaramanga, desde Pailitas y Curumaní al norte, hasta la región de Ricaurte al sur de la zona de estudio, con una variación de 4 a 8 km (Cuellar et al., 2012; Galvis, 2016; Velandia y Bermúdez, 2018). La relación angular entre las fallas Riedel, fallas tipo P y el trazo principal soportan la cinemática sinistral de la Falla, que también es visible en el desplazamiento de drenajes que fluyen aguas abajo hacia el SW y en estructuras como ganchos de falla.

De igual forma, morfoestructuras generalmente formadas por efectos compresivos (lomos de presión) que se reconocen en el área de estudio, corroboran la naturaleza transpresiva para la falla que se sugiere para este sector y su tramo más sur (Villamizar, 2014; Velandia, 2017).

La variación en el máximo esfuerzo compresional que se establece de sur a norte en el área de trabajo se interpreta como variaciones locales en el rumbo de los trazos longitudinales; al norte y en el área central, la falla se dispone en una orientación más NNW, similar a la dirección regional (Irving, 1971; Toro, 1990), que resulta en un  $\sigma_1$  ESE-WNW. Por otro lado, hacia el sur del área de trabajo en cercanías con la población de Chicacuta, el corredor de falla se dispone en una orientación NW con un  $\sigma_1$  orientado a  $85^\circ$  (WSW-ENE). La dirección del máximo esfuerzo compresivo en la zona central de estudio, coincide con la dirección propuesta por Velandia (2017) mediante análisis cartográficos para el tramo norte (Bucaramanga-Ricaurte) de la Falla de Bucaramanga en el sur del Macizo de Santander. El  $\sigma_1$  que se obtiene hacia el sur, se asocia con la flexión a la izquierda que en escala regional presenta la falla, localizado entre las zonas transpresivas de Umpalá y San Miguel al norte, y Ricaurte al sur (Galvis, 2016). El cambio en la dirección de las estructuras que limitan la zona de falla producto de la flexión a la izquierda, configura una región local caracterizada por estructuras extensionales alargadas en el sentido de los trazos, que permiten la depositación de sedimentos (Cuenca de Chicacuta-sentido de Galvis, 2016) y que según modelos de estructuras transcurrentes, podría asociarse como un releasing bend donde predomina el régimen transtensivo (e.g. Fossen, 2010; ver *Fallas de Rumbo* en Apéndice A).

En resumen, la región de estudio exhibe un arreglo de estructuras complejo, que la diferencian de las otras secciones definidas para el tramo norte de la Falla de Bucaramanga (sección de Cepitá-sentido de Velandia, 2017). Se sugiere que el corredor de falla es bastante

evolucionado y tectónicamente activo, dominado por un régimen de esfuerzo transpresivo con efectos de tensión localizados y con direcciones de esfuerzos que son coherentes con las propuestas para esta zona del Macizo.

## 8.2 Relaciones de campo

### 8.2.1. Cuerpos metamórficos

- **Neis de Bucaramanga**

En la zona de estudio, se presentan afloramientos de neises feldespático-cuarzosos con biotita, con bandeamiento grosero, mostrando tonalidades gris claras en muestra fresca y marrón en muestras meteorizadas. En la estación JJ-24 (Figura 13), la foliación  $S_n$  se encuentra fuertemente plegada formando en ocasiones pliegues isoclinales, con venas milimétricas de cuarzo cortando de manera discordante (

Figura 14A). Por otro lado, en la estación JJ-33, las venas de cuarzo suelen estar concordantes con la foliación  $S_n$ , generándose boudines simétricos de manera local, que son desplazados por fallas dextrales (figura 14B); los neises se encuentran intruidos localmente por diques de andesita (

Figura 14C).

Al sur de la zona de estudio (estaciones JJ40, 41), se encuentran afloramientos de neises milonitizados feldespático cuarzoso (Nmfc) al margen izquierdo de la Quebrada Talarcuta, siguiendo el trazo más oriental de la Falla de Bucaramanga. En puntos específicos, estos neises cambian de manera gradual a neises migmatíticos (

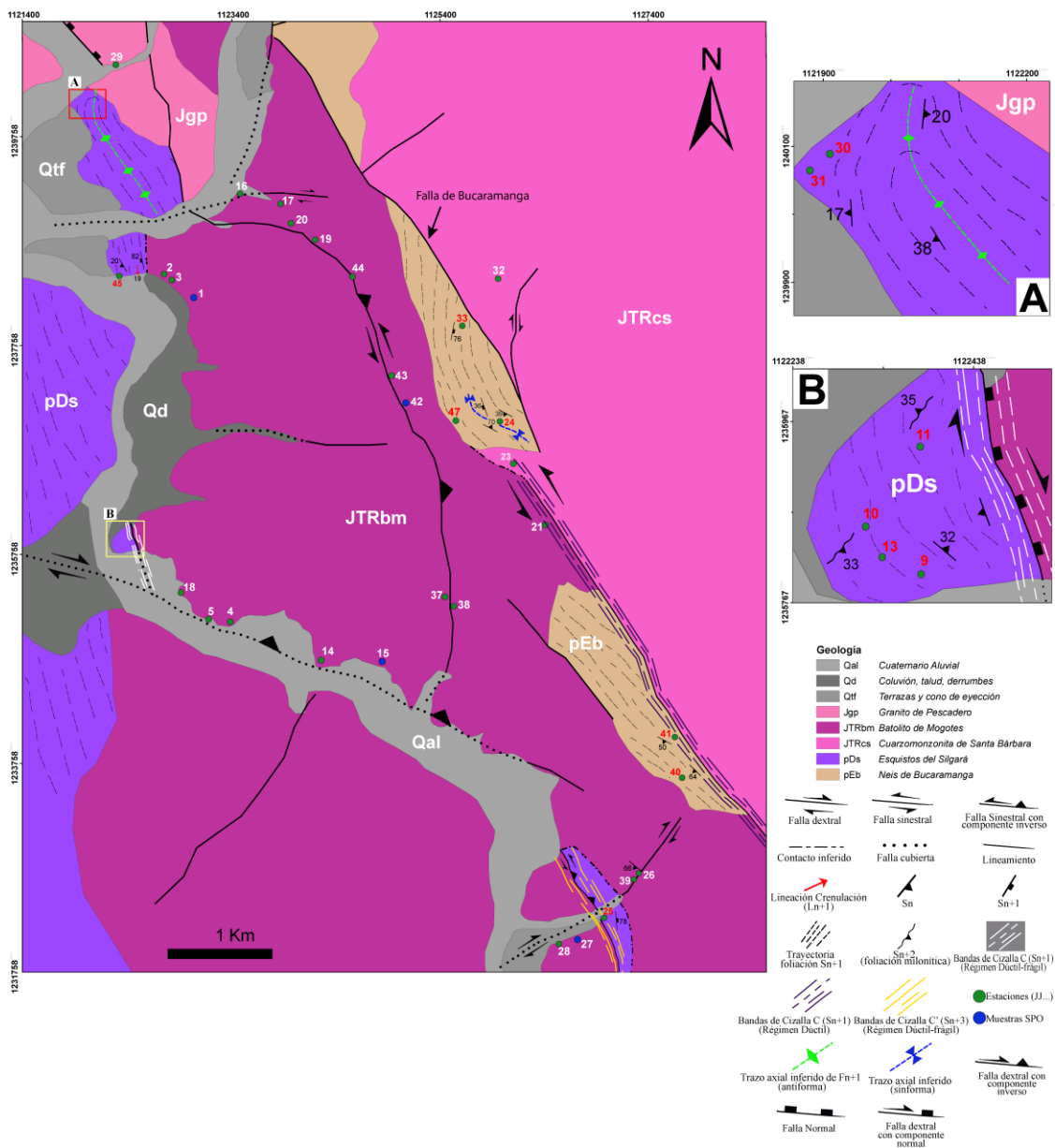
Figura 14D) y hasta migmatitas en sentido estricto, con grados avanzados de fusión parcial (diatexitas) que evidencian la generación de una cantidad importante de fundido

granítico in-situ por anatexis (e.g. Sawyer y Brown, 2008), generando localmente estructuras nebulíticas (

Figura 14F). Las migmatitas están conformadas por leucosomas de composición granítica, melanosomas compuestos por neises biotíticos y mesosomas de neises feldespático-cuarzosos.

**Figura 13**

*Mapa geológico de la zona de estudio con la localización de las estaciones analizadas*



*Nota.* Modificado apartir de “Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander” (Apéndice), N. Villamizar, 2014, Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander y de *Batolito de Mogotes. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia* (p. 10), por A. M. Correa, G. Rodriguez, M. I. Arango, G. Zapata, J. G. Bermúdez, 2016, Servicio Geológico Colombiano. Para más detalle de los rasgos mostrados, consultar Apéndice H *Mapa geológico*.

Estos neises migmatíticos y migmatitas también evidencian deformación no coaxial (ver apartado de milonitas en esta sección) y se hallan en contacto intrusivo con diques de andesita similares a los de la estación JJ33 (

Figura 14E). Adicionalmente a estas litologías también se han reportado anfibolitas en el camino que va de la cabecera municipal de Cepitá a El Barro y cuarcitas con granate al SE de Cepitá (Urueña y Zuluaga, 2011; Urueña, 2014).

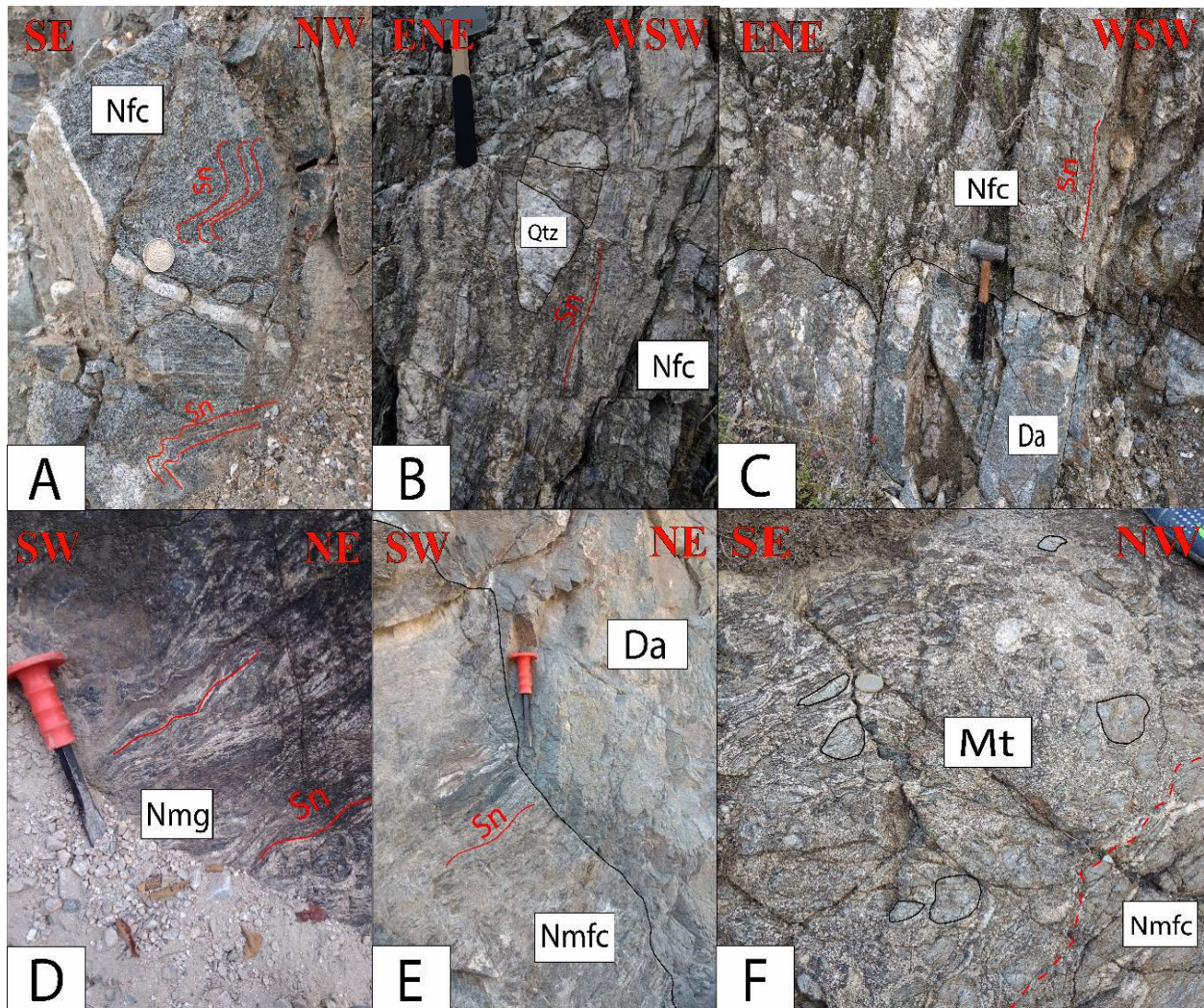
- **Esquistos del Silgará**

En la zona de estudio, esta unidad está representada por esquistos moscovíticos cuarzosos de color plateado en superficie fresca y tonalidades ocreas en muestras alteradas. Poseen brillo micáceo y mineralógicamente se componen de distintas proporciones de muscovita, cuarzo, plagioclasa, minerales opacos, con o sin granate.

Hacia el norte, se intercalan con cuarcitas de color gris claro, en donde la presencia de biotita define una esquistosidad pobre y mal desarrollada (Figuras 15, A y C). Localmente se presentan franjas de esquistos biotíticos de color gris verdoso en contacto concordante con esquistos cuarzosos moscovíticos (estación 13, Figura 15B).

**Figura 14**

(A) Neis feldespático cuarzoso (Nfc) con clivaje de crenulación en la estación JJ24. (B) Boudin simétrico de cuarzo + feldespato paralelo a la foliación  $S_n$  del Nfc, estación JJ33. (C) Dique andesítico (Da) intruyendo el Nfc en estación JJ33. (D) Neis migmatítico (Nmg) en estación JJ40. (E) Contacto intrusivo (borde de enfriamiento) entre el Nmfc con el cuerpo andesítico (Da). (F) Gradación de Nmfc a migmatita (Mt) en la estación JJ40; los polígonos representan fragmentos aislados de mesosomas envueltos en una matriz diatexitica.



De manera similar, intercalaciones de esquistos biotíticos y cuarcitas sin foliación aparente, se reconocen en contacto fallado (ver falla inversa en Figura 37) con granitoides pertenecientes al Batolito de Mogotes hacia el sur del área de estudio (Figura 15F).

El gradiente de metamorfismo aumenta hacia el sur, ya que, al norte de la cabecera municipal de Cepitá los esquistos micáceos no poseen granates, mientras que por la carretera que conduce de Cepitá a San Miguel, si se observan porfidoblastos de este mineral (como en las estaciones JJ9 y 10), en ocasiones solo como relictos totalmente alterados por clorita (estación JJ12).

### 8.2.2. Cuerpos ígneos

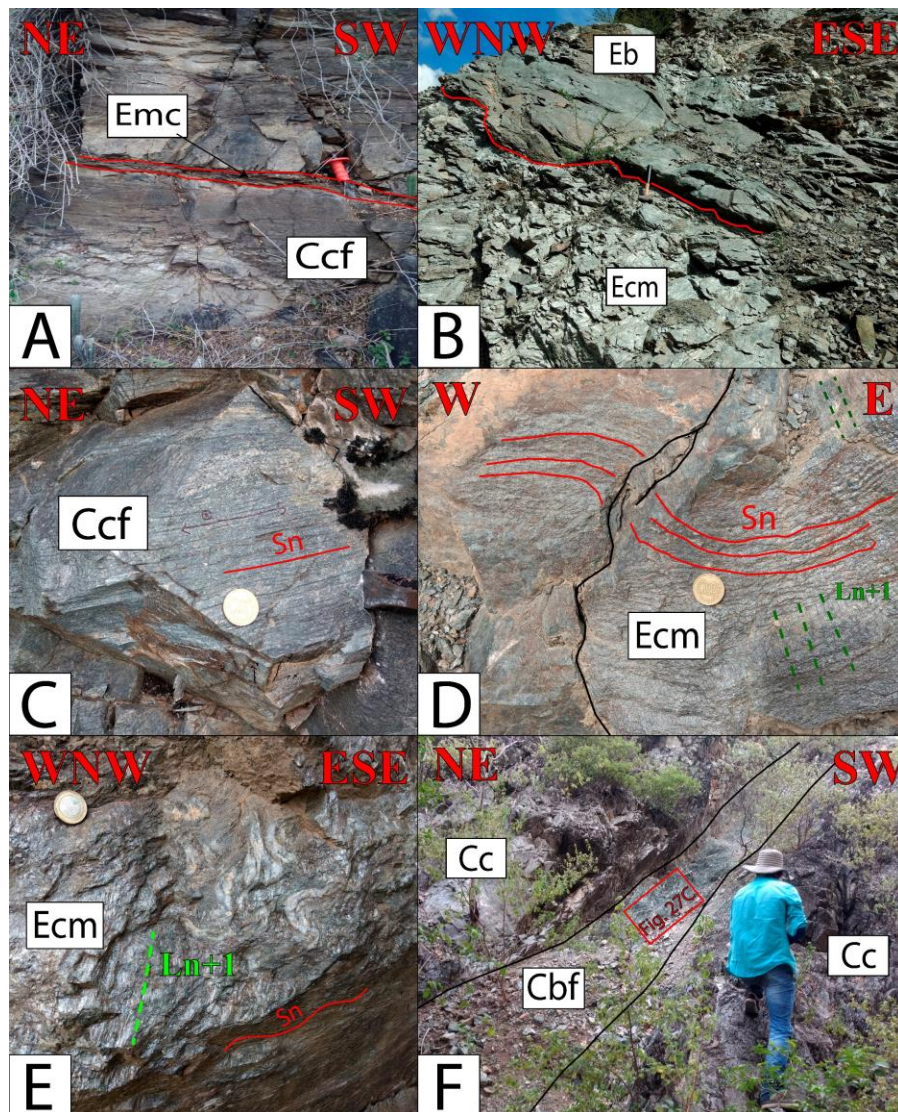
- **Batolito de Mogotes**

En el presente trabajo se opta por la denominación de Batolito de Mogotes, siguiendo las modificaciones expuestas por Correa et al., (2016) a los mapas de Ward et al. (1977) y Vargas et al., (1984), donde este cuerpo intrusivo se extiende hasta la cabecera municipal de Cepitá, al oeste de la Falla de Bucaramanga (Figura 13). En la zona de estudio, este cuerpo intrusivo corresponde a una roca ígnea fanerítica, holocristalina y equigranular, que se caracteriza por el predominio de granodioritas de color-gris rosáceo, aunque también se presentan monzogranitos, que poseen como principales minerales: plagioclasa (35-50%), cuarzo (20-30%), feldespato potásico (20-35%), biotita (5-10%) y hornblenda (0-5%).

Este cuerpo se caracteriza por desarrollar afloramientos relativamente frescos, con escasez de sapolitos, a diferencia de las zonas periféricas al municipio de Mogotes (Correa et al., 2016).

**Figura 15**

(A) Alternancia de paquetes de cuarcitas foliadas (Ccf) con esquistos moscovíticos cuarzosos (Emc) en la estación JJ30. (B) Esquistos biotíticos (Eb) con esquistos cuarzosos moscovíticos con granate (Ecm). (C) Detalle de las cuarcitas foliadas en la estación JJ30. (D) Pliegue de arrastre de la foliación Sn en la estación JJ45. (E) Detalle de venas de cuarzo plegadas en Ecm para la estación JJ12. (F) Afloramiento de la estación JJ25 mostrando la intercalación de cuarcitas (Cc) con cataclasitas foliadas (Cbf).



A lo largo de la vía que conduce de Cepitá a la vereda de San Miguel, es posible observar que estos cuerpos graníticos se encuentran en contacto fallado con esquistos micáceos y cuarcitas pertenecientes a la unidad Esquistos del Silgará. Igualmente, se observan abundantes bolsas pegmatíticas compuestas de feldespatos, cuarzo y en ocasiones epidota, controladas comúnmente por fracturas (Figura 17E) o en zonas de contacto intrusivo con cuerpos sienograníticos menores (Figura 17G), que evidencian una importante actividad hidrotermal en la zona. En ciertos sectores, como en la estación JJ-4, también se aprecian venas de cuarzos y pequeñas drusas de cuarzo ahumado.

El cuerpo granítico principal está cortado por diques máficos de color gris oscuro en roca fresca y de color gris verdoso cuando se encuentra alterada, debido a la presencia de clorita y epidota. Estos cuerpos subvolcánicos de textura afanítica se clasifican como andesitas, tienen espesores variables de 0,5 a 8 m de espesor y localmente tienen textura glomeroporfirítica (Vernon, 2004). Están compuestos por fenocristales tabulares elongados de plagioclasa, en ocasiones formando agregados radiales, en una matriz de plagioclasa de menor tamaño, hornblenda y minerales opacos. También se distinguen localmente amígdalas de escala submilimétrica (Figuras 17, A y C).

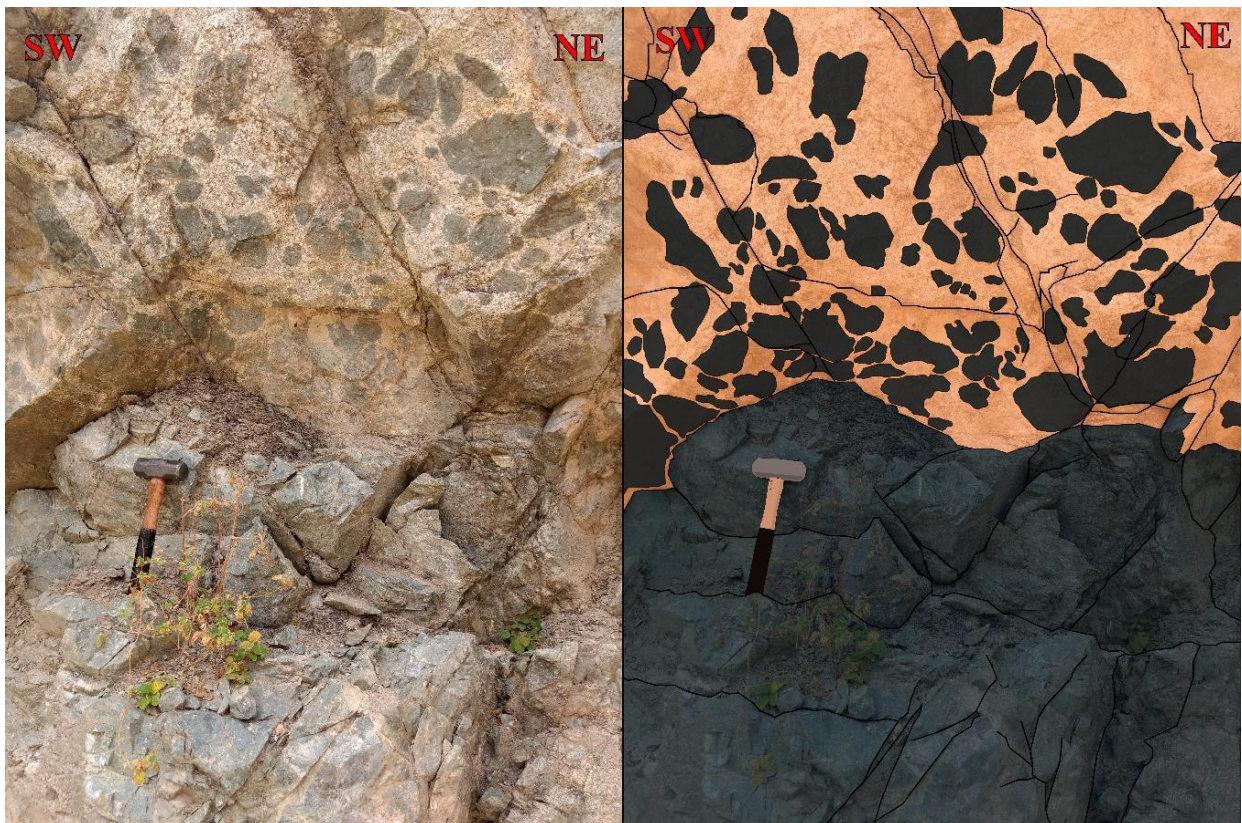
Cabe mencionar la presencia de enclaves máficos en las estaciones JJ21 y JJ39, que se clasifican como “enclaves magmáticos máficos” en el sentido de Barbarin (1988) y que pertenecen a las andesitas previamente descritas (Figura 16). El borde difuso y redondeado de la mayoría de estos enclaves sugiere que fueron producto de una mezcla heterogénea de magmas (magma mingling) durante el ascenso y posterior emplazamiento de fundidos graníticos y máficos (Barbarin, 2005). No obstante, en algunas estaciones se reconocen xenolitos de rocas del Neis de Bucaramanga con bordes netos sinuosos sin aureola de contacto evidente (estación JJ4), debido

probablemente al bajo volumen de este cuerpo máfico que propicia el enfriamiento rápido y/o a la pérdida de fluidos a lo largo de canales de fracturas (Winter, 2013) (Figura 17F).

Así mismo, también se observaron cuerpos tonalíticos y sienograníticos menores en la estación JJ15 y JJ21 que intruyen a los cuerpos granodioríticos y monzograníticos principales, compuestos mayoritariamente por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda en distintas proporciones, con una textura fanerítica, pero de menor tamaño de cristales que los granitoides que intruyen.

### Figura 16

*Afloramiento estación JJ-39 mostrando la presencia de enclaves magmáticos andesíticos en el cuerpo granodiorítico principal*



El contacto entre estos cuerpos tonalíticos con los sienograníticos es irregular sugiriendo un emplazamiento en condiciones de alta temperatura permitiendo su mezcla de manera heterogénea (Figura 17B).

En la estación JJ-4, también se encontró un cuerpo menor de monzogranito, de textura inequigranular, porfirítica con matriz fanerítica, de color gris rosáceo a blanco grisáceo y que a escala mesoscópica se distingue del cuerpo granodiorítico principal (Figura 17D).

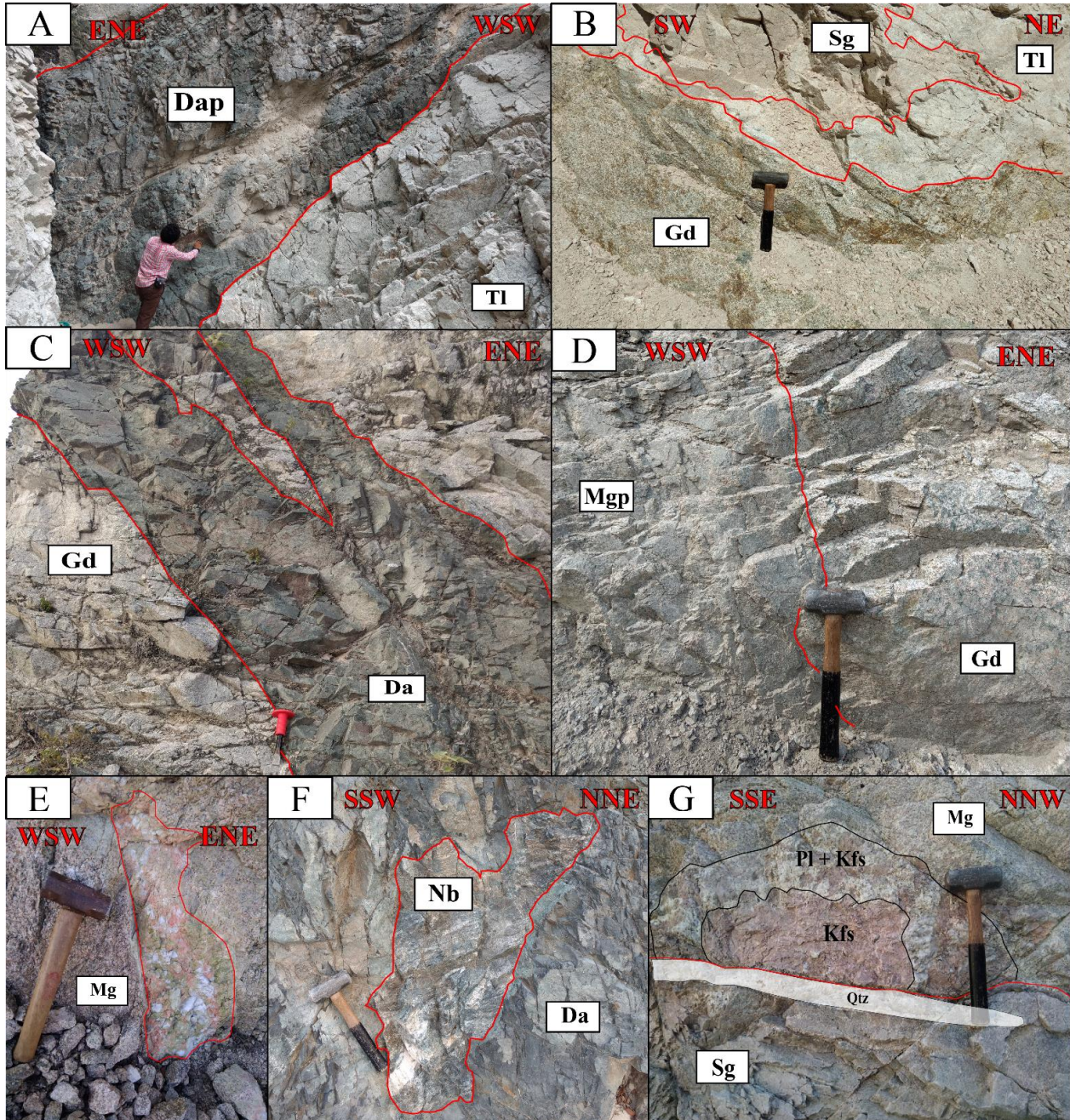
- **Cuarzomonzonita de Santa Bárbara**

Este cuerpo intrusivo solo se observó en la estación JJ-32, donde aflora gracias al corte de la carretera que conduce de Cepitá a San Andrés, y en las estaciones JJ-22 y 23, por un camino que lleva del centro de la vereda Chorreras a fincas circundantes al margen de la Quebrada Talarcuta. Está compuesta por una roca ígnea fanerítica, holocristalina, de grano más grueso que los cuerpos graníticos de las otras dos unidades (Batolito de Mogotes y Granito de Pescadero), de color gris moteado con blanco y rosado en roca fresca y de color gris violáceo al alterarse, compuesta de plagioclasa (30%), feldespatos potásico (40%), cuarzo (25%) y biotita escasa (<5%) (figura 35). Modalmente corresponde más a un monzogranito que a una cuarzomonzonita en sentido estricto.

### **Figura 17**

*(A) Dique andesítico glomeroporfirítico (Dap) cortando al cuerpo tonalítico (Tl) en la estación JJ-15. (B) Cuerpos menores de sienogranito (Sg) y tonalita (Tl) intruyendo el Gd (cuerpo granodiorítico principal) en la estación JJ21. (C) Diques andesíticos (Da) cortando al cuerpo (Gd) en la estación JJ20. (D) Contacto intrusivo (variación granulométrica y composicional) entre el cuerpo monzogranítico porfirítico (Mgp) y el Gd. (E) Pegmatita con epidota en monzogranito*

(Mg) en la estación JJ-04. (F) Xenolito de neis feldespático cuarzoso (Nb) dentro del cuerpo andesítico (Da) en la estación JJ-41. (G) Pegmatita ubicada en el contacto entre un monzogranito (Mg) y un cuerpo sienogranítico menor (Sg) en la estación JJ-37.



Nota. Ver texto para más detalle. Las líneas rojas son contactos intrusivos. Kfs: Feldespato potásico. Pl: Plagioclasa. Qtz: Cuarzo.

- **Granito de Pescadero**

Las rocas de esta unidad solo se observaron en la estación JJ-29, al norte de la cabecera del municipio de Cepitá, por un camino de herradura que lleva hasta Pescadero (Figura 18A). El cuerpo intrusivo corresponde a una roca ígnea fanerítica, holocristalina, equigranular, que se compone de plagioclasa (20%), feldespatos potásicos (50%), cuarzo (25%) y biotita (5%). Modalmente entrarían en el campo de los sienogranitos y a escala mesoscópica presentan una tonalidad rosácea clara que la distingue de las rocas del Batolito de Mogote al sur. Así mismo, en el afloramiento abundan diques leucocráticos de hasta 15 cm de espesor y que en ocasiones se encuentran desplazados por fallas en escalas centimétricas. Estos diques félsicos, de color gris, se componen de una masa afanítica de cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásicos y algo de biotita, que indican una composición riodacítica (Figuras 18, B y C).

### **8.2.3. Rocas de falla y Mesoestructuras**

Los términos: dúctil, frágil-dúctil, semi-frágil y frágil que comprenden las categorías generales en las que se agrupan las mesoestructuras, se utilizan en el sentido de Ramsay (1980), Rutter (1986) y Fossen y Cavalcante (2017).

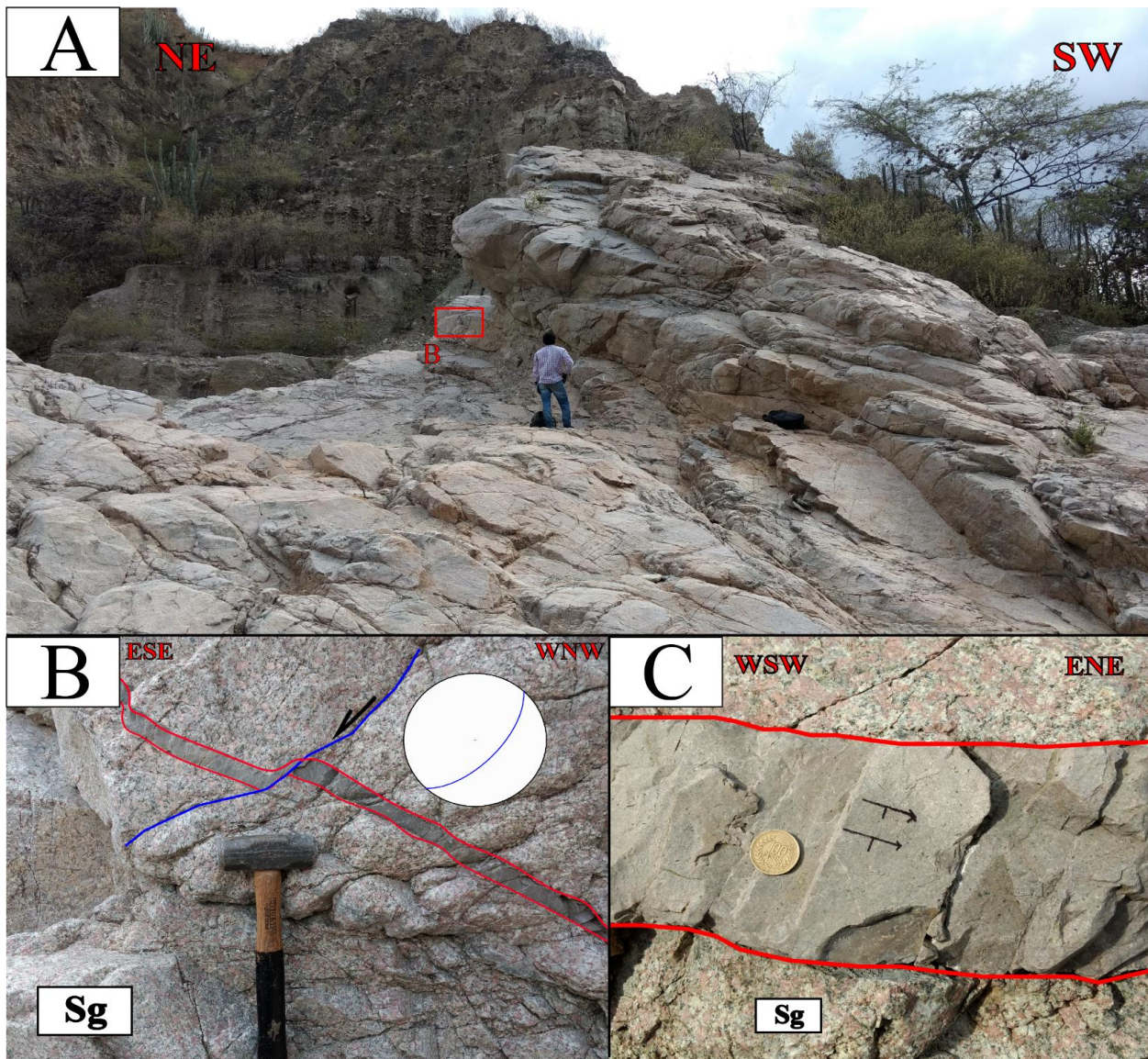
#### **8.2.3.1. Deformación dúctil.**

La deformación dúctil fue identificada en campo por la ocurrencia de milonitas restringidas a las estaciones JJ23, 40 y 41 (Figura 13). En el primer caso, el afloramiento se encuentra por un camino que lleva del centro de la vereda Chorreras a fincas cercanas ubicadas al margen de la Quebrada Talarcuta. En esta localidad granodioritas milonitizadas que se agrupan dentro de la unidad Cuarzomonzonita de Santa Bárbara presentan porfiroclastos manteados de feldespatos

potásico con geometrias tipo  $\sigma$  (e.g. Passchier y Simpson, 1986; Passchier and Trouw, 2005; Trouw et al., 2010) que indican cizalla dextral (Figura 19B).

**Figura 18**

(A) Afloramiento de la estación JJ-29. (B) Dique leucocrático plegado por el movimiento de fallas normales. (C) Detalle de dique leucocrático (espesor ~ 12 cm) que intruye sienogranitos en la estación JJ-29.



Nota. Sg: Plutón sienogranítico. Proyección estereográfica (igual área-hemisferio inferior).

La foliación milonítica  $S_{n+1}$  define el movimiento de cizalla en estas rocas, mostrando una orientación SSE con planos de buzamientos intermedios a bajos al SW (Figuras 19B y 20). Esta orientación es subparalela con el trazo actual que en superficie muestra la Falla de Bucaramanga, por lo que a escala de mapa se representa siguiendo esta dirección (Figura 13). No obstante, el movimiento de cizalla asociado con  $S_{n+1}$  es contradictorio con la cizalla actual de la Falla de Bucaramanga (sinestral), lo que implica temporalidades diferentes para estas estructuras (Ver sección discusión).

Hacia el sur, en las estaciones JJ40 y 41, neises feldespático-cuarzosos, neises migmatíticos y migmatitas, con evidencias de milonitización, también se reconocen sobre el margen occidental de la Quebrada Talarcuta por donde pasa el trazo más oriental del corredor de la Falla de Bucaramanga.

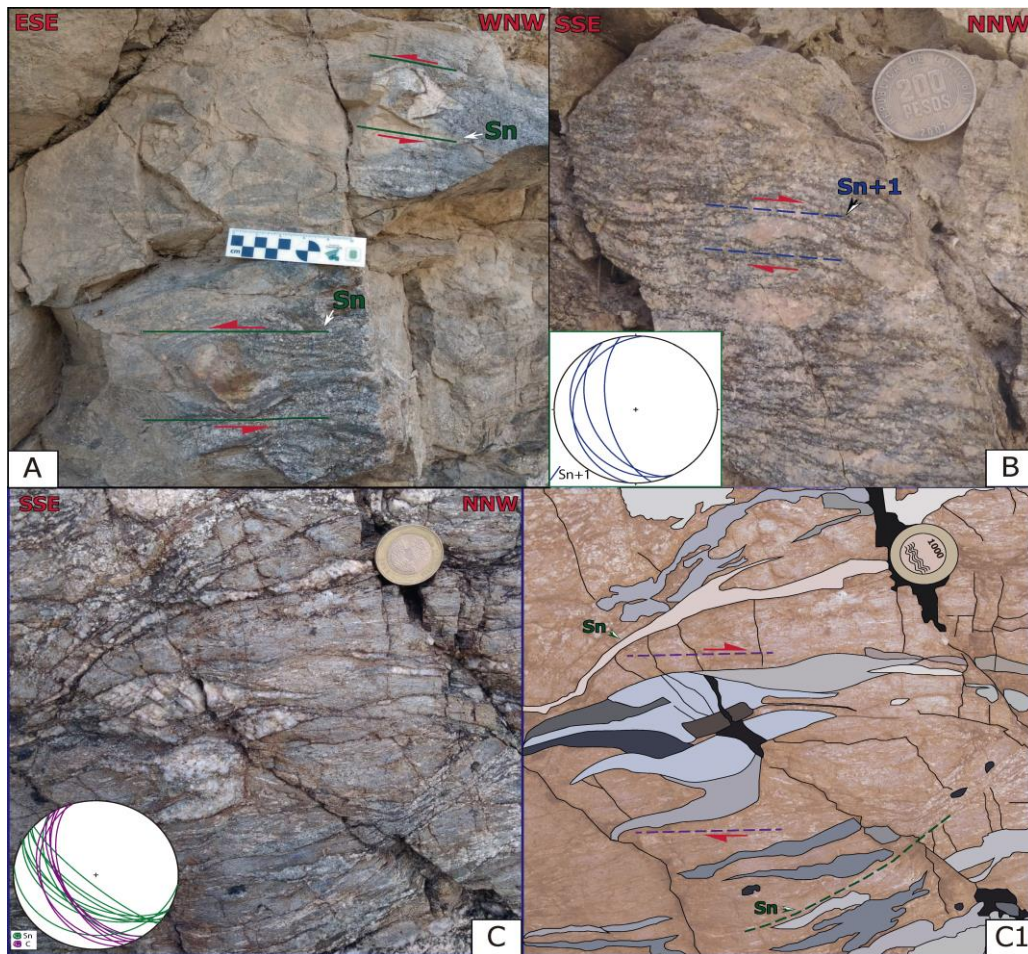
Estas rocas presentan boudines y porfiroclastos de cuarzo + feldespato con sombras de deformación, de escala centimétrica (5-10 cm), que muestran sentidos de cizalla opuestos (Dutta y Mukherjee, 2019 y referencias allí contenidas), es decir, movimientos sinestrales y dextrales (Figuras 19A, C1 y 21). Estos rasgos son discutidos más adelante (Ver sección discusión).

Las fábricas planares que definen la foliación milonítica y el sentido de cizalla en estas rocas, corresponden a planos  $S_n$  y a bandas de cizalla C ( $S_{n+1}$ ). La foliación  $S_n$  es constituida por franjas centimétricas (hasta 6 cm) de cuarzo+feldespato (tamaños gruesos) que alternan con franjas melanocráticas de biotita principalmente (de tamaño fino) en los neises feldespático-cuarzosos (Figuras 19A y 21). En los neises migmatíticos, la foliación  $S_n$  muestra una alternancia composicional más marcada, con espesores normalmente irregulares desde unos pocos milímetros hasta los 4 cm, entre las franjas de leucosomas (fundido granítico) que alternan con niveles de

mesosomas (neises feldespático-cuarzosos) (Figuras 19C y C1); lentes de melanosomas (neises biotíticos) normalmente se reconocen como fragmentos aislados que deflectan los planos  $S_n$ .

**Figura 19**

*Mesoestructuras, rocas miloníticas e indicadores cinemáticos. (A) Superficies  $S_n$  asociadas a sistemas porfiroclastos cuarzo-feldespáticos con cinemática sinestral, estación JJ40. (B) Porfiroclasto de feldespato potásico con geometría tipo  $\sigma$  que indica cinemática dextral en granodioritas milonitizadas, estación JJ23. (C), (C1) Porfiroclastos de cuarzo con sombras de deformación que definen geometrías tipo  $\sigma$  e indican movimiento dextral en neises migmatíticos milonitizados, estación JJ40.*



*Nota.* Proyecciones estereográficas (igual área-hemisferio inferior).

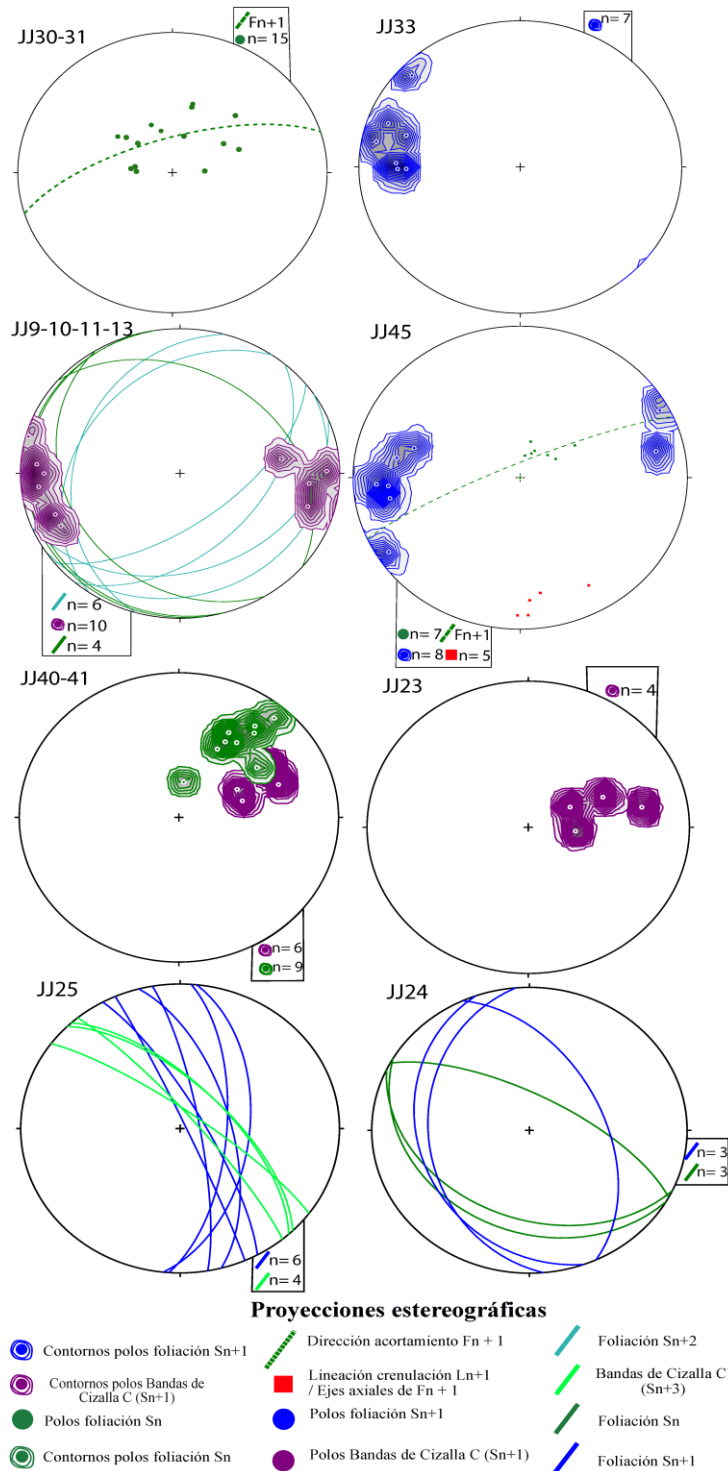
Adicionalmente, la foliación  $S_n$  en estas rocas muestra un plegamiento suave abierto y asimétrico, cuyos flancos se disponen en una orientación WNW-ESE a NW-SE, con buzamientos intermedios a altos (Figuras 19C y 20).

Las foliaciones  $S_n$  y  $S_{n+1}$  descritas arriba, también aparecen definiendo fábricas planares en litologías diferentes a las descritas en las rocas de fallas (milonitas) aunque en este caso se consideran como foliaciones metamórficas generadas en ausencia de deformación no coaxial. En ese sentido,  $S_n$  se observa en neises cuarzo-feldespáticos que hacen parte de la unidad Neis de Bucaramanga; estos planos constituyen bandas alternantes de agregados de cuarzo + feldespato y niveles melanocráticos finos a muy finos de micas (predominio de biotita) (Figura 22D). Los pliegues de las superficies  $S_n$  son producto de una fase de compresión sobreimpuesta, correspondiente al plegamiento  $F_{n+1}$  que muestra una dirección de acortamiento SW-NE la cual es paralela con la orientación general (bajo mecanismos coaxiales) que se establece para  $S_n$  en el área de estudio (Figura 30).

De igual forma, superficies  $S_n$  se observan en esquistos muscovíticos cuarzosos y cuarcitas foliadas de la unidad Esquistos del Silgará. En los primeros, define clivajes espaciados disyuntivos (ver Apéndice A *Foliaciones*), penetrativos, marcado por la orientación preferencial de micas (muscovita principalmente) que se intercalan irregularmente con niveles milimétricos de granos equidimensionales (cuarzo en alta proporción). El plegamiento de los planos  $S_n$  en estas rocas desarrolla pliegues tipo chevron (Figura 22C). En las cuarcitas, los planos  $S_n$  muestran un tenue bandeamiento diferenciado (espesores entre 0.5-3 cm) entre micas y agregados ricos en cuarzo (Figura 22B).

**Figura 20**

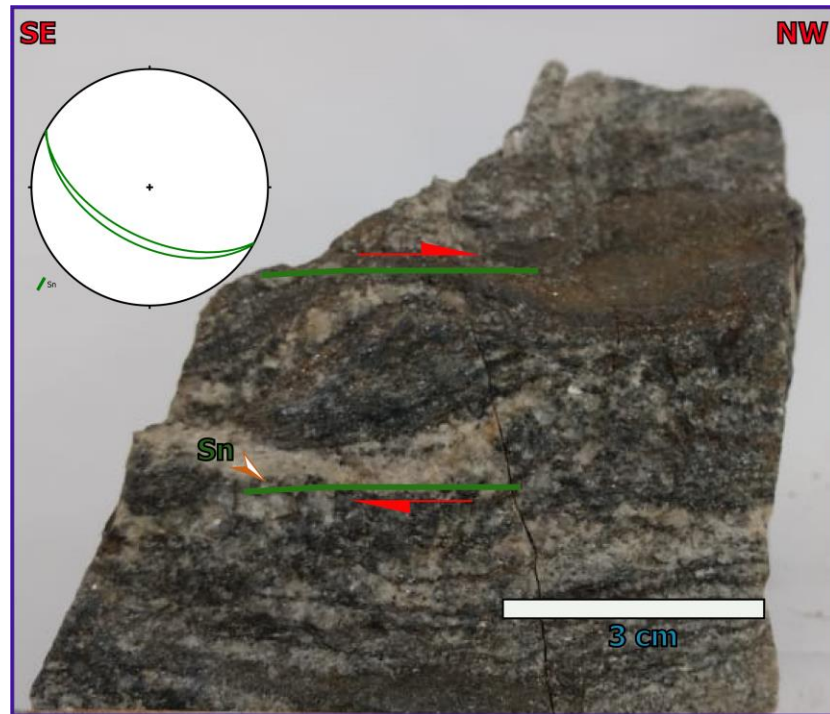
*Orientaciones de foliaciones y estructuras lineales asociadas, que se recolectaron en estaciones puntuales para el área de estudio.*



*Nota.* Ver Figura 13 para la ubicación de las estaciones y Apéndice E para más detalle.

### Figura 21

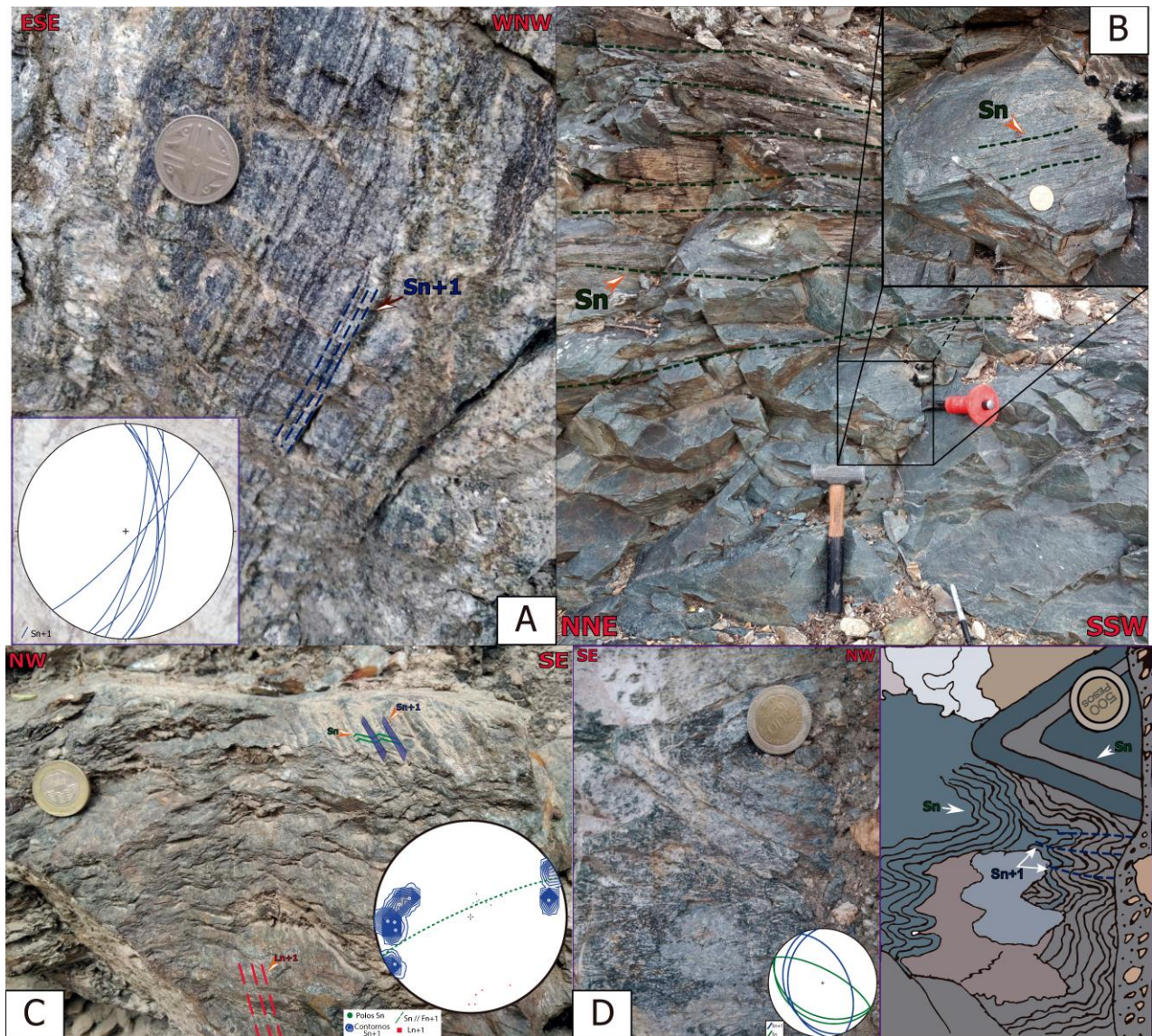
*Muestra de mano de la estación JJ41 con un boudin asimétrico de pequeña escala definido por planos  $S_n$  que marcan un sentido de cizalla dextral en neises feldespático-cuarzosos.*



El plegamiento ( $F_{n+1}$ ) de  $S_n$  produce pliegues cuyos planos axiales con dirección SE a SSE definen trazos de antiformas y sinformas a escala de mapa (figura 13). Estos trazos axiales son paralelos con la orientación de la foliación  $S_{n+1}$ . La fábrica planar  $S_{n+1}$  corresponde a clivajes de crenulación subverticales en esquistos muscovíticos cuarzosos (figura 22C); contienen lineaciones de crenulación ( $L_{n+1}$ ) que son paralelas así mismo con los ejes axiales de  $F_{n+1}$ , de tendencias al SSE y ángulos de inmersión bajos.

**Figura 22**

*Mesoestructuras de deformación dúctil. (A) Bandeamiento composicional en neises cuarzo-feldespáticos con biotita definido por la foliación  $S_{n+1}$ , estación JJ33. (B) Cuarcitas con tenue bandeamiento diferenciado definido por la foliación  $S_n$ , estaciones JJ30-JJ31. (C) Clivaje de crenulación  $S_{n+1}$  perpendicular al plegamiento tipo chevron de  $S_n$  en esquistos muscovíticos-cuarzosos, estación JJ45. (D) Plegamiento por compresión ( $F_{n+1}$ ) que produce pliegues para la foliación  $S_n$  en neises cuarzo-feldespáticos, estación JJ24.*



No obstante, la foliación  $S_{n+1}$  también se observa como superficies no relacionadas con crenulación en neises cuarzo-feldespáticos (zona de Cianita-Almandino) de la unidad Neis de Bucaramanga (figura 22A). En este caso, los planos son subverticales, con un marcado bandeo composicional, y con orientación NNE (estación 33, Figura 20).

- ***Otras mesoestructuras***

Enclaves magmáticos de composición máfica (~ 30 cm) que ocurren en granitoides ricos en plagioclasa, expuestos sobre el trazo más oriental del corredor de la Falla (Figura 13), muestran una acusada deformación dúctil que se relaciona con deformación no coaxial sinmagmática, posiblemente con componente dextral de cizalla (Figura 23).

### **8.2.3.2. Deformación frágil-dúctil y semi-frágil.**

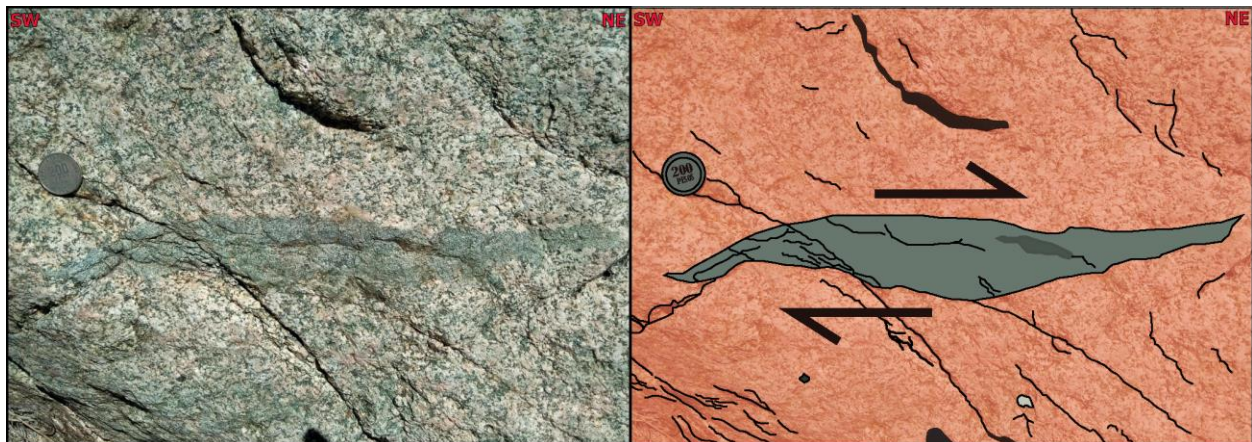
La deformación frágil-ductil a semi-frágil fue identificada en campo por la ocurrencia de cataclasitas foliadas en la zona central de estudio (estaciones JJ9, 10, 11) y hacia el sur en los alrededores del poblado de San Miguel (JJ25); en ambos casos se agrupan a la unidad Esquistos de Silgará. Se utiliza el término de manera tentativa teniendo en cuenta que es necesario un estudio petrográfico y microtectónico para establecer los mecanismos de deformación y descartar que sean milonitas de bajo grado (Passchier y Trouw, 2005). Estas litologías no se consideran por representar en sentido estricto condiciones de deformación frágiles o dúctiles (ver sección 6.1 *Zonas de cizalla*), por lo que condiciones transicionales frágil-dúctiles se han sugerido (e.g. Brodie et al., 2007).

Esta observación es coherente con las características que se reconocen en el sector central, donde las cataclasitas foliadas hacen parte de una zona de cizalla local frágil a frágil-dúctil

(término según Rutter, 1986; Fossen y Cavalcante, 2017) (Figuras 24 y 25). En ese sentido, las zonas más alejadas de los márgenes de esta zona de cizalla simbolizan la deformación frágil-dúctil y están definidas por cataclasitas foliadas muscovíticas con granate y cuarzo-muscovíticas. Hacia el sur, cataclasitas foliadas ricas en biotita de color gris verdoso y un fuerte brillo micáceo constituyen zonas localizadas de cizalla frágil-dúctil (Figura 15F).

### Figura 23

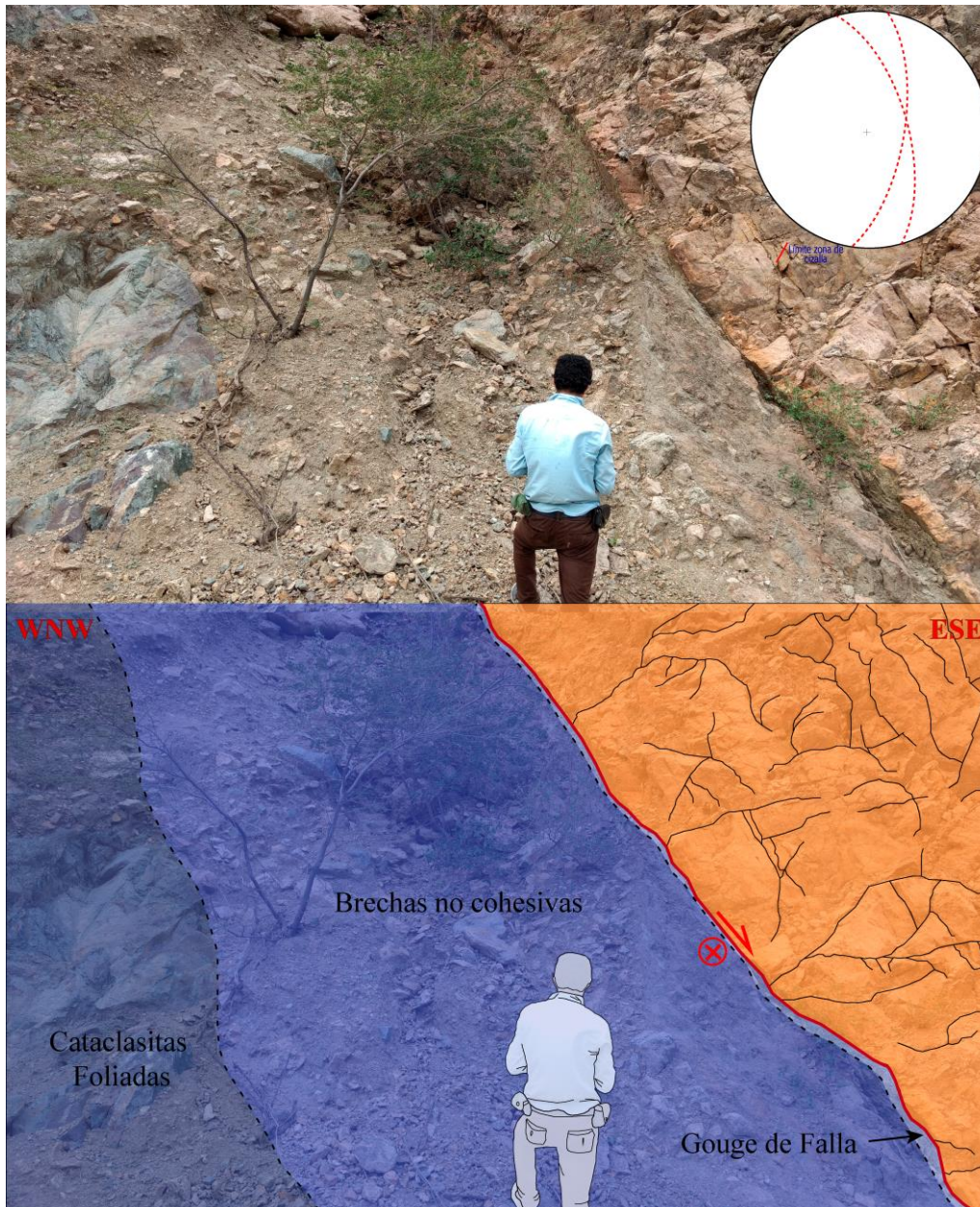
*Evidencias de deformación dúctil. Enclave magmático máfico que exhibe una morfología alargada, con extremos ligeramente flexionados que dan una apariencia similar a formas sigmoidales en Z, estación JJ21.*



Estas rocas exhiben mesoestructuras correspondientes a boudines simétricos ricos en Qz, fragmentados internamente por fracturas de cizalla sintéticas (e.g. Trouw et al., 2010, p. 227,230; Davis et al., 2011) con desplazamiento dextral (Figura 26A). Boudines (más enriquecidos en feldespato) cizallados asimétricamente (movimiento normal-dextral), de escala decimétrica (0.3-0.9 m), con geometrías similares a las formas tipo  $\sigma$  de sistemas porfiroclastos (Passchier y Simpson, 1986; Passchier y Trouw, 2005; Trouw et al., 2010), también se reconocen en dominios más deformados (Figura 27A).

**Figura 24**

*Rocas que constituyen la zona de cizalla local frágil a frágil-dúctil en estación JJ9. La orientación del margen de la zona de cizalla es representada por un trazo de orientación N-S (ver proyección estereográfica) con cinemática normal y componente subordinado de movimiento dextral.*

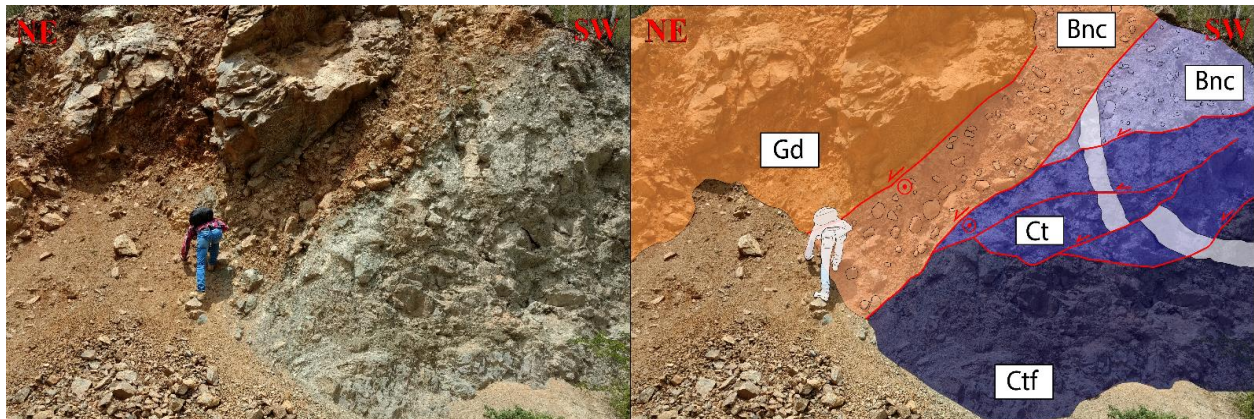


*Nota.* Ver ventana B en mapa de la Figura 13 para representación del trazo en vista de planta.

Polígono Naranja: Granodioritas del Batolito de Mogotes, Polígonos azules: Esquistos del Silgará.

**Figura 25**

*Representación de la zona de cizalla (frágil a frágil-dúctil) en el contacto entre el Batolito de Mogotes (tonalidades naranjas) y los Esquistos del Silgará (tonalidades azules), estación JJ-11 para este caso.*



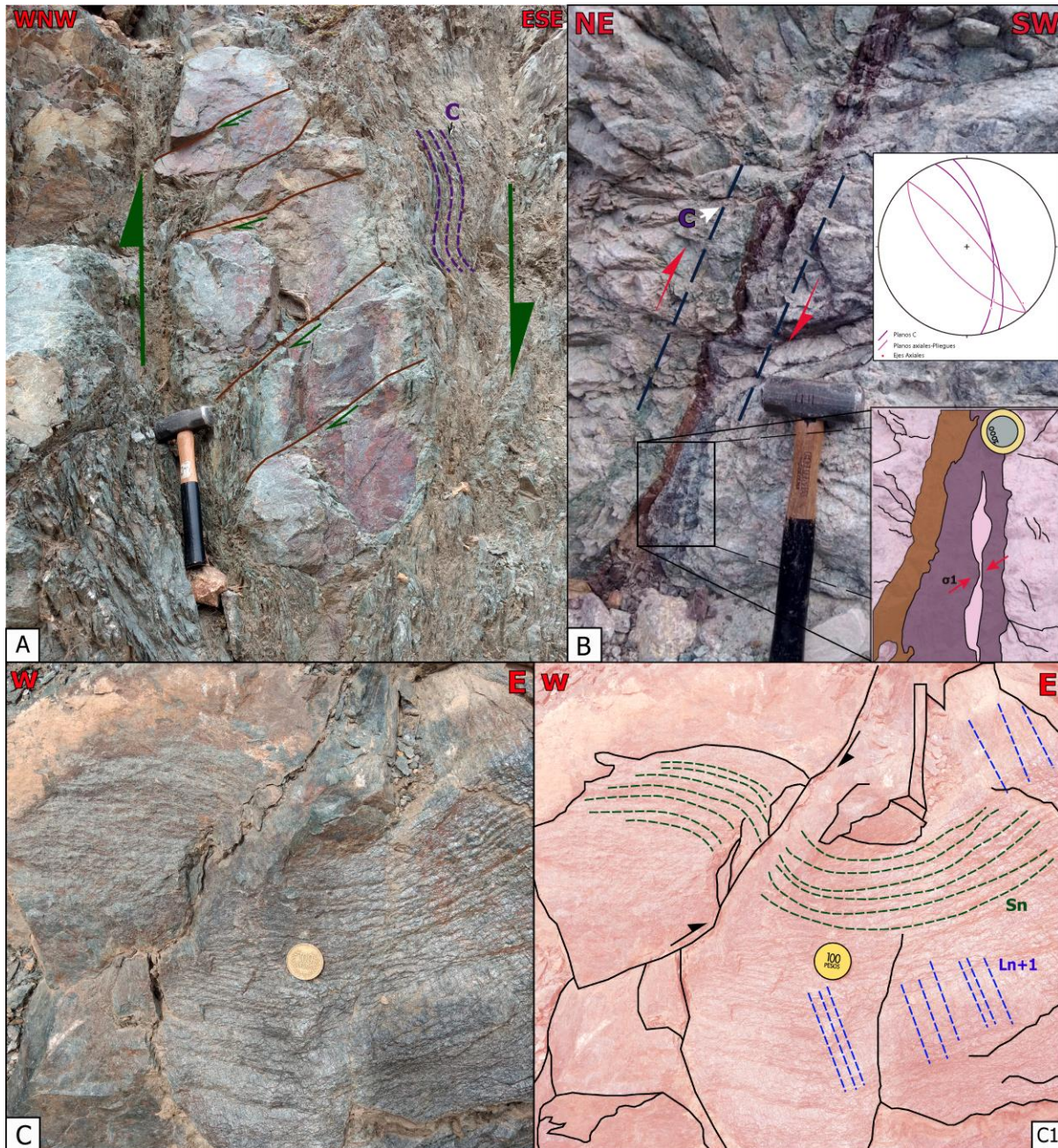
*Nota.* Gd: Granodiorita, Bnc: Brecha no cohesiva, Ct: Cataclasita, Ctf: Cataclasita Foliada.

No obstante, boudines de escala decimétrica que se encuentran en zonas altamente deformadas hacia el sur, muestran un componente de cizalla sinistral, que es opuesto al movimiento descrito previamente (Figuras 27B y B1). Los rasgos deformativos de los boudines mencionados arriba, son consistentes con las condiciones dúctiles-frágiles establecidas para estas rocas (e.g. Fossen y Cavalcante, 2017, fig. 3c; Papeschi et al., 2018).

**Figura 26**

*Mesoestructuras de deformación frágil-dúctil y semi-frágil. (A) Boudin con fracturas de cizalla sintéticas marcando cinemáticas normales en perfil en cataclasitas foliadas, estación JJ09. (B) Vena deformada constituida por minerales óxidos, con pliegues de cizalla asimétricos que definen cinemáticas dextrales en vista de planta. Adyacente y paralela con la vena descrita en (B), se observan venas constituidas primordialmente por cuarzo + feldespato con tonalidades purpuras*

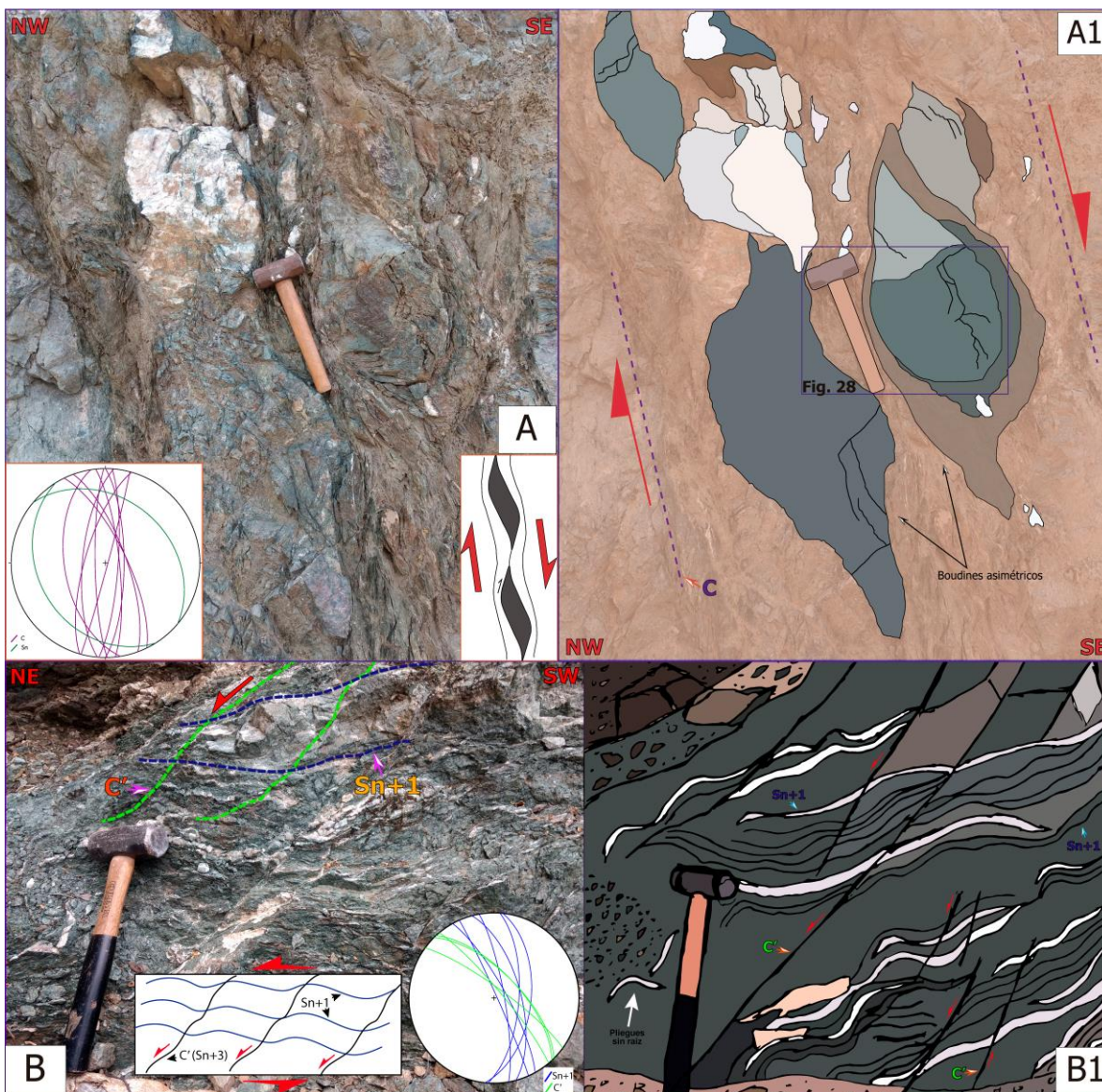
que contienen boudines simétricos, estación JJ38. (C), (C1) Pliegues de arrastre en esquistos muscovíticos-cuarzosos asociados a una falla con movimiento inverso, estación JJ45.



*Nota.* Los boudines simétricos descritos en (B), se denominan como Drawn boudins (según el término en inglés) y dentro de estos como Tapering boudins en base a la geometría que presentan. Tomado de “Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures” (p. 744), por B.D. Goscombe, C.W. Passchier, M. Hand, 2004, *Journal of Structural Geology*, 26.

**Figura 27**

*Mesoestructuras de deformación frágil-dúctil e indicadores cinemáticos. (A), (A1) Boudines rígidos cuarzo-feldespáticos cizallados y asimétricos que definen cinemáticas normales vistas de perfil en cataclasitas foliadas; las bandas de cizalla tipo C ( $S_{n+1}$ ) se disponen subverticales (de arriba hacia abajo en las figuras). (B) Cataclasitas foliadas que contienen boudines asimétricos que establecen cinemáticas sinestrales. (B1) Ilustración del afloramiento en (B) donde se resaltan las estructuras  $S_{n+1}$  y  $C'$  ( $S_{n+3}$ ), estación JJ25.*



*Nota.* Ver texto para más detalle.

Las fábricas planares que envuelven los boudines vinculados con movimiento tanto dextral como sinistral, se definen por bandas de cizalla (C) y planos S, que representan en ambos casos la foliación milonítica  $S_{n+1}$  (Figuras 26 A, 27 A1 y 27B1). Esta foliación muestra una orientación N-S a NNW-SSE con buzamientos subverticales (estaciones 9,10,11 y 25 en Figura 20), constituida por niveles micáceos fuertemente penetrativos, que alternan de modo heterogéneo con niveles de espesores milimétricos a centimétricos ricos en cuarzo que son más subordinados. Plegamiento asimétrico e irregular, de baja amplitud, es característico de esta foliación (Figuras 26A y 27).

En algunos boudines que se reconocen hacia el sector central de estudio, se observan crenulaciones  $S_{n+1}$  producto del microplegamiento de planos  $S_n$ , de forma similar a las crenulaciones que se generan bajo mecanismos de deformación coaxial (Figura 28).

Estructuras similares a los pliegues sin raíz (rootless folds) (e.g. Passchier et al., 1990) hacia el sur, y bandas de cizalla C' (agrupadas con la foliación milonítica  $S_{n+3}$ ) que deflektan de manera oblicua los planos  $S_{n+1}$ , son consistentes con la alta deformación no coaxial que muestran las cataclasitas para este sector y pueden simbolizar las fases más tardías en una secuencia progresiva de deformación (Passchier et al., 1990) (Figuras 27B y B1).

Las bandas de cizalla C' que muestran una orientación NW-SE y buzamientos subverticales a intermedios (Figura 20), también logran reconocerse en cataclasitas cuarzo-muscovíticas foliadas hacia la zona central de estudio, pero en este caso en relación oblicua con planos  $S_{n+2}$  (Figura 29B). En cualquier caso, las bandas de cizalla C' ( $S_{n+}$ ) marcan cinemáticas sinestrales para estas rocas. Los planos  $S_{n+2}$ , son altamente penetrativos, con patrones anastomosados, definidos por

niveles micáceos finos que alternan con niveles cuarzo-feldespáticos de tamaño medio. Muestran buzamientos subhorizontales y una orientación NE-SW (Figuras 20 y 29A).

### Figura 28

*Foliación  $S_{n+1}$  crenulada producto del microplegamiento de los planos  $S_n$ , en el interior de uno de los boudines asimétricos que se reconocen en la estación JJ9.*



Planos  $S_{n+2}$  configuran pliegues de arrastre a lo largo de fallas normales (N-S) de buzamientos intermedios en dirección E (Figura 29B). Lo anterior, sumado a los rasgos de flujo cataclástico y microfracturamiento en segmentos de venas de Qz, de orientación NW-SE, desplazadas por estas fallas (Figura 29B), y la generación de estructuras S/C' localmente en las cataclasitas, corroboran condiciones semi-frágiles a frágiles dúctiles para las cataclasitas (e.g. Hadizadeh y Rutter, 1983; Pec et al., 2012; Homberg et al., 2017). La posición oblicua que muestran los ejes de esfuerzo al procesar los datos de las fallas normales (Figura 29A1), alejándose así del principio mecánico de Anderson - un eje subvertical y dos ejes subhorizontales- sugieren

rotación de bloques a lo largo de estas estructuras, tal como se observa en un segmento de vena Qz rotado (Figura 29B).

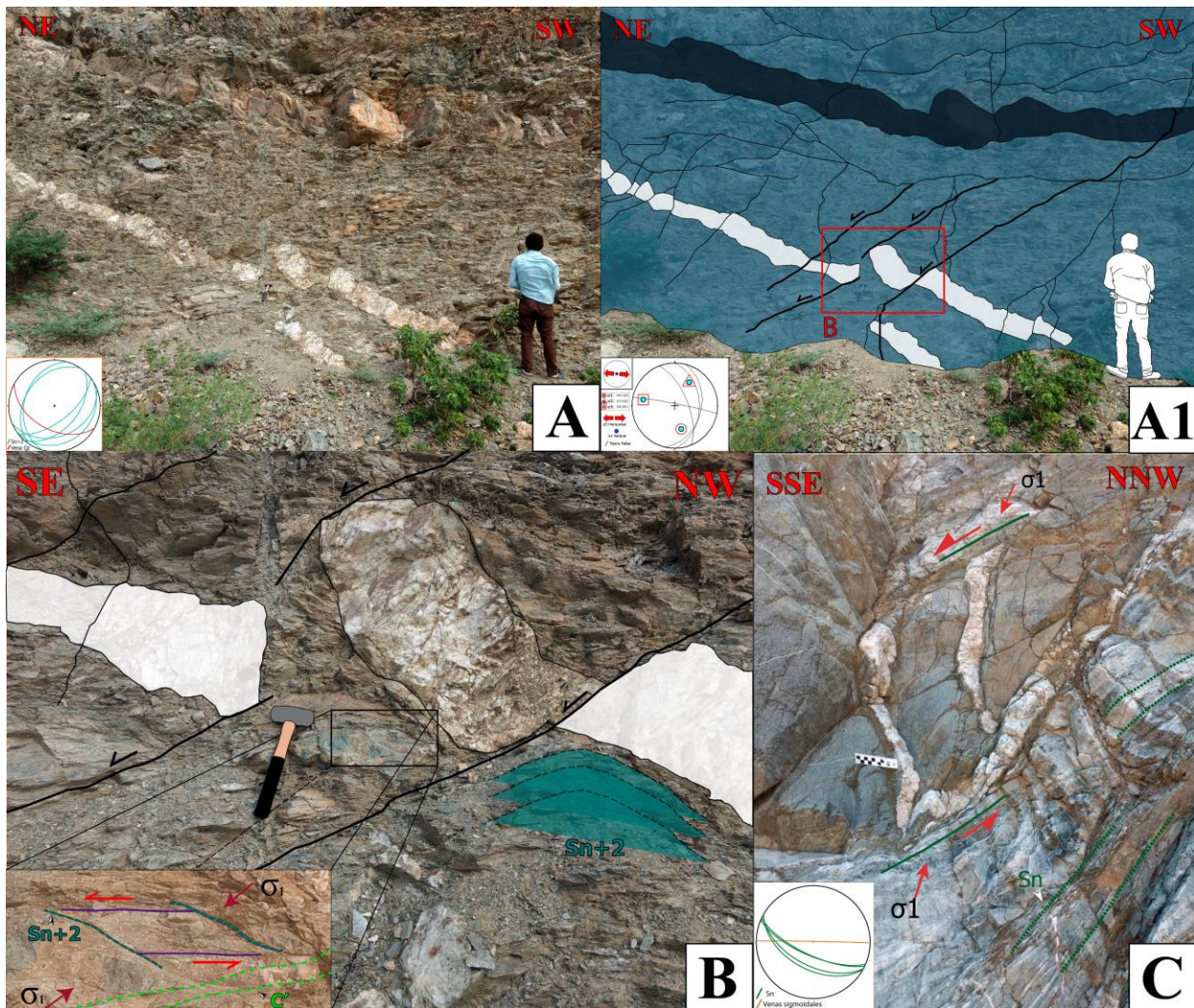
Pliegues de arrastre relacionadas a fallas de movimiento inverso-dextral se reconocen en esquistos muscovíticos cuarzosos. Estas fallas muestran una orientación NE-SW y buzamientos intermedios al NW (Figura 26C y C1) de forma similar a las fallas que son oblicuas (a escala de mapa) respecto a la Falla de Bucaramanga (e.g. Falla de Perchiquez). Estos rasgos de deformación continua y discontinua son consistentes con estructuras de régimen frágil-dúctil (Homberg et al., 2017) y sugieren, que estas litologías experimentaron deformación tanto en este régimen, como en condiciones dúctiles descritas previamente.

Venas sigmoidales de Qz (~ 7-10 cm) con leves formas en S, de dirección E-W y buzamientos subverticales, se disponen en arreglos en échelon cortando neises feldespático-cuarzosos hacia el sur de la zona de estudio (Figura 29C). Los rasgos morfológicos de estas venas sugieren más una similitud con las venas en cuña (gash veins) (Davis et al., 2011) considerando la relación entre su espesor/longitud. Estas mesoestructuras constriñen una deformación en régimen semi-frágil (e.g. Davis et al., 2011; Reber et al., 2015). La cinemática sinistral que establecen estas venas se vincula con el movimiento actual de la Falla de Bucaramanga y su rumbo es paralelo con la dirección regional del  $\sigma_1$  (ver sección tensores de esfuerzo).

## Figura 29

*Rasgos mesoscópicos de régimen frágil-dúctil y semi-frágil. (A) Cataclasitas foliadas en afloramiento de la estación JJ10. (A1) Ilustración de afloramiento en JJ10, que muestra fallas normales desplazando venas de Qz y la orientación de un nivel cuarzo-feldespático (franja azul oscura) relacionada con la foliación milonítica  $S_{n+2}$ ; las orientaciones de las fallas, las venas y*

la foliación  $S_{n+2}$  se muestran en proyecciones estereográficas (igual área-hemisferio inferior); el recuadro en rojo señala la ubicación de (B); la relación entre  $S_{n+2}$  y las bandas de cizalla tipo  $C'$  ( $S_{n+3}$ ) definen boudines de escala decimétrica cuya asimetría establecen una cinemática sinistral. Nótese el microfracturamiento y flujo cataclástico del segmento de vena de  $Qz$  rotado cerca al trazo de las fallas. (C) Venas sigmoidales en échelon marcando movimiento sinistral, estación JJ40.



Nota. Ver texto para mas información.

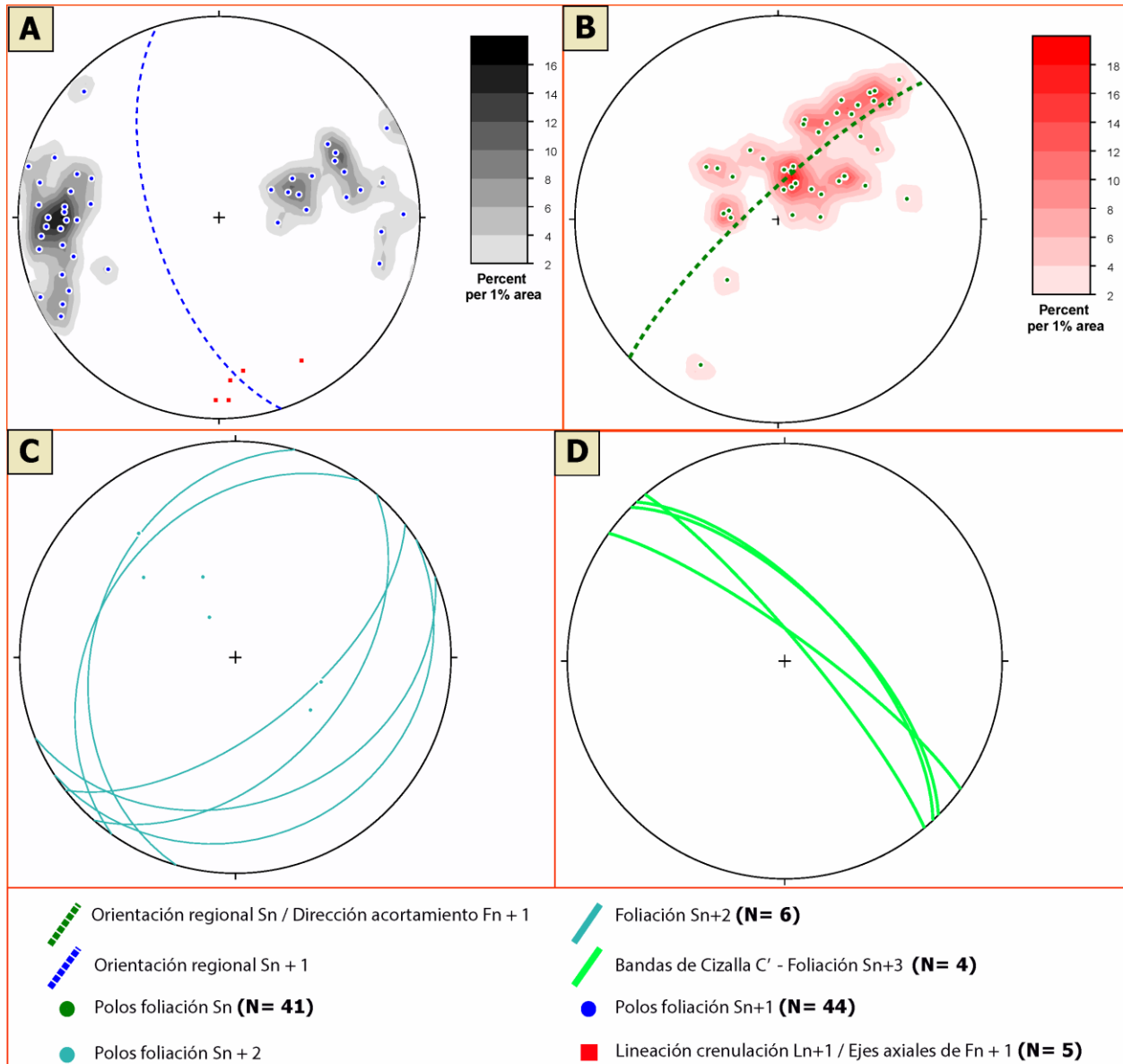
De igual modo, venas de óxidos y de composición cuarzo-feldespática (3-6 cm) que cortan granitoides ricos en feldespato alcalino, muestran una deformación por extensión bajo un flujo no coaxial constreñida para régimen semi-frágil, desarrollando pliegues de cizalla asimétricos (en venas de óxidos), y boudines elongados y simétricos (venas cuarzo-feldespáticas) (figura 26B). Las venas se orientan NNW con buzamientos subverticales, y un movimiento dextral se reconoce paralelo al rumbo de éstas. Esta última observación es acorde a los rasgos que pueden mostrar venas en zonas de cizalla (e.g. Hodgson, 1989). Las tonalidades púrpuras en la vena cuarzo-feldespática sugieren impurezas de hierro ( $Fe^{3+}$ ) sustituyendo Si (Silicio) dentro de la estructura cristalina del cuarzo, tal como lo plantean Gaines et al. (1997).

Un total de 100 datos entre foliaciones y lineaciones se recolectaron a lo largo de la zona de estudio, distribuidos en estaciones puntuales donde se reconocieron las fábricas planares mencionadas previamente. Los resultados son mostrados mediante proyecciones estereográficas (igual área-hemisferio inferior) (Figura 20). De igual forma, la orientación y las trayectorias que los planos y estructuras asociadas presentan en vista de planta se muestran en la figura 13. En el Apéndice E se muestran los datos estructurales utilizados para este procedimiento con su respectiva categorización. Adicionalmente, un análisis del total de los datos recolectados para las diferentes foliaciones se realiza con el fin de relacionar la información de estaciones puntuales, el cual se muestra en la Figura 30.

### **Figura 30**

*Orientaciones de las foliaciones y rasgos lineales asociados que se reconocen en la región de estudio. (A) Diagrama de contornos de los datos adquiridos para  $S_{n+1}$  y orientación regional SSE-NNW ( $158^\circ$ ) con buzamiento subvertical al WSW. (B) Contornos de los polos de  $S_n$  y el trazo*

de su dirección regional (bajo mecanismos coaxiales) SW-NE (227°), paralelo con la dirección de acortamiento para  $F_{n+1}$ . (C) Planos  $S_{n+2}$  representados como círculos mayores y polos. (D) Superficies  $C'$  ( $S_{n+3}$ ) orientadas NW-SE y de buzamientos subverticales.



*Nota.* Las direcciones generales que aquí se muestran para cada una de las fábricas planares se reconocen en estaciones puntuales (Ver Figura 20) y pueden consultarse igualmente en el Apéndice E.

Las mesoestructuras formadas en régimen frágil reconocidas en la zona de estudio, que corresponden a planos de falla, planos de diaclasas y fracturas extensionales, se muestran con detalle en las secciones 8.3 y 8.4 de este documento. No obstante, en esta sección se mencionan las características principales de las rocas de falla de régimen frágil como sigue:

#### **8.2.3.3. Cataclasitas.**

Este tipo de rocas se asocian a la deformación frágil sobreimpuesta a la secuencia de esquistos cuarzosos moscovíticos con granate y cuarcitas foliadas de la zona de cizalla en la estación JJ-11 previamente descrita. Conforman una franja triturada de unos 2 metros de espesor afectada por múltiples fallas subsidiarias dextrales normales que se desprenden del margen de la zona de cizalla y que gradan transicionalmente a brechas no cohesivas (Figura 25). Son rocas cohesivas con una cantidad de fragmentos visibles de cuarcitas y esquistos micáceos que constituyen entre el 60-80% del volumen total de la roca, y un rango restante entre el 20-40% de matriz triturada. Siguiendo la clasificación de Sibson (1977), corresponde a protocataclasitas.

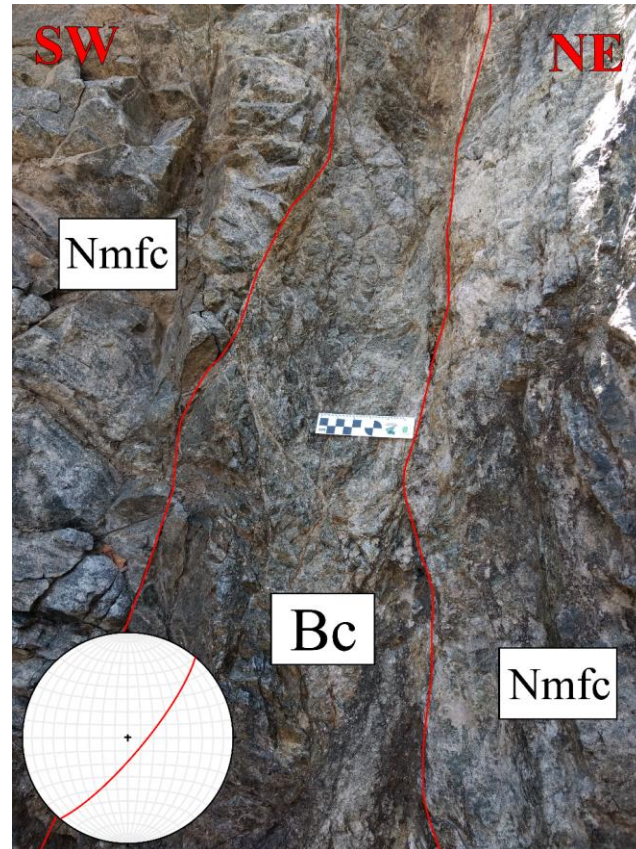
#### **8.2.3.4. Brechas cohesivas.**

Este tipo de roca de falla se reconoce en la estación JJ40, afectando neises milonitizados feldespático-cuarzosos de la unidad Neis de Bucaramanga (Figura 31). Son rocas cohesivas en donde la deformación frágil ha triturado una parte muy pequeña de la roca (<10%) que representa un matriz intersticial entre fragmentos con diámetros mayores a 1 cm.

La permeabilidad inducida por la deformación ha alterado de manera profunda los feldespatos y los cristales de biotita del neis previo (protolito). En base a estos rasgos, esta litología corresponde a una brecha cohesiva triturada (Higgins, 1971; Sibson, 1977).

**Figura 31**

*Brecha cohesiva (Bc) formada a partir de neises milonitizados feldespático-cuarzosos (Nmfc), estación JJ40*

**8.2.3.5. Brechas no cohesivas.**

En diversos puntos en el camino de Cepitá hacia la vereda San Miguel, se observan indicios de deformación frágil que han generado brechas de falla no cohesivas en el sentido de Sibson (1977), que contribuyen a la continua remoción de fragmentos de roca a lo largo de la vía. En la estación JJ09, las brechas de falla que se componen de clastos visibles de esquistos micáceos de la unidad Esquistos del Silgará, se localizan en medio de una zona de cizalla frágil a frágil-dúctil delimitada

por estructuras subparalelas al contacto fallado con granodioritas del Batolito de Mogotes (Figura 24).

Las brechas no cohesivas se encuentran en contacto con gouge de falla, el cual comprende una franja angosta que se ubica en el centro de la zona de la cizalla. Hacia las zonas más distales del margen de la zona de cizalla, las brechas pasan gradualmente a cataclasitas foliadas (descritas previamente en este capítulo).

El dominio de esta zona de cizalla también se reconoce en la estación JJ11, en la que una franja de brechas de falla no cohesivas (40% de matriz y 60% de fragmentos visibles) de alrededor de 4 m de espesor, se ubica de forma paralela e inmediatamente adyacente al margen de la zona de cizalla (Figura 25).

Las brechas de falla junto con el gouge de falla representan el núcleo de la zona de cizalla local que se reconoce para estas estaciones, donde se concentra la mayoría del desplazamiento y trituración de materiales, favoreciendo así un mayor grado de permeabilidad (menor cohesión), bajo mecanismos de deformación frágil (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010).

Brechas no cohesivas se observan igualmente hacia el centro del área de estudio en la cúspide del lomo montañoso (estación JJ47) y hacia el sur (JJ14); en ambos casos, aparecen constituidas por fragmentos angulares de granodioritas del Batolito de Mogotes inmersos en matrices arenosas y de tonalidades oscuras. Los diámetros de los fragmentos varían entre 5-30 cm y representan entre el 65-75% del volumen total de las rocas (Figura 32). Cabe mencionar, que la proporción y el tamaño de los clastos es más alta hacia oriente y en zonas de mayor altitud (estación JJ47 en figura 32).

**Figura 32**

*Brechas de falla no cohesivas. (A) Estación JJ47, alrededores de la población de Chorreras. (B) Estación JJ-14, región central de estudio. Gd: Granodiorita*



### 8.3 Análisis de Tensores de esfuerzo

La adquisición de datos de planos estriados de falla se llevó a cabo en 21 estaciones de campo donde se midieron un total de 234 datos. Considerando las características del software WinTensor utilizado para el procesamiento de los datos, un mínimo de 4 datos de planos estriados por localidad se requiere para realizar el método de inversión de esfuerzos (Sperner y Zweigel, 2010), por lo que, del total de estaciones, sólo se procesan 16 con un conjunto final de 167 datos que representan aproximadamente el 71% de los valores.

#### 8.3.1. Aspectos Generales

Los datos se adquirieron principalmente en las unidades intrusivas Batolito de Mogotes y Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, aunque también se midieron superficies en dos estaciones

específicas (JJ25 y JJ40) (Tabla 2) donde afloran rocas cuarzo-feldespáticas de las unidades Esquistos del Silgará y Neis de Bucaramanga, respectivamente.

Del número total de estaciones, en 9 localidades se obtuvieron al menos dos tensores de esfuerzo (tabla 2); la estación JJ20 representa la localidad donde se adquirió un mayor número de datos ( $N=32$ ) y más tensores de esfuerzo (3); las estaciones restantes (6) marcan sitios donde el número de planos estriados medidos es menor ( $N<11$ ). En vista de eso, un número total de 27 tensores se obtuvieron del procesamiento de los datos (Tabla 3, Figura 34).

Los regímenes de esfuerzo asociados con tensores obtenidos en estaciones puntuales pueden estar representados por diferentes orientaciones, resultado esperado para sistemas convergentes estructuralmente complejos como el orógeno Andino, donde diferentes eventos a lo largo de su historia evolutiva pueden haber generado sobreimposición de campos de esfuerzos (e.g. Velandia et al., 2020). Es así que estructuras locales como fallas normales o inversas pueden arrojar regímenes de extensión y compresión respectivamente, con orientaciones de esfuerzo consistentes o no con el movimiento horizontal de fallas de rumbo.

Los tensores de esfuerzo obtenidos se identifican con las nomenclaturas CJJX donde C representa la localidad de Cepitá en la que se lleva a cabo el estudio, JJ simboliza las letras iniciales de los nombres de los autores del trabajo y X el número de la estación correspondiente.

Los tensores procesados en cada estación junto con los atributos generados por el programa (Ver sección 7.2) se muestran en la Tabla 2. Rasgos como la unidad geológica a la cual pertenece el volumen de rocas y la edad correspondiente, también son mostrados en esta tabla. De igual forma, los resultados de los principales parámetros que definen cada tensor y la representación

gráfica de las orientaciones de los esfuerzos por estación puntual pueden consultarse en el Apéndice F.

Las superficies de falla estriadas ( $n$ ) procesadas para cada tensor se muestran de igual modo en proyecciones estereográficas (Figura 33). De los 27 tensores calculados, 23 muestran dos o más orientaciones para los planos, que sugiere un criterio de calidad bueno para los tensores (e.g. Sperner y Zweigel, 2010; Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018) (Figura 33).

La posición de los ejes de esfuerzo es coherente con los principios Andersonianos-dos ejes subhorizontales y un eje vertical- (Anderson, 1951) para aproximadamente la mitad de los tensores obtenidos (14/27), que implica ausencia de rotación para los tensores o que la deformación frágil que generó las superficies de falla fue posterior a los eventos de plegamiento reconocidos para las rocas metamórficas (Sperner y Zweigel, 2010). Sin embargo, las posiciones de los esfuerzos de los tensores restantes sugieren procesos de basculamiento/plegamientos posteriores al fallamiento, estructuras originadas en condiciones de gran profundidad donde los principios mecánicos de Anderson no tienen validez, o deflexión local del campo de esfuerzos en zonas de falla (Anderson, 1951; Fossen, 2010; Sperner y Zweigel, 2010)

En vista de eso, procedimientos de corrección de basculamiento (e.g. Tripathy y Saha, 2013; Cetina et al., 2019; Velandia et al., 2020), resultan muy complejos de realizar para nuestros resultados, debido a que los planos se ubican en su mayoría en rocas ígneas, sin marcadores que permitan definir horizontes guías claros.

### 8.3.2. *Orientación de tensores, régimen de esfuerzos y relación con principales estructuras*

La orientación de los tensores de esfuerzo se establece considerando las direcciones de los esfuerzos horizontales máximos ( $Sh_{max}$ ), las cuales van a estar definidas por el  $\sigma_1$  para configuraciones de rumbo o compresión (Anderson, 1951; Fossen 2010), o por el  $\sigma_2$  para regímenes extensivos o combinaciones de éstos (Anderson, 1951; Fossen, 2010; Velandia et al., 2020).

En vista de eso, cinco orientaciones se establecen para las soluciones obtenidas: una dirección E-W ( $Sh_{max}: 90 \pm 20$ ), N-S ( $Sh_{max}: 180 \pm 20$ ), NW-SE ( $Sh_{max}: 110 - 160$ ), NNE-SSW ( $Sh_{max}: 20 - 35$ ) y NE-SW ( $Sh_{max}: 35 - 60$ ).

El tensor E-W simboliza el tensor más representativo para la zona de estudio, ya que se observa en aproximadamente el 68.8% de las estaciones analizadas, con 12 tensores de esfuerzo y el 41.7% de los planos estriados (n) recolectados (Tabla 3); por el contrario, en el extremo opuesto se ubica el tensor NE-SW, que se identifica solo en el 18.8% de las localidades, con el 11.8% de los planos estriados totales agrupados en 3 tensores (Tabla 3).

El factor de calidad  $QR_t$  varía entre calificaciones de B a E para los tensores obtenidos. Las calificaciones B-C solo se observan para tensores NNE-SSW y N-S con un 15% del total de superficies estriadas de falla (tabla 4). Los factores de calidad D y E comprenden las cinco orientaciones propuestas y abarcan el porcentaje restante (85%) de planos estriados.

**Tabla 2**

*Resultados de la solución por el método de inversión de los tensores obtenidos mediante planos estriados de falla.*

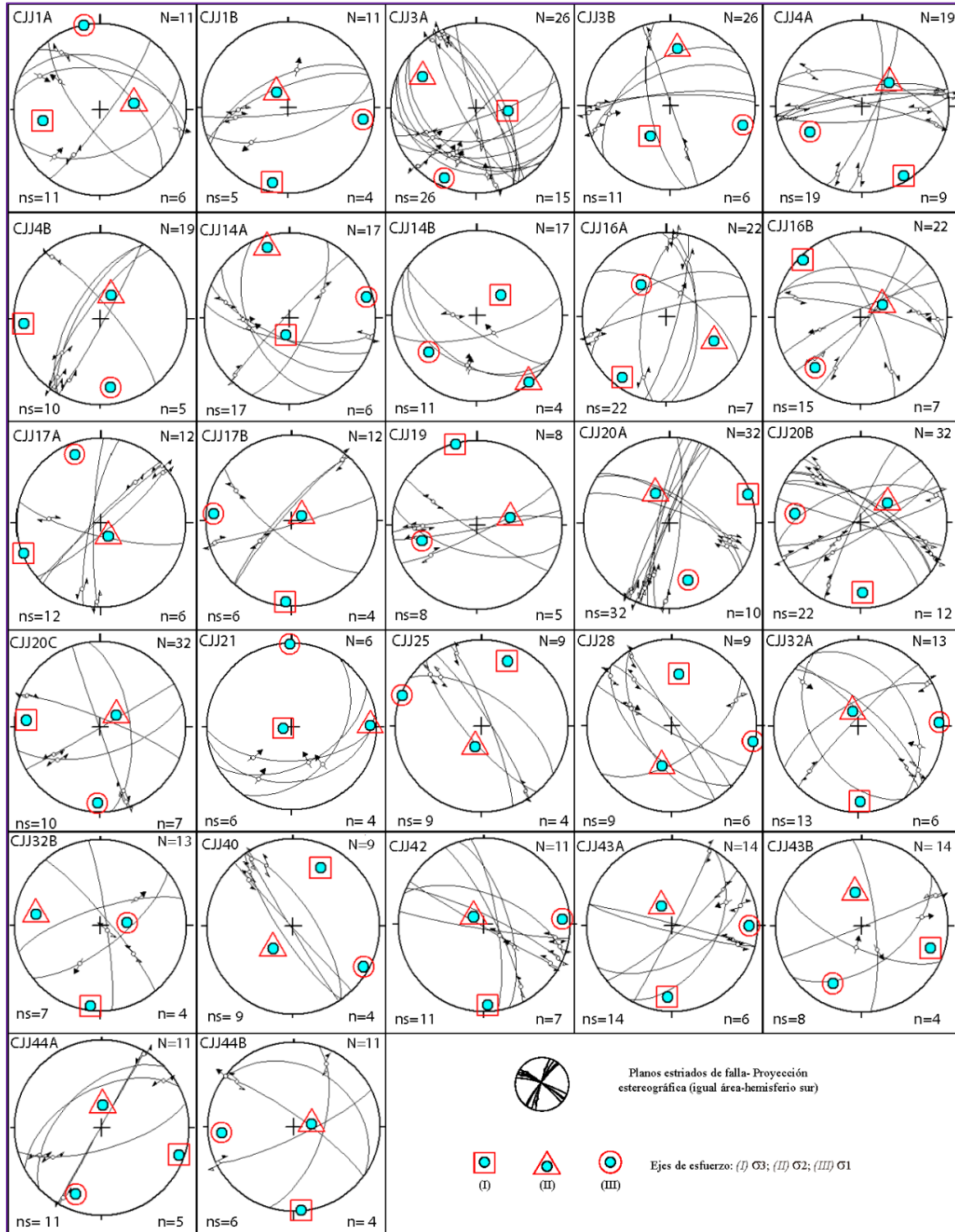
Sitio	Coordenadas		Unidad Geológica	Edad	Método	Tensor	Grafica Tensor	n sub-conjunto	n total Tensor	N total Estación	Ejes de esfuerzos			Counting Deviation	$\alpha$	R	R'	S <sub>max</sub>	Q <sub>lt</sub>	Régimen de esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$							
JJ1	-72.96451026	6.74917758			R. Optim	CJ1A		11	6	11	00/349	57/080	33/259	26.4	7.3	0.75	1.25	169	D	Transcurrenencia Distensiva
					I. R. Dhedr	CJ1B		5	4	13/099	72/322	12/192		0.88	1.50	102	E	Transcurrenencia Pura		
JJ3	-72.96711107	6.75100071			R. Optim	CJ3A		26	15	26	11/205	28/301	59/095		9.5	0.1	2.10	024	B	Compresión Transcurrenente
					R. Optim	CJ3B		11	6	13/105	33/007	54/213		8.1	0.22	2.22	107	D	Compresión Transcurrenente	
JJ4	-72.96145448	6.72103573			R. Optim	CJ4A		19	9	19	33/244	56/049	07/149		7	0.86	1.14	059	D	Transcurrenencia Distensiva
					R. Optim	CJ4B		10	5	21/172	66/025	12/266		12.3	0.40	1.50	173	E	Transcurrenencia Pura	
JJ14	-72.95354952	6.71761833			R. Optim	CJ14A		17	6	17	08/074	14/342	74/193		8.1	0.46	2.46	076	D	Compresión Pura
					R. Optim	CJ14B		11	4	30/233	02/142	60/049		7.8	0.48	2.48	055	E	Compresión Pura	
JJ16	-72.96051954	6.75811881	Batolito de Mogotes	Triásico superior- Jurásico inferior	R. Optim	CJ16A		22	7	22	50/322	37/116	13/216		11.9	0.72	0.72	128	D	Distensión oblicua
					R. Optim	CJ16B		15	7	23/223	66/038	06/315		15	0.07	1.93	042	D	Transcurrenencia Compresiva	
JJ17	-72.95703097	6.75708919			R. Optim	CJ17A		12	6	12	15/339	75/152	02/248		16.3	0.58	1.50	159	D	Transcurrenencia pura
					I. R. Dhedr	CJ17B		6	4	09/275	79/064	05/184	24.2	0.38	1.43	095	E	Transcurrenencia pura		
JJ19	-72.95406285	6.75708919			R. Optim	CJ19		8	5	8	33/254	57/078	02/345		2.8	0.05	1.95	074	E	Transcurrenencia compresiva
					R. Optim	CJ20A		32	10	31/162	59/334	03/070		9.6	0.45	1.55	161	C	Transcurrenencia pura	
JJ20	-72.95616657	6.75563274			R. Optim	CJ20B		22	12	32	24/277	58/054	19/178		17.6	0.33	1.67	094	D	Transcurrenencia pura
					R. Optim	CJ20C		10	7	12/182	71/055	15/275		9.9	0.34	1.66	003	E	Transcurrenencia pura	
JJ21	-72.95407942	6.72935329			I. R. Dhedr	CJ21		6	4	6	01/359	08/089	82/258	19.9		0.75	2.39	179	E	Compresión pura
					R. Optim	CJ25		9	4	01/291	70/197	20/022		9.2	0.24	1.76	111	E	Transcurrenencia compresiva	
JJ25	-72.9292665	6.6951043	Esquistos del Silgará	Paleozoico inferior	R. Optim	CJ28		9	6	9	03/101	50/194	40/008		10.6	0.52	1.48	100	D	Transcurrenencia pura
					R. Optim	CJ32A		13	6	05/088	75/337	14/179		10.6	0.31	1.69	088	D	Transcurrenencia pura	
JJ32	-72.93820206	6.75060868	Cuarcimonzonita Santa Barbara	Triásico superior- Jurásico inferior	R. Optim	CJ32B		7	4	13	65/084	25/280	06/187		4.6	0.22	0.22	092	E	Distension radial
					R. Optim	CJ40		9	4	07/119	62/223	27/026		4.8	0.46	1.54	118	E	Transcurrenencia pura	
JJ40	-72.92247424	6.7074838	Neis de Bucaramanga	Neoproterozoico? - Paleozoico inferior	R. Optim	CJ42		11	7	11	09/086	78/307	08/177		4.9	0.2	1.8	085	D	Transcurrenencia Compresiva
					R. Optim	CJ43A		14	6	11/090	69/331	18/184		9.6	0.12	1.88	090	D	Transcurrenencia compresiva	
JJ43	-72.94750598	6.74226753	Batolito de Mogotes	Triásico superior- Jurásico inferior	R. Optim	CJ43B		8	4	14	26/207	58/349	17/108		15.7	0.56	1.44	021	E	Transcurrenencia pura
					R. Optim	CJ44A		11	5	20/202	69/002	06/109		11	0.25	1.75	020	E	Transcurrenencia Pura	
JJ44	-72.95085045	6.75080971			R. Optim	CJ44B		6	4	11	17/265	73/082	01/175		9.4	0.25	1.50	085	E	Transcurrenencia Pura
					R. Optim	CJ4		234	51	07/262	72/012	17/170		13.6	0.23	1.77	082	C	Transcurrenencia compresiva	
CJJ				Neoproterozoico? a Jurásico inferior	R. Optim	CJ1B		183	44		16/175	69/036	13/269		16.1	0.54	1.46	177	D	Transcurrenencia pura
					R. Optim	CJ1C		139	33	05/302	81/063	08/211	234	14.2	0.53	1.47	122	C	Transcurrenencia pura	
					R. Optim	CJ1D		106	24	19/208	69/004	08/115		10.8	0.24	1.76	027	B	Transcurrenencia compresiva	
					R. Optim	CJ1E		82	10	09/86	50/187	39/349		3.2	0.83	1.17	080	C	Compesión oblicua	

*Nota.* Los parámetros mostrados son los arrojados por el software durante el procesamiento de los datos. *n subconjunto (ns)*: número de planos estriados por subconjunto de tensor de esfuerzos; *n total*: número de datos utilizados para la inversión del tensor de esfuerzos; *N total*: número de datos totales recolectados en estación puntual;  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ : orientación ejes de esfuerzo; *Counting Deviation*: Desviación de Conteo en el método de Diedros Rectos Mejorado;  $\alpha$ : promedio de desajuste entre las direcciones de deslizamiento modeladas y observadas; *R*: radio de esfuerzos =  $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ; *R'*: índice de régimen de esfuerzos; *Shmax*: esfuerzo horizontal máximo; *QRt*: factor de calidad.

Los tensores con calidad D corresponden con el mayor valor de planos estriados (50%), que contrasta con un valor de 35% para los tensores con una calificación de E, a pesar de que estos reflejan un mayor porcentaje de tensores (48.2%) (tabla 4). Estos resultados sugieren que la calidad de los tensores es dependiente principalmente del número de datos de planos (n) involucrados, de manera similar a lo mostrado por otros autores (e.g. Delvaux y Sperner, 2003; Sperner y Zweigel, 2010; Velandia, 2017). No obstante, el valor de n debe ser consistente con el número de tensores que se analizan, como se advierte con el bajo porcentaje asociado con los tensores de calidad B-C (con sólo dos tensores), número que es mucho menor en comparación a los tensores con factor de calidad D y E (12 y 13 tensores, respectivamente).

**Figura 33**

*Proyecciones estereográficas (igual área-hemisferio inferior) de planos estriados de falla.*



*Nota.* Parámetros mostrados son explicados en la Tabla 2 y en la sección 6.2.

De igual forma, los valores umbrales establecidos para el factor de calidad (Sperner et al., 2003; Delvaux y Sperner, 2003) son condicionantes de los resultados obtenidos. En ese caso, los tensores con calidad E se vinculan en la mayoría de los casos con valores de  $n < 6$  (12/13 tensores) lo que dará inevitablemente calificaciones de E para los tensores (Tabla 2,

#### Tensor *NW-SE*

Se observa distribuido hacia la zona centro-norte de estudio y hacia el sur. Representa el 12.5% del total de planos fallados procesados que se reparten en 4 soluciones de tensores (Tabla 3).

Exhibe de manera dominante un régimen de transurrencia que controla fallas de rumbo subverticales de dirección WNW-ESE (cinemáticas dextrales) que son subparalelas con las fallas R' (tensor CJJ17A), y fallas longitudinales de orientación NNW-SSE con movimientos sinestrales, que marcan el límite oriental del corredor de la Falla de Bucaramanga (tensor CJJ40) (Figura 34).

#### *Figura 36).*

Aunque el factor de calidad E se establece como la calificación más baja para la solución de un tensor de esfuerzo (Sperner et al., 2003; Delvaux y Sperner, 2003, Sperner y Zweigel, 2010) los tensores que reflejan esta calificación son utilizados ya que parámetros adicionales como la diversidad de orientaciones de planos estriados (Ver arriba *Aspectos generales*), la compatibilidad mecánica, la confiabilidad y el ángulo de desajuste (Ver sección 7.2 y Apéndice B) resultan apropiados para el análisis estructural. Cabe mencionar que los tensores E-W son los tensores dominantes que presentan factores de calidad D y E a lo largo de la zona de estudio (

#### Tensor *NW-SE*

Se observa distribuido hacia la zona centro-norte de estudio y hacia el sur. Representa el 12.5% del total de planos fallados procesados que se reparten en 4 soluciones de tensores (Tabla 3).

Exhibe de manera dominante un régimen de transcurrencia que controla fallas de rumbo subverticales de dirección WNW-ESE (cinemáticas dextrales) que son subparalelas con las fallas R' (tensor CJJ17A), y fallas longitudinales de orientación NNW-SSE con movimientos sinestrales, que marcan el límite oriental del corredor de la Falla de Bucaramanga (tensor CJJ40) (Figura 34).

***Figura 36).***

Por otra parte, los tensores de esfuerzos clasificados según la orientación del  $Sh_{max}$ , se dividen en subconjuntos de acuerdo con el régimen de esfuerzos que exhiben. Como se explicó en la sección 6.2, el régimen de esfuerzos es dependiente del parámetro R', por lo que la clasificación considera los cinco regímenes generales establecidos por este parámetro (Tabla 3).

El régimen de esfuerzos que presenta una mayor distribución es el régimen de transcurrencia, siendo dominante para cada orientación general en la que ocurre; por el contrario, los tensores con regímenes de tracción y distensión son los más escasos, definiendo sólo el 7.4% de los tensores totales en cada caso, con el 8.9 y 6.5% de los planos estriados totales, respectivamente (Tabla 3).

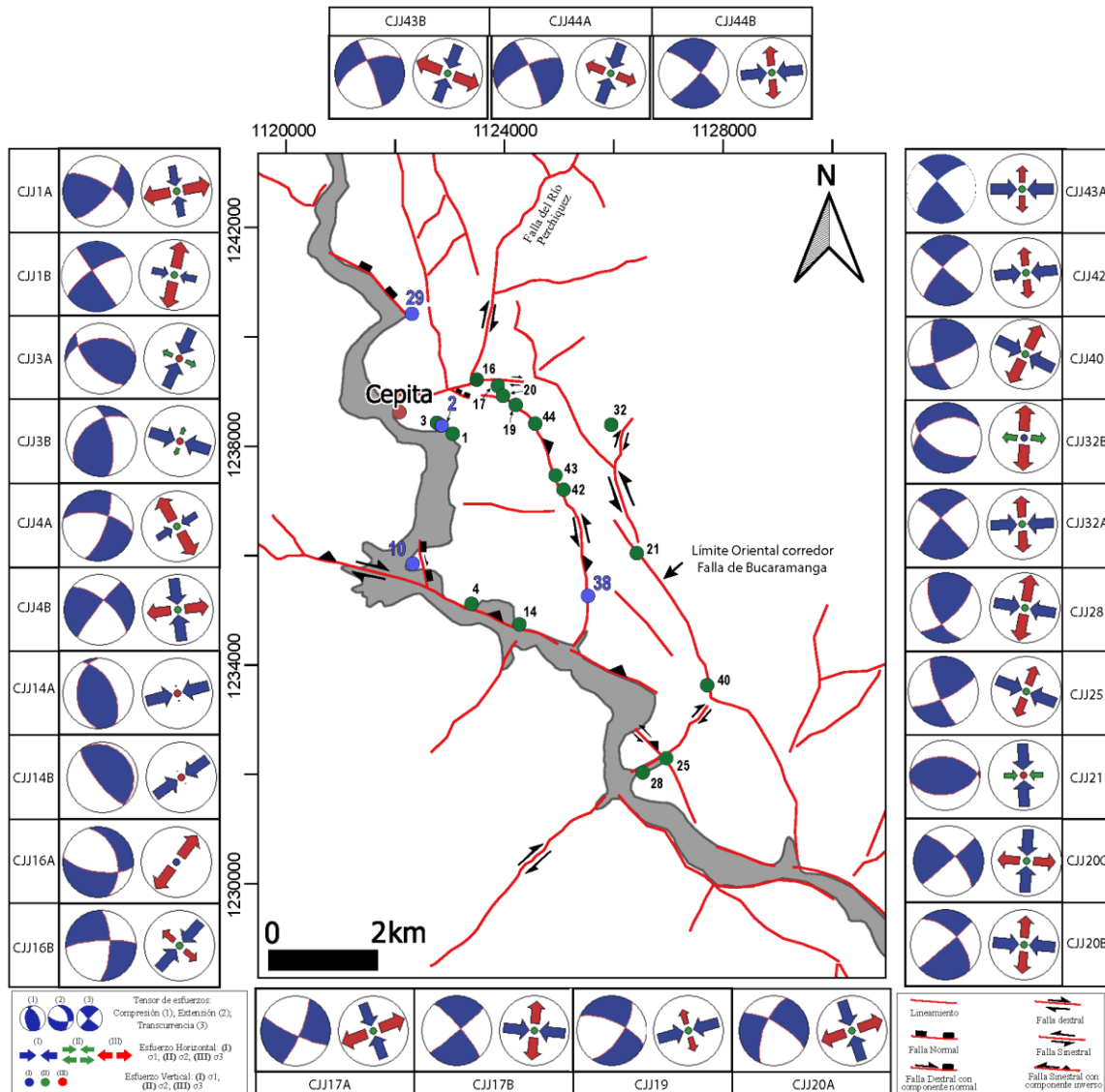
- ***Tensor E-W***

Como se describió arriba, es el tensor más ampliamente distribuido en la zona de estudio. Predomina hacia la región central en especial a lo largo de la transecta que comunica el casco

urbano de Cepitá con la población de Chorreras (Figura 34); también ocurre hacia el oriente (estación JJ32) y se presenta de manera subordinada hacia el sur (JJ28), en los alrededores del poblado de San Miguel.

**Figura 34**

*Mapa estructural con la ubicación de la solución de los tensores de esfuerzo obtenidos.*



*Nota.* Los tensores se representan como balones de playa y diagramas de flechas. Las estaciones representadas en azul corresponden a las localidades donde se midieron planos de falla no estriados.

Además del régimen dominante de transcurrencia en el que ocurre este tensor (6 tensores), el régimen de transpresión refleja el segundo régimen de esfuerzos dominante con un 33.3% del total de los datos del subconjunto (Tabla 3). Regímenes de distensión y compresión son más subordinados y se encuentran en proporciones similares (8.33%).

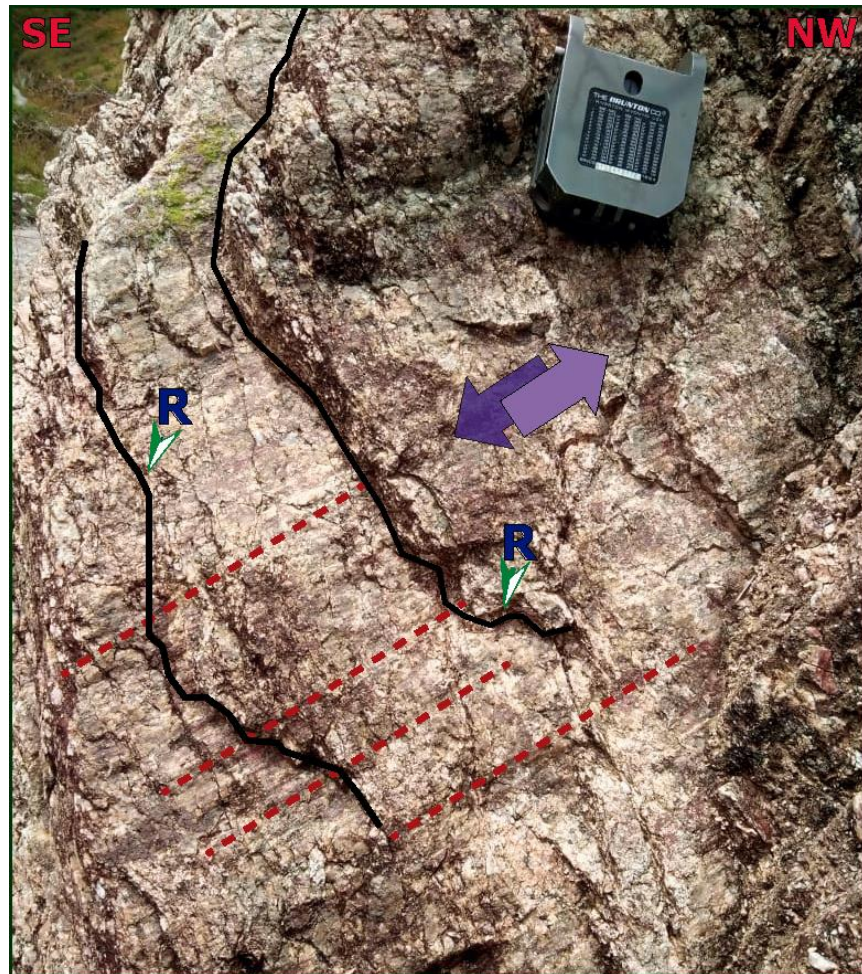
Los tensores en transcurrencia explican predominantemente el desplazamiento de fallas de rumbo subverticales (aunque unos pocos datos muestran inclinaciones intermedias, e.g. CJJ32A y 44B) (Figura 33), con movimientos sinestrales para estructuras longitudinales con orientación NW- paralelo a la dirección del trazo regional de la Falla de Bucaramanga - (Figura 35) y movimientos dextrales para fallas transversales con orientación NE a NEE-tipo Falla del Río Perchiquez- (e.g. tensores CJJ17B y 32A).

Los tensores en transpresión se vinculan con estructuras longitudinales de dirección NNW y fallas R (NW a WNW) con un componente oblicuo de desplazamiento, pero de movimiento sinistral dominante (e.g. CJJ19, CJJ42), y así mismo se enlazan con algunas estructuras de orientación SW-NE, con buzamientos intermedios y un movimiento inverso más importante que indica vergencia al este (CJJ3B) (Figuras 33 y 34).

Los tensores en compresión (CJJ14A) muestran soluciones de fallas inversas de dirección S a SSE-NNW con inclinaciones bajas a intermedias; fallas normales de rumbo WSW con inclinaciones intermedias se asocian con el régimen de distensión (tensor CJJ32B).

**Figura 35**

*Superficie de falla estriada (57/37 Azi. Buzamiento) en un monzogranito de la estación JJ32. Fracturas Riedel (R) que cortan el plano de falla permiten definir una cinemática sinistral-inversa para la falla (plano inclinado hacia el observador) consistente con las soluciones del tensor E-W en transcurrancia.*



**Tabla 3**

*Síntesis de los resultados obtenidos mediante el método de inversión de planos estriados de falla.*

*Se muestran las cinco orientaciones de tensores definidas con los regímenes de esfuerzo en que ocurren.*

Dirección tensores de esfuerzo	Regímen de esfuerzos	Id Estaciones de campo (JJ...)	No. Estaciones	% Estaciones con relación al total	Id Tensores (CJJ...)	No. Tensores	% Tensores por orientación general de esfuerzos	% Tensores con relación al total de tensores	Planos estriados (n) por régimen de esfuerzos	% Planos estriados con relación al total de planos		
Tensor N-S (Shmax: 180 ± 20)	Compresión	1, 4, 20, 21,	4	25	21	5	20	3.7	4	2.3		
	Transpresión											
	Transcurrencia				4B, 20A, 20C		60	11.11	22 (5+10+7)	13.2		
	Transtensión				1A		20	3.7	6	3.6		
	Distensión											
	Total					$\Sigma = 100\%$	18.50%	32	19.10%			
Tensor NNE-SSW (Shmax: 20 - 35)	Compresión	3, 43, 44	3	18.8		3						
	Transpresión				3A		33.33	3.7	15	9		
	Transcurrencia				43B, 44A		66.66	7.4	9 (4+5)	5.4		
	Transtensión											
	Distensión											
	Total					$\Sigma \approx 100\%$	11.10%	24	14.4			
Tensor NE-SW (Shmax: 35 - 60)	Compresión	4, 14, 16	3	18.8	14B	3	33.33	3.7	4	2.3		
	Transpresión				16B		33.33	3.7	7	4.2		
	Transcurrencia											
	Transtensión				4A		33.33	3.7	9	5.3		
	Distensión											
	Total					$\Sigma \approx 100\%$	11.10%	20	11.8			
Tensor E-W (Shmax: 90 ± 20)	Compresión	1, 3, 14, 17, 19, 20, 28, 32, 42, 43, 44	11	68.8	14A	12	8.33	3.7	6	3.6		
	Transpresión				3B, 19, 42, 43A		33.33	14.8	24 (6+5+7+6)	14.3		
	Transcurrencia				1B, 17B, 20B, 28, 32A, 44B		50	22.2	36 (4+4+12+6+6+4)	21.5		
	Transtensión											
	Distensión				32B		8.33	3.7	4	2.3		
	Total					$\Sigma \approx 100\%$	44.40%	70	41.7			
Tensor NW-SE (Shmax: 110 - 160)	Compresión	16, 17, 25, 40	4	25		4						
	Transpresión				25		25	3.7	4	2.3		
	Transcurrencia				17A, 40		50	7.4	10 (6+4)	5.98		
	Transtensión											
	Distensión				16A		25	3.7	7	4.2		
	Total					$\Sigma = 100\%$	14.80%	21	12.5			
<b>Total general</b>						$\Sigma = 27$		$\Sigma \approx 100\%$	$\Sigma = 167$	$\Sigma \approx 100\%$		

*Nota.* Ver explicación en el texto para más detalle.

- *Tensor N-S*

Representa aproximadamente el 18.5% de los tensores totales (5) y el 19.1% de los planos de falla con estrías que se utilizaron en el procesamiento (Tabla 3). Las litologías que afloran en estas estaciones constituyen la unidad Batolito de Mogotes (Tabla 2). Ocurre principalmente en transurrencia, con un 60% de los tensores totales dentro del subconjunto (Tabla 3), e igualmente se reconocen regímenes de compresión y de trastensión, con una única solución de tensor para cada caso, lo que complementa el 40% de los datos restantes del subconjunto.

Estructuras subverticales de tendencia NW y NNE-SSW se relacionan con los tensores en transurrencia (figuras 33, 34). Las primeras muestran soluciones con desplazamientos dextrales, que contrasta con el movimiento sinistral de las segundas. La cinemática que evidencian los planos de falla en esta solución del tensor es opuesta a la que se obtiene con los tensores E-W (explicados arriba).

El tensor en compresión (CJJ21) explica fallas inversas de rumbo E con buzamientos bajos (~ 30-55°), localizadas en zonas de contracción locales (asociadas con lomos de presión) que reflejan el salto a la derecha de los trazos longitudinales que constituyen el corredor de la Falla de Bucaramanga (Figuras 12B y 34).

El régimen de trastensión genera estructuras con orientaciones similares a las soluciones obtenidas con el régimen de transurrencia (NW a NNW), pero con inclinaciones menores, debido a un componente subordinado de movimiento normal donde el bloque colgante cae en dirección NNE (tensor CJJ1A, Figura 34).

**Tabla 4**

*Distribución y relación porcentual de los tensores de esfuerzo calculados y planos estriados de falla, con respecto al factor de calidad generado por el software.*

Factor de Calidad (QRt)	Orientación Tensores	% Tensores con relación al total de tensores	% Planos estriados con relación al total de planos
<b>B</b>	NNE-SSW	7.4	15
<b>C</b>	N-S		
<b>D</b>	N-S	44.4	50
	NE-SW		
	NW-SE		
	E-W		
<b>E</b>	E-W	48.2	35
	N-S		
	NW-SE		
	NNE-SSW		
	NE-SW		
<b>Total</b>		$\Sigma \approx 100\%$	$\Sigma = 100\%$

- **Tensor NW-SE**

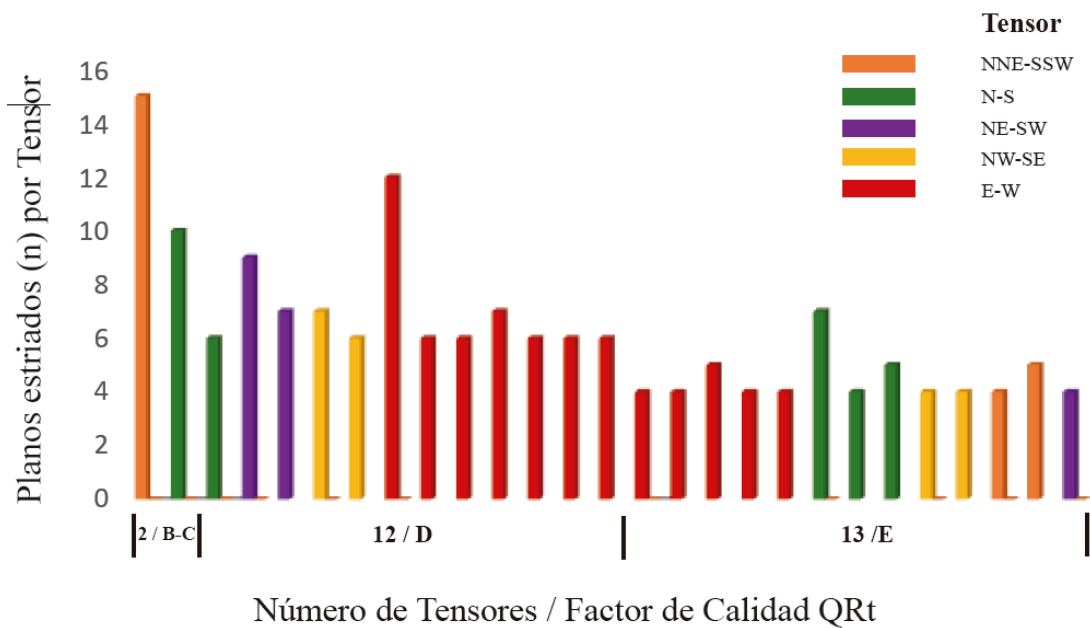
Se observa distribuido hacia la zona centro-norte de estudio y hacia el sur. Representa el 12.5% del total de planos fallados procesados que se reparten en 4 soluciones de tensores (Tabla 3).

Exhibe de manera dominante un régimen de transurrencia que controla fallas de rumbo subverticales de dirección WNW-ESE (cinemáticas dextrales) que son subparalelas con las fallas

R' (tensor CJJ17A), y fallas longitudinales de orientación NNW-SSE con movimientos sinestrales, que marcan el límite oriental del corredor de la Falla de Bucaramanga (tensor CJJ40) (Figura 34).

**Figura 36**

*Columnas agrupadas del número de tensores de esfuerzo y el factor de calidad  $QR_t$  correspondiente, con respecto al número de planos de falla con estrías (n) utilizados para la solución del tensor.*



*Nota.* Las columnas se agrupan con referencia a las direcciones de tensores establecidas.

Explicación en el texto.

Fallas sinestrales con un componente asociado de movimiento vertical (desplazamiento inverso), se enlazan con regímenes transpresivos hacia el sur de la zona de estudio (tensor CJJ25). Los planos de falla que resultan de la solución de este tensor se caracterizan por presentar una

verticalización en profundidad, de forma similar a los "splays" en una estructura en flor (e.g. Fossen, 2010; Davis et al., 2011; ver *Fallas de Rumbo* en Apéndice A).

En este caso, el componente inverso es dominante en la zona más superior de las fallas, mientras que el desplazamiento en rumbo se marca en las regiones más profundas (figura 37).

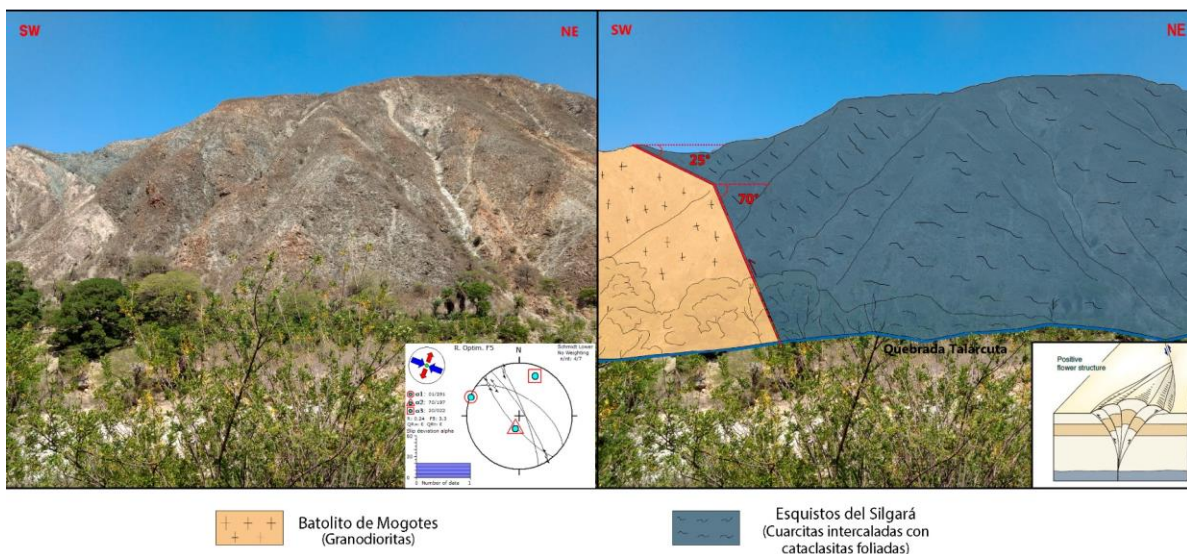
Un régimen en extensión explica fallas normales de rumbo paralelo a la dirección del tensor (tensor CJJ16A), con el bloque colgante cayendo en dirección E.

- **Tensor NNE-SSW**

Se observa en tres estaciones y en igual número de tensores. Simboliza el 11.1% de los tensores totales que utilizan el 14.4% del total de planos de falla (Tabla 3). Ocurre en transcurrencia (tensores 43B y 44A) y en transpresión (tensor CJJ3A) hacia la zona central de estudio.

**Figura 37**

*Falla con desplazamiento oblicuo (sinestral-inverso) que pone en contacto cataclasitas foliadas y granitoides.*



*Nota.* La estructura muestra un patrón similar a los splays en un sistema de flor positiva. Estación JJ25.

Este tensor se asocia con estructuras de rumbo subverticales de tendencia NNW y NE-SW que presentan cinemáticas similares a las descritas para el tensor N-S.

- ***Tensor NE-SW***

Simboliza al tensor menos representativo para la zona de estudio como se mencionó previamente (Tabla 3). Se localiza hacia la región central-norte de estudio y no presenta un régimen de esfuerzos dominante, ya que cada uno de los 3 tensores es definido por diferentes regímenes.

Soluciones de planos de falla inversas con orientación NW-SE se explican con el tensor en compresión (CJJ14B). La orientación de estas estructuras es similar a un trazo R' antitético que a escala de mapa se identifica para la localidad donde se presenta el tensor, lo que sugiere que adicional al componente de rumbo de este trazo (ver soluciones de planos de falla para el tensor E-W), un componente inverso de desplazamiento también es predominante (Figura 34).

Fallas con orientación N a NNE se explican bajo un régimen de esfuerzos transtensivo (tensor CJJ4A) presentando un desplazamiento oblicuo dextral-normal. Estas fallas se reconocen a escala de afloramiento y pueden ser trazadas a escala de mapa en los alrededores de la estación JJ4 donde se calcula el tensor, colocando en contacto rocas metamórficas de los Esquistos del Silgará con granodioritas del Batolito de Mogotes (ver ventana B en figura 13, figuras 24, 25, 34).

Hacia el norte, un régimen de esfuerzos transpresivo se asocia con fallas de rumbo con orientación NNE y WNW-ESE (tensor CJJ16B), definiendo cinemáticas dextrales y sinestrales respectivamente, con un desplazamiento inverso más subordinado (Figuras 33 y 34).

**8.3.3. Tensores de esfuerzo de planos no estriados**

Un conjunto de tensores de esfuerzo se calculó a partir de planos de falla no estriados o planos donde el registro de estrías no era muy notorio. En ese sentido, como indicadores cinemáticos se toman el desplazamiento discontinuo y la deflexión de marcadores en las rocas (e.g. diques, venas, superficies foliadas) a lo largo de superficies. La cinemática de las fallas se estableció en el reconocimiento en campo (ver criterios cinemáticos en Apéndice C), y el tipo de dato cinemático que se ingresó al software fue el dato estructural de la superficie de falla (parámetro 4 en WinTensor).

Se midieron 30 planos de falla distribuidos en 4 estaciones ubicadas en el norte y región central de estudio (Tabla 5). Las superficies de falla se tomaron en litologías ígneas y metamórficas, que se agrupan en las unidades Batolito de Mogotes, Granito de Pescadero y Esquistos del Silgará, de edades que abarcan un rango desde el Paleozoico inferior hasta el Jurásico inferior (Tabla 5).

**Tabla 5**

*Tensores de esfuerzo obtenidos a partir de datos de planos de falla no estriados.*

Sitio	Coordenadas		Unidad Geológica	Edad	Método	Tensor	Grafica Tensor	n sub-conjunto	n total Tensor	N total Estación	Ejes de esfuerzos			Counting Deviation	$\alpha$	R	R'	S <sub>lmax</sub>	QRt	Régimen de esfuerzos
	Longitud (W)	Latitud (N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$							
JJ2	-72.96643341	6.74917758	Batolito de Mogotes	Triásico superior-Jurásico inferior	R. Optim	CJJ2SET		8	6	8	29/328	19/069	55/187		0	0.83	2.83	110	D	Compresión radial
JJ10	-72.97118799	6.72771185	Esquistos del Silgará	Paleozoico inferior	R. Optim	CJJ10SET		4	4	4	43/165	37/032	26/281		0	0.57	1	3	E	Distensión oblicua
JJ29	-72.9712389	6.76902838	Granito de Pescadero	Jurásico Inferior	I.R. Dihed	CJJ29SET		4	4	4	45/340	44/150	05/245	28,1	0,75	1,25	155	E	Distensión Oblicua	
JJ38	-72.94218046	6.72232040	Batolito de Mogotes	Triásico superior-Jurásico inferior	R. Optim	CJJ38SET(A)		14	6	14	01/260	71/168	19/350		0	0,7	1,3	079	E	Transcurrencia Pura
					R. Optim	CJJ38SET(B)		8	6		69/045	20/239	05/148		0	0,92	0,7	058	D	Distensión Pura

*Nota.* Los parámetros mostrados son iguales a los que se muestran y explican para la Tabla 2. La nomenclatura con la que se identifican los tensores calculados se define como se explicó en la sección 8.3.1 más el componente adicional SET, siglas que reemplazan la expresión "sin estrías".

Los datos se agrupan en una tabla con los parámetros suministrados por el software, de un modo similar que con los planos estriados de falla (Tabla 5). Igualmente, las representaciones gráficas de los tensores calculados pueden consultarse en el Apéndice G. Un número de 4 datos se eliminaron del conjunto total de 30 planos de falla, lo cual es equivalente al 13.3% de los datos totales. Cinco tensores de esfuerzo se obtuvieron del procesamiento de los datos, los cuales se explican grosso modo a continuación:

- ***Tensor NW-SE***

Arroja soluciones con factores de calidad D y E, que están en función del número de planos de falla (n) (Tabla 5), consistente con las explicaciones previas hechas para este parámetro.

Se observa en compresión, con fallas inversas dispuestas en un arreglo conjugado y orientadas con rumbos WSW y NW a NNW como las que se observan en la estación JJ2 (Figura 44); igualmente ocurre en distensión, explicando fallas normales de dirección NW como las que se reconocen en los alrededores de la estación JJ29 (Figura 34), resultado coherente con las estructuras generadas bajo este mismo tensor en planos estriados de falla.

- ***Tensor N-S***

Corresponde a la solución generada en la estación JJ10, con planos de falla medidos en cataclasitas foliadas de la unidad Esquistos del Silgará.

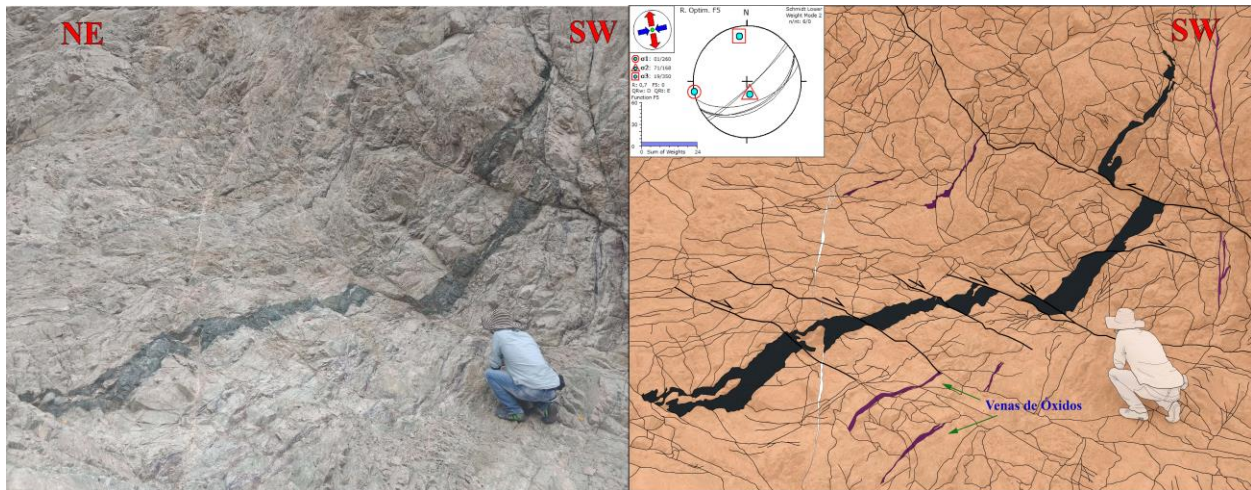
Comprende el 15.4% de los planos de falla utilizados y se presenta en un régimen de distensión (Tabla 5). Explica estructuras normales de buzamiento intermedio con dirección N-S (Figura 29).

- *Tensor E-W*

Se presenta en un régimen de transcurrencia con soluciones de falla en dirección NE a NEE (tipo Falla del Río Guaca), con movimiento en rumbo dextral y buzamientos intermedios a subverticales. A escala de afloramiento las fallas se observan desplazando venas y diques de composición máfica (Figura 38). Estas estructuras son consistentes con los resultados obtenidos bajo este mismo tensor, pero con planos de falla estriados.

**Figura 38**

*Fallas de rumbo dextrales que desplazan granitoides ricos en feldespato alcalino, diques andesíticos y venas de óxidos en la región central-sur de estudio; fallas subparalelas que muestran una cinemática sinistral con componente inverso, corresponden a retrocabalgamientos.*



*Nota.* Las venas de óxidos desplazadas de orientación NNW, exhiben una deformación no coaxial asociada con un movimiento dextral visto desde planta (Ver Figura 26B y sección 8.2.3.2).

- *Tensor NE-SW*

Corresponde al segundo tensor generado como solución de los datos recolectados en la estación JJ38. Este tensor ocurre en un régimen de extensión generando fallas normales de orientación NE, con buzamientos intermedios a subverticales, orientadas de manera subparalela con las fallas de rumbo que se reconocen en esta misma localidad.

#### **8.3.4. *Análisis del compendio total de planos estriados recolectados***

El análisis del total de las superficies estriadas fue realizado siguiendo la metodología presentada para el estudio de estaciones individuales. El propósito de realizar esta tarea es verificar si estos resultados conservan una relación con algunos tensores de esfuerzos obtenidos para localidades específicas y que por lo tanto podrían interpretarse como esfuerzos remotos o de campo lejano. Sin embargo, aunque esta metodología no es la más correcta para el análisis de estados de esfuerzos en sectores estructuralmente complejos como la zona de daño de la Falla de Bucaramanga, se pueden considerar áreas relativamente homogéneas dentro de la complejidad estructural del corredor (e.g. Velandia y Bermúdez, 2018) que validen así realizar este tipo de análisis.

Para este análisis se procesaron los 234 datos recolectados en la fase de campo, que generaron 5 soluciones de tensores de esfuerzo semejantes a las características cinemáticas y mecánicas observadas en los tensores de esfuerzo de localidades específicas (Tabla 2, Figura 39). Cabe mencionar que, aunque el tensor CJJE presenta la misma orientación (E-W) que el tensor CJJA, se considera por aparte, ya que el régimen de compresión que se genera como solución es

consistente con las soluciones del tensor CJJ14A, y además explica parcialmente el comportamiento en la vertical que tienen algunas estructuras para la zona.

Se utilizaron 162 datos que representan ~ 69% de los datos, similar al valor de 71% que resulta del análisis en estaciones puntuales.

El factor de calidad de los tensores varía entre B a D, aunque este parámetro no es dependiente en sentido estricto del número de planos estriados ( $n$ ). Parámetros como el ángulo de desajuste ( $\alpha$ ) varían proporcionalmente a la calidad del tensor, salvo con el tensor CJJE, donde un menor valor de  $\alpha$  (3.2) produce una calidad C (Tabla 2); de igual modo, la diversidad en la orientación de los planos tiene un papel determinante en la calidad del tensor, ya que por ejemplo el tensor CJJB muestra una uniformidad para dos orientaciones principalmente (Tabla 2, Figura 39) que resulta en el tensor con peor calidad (D). Considerando lo anterior, para análisis regionales que impliquen un número grande de planos estriados el factor de calidad estará más en función de estos últimos parámetros descritos.

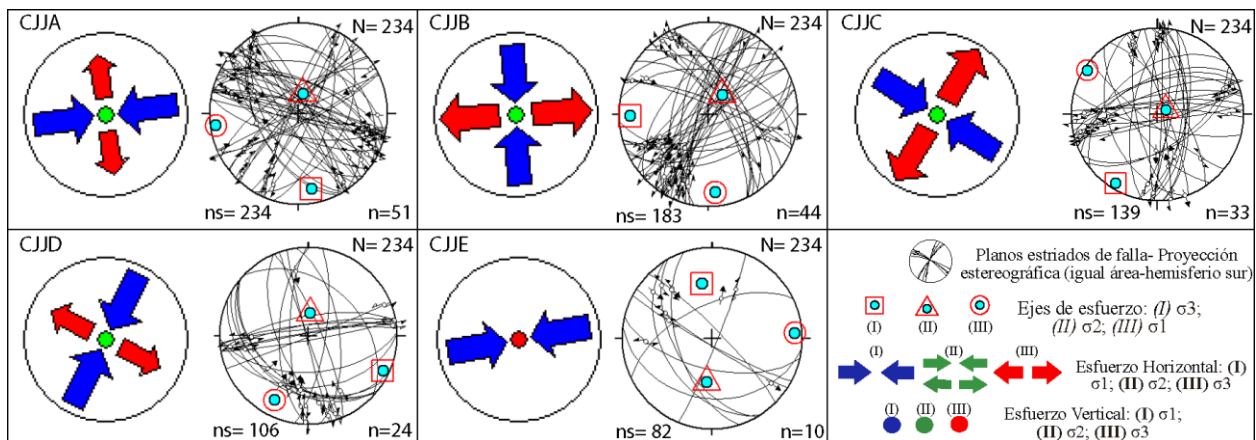
El tensor con mejor calidad es el NNE-SSW (CJJD), que es consistente con la orientación de mejor calidad reportada para estaciones puntuales (Tabla 2).

Cuatro de las cinco orientaciones propuestas para los tensores se observan en estos resultados (no se obtiene un tensor NE-SW); los tensores de esfuerzos más dominantes son los de transurrencia y transpresión que se evidencian en porcentajes casi iguales (47 y 48% respectivamente), mientras que los regímenes de trastensión y distensión no son observados, que concuerda con lo obtenido para estaciones individuales donde estos regímenes se encontraban en menor abundancia.

El mayor número de datos se concentra para el tensor E-W (~ 37.7%) con soluciones de falla acordes a las descritas previamente. En general las orientaciones y cinemáticas de los planos de falla son consistentes con las descripciones hechas para tensores de sitios específicos.

**Figura 39**

*Representaciones gráficas de los tensores obtenidos mediante el análisis total de datos*



### 8.3.5. Marco temporal

Relaciones de corte entre planos de estriados de falla fueron difíciles de reconocer en el área de estudio y no se determinaron estrictamente entre planos estriados, sino entre planos de falla y otras estructuras vinculadas con orientaciones de esfuerzo específicas.

En ese caso, las fallas dextrales que se describen en la estación JJ38 cortando venas de óxidos y diques máficos, con una orientación que es acorde a las estructuras oblicuas que a escala de mapa coexisten para el corredor de la falla, permiten restringir el tensor E-W como un tensor actual. Estas venas presentan una deformación no coaxial sobrepuesta con cizalla dextral como se explicó en la sección 8.2.3.2 (Ver Figura 26B) que se explica por un tensor NE-SW.

Adicionalmente, las relaciones de corte entre fallas inversas y venas de Qz con patrones conjugados que se observan en la estación JJ2, restringen el tensor NW-SE a una temporalidad posterior al tensor de esfuerzos NE-SW que genera las venas de Qz. La formación de estas venas y su relación con el campo de esfuerzos se describe en la sección 8.4. *Análisis de Diaclasas*. Si se consideran los rasgos morfoestructurales descritos en la sección 8.1, donde se establece una cinemática sinistral con componente inverso para el corredor de la falla, tanto el tensor NW-SE como las fallas inversas en arreglo conjugado se ajustarían con esa cinemática. Por tanto, el tensor NW-SE se define también como un tensor actual.

Para definir la temporalidad de los otros tensores, criterios adicionales deben tenerse en cuenta. El orden en que los tensores se obtienen durante el procesamiento (e.g. Velandia, 2017) sugieren que el tensor N-S es un tensor activo para la zona de estudio. En las estaciones donde ocurre este tensor y que tienen dos o más soluciones de tensores, este es el primer tensor en obtenerse salvo en la estación JJ4 (tabla 2). No obstante, la solución de los planos de falla que arroja este tensor, son conflictivas con las soluciones que soporta el tensor E-W (como se describió en la sección 8.3.2) que se interpreta como actual.

La correlación del tensor con la configuración de la estructura regional que se estudia (e.g. Falla de Bucaramanga), puede explicar esa inconsistencia y por tanto apoyar la idea de un tensor actual para la dirección N-S. En este caso, el tensor debe interpretarse como una variación local del tensor E-W (que por el contrario se interpreta como un tensor de campo lejano), producto del arrastre o tracción en las zonas más próximas del trazo de la falla. La reorientación de las direcciones de esfuerzo a lo largo del corredor de la falla se explica con más detalle en el apartado de discusión.

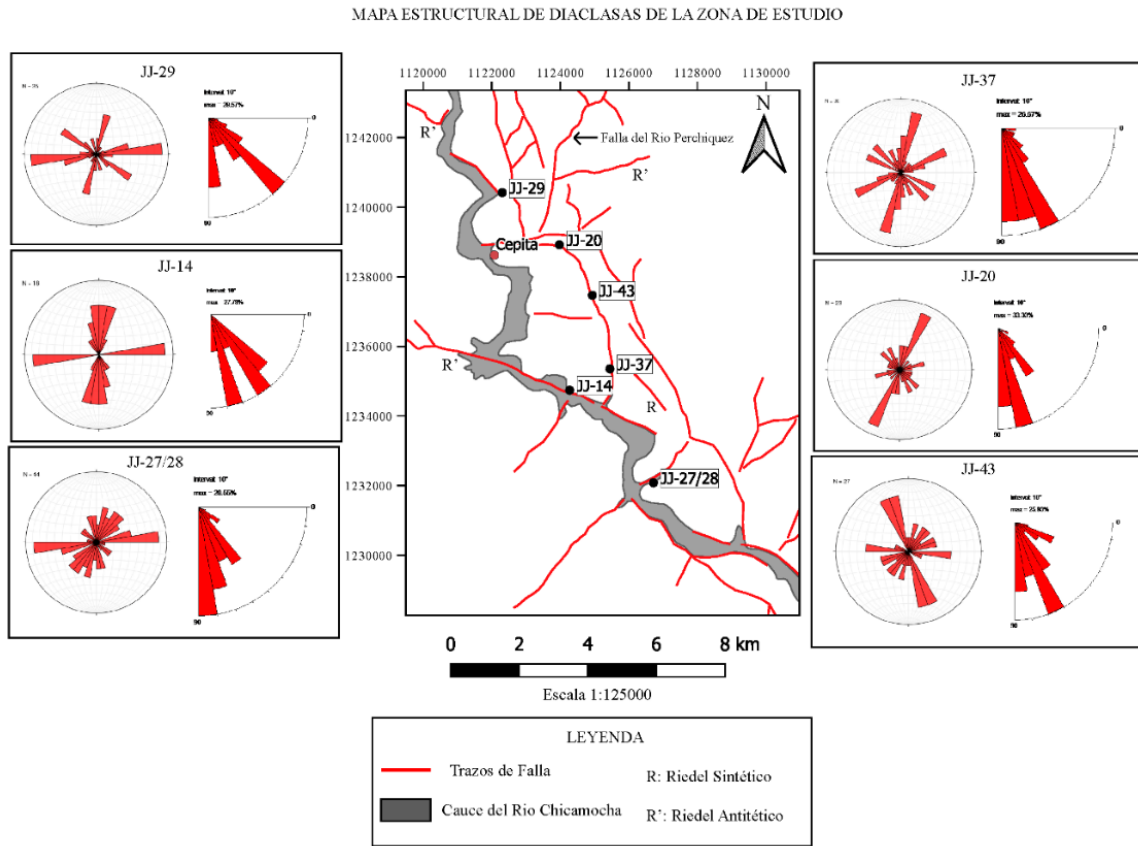
#### 8.4 Análisis de Diaclasas

Con el fin de complementar la información estructural obtenida de los planos estriados de falla, se tomaron un total de 315 datos de diaclasas, en 19 de las 47 estaciones totales de campo. Estas se trataron en el software libre Stereonet 11.1.3 para obtener diagramas de rosetas por estación que muestren las direcciones predominantes de las fracturas a lo largo de la zona de estudio y para calcular el diagrama de contornos de los polos de las diaclasas. Estos contornos se calcularon con incrementos de área del 1% y con intervalos de 1. Adicionalmente, con el programa TectonicsFP 1.7.9 se obtuvo un semicírculo que indica la distribución porcentual de los buzamientos de los planos. Cabe mencionar que algunas estaciones con pocos datos y espacialmente cercanas se unieron para obtener resultados más robustos. A manera de ejemplo en la Figura 40 se muestra un mapa con los trazos de falla del área de estudio, con las 6 localidades en las cuales se tomaron más planos de diaclasas (JJ27/28, JJ14, JJ29, JJ37, JJ20 y JJ43). Los diagramas de las diaclasas de cada estación se pueden consultar en el Apéndice D.

El mismo procedimiento se utilizó con el total de los datos buscando determinar las principales familias de diaclasas presentes para relacionarlas posteriormente con los tensores de esfuerzos (figura 41). De manera general, se observa que las direcciones de azimut de las fracturas son bastante variadas, aunque se resalta una distribución máxima en la dirección NNE-SSW. Así mismo, la mayoría de los datos tienen buzamientos altos, donde cerca del 26% de los datos caen en un máximo entre los 80 y 90° de inclinación.

**Figura 40**

*Mapa estructural con las localidades más representativas donde se adquirieron planos de diaclasas.*



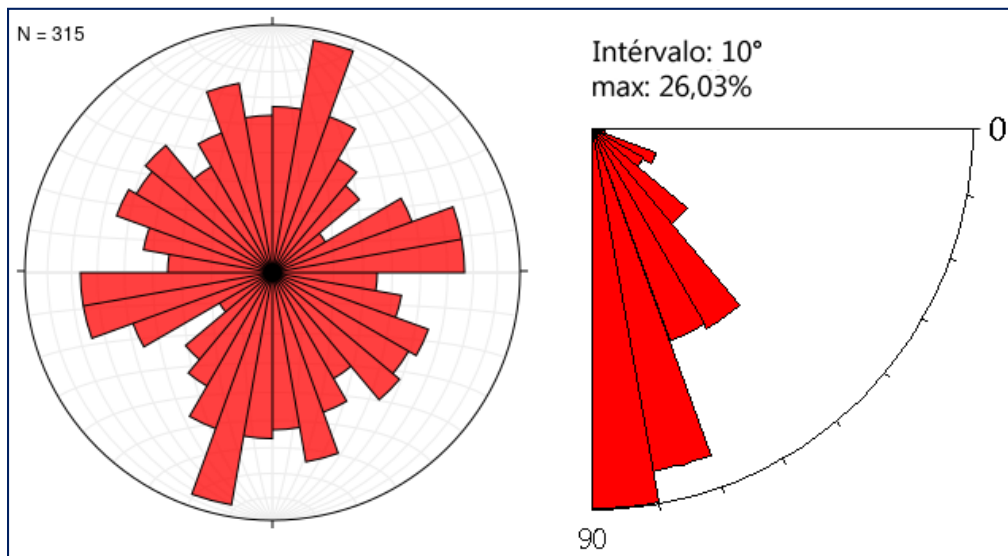
Los datos medidos se agruparon en familias de acuerdo con la semejanza de su azimut para analizar a escala más local el comportamiento de las fracturas. Se identificaron 4 familias, cuyos diagramas de rosa y contornos de polos se presentan en la tabla 6. La familia 3 (NNE-SSW) es la que tiene mayor cantidad de datos (27,3%) y representa el máximo observado en el diagrama de rosas del total de datos.

- *Venas y Diques*

En total se tomaron 25 datos de venas y diques ígneos de composición máfica a intermedia que cortan los granitoides y las rocas metamórficas que afloran en la zona de estudio, aplicando el mismo procesamiento utilizado para el análisis de diaclasas.

### Figura 41

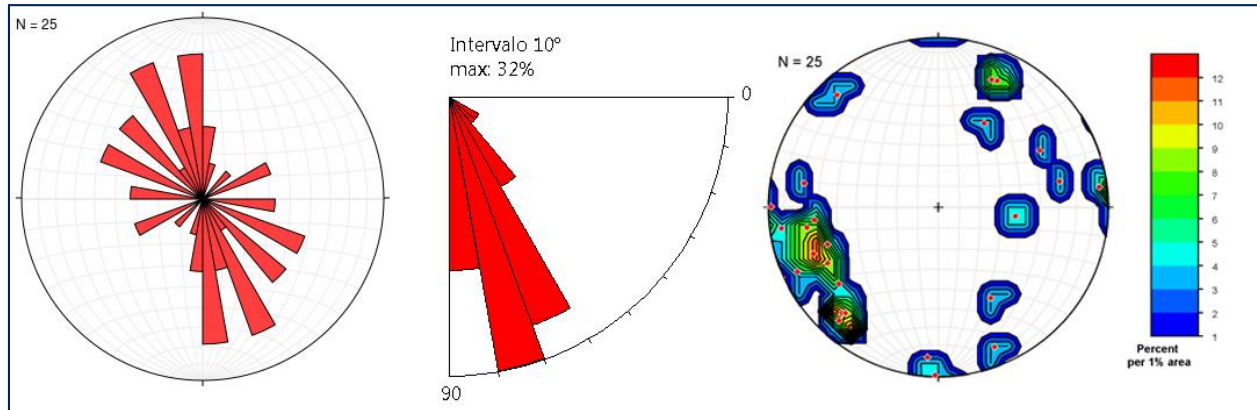
*Diagrama de rosas del total de los planos de diaclasa recolectados.*



Los datos muestran una tendencia NNW-SSE que se asemeja a la familia 2 de diaclasas, mostrando inclinaciones altas, con un 32% de los datos buzando entre 70 y 80° (Figura 42). En la figura 43 se muestra la ocurrencia de algunos diques máficos con su respectiva orientación, que se reconocen principalmente hacia la región central de estudio.

**Figura 42**

*Diagramas de rosas y contornos de datos de venas y diques*

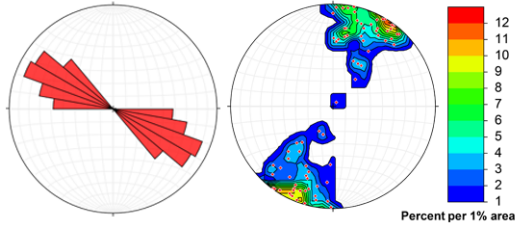
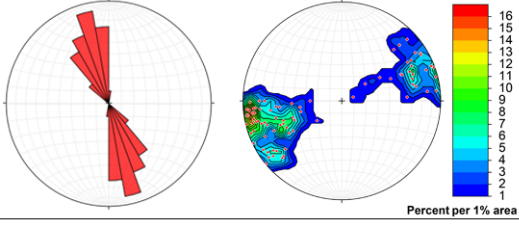
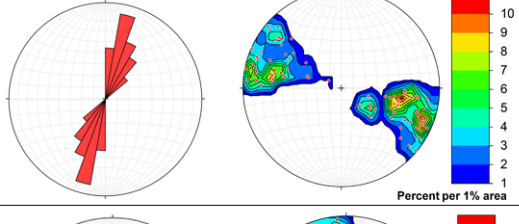
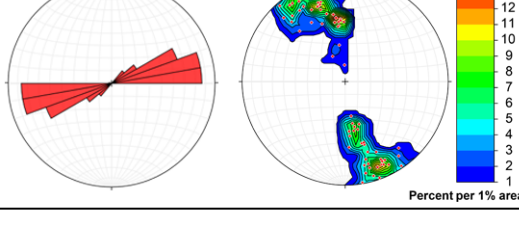


### Síntesis

Las familias 1 y 2, al igual que los resultados de la estación JJ43, representarían fracturas de cizalla en un arreglo conjugado, generadas por el tensor actual de dirección NW-SE (e.g. CJJC) (ver sección 8.3.4). Lo anterior se sustenta en que las familias 1 y 2 tienen una diferencia angular de  $40^\circ$  a  $60^\circ$  y el  $Sh_{max}$  del tensor mencionado se encuentra orientado de manera subparalela a la bisectriz aguda generada por la intersección de los planos de ambas familias, que es coherente con los criterios teóricos de estructuras de cizalla conjugadas (Davis et al., 2011; Bons et al., 2012). Sin embargo, esta generalización se ve afectada por la configuración de los esfuerzos para los trazos sintéticos y antitéticos de la Falla de Bucaramanga, por lo que, a escalas más locales, algunas fracturas con orientaciones definidas para las familias 2 y 3 representarían fracturas de cizalla definiendo el mismo rol conjugado previamente expuesto.

**Tabla 6**

*Familias de planos de diaclasas reconocidas en la zona de estudio*

FAMILIA	NUMERO DE DATOS (n/nT)	DIAGRAMAS	ORIENTACION PRINCIPAL	ESTACIONES
1	77/315 (24,44%)		24,67% entre 111° y 120° (WNW-ESE)	JJ-15 JJ-20 JJ-29 JJ-40 JJ-42 JJ-43
2	80/315 (25,4%)		27,5% entre 161° y 170° (NNW-SSE)	JJ-15 JJ-21 JJ-25 JJ-29 JJ-40 JJ-43
3	86/315 (27,3%)		31,39% entre 11° y 20° (NNE-SSW)	JJ-1/2 JJ-4/35 JJ-14 JJ-15 JJ-19 JJ-20 JJ-25 JJ-29 JJ-37/38 JJ-40 JJ-42
4	72/315 (22,86%)		30,55% entre 71° y 80° (ENE-WSW)	JJ-1/2 JJ-14 JJ-19 JJ-21 JJ-22 JJ-27/28 JJ-29 JJ-37/38

Así, por ejemplo, en la estación JJ29 el arreglo en forma de equis de las diaclasas representaría un patrón asociado a la variación angular local del tensor NW-SE, el cual se orientaría con una dirección más NNW. De igual forma, la orientación del arreglo conjugado de las diaclasas en esta estación se ajusta con el tensor obtenido para la estación JJ29 mediante datos de superficies no estriadas (tensor CJJ29SET) corroborando la relación entre estaciones puntuales con los resultados regionales.

La dirección preferencial NNE-SSW y ENE-WSW de dos distribuciones de fracturas observadas para la estación JJ37 se pueden relacionar con las familias 3 y 4, que representarían un patrón de fracturas de cizalla conjugadas asociadas al paleotensor NE-SW, mientras que el pico menor en dirección NW-SE correspondería a fracturas de tensión del tensor CJJC.

En adición, las estructuras categorizadas dentro de la familia 4 también podrían corresponder a fracturas de tensión producidas por el tensor regional actual CJJE ( $Sh_{max} = 80^\circ$ ), puntualmente observado en la estación 14 con el tensor CJJ14A; considerando esto, las direcciones NEE-SWW que se evidencia en planos de diaclasas de las estaciones JJ-27/28, JJ29 y JJ14 son consistentes con la orientación de la familia 4 y pueden simbolizar la reactivación de estas estructuras bajo el tensor actual E-W.

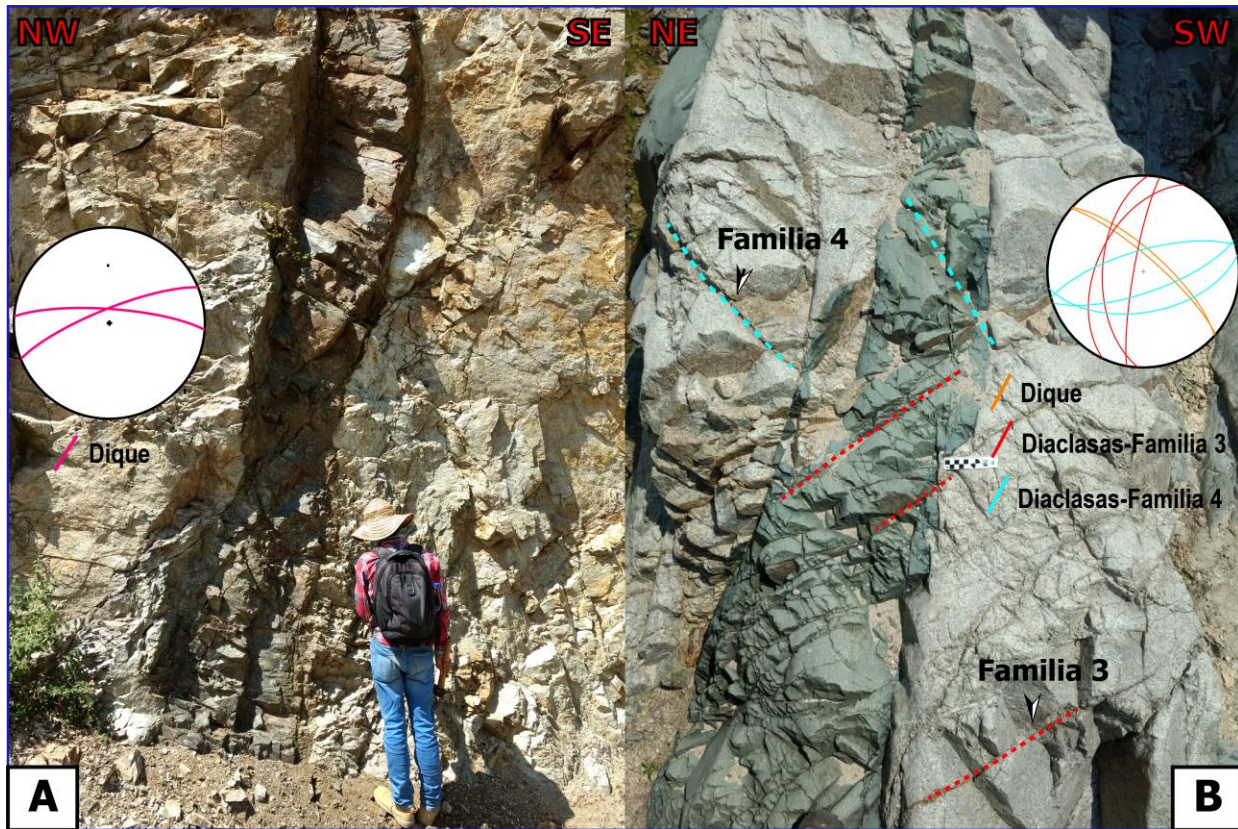
Relaciones de campo observadas en la estación JJ20, donde planos subordinados agrupados dentro de la familia 4 cortan un dique máfico de orientación NW-SE (figura 43B), cuya edad se asocia tentativamente con el evento magmático regional del Triásico tardío – Jurásico temprano (Correa et al., 2016), sugieren que los planos son posteriores al emplazamiento de estos cuerpos ígneos, que respaldaría un origen bajo el campo de esfuerzos actual para estas estructuras como ya se mencionó con el tensor regional CJJE.

Cabe mencionar que en la estación JJ20 se observan planos de diaclasa de la familia 3 que aparecen cortando el dique de composición máfica (Figura 43B), por lo que una temporalidad posterior también se sugiere para esta familia.

Los datos de las venas totales muestran una tendencia marcada en la dirección NNW-SSE que se asocia con el tensor actual CJB; esta dirección es coherente con el rumbo de la Falla de Bucaramanga y sus trazos sintéticos para la zona.

**Figura 43**

*Ocurrencias de diques máficos. (A) Dique subvertical de orientación WSW a WNW de aproximadamente 0,3-0,5 m que aflora en la zona central estudio, estación JJ18. (B) Dique de dirección NW-SE con buzamiento alto, que emplaza granitoides ricos en Bt en la estación JJ20.*



*Nota.* Planos de diaclasa agrupados dentro de la familia 3 con inclinaciones intermedias a subverticales que se observan de derecha a izquierda en la figura, cortan el dique y su orientación

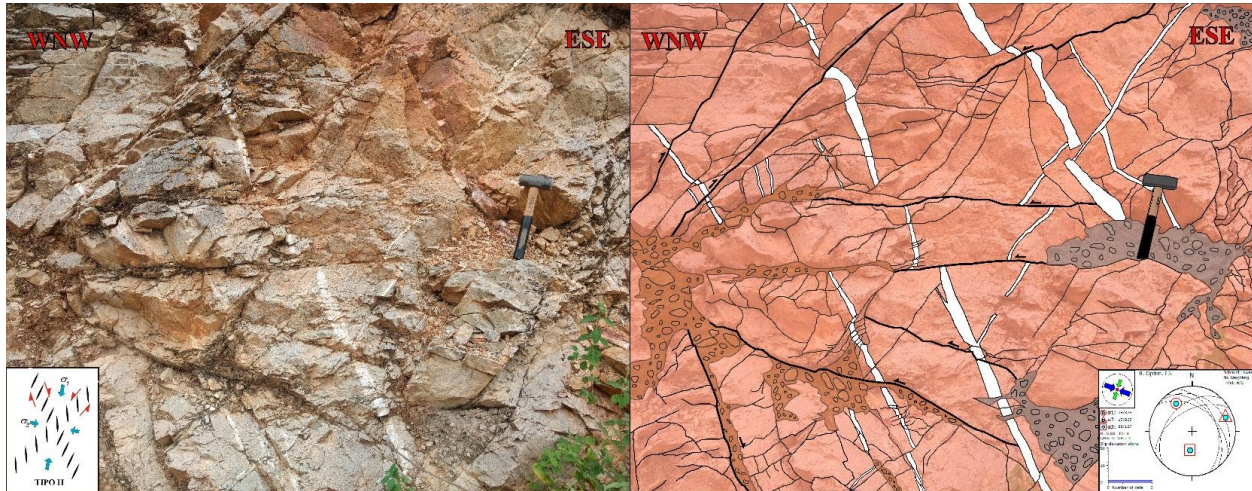
SSW se muestra en la proyección estereográfica (igual área-hemisferio inferior). De igual forma, planos de la familia 4 cortan el dique y exhiben una dirección NEE-SWW.

No obstante, hay que recalcar que existen unos pocos datos casi ortogonales a la tendencia principal. Estos son principalmente datos de venas de cuarzo de la estación JJ2, que no concuerdan con el tensor obtenido para esa estación a partir de las fallas inversas que desplazan dichas venas (figura 44). Las venas de Qz presentan un patrón en échelon con geometría similar a la descrita como tipo 2 en el modelo de Beach (1975) (Ver Figura 44). Por lo tanto, la disposición azimutal de estas venas se podría interpretar como un arreglo conjugado que muestra dos orientaciones preferenciales, una NNE-SSW y otra ENE-WSW (Figura 44). La orientación del arreglo conjugado de venas de Qz es similar a la dirección de las familias de diaclasas 3 y 4, que pueden corresponder a fracturas de cizalla como ya se mencionó. En base a esto, las venas definen una dirección de máximo acortamiento en dirección NE-SW, la cual es paralela al  $\sigma_1$  del paleotensor regional NE-SW, lo que sugiere una temporalidad similar para estas estructuras.

El mecanismo de formación de las venas en un arreglo en échelon conjugado puede ajustarse con el modelo propuesto por Smith (1996), donde las venas se consideran como fracturas extensionales formadas en zonas de cizalla que son posteriores al inicio del cizallamiento. El cizallamiento progresivo lleva a que se generen fracturas de cizalla sintéticas y antitéticas con respecto al trazo principal que se disponen en un arreglo conjugado; esta geometría es luego descompuesta por extensión local favoreciendo la precipitación de material en solución y por tanto la formación de venas que adquieren un patrón en échelon heredado.

**Figura 44**

*Rasgos mesoscópicos semi-frágiles y frágiles. Venas de Qz conjugadas en un patrón en échelon que cortan granitoides con meteorización moderada. Fallas inversas aparecen desplazando las venas de Qz.*



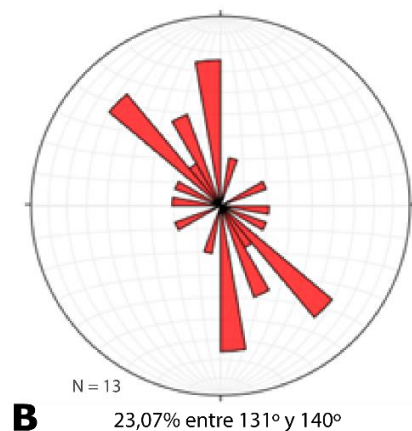
*Nota.* El recuadro en la imagen izquierda muestra el modelo tipo II para arreglos de venas en échelon de “The geometry of en-echelon vein arrays” (p. 247), por A. Beach, 1975, *Tectonophysics*, 28. De igual forma, el recuadro en la imagen derecha muestra la orientación de las fallas en la proyección de Angelier y la dirección del  $\sigma_1$  (NW-SE) bajo un régimen de compresión oblicua. El patrón aparentemente radial que muestran las fallas inversas y la posición oblicua de los ejes de esfuerzo sugieren rotación de estructuras. Estación JJ02.

La Figura 45 muestra solo los datos de diques recolectados en la zona de estudio. El patrón conjugado puede definir variaciones locales con respecto a un esfuerzo  $\sigma_1$  de campo lejano en dirección NNE-SSW (e.g. tensor CJJD) que indicaría, al igual que los rasgos de las venas de la estación JJ02, que la Falla de Bucaramanga ya presentaba transcurrancia en el pasado reciente, tentativamente en el límite Triásico-Jurásico (215 a 185 Ma) que es el intervalo establecido para

la actividad magmática del Batolito de Mogotes según Correa et al., (2016). No obstante, las orientaciones de los diques pueden vincularse también con el tensor NW-SE, reflejando así pulsos magmáticos más recientes para el área de estudio, como se ha identificado en otros sectores para el Batolito de Mogotes y a lo largo de la Cordillera Oriental (diques félsicos entre 108 y 98 Ma según Correa et al., 2016; diques máficos de 136 a 74 Ma según Vásquez et al. 2010). En vista de eso, son necesarios datos geocronológicos de los diques para establecer su relación temporal con los tensores de esfuerzo.

### Figura 45

*Diagramas de rosas de superficies de diques en el área de estudio*



### 8.5 Orientación Preferencial de Forma

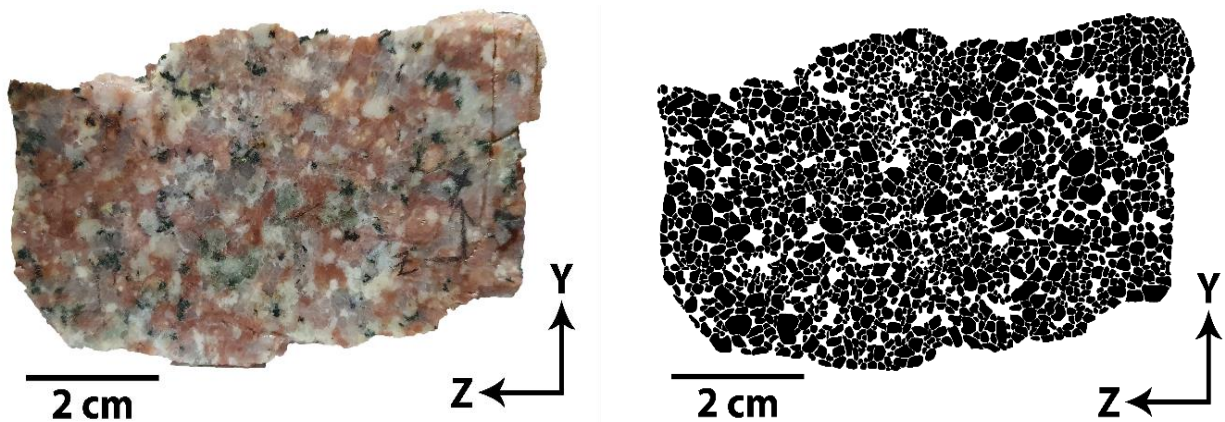
Se seleccionaron cuatro muestras de mano de granitoides pertenecientes a la unidad Batolito de Mogotes para ser cortadas a manera de bloques, en los cuales quedaran expuestos tres planos no paralelos (XY, XZ y YZ), con el propósito de realizar el análisis de Orientación Preferencial de Forma (OPF o SPO por sus siglas en inglés).

Las muestras corresponden a una tonalita (JJ-15-3), una granodiorita (JJ-1-1) y dos monzogranitos (JJ-27-2 y JJ-42-1), que se encuentran distribuidas de norte a sur a lo largo del área de estudio. Las fotografías de las secciones transversales (XY, XZ y YZ) de estos bloques, se digitalizaron utilizando el software Adobe Illustrator CC 2019 para resaltar los límites de cada uno de los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, excluyendo los de biotita y hornblenda debido a la anisotropía natural de sus hábitos laminares y prismáticos, respectivamente (Figura 46).

Posteriormente se convierten en imágenes ráster en blanco y negro. Con cada una de las imágenes de las secciones transversales se obtuvieron elipses de deformación 2D con sus respectivos ejes, por el método de Tensor de Inercia (Launeau y Cruden, 1998) en el software SPO2003 (Launeau y Robin, 2003).

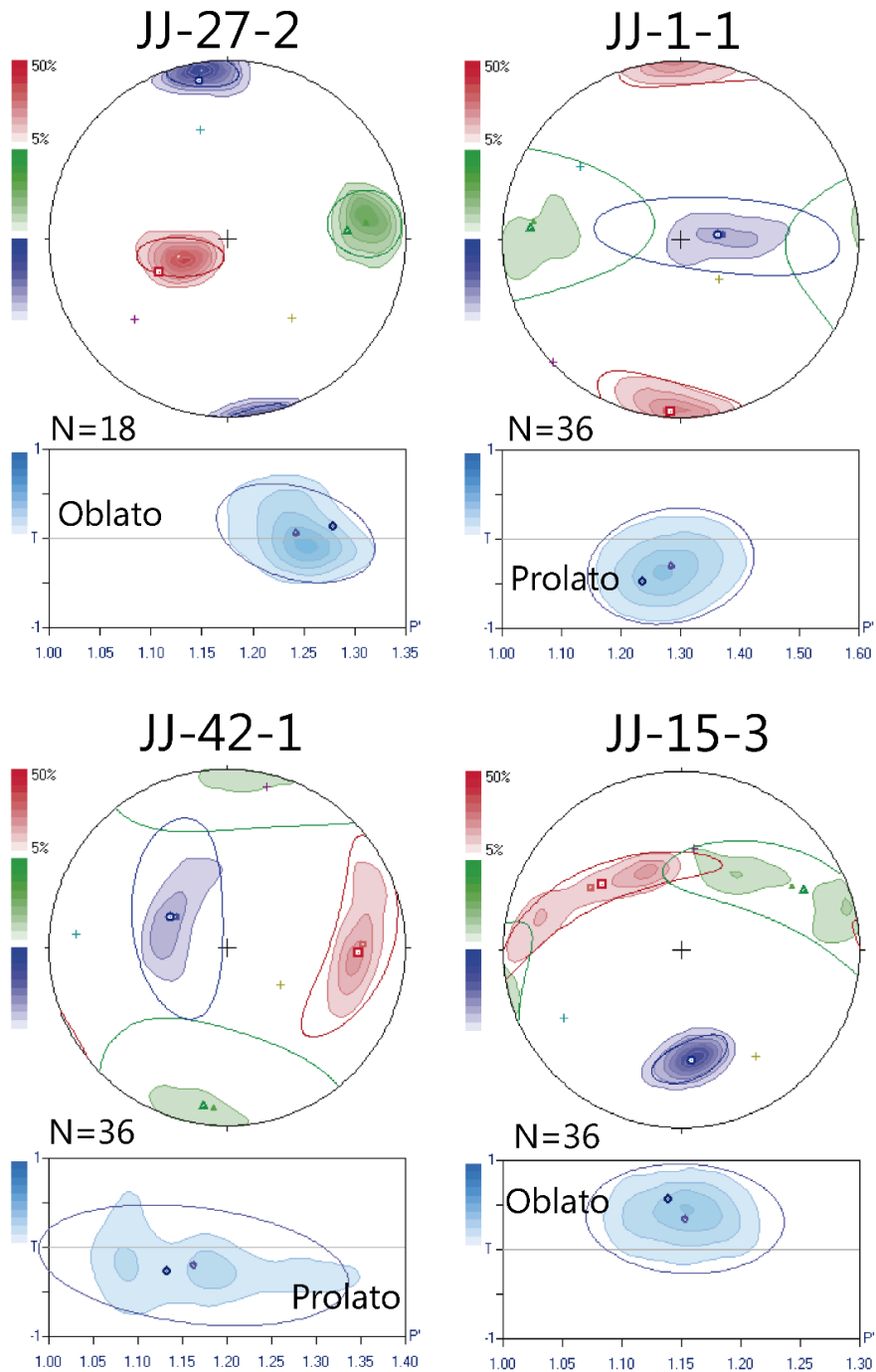
#### Figura 46

*Izquierda: Fotografía de la cara YZ de la muestra JJ-27-2. Derecha: Digitalización de los cristales minerales de la misma muestra.*



**Figura 47**

*Orientación de los principales ejes del elipsoide SPO (X, Y y Z en rojo, verde y azul respectivamente) y los parámetros de forma.*



*Nota.* El eje K1 representa la lineación mineral mientras K3 es el polo de la foliación (con ejes principales  $K1 > K2 > K3$ ). N representa en número de secciones obtenido por cada muestra. Los parámetros  $P' = \exp.[2((\ln k1/kmean + \ln k2/kmean + \ln k3/kmean ))]^{1/2}$ ,  $T = [2(\ln K2 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)]^{-1}$ , con  $kmean = [(k1 + k2 + k3) / 3]$  se establecen de acuerdo con “Characterization of the magnetic fabrics of rocks” (p. 64), por V. Jelinek, 1981, *Tectonophysics*, 79.

Las caras de la muestra JJ-27-2, al poseer la menor cantidad de cristales, se fraccionaron en subconjuntos de 4 por 2, mientras que las demás muestras se seccionaron en cuadrillas de 4 por 3 por tener mayor cantidad de cristales. Lo anterior con el objetivo de realizar análisis combinatorios entre ellos y mejorar la calidad del procesamiento.

Cada uno de los elipsoides seccionales 2D de cada muestra se integran en el software ELLIPSOID 2003 (Launeau y Robin, 2003a, 2003b) para generar el elipsoide de forma 3D, que es la representación gráfica que muestra la deformación finita de la roca con sus respectivos parámetros (Figura 47). Estos elipsoides calculados presentan direcciones principales con conos de dispersión con ángulos medios de desviación estándar ( $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ ) de hasta 60° (a excepción de la muestra JJ-27-2 donde es <20°) y un índice de incompatibilidad ( $\sqrt{F}$ ) < 10% (Figura 47, Tabla 7). Exhiben formas tanto oblatas (JJ-15-3 y JJ-27-2) como prolatas (JJ-1-1 y JJ-42-1).

**Tabla 7**

*Elipsoides de deformación obtenidas por el método de tensor de inercia.*

Muestra	Coordenadas		Plano XY	Valores de los ejes			Orientación de los ejes			X/Z	T	K	√F%
	N	E		X	Y	Z	X	Y	Z				
JJ-1-1 Granodiorita	1238228	1123053	172/17	0.1532	0.1318	0.1249	183/3	274/17	82/73	1.226	-0.477	2.945	5.4
JJ-15-3 Tonalita	1234733	1124847	265/52	0.1441	0.1404	0.1274	310/42	64/25	175/38	1.131	0.571	0.265	3.1
JJ-27-2 Monzogranito	1232079	1126718	80/79	0.183	0.1647	0.1432	244/55	87/33	350/11	1.277	0.139	0.74	4.4
JJ-42-1 Monzogranito	1237206	1125082	29/30	0.1084	0.1003	0.096	93/27	188/11	299/60	1.13	-0.266	1.739	3.9

*Nota.* La orientación de los planos XY y los ejes principales están en azimut de rumbo y buzamiento, X/Z es la máxima deformación, T es el parámetro de forma, K el parámetro de estilo de deformación (donde  $K = \frac{(\frac{X}{Y}-1)}{(\frac{Z}{Y}-1)}$ ) y  $\sqrt{F}\%$  es el índice de incompatibilidad. Coordenadas Planas de Gauss, Datum MAGNA-SIRGAS (Origen Bogotá Central).

Los ejes Z (polos de las foliaciones) de todas las muestras se encuentran cerca al centro de los contornos de densidad (área de máxima densidad, Figura 47), lo que indica que la distribución mineral es homogénea y la foliación es el elemento de fábrica mejor definido (Archanjo et al., 2012; Forero-Ortega et al., 2020). Por otra parte, en las muestras JJ-15-3 y JJ-42-1 el eje X exhibe conos de dispersión con valores de  $\sigma_1$  variando entre  $45^\circ$  y  $61^\circ$ , lo que indica que la lineación de la OPF no está definida en estas muestras. Los planos XY no tienen una dirección dominante y presentan buzamientos bajos a altos y la dirección de X tiene principalmente rakes bajos con valores menores a  $55^\circ$  (Tabla 7). La razón entre los ejes cortos y largos, es decir, las anisotropías de los elipsoides calculados presentan valores muy bajos ( $X/Z < 1.5$ ) (e.g. Forero-Ortega et al., 2020), con un valor máximo de 1.277 para la muestra JJ-27-2, indicando baja intensidad de deformación (Tabla 7).

Dado que los granitoides no presentaban una orientación preferencial de granos visible a escala mesoscópica, no es posible contrastar los resultados de este método con datos de campo. No obstante, en el capítulo siguiente se discute la relevancia de estos resultados comparándolos con los distintos datos de foliaciones de las rocas metamórficas (Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará) que se tomaron en el área de estudio.

## 9. Discusión

### 9.1 Evolución y temporalidad

Diferentes eventos deformativos pueden reconocerse para el corredor de la falla, en base a las relaciones de campo, rasgos estratigráficos y estilo deformativo de las rocas y estructuras que afloran en superficie.

#### 9.1.1. *Pre-Mesozoico*

Los rasgos deformativos más antiguos corresponden a la foliación metamórfica  $S_n$  que define fábricas planares en las unidades Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará. Esta fábrica comprende asociaciones minerales de bajo grado (facies Esquistos verdes, zona de la clorita) en esquistos cuarzo-muscovíticos al norte, hasta asociaciones minerales de alto grado (facies Anfibolita, zona de la sillimanita) en neises feldespático-cuarzosos hacia el sur, aunque posiblemente asociada con condiciones de mayor temperatura en migmatitas (e.g. Urueña, 2014; Zuluaga et al., 2017). La morfología y geometría de las superficies foliadas (figuras 14A, 15A, 15C-D, 22C-D) sugieren características similares a las formadas en mecanismos de acortamiento paralelo a las capas (layer-parallel shortening) bajo presión confinante (e.g. Davis et al., 2011).

Condiciones de temperatura de  $\sim 800^\circ\text{C}$  y presión de 7.5-11 Kbar se han definido para el pico metamórfico del Neis de Bucaramanga en migmatitas que afloran en la localidad de Berlín (Zuluaga et al., 2017), por lo que las rocas migmatíticas reconocidas para la zona de estudio y

definidas por la foliación  $S_n$ , pueden sugerir condiciones P-T similares. Por tanto, puede sugerirse que el desarrollo de los planos  $S_n$  es coetáneo con el pico metamórfico del Neis de Bucaramanga para el área de estudio.

La foliación  $S_{n+1}$  aparece deformando los planos  $S_n$  y se asocia con condiciones de mayor grado metamórfico para rocas metapelíticas de los Esquistos del Silgará. En ese sentido, es definida por asociaciones minerales con presencia de granate hacia la parte central (facies esquistos verdes alta, zona del granate), a diferencia de la zona norte donde no se reconoce este mineral. La geometría y morfología de las superficies se asocia con el desarrollo de crenulaciones y pliegues tipo chevron en los planos  $S_n$  (figura 22C) indicadores de eventos tardíos con condiciones de altas tasas de deformación/acortamiento (Paterson y Weiss, 1966; Davis et al., 2011). De este modo,  $S_{n+1}$  representa los planos axiales de dirección SSE-NNW ( $158^\circ$ ) con buzamientos intermedios al W (figura 30A) de la fase de plegamiento compresional ( $F_{n+1}$ ). Las condiciones de deformación y la mineralogía presente sugieren que la foliación  $S_{n+1}$  define el pico metamórfico para los Esquistos del Silgará en la zona de estudio.

El mecanismo de acortamiento paralelo a las capas observado para las fábricas planares se asocia con el engrosamiento cortical y metamorfismo regional de presiones intermedias (tipo barroviense) que produjo las rocas de las unidades Esquistos del Silgará y Neis de Bucaramanga en el Macizo de Santander (García et al., 2005; Castellanos et al., 2008; Urueña-Suarez y Zuluaga, 2011). Estos pulsos de metamorfismo sintectónico operaron en un rango de edades U-Pb entre ~ 490-450 Ma (Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa et al., 2016; van der Lelij et al., 2016a) posiblemente bajo un mecanismo de deformación progresiva, donde las litologías

representativas de más alto grado para ambas unidades muestran las mayores tasas de acortamiento/deformación para  $S_n$ .

Las evidencias reconocidas en campo indican que  $S_n$  es de una edad ligeramente más antigua que  $S_{n+1}$ , consistente con las edades precámbricas que se reportan para el Neis de Bucaramanga y su naturaleza polimetamórfica (Goldsmith et al., 1971; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Zuluaga y López, 2018). La preservación de planos  $S_n$  principalmente en rocas de bajo grado y su ausencia en algunas litologías de más alto grado (neises cuarzo-feldespáticos, figura 22A) también son rasgos que soportan una edad más antigua para esta fábrica planar (e.g. Passchier y Trouw, 2005).

La variación del grado metamórfico para la zona de estudio es distinta a la reportada mediante mapeo de isógradas por otros autores (Mantilla et al., 2003; Zuluaga y López, 2018), que puede explicarse por la complejidad estructural del corredor de la falla, donde trazos subsidiarios (fallas Riedel) yuxtaponen fragmentos de basamento de condiciones metamórficas contrastantes. Cabe mencionar que las orientaciones de  $S_n$  que aquí se establecen no son consistentes con la dirección N-S reportada entre Cepitá y Curos (Villamizar, 2017), mientras que  $S_{n+1}$  muestra direcciones coherentes a las reportadas para este sector del Macizo (Villamizar, 2017; Zuluaga et al., 2017).

En vista de eso, la variación en orientación y distribución de  $S_{n+1}$ , puede ajustarse a la parte suroccidental de la estructura regional en domo existente como paleorelieve al momento de formación de estas rocas (Zuluaga et al., 2017; Zuluaga y López, 2018), a diferencia de la orientación conflictiva de  $S_n$ , apoyando una temporalidad más antigua para esta fábrica.

### 9.1.2. Mesozoico (Triásico-Jurásico)

- *Cizallamiento transtensivo*

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos para este sector de macizo se asocia con el paleotensor regional NE-SW que se sugiere activo para esta época. Este campo de esfuerzos operó bajo regímenes distensivos y de tracción (Tablas 3 y 5) favoreciendo la extensión y adelgazamiento cortical, así como el debilitamiento termal y mecánico de las rocas que constituían la corteza continental en ese momento. El adelgazamiento cortical pudo ser acomodado por fallas y zonas de cizalla que sirvieron como los principales conductos para el ascenso y emplazamiento de los fundidos magmáticos (e.g. López-Isaza y Zuluaga, 2020). Lo anterior, no se puede observar con claridad en la zona debido a la homogeneidad litológica (la mayor parte de las rocas son ígneas), pero a escala regional, una orientación N-S de los plutones restringidos para esta época, que es subparalela con las estructuras longitudinales en el Macizo (e.g. Falla de Bucaramanga) corroboran esta idea (Zuluaga y López, 2018).

Las evidencias reconocidas en campo muestran que la deformación bajo esta configuración tectónica ocurrió de manera coetánea con la cristalización de los fundidos (Figura 23), generando una zona de cizalla (NNW-SSE a N-S) con un componente no coaxial importante de cizalla dextral en condiciones de régimen dúctil (desarrollo de milonitas, Figuras 19B y C) y en condiciones de deformación frágil-dúctil y semi-frágil (operando posiblemente a menor profundidad) (Figuras 26A, 27A y A1). Las fallas de orientación NNW a NNE-SSW con movimientos oblicuos (normal con componente dextral) y normales (Figuras 24 y 25), al igual que fracturas y venas en arreglos conjugados (Figuras 40 y 44) que cortan los cuerpos intrusivos, se correlacionan con este tensor y

representarían las fases más tardías y el equivalente en superficie del cizallamiento dúctil mencionado arriba.

Los elipsoides de deformación finita obtenidas mediante los análisis OPF que presentan formas prolatas (parámetro T que varía de -0.477 a -0.266), con foliaciones (XY) y lineaciones de estiramiento (X) subhorizontales, atestiguando una deformación constrictional ( $K > 1$ ), con dominio de tectonitas L(S) (muestras JJ1-1 y JJ42-1), soportan de igual forma el ambiente transtensional para la Falla (e.g. Sanderson y Marchini, 1984). La orientación N-S de los planos XY y las lineaciones de estiramiento, que se obtienen hacia el área central (muestra JJ1-1, Tabla 7), son acordes a las orientaciones medidas en campo para  $S_{n+1}$ . Lo anterior implica que los planos de esta fábrica planar fueron reactivados por este evento transtensivo, lo cual es consistente con los indicadores dextrales-normales asociados con esta foliación (Figuras 19B, 26A y 27A1).

Las lineaciones que muestran ángulos de inmersión relativamente altos ( $27^\circ$  en muestra JJ42-1, Tabla 7) con una importante dispersión de datos (Figura 47), sugieren la presencia de fábricas minerales anómalas (e.g. provenientes de mezclas de granos, Salazar, 2010) o existencia de subfábricas minerales (e.g. Siachoque, 2015) para los granitoides del Batolito de Mogotes.

La configuración regional que se asocia con el tensor NE-SW y el origen de esta zona de cizalla, se sugiere estuvo condicionada por un marco tectónico transtensional producto de la subducción oblicua de la placa Farallones bajo el margen noroccidental suramericano y un vinculado proceso de extensión rollback (van der Lelij et al., 2016a; Zuluaga et al., 2017; Zuluaga y López, 2018; López-Isaza y Zuluaga, 2020).

No obstante, una compleja interacción transcurrente de terrenos parautoctonos provenientes del sur, puede considerarse también como un mecanismo de periferia de placa responsable de esta dirección regional de esfuerzos (Bayona et al., 2006, 2010).

El rango temporal de la actividad para la zona de cizalla y el tensor regional NE-SW es difícil de restringir cronológicamente, pero es probable que haya iniciado antes de la cristalización y emplazamiento de los fundidos, teniendo en cuenta la presencia de fragmentos de milonitas en la Formación Bocas al oeste de la Falla de Bucaramanga (Ward et al., 1973) cuya edad corresponde al Triásico superior (Alarcón y Rodríguez, 2019), aunque no más antigua que 215 Ma según datos isotópicos que sugieren ausencia de extensión para el Macizo entre los ~ 240 a 215 Ma (van der Lelij et al., 2019); la actividad de este cizallamiento es posible que se haya extendido hasta finales del Mesozoico (Kammer y Sanchez, 2006, Sarmiento-Rojas et al., 2006; Cetina et al., 2019).

La orientación en superficie que presentan las fallas asociadas con el tensor NE-SW es subparalela con la orientación actual de la Falla de Bucaramanga y otras estructuras longitudinales en el Macizo (e.g. Falla de Guamalito o Falla de Lebrija, sentido de Velandia, 2017), por lo que se considera que la zona de cizalla de condiciones dúctiles a frágiles, con componentes de cizalla pura y simple (movimiento dextral-normal), fue la estructura precursora durante el Mesozoico para la Falla de Bucaramanga, consistente con las observaciones de Kammer et al. (2020) aunque en este caso con una orientación más NNW a N-S (ver figura 48A). Esta observación es consistente con resultados de análisis regionales que identifican igualmente un tensor NE-SW, que da un carácter dextral para la Falla de Bucaramanga durante esta época (Velandia, 2017).

### 9.1.3. *Cenozoico*

La evolución en este rango de tiempo se restringe a los eventos de deformación que afectaron las litologías formadas previamente.

- *Inversión tectónica y evolución de los tensores de esfuerzos*

El cambio en los regímenes de esfuerzos transtensivos y distensivos dominantes durante el Mesozoico del tensor NE-SW, a configuraciones transpresivas y compresivos (tabla 3), marcan el inicio de la inversión tectónica y el levantamiento topográfico del Macizo de Santander entre el Cretácico tardío-Paleoceno (70-60 Ma, Sarmiento, 2001; Montes et al., 2005; Cortés et al., 2006; Amaya, 2016; Siravo et al., 2019b; Amaya et al., 2020). Este levantamiento se ha relacionado con la reactivación contraccional e inversión cinemática de estructuras mayores formadas en el Mesozoico (Caballero et al., 2013; Amaya et al., 2020; Horton et al., 2020), por lo que la zona de cizalla transtensiva mencionada antes (paleo-Bucaramanga) puede haberse reactivado en este tiempo y bajo este campo de esfuerzos.

Es posible constreñir que la orientación de esfuerzos NE-SW que controló la inversión de la zona de cizalla transtensiva y el primer pulso de exhumación del Macizo, refleje la dirección de desplazamiento de bloques de arcos de isla (Jaillard et al., 2000) y de la Gran Provincia ígnea del Caribe (CLIP) que se acrecieron contra el margen occidental suramericano entre los 75 a 65 Ma (Parra et al., 2009; Villagómez et al., 2011; Villagómez y Spikings, 2013). La presencia limitada y en algunos sectores ausente de las estructuras que constituían la zona de cizalla transtensiva que se reconoce en el área de estudio (figuras 13,34), puede explicarse por este evento de inversión

tectónica, que generó sobreimposición cinemática, reorientación bajo el nuevo régimen de esfuerzos y estructuras neoformadas.

El tensor W-E se identificó como un tensor actual y por tanto posterior al tensor NE-SW de acuerdo con relaciones de corte observadas en campo (sección 8.3.5), pero orientaciones similares se han definido para eventos de exhumación registrados en el Macizo de Santander durante el lapso Eoceno tardío-Oligoceno (van der Lelij et al., 2016b; Velandia, 2017). Considerando eso, es coherente sugerir que este tensor operó inicialmente durante el Eoceno tardío-Oligoceno con regímenes principalmente transpresivos y de compresión atendiendo al orden como se obtuvieron en los análisis (tabla 2, tensor CJJE en figura 39). Este pulso de enfriamiento representa una exhumación en bloques asimétricos importante del Macizo de Santander con levantamientos incluso mayores a 10 km, y se relaciona con el inicio de la Falla de Bucaramanga (40 Ma, van der Lelij et al., 2016; 37 Ma, Amaya et al., 2017), reactivada de la previa zona de cizalla transtensiva.

La convergencia entre las placas de Nazca y Caribe con la placa Suramericana, puede asociarse con la dirección que muestra este tensor y el pulso de enfriamiento (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cortes et al., 2005). Las relaciones temporales entre el tensor NE-SW y el tensor E-W, permiten definir una rotación horaria para el campo de esfuerzos en este sector del Macizo, consistente con el sentido de rotación propuesto a manera más regional para el Macizo y zonas aledañas (Velandia, 2017; Cetina et al., 2019).

Sin embargo, otros autores sugieren que el inicio de la actividad de la actual Falla de Bucaramanga no se asocia con los pulsos de enfriamiento antes mencionados, sino que mediante

datos de huellas de fisión en Apatitos (AFT) y Zircones (ZFT), y datación (U-Th)/He, se considera que empezó hacia el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (hasta ~ 17 Ma) con un pulso de enfriamiento/exhumación de mayor magnitud (comparado con los anteriores) para el Macizo de Santander, configurando así la estructura inicial de la Falla de Bucaramanga y las elevaciones topográficas actuales del Macizo de Santander, al menos para el SW del Macizo (Velandia, 2017; Amaya et al., 2020). Este levantamiento se considera fue asimétrico, dividiendo en dos bloques regionales al Macizo - Bloque E y Bloque W de la Falla de Bucaramanga - con un levantamiento más acelerado y de mayor magnitud para el Bloque E (Amaya, 2016; Amaya et al., 2020) y una migración gradual del levantamiento hacia el SE (Velandia, 2017).

Se sugiere que el campo de esfuerzos regional que operó durante esta época era el tensor E-W definiendo un movimiento en transpresión (sinistral-inverso). El mecanismo de periferia de placas responsable de estos campos de esfuerzos se atribuye con la colisión del Arco Panamá-Chocó (Taboada et al., 2000; van der Lelij et al., 2016b; Amaya et al., 2017; Amaya et al., 2020).

- *Configuración tectónica y estado de esfuerzos actual en la Sección Cepitá de la Falla de Bucaramanga.*

El marco tectónico actual de la Falla de Bucaramanga para parte de su tramo sur (sección de Cepitá, sentido de Velandia, 2017) es dominado por el tensor de dirección E-W, el cual mediante relaciones de campo se sugiere es actual, operando desde el Eoceno-Mioceno temprano y luego reactivado hacia el Mioceno tardío-Pleistoceno por un pulso de exhumación de gran aceleración y magnitud (25°C/Ma) a lo largo de la Falla de Bucaramanga (Velandia, 2017), aunque

más notorio a lo largo de fallas oblicuas NE-NNE (Shagam et al., 1984; Villamizar, 2017; Amaya et al., 2020).

La configuración de las fallas longitudinales y trazos subsidiarios a lo largo del corredor de la falla soportan las ideas de que es una estructura evolucionada y con una marcada cinemática sinistral desde vista de planta (figuras 13,34), consistente con resultados previos para la zona (Villamizar, 2014; Velandia, 2017). El tensor E-W regional se ajusta con este movimiento, aunque con variaciones locales que generan direcciones de tensores N-S y NW-SE (figura 48B, C), segunda y tercera orientación más predominante en el área, respectivamente (tabla 3). Las relaciones de corte observadas para el tensor NW-SE (sección 8.3.5) y la dirección  $\sigma_1=105^\circ$  obtenida en el análisis morfoestructural corroboran un estado activo para este tensor.

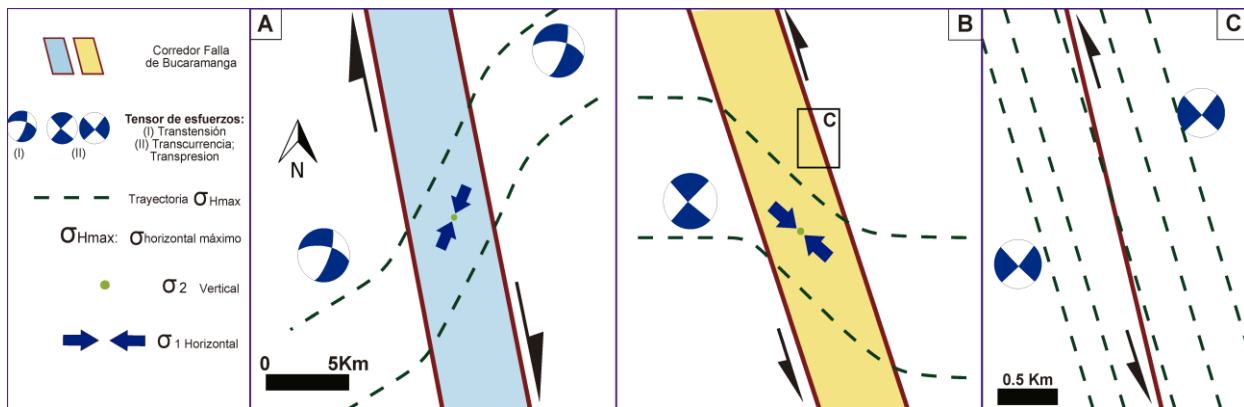
Variaciones locales de los esfuerzos de campo lejano a lo largo de sistemas rumbo deslizantes regionales se han reconocido en algunos lugares del mundo - Sistema de Fallas de San Andreas en California-(e.g. Zoback et al., 1987; Hardebeck y Hauksson, 1999), de manera general a lo largo de zonas de falla (Fossen, 2010), e igualmente se han sugerido para la Falla de Bucaramanga (Velandia, 2017; Velandia et al., 2020).

En vista de eso, las direcciones del  $S_{hmax}$  variando entre  $161-180^\circ$  (tensor N-S) que son casi paralelas con la orientación regional de la Falla (Irving, 1971; Toro, 1990) (figura 48C), pueden explicarse mediante estos mecanismos de tracción o arrastre a lo largo del trazo principal. Así mismo, estos resultados son consistentes con los rasgos de las zonas más próximas a los trazos principales de cizalla, donde se presentan normalmente las mayores tasas de deformación (Davis et al., 2011). Sin embargo, la ausencia de relaciones de corte entre los planos que se vinculan con

el tensor N-S y los otros tensores, no permite que descartemos que este tensor sea reactivado bajo la tectónica actual y que haya operado en el Mesozoico (tensor CJJ1A; tabla 5) como lo sugiere Velandia (2017).

**Figura 48**

*Representación esquemática en vista de planta de los tensores de esfuerzo en la zona de estudio y su relación con el corredor de la Falla de Bucaramanga.*



*Nota.* (A) Corredor del trazo paleo-Bucaramanga mostrando un movimiento dextral en planta producto del tensor NE-SW de campo lejano en transtensión; en el corredor o zona de cizalla, el tensor varía localmente a NNE-SSW. (B) Movimiento sinistral actual para la Falla en su tramo sur, y trayectorias del tensor regional E-W; en el corredor de la falla, el tensor varía localmente a direcciones NW-SE. (C) Detalle del recuadro en (B) donde se muestra la variación en los límites del corredor de falla (trazos principales), dando lugar al tensor N-S. Dihedros blancos en balones de playa indican compresión.

Fallas con un marcado movimiento inverso vistas desde perfil (Figura 37), soportan el comportamiento transpresivo y la estructura en flor positiva definida a lo largo de la Falla de

Bucaramanga (Velandia, 2017; Velandia et al., 2020). En ese sentido, los tensores E-W en compresión (e.g. tensores CJJ14A, CJJE) explican la cinemática de las zonas más someras de los “splays”. La estructura en flor positiva reconcilia las vergencias al E y al W que arrojan algunas soluciones de falla del tensor E-W (e.g. tensores CJJ3B, CJJ14A).

Los análisis de SPO que muestran elipsoides de deformación finita con formas oblatas (T variando entre 0.139 a 0.571) y planos XY de alto ángulo hacia el sur (muestras JJ15 y JJ42 en tabla 7) pueden sugerir igualmente un ambiente transpresional para el corredor de falla, con la combinación de componentes coaxiales y no coaxiales (Sanderson y Marchini, 1984; modelo tipo B en Fossen y Tikoff, 1998). A pesar de que las lineaciones (eje X) no muestran inclinaciones subverticales u horizontales, los altos ángulos de la foliación son considerados parámetros confiables para definir una deformación transpresional (Fossen y Tikoff, 1998 y referencias allí contenidas).

Las orientaciones de los planos XY (WSW-ENE) en los elipsoides, son cercanas, aunque no idénticas a la orientación SW-NE definida en campo para la foliación  $S_n$  (Figura 30B). Un estado activo para esta foliación, producto de procesos de "reactivación" (e.g. Bell, 1986; Passchier y Trouw, 2005) bajo mecanismos de deformación progresiva no coaxial que operaron desde el Mesozoico (posteriores a la formación de la fábrica  $S_n$ ) hasta el presente, pueden explicar este desajuste en la orientación. En ese caso, las evidencias de campo con indicadores cinemáticos dextrales como sinestrales enlazados con los planos  $S_n$  (Figuras 19A y 21), soportan estos procesos de reactivación.

Estructuras extensionales (e.g. venas de Qz, Ep) que muestran una orientación de extensión subparalela con el  $\sigma_3$  del tensor actual NW-SE (Figura 42), pueden haberse generado por la actividad hidrotermal y magmatismo desde el Mioceno tardío a Pleistoceno que se registra para el Macizo (Mantilla et al., 2013; Amaya, 2016). Aunque las direcciones de  $S_{hmax}$  ( $\sigma_1$ ) para el tensor E-W varían entre 74 a 107°, una dirección de 85° para el  $\sigma_1$  se sugiere para la zona, considerando que esta dirección es la que se obtiene con el análisis morfoestructural, además que es muy similar a la dirección  $S_{hmax}=82^\circ$  obtenida en el análisis total de los datos (tensor CJA en Tabla 2).

## 9.2 Condiciones de deformación e implicaciones en la exhumación del corredor de la falla

Los resultados obtenidos no permiten constreñir las condiciones P-T y la profundidad en la que se generaron las rocas que afloran en la zona de estudio. En ese sentido, a falta de datos petrográficos, o análisis de geotermobarometría, solo es tentativo restringir las condiciones de deformación.

El cizallamiento transtensivo que se reporta, alcanza condiciones dúctiles deformando rocas migmatíticas posiblemente formadas a temperaturas cercanas a 800°C durante el Paleozoico inferior como ya se mencionó. No obstante, migmatitas asociadas a los eventos regionales del Triásico-Jurásico, y asociadas con un metamorfismo de baja presión/altas temperaturas se han reconocido hacia la región central del Macizo (Zuluaga et al., 2017) por lo que no se descarta que la edad de estas rocas pueda corresponder a este evento. En vista de eso, la inyección de los fundidos (neosomas) producto de la fusión parcial de las rocas del basamento, pudo ocurrir de manera sintectónica y subparalela con el flujo no coaxial del cizallamiento, generando estructuras en condiciones dúctiles (figura 19C) con temperaturas cercanas a ~ 740°C (e.g. Zuluaga et al.,

2017), que representarían la mayor profundidad de la zona de cizalla. Verificar la temporalidad de estas rocas requiere de datos adicionales que van más allá del alcance de los objetivos propuestos.

Se sugiere que estas condiciones dúctiles se extendieron hasta valores de temperatura por debajo de los 320°C, considerando las características de campo de granitoides que muestran deformación por cizalla simple comenzando en un estado magmático (Figura 23) y probablemente finalizando en un estado sólido (granodiorita milonitizada, Figura 19B), y las temperaturas de enfriamiento para los plutones definidas por van der Lelij et al. (2016b). Estos valores termales muestran que la temperatura no fue el mecanismo principal de deformación dúctil, por lo que altas tasas de deformación tuvieron probablemente más influencia. La máxima profundidad definida por esta zona de cizalla se sugiere debió ser mucho menor que en condiciones de gradientes geotermales normales (~ >25 km para neises migmatíticos, Scholz, 1988; Fossen y Cavalcante, 2017).

Los rasgos de deformación frágil-dúctil y semi-frágil visibles ampliamente en rocas metapelíticas y granitoides, pueden haberse generado en condiciones de temperatura entre 300-450° considerando el alto contenido de cuarzo y/o feldespatos en estas rocas y las temperaturas sugeridas para la transición frágil-dúctil en estas litologías (e.g. Scholz, 1988; Fossen y Cavalcante, 2017), así como la mineralogía observada en las metapelitas (e.g. zona del granate y biotita) consistente con los rangos de T definidos por otros autores (300-500°C, Bucher y Grapes, 2011). Para gradientes geotermales entre los 20-30°/Km, los rangos de profundidad bajo estos regímenes de esfuerzo pueden haberse dado entre los 10 a 18 km aproximadamente (Sibson, 1977; Scholz, 1988; Fossen, 2010; Fossen y Cavalcante, 2017).

Las condiciones de deformación observadas, desde frágil a dúctil, son similares tanto para el movimiento transtensivo del trazo paleo-Bucaramanga como para el movimiento transpresivo vinculado con la actividad actual de la falla, por lo que es coherente sugerir que la reactivación y sobreimposición de estructuras ocurrió a lo largo del corredor o zona de daño de la estructura principal.

En el marco transpresivo actual que se define para el corredor de la falla, la exhumación de las rocas formadas a profundidad fue acomodada por el componente coaxial (cizalla pura), que es más eficiente para desplazamientos verticales (Fossen y Tikoff, 1998 y referencias allí contenidas).

Rocas de falla de regímenes frágiles (brechas no cohesivas en Figura 32A) que topográficamente están cercanas con granodioritas milonitizadas (Figuras 13 y 19B), mesoestructuras como pliegues sin raíz y foliaciones S/C' en cataclasitas foliadas (Figura 27B1) que ocurren hacia el sur relativamente adyacentes a zonas con acusada deformación dúctil, y los resultados de OPF que reflejan un cambio gradual en el régimen de esfuerzo de norte a sur, pasando de transtensión a transpresión respectivamente, soportan en conjunto que una exhumación asimétrica pudo ocurrir a lo largo del corredor de falla.

En ese caso, una partición del movimiento vertical en zonas estrechas con grados metamórficos contrastantes, delimitadas por trazos subsidiarios, puede sugerirse considerando los resultados de otros estudios para condiciones de deformación similares (e.g. Fossen y Tikoff, 1998; Forero-Ortega et al., 2020). Estructuras de régimen frágil como fallas que muestran orientaciones subparalelas a paralelas con foliaciones metamórficas formadas en régimen dúctil-frágil (figuras

24,37) soportan procesos de sobreimposicion y retrabajamiento de estructuras precursoras, como se ha sugerido por otros autores (Butler et al., 2008; Massironi et al., 2011; Papeschi et al., 2018). Lo anterior, favorecería que rocas de falla de mayores profundidades estén topográficamente en contacto con rocas de menor profundidad, lo cual es consistente con el mecanismo de exhumación asimétrica que se sugiere.

Los máximos levantamientos reportados desde el Oligoceno a lo largo de la falla en el sector SW del Macizo (~ 5km para el bloque E) (Siravo et al., 2019b) comparable con el diferencial de levantamiento topográfico entre ambos bloques de la falla (Amaya et al., 2020), no son suficientes para haber exhumado hasta superficie las rocas migmatíticas descritas arriba, por lo que pulsos de exhumación más antiguos deben considerarse, posiblemente desde el Eoceno tardío en el sentido de van der Lelij et al. (2016b) o Amaya et al. (2017).

## 10. Conclusiones

La Falla de Bucaramanga se considera como una estructura reactivada que operó inicialmente desde el Mesozoico. Un movimiento transtensivo favorecido por un tensor NE-SW, en un marco tectónico regional de subducción oblicua durante el Triásico-Jurásico, generó una zona de cizalla de orientación NNW a N-S posiblemente alcanzando rangos de profundidad de zonas de migmatitas. Se sugiere que la reactivación tectónica subsecuente a este evento transtensivo, no modificó la orientación de las estructuras que constituían esta zona de cizalla.

El marco tectónico actual del corredor de la Falla de Bucaramanga en la sección de Cepitá es controlado por un tensor de esfuerzos regional E-W a 85°, bajo un régimen general de transpresión. La disposición que presentan algunas fallas de rumbo vistas desde planta, soportan el modelo transpresivo sinistral para la Falla de Bucaramanga. Igualmente, fallas NNW con desplazamiento oblicuo (inverso con componente sinistral), vistas desde perfil, son consistentes con la estructura en flor positiva de la Falla de Bucaramanga, y representan en este caso los trazos subsidiarios más próximos al eje de simetría de esta estructura.

Los tensores N-S y NW-SE representan variaciones locales en la dirección del tensor regional E-W, relacionadas con las mayores tasas de deformación esperadas a lo largo del corredor de la falla y como efecto de la tracción y deslizamiento ejercido por los bloques.

La historia exhumativa del corredor de la Falla de Bucaramanga puede restringirse a diferentes pulsos de exhumación, operando posiblemente desde el Eoceno Tardío (~ 40 Ma), prolongándose y continuando hasta el presente. Estos pulsos con tasas específicas de exhumación son dominados por el componente coaxial (cizalla pura) de la deformación, generando probablemente levantamiento de forma asimétrica, de manera análoga a la exhumación asimétrica que muestran los Bloques E y W de la falla.

Elipsoides de deformación finita de formas prolatas, con foliaciones y lineaciones por estiramiento (*stretching lineations*) subhorizontales en el norte, que coexisten con elipsoides de formas oblatas y foliaciones subverticales en el sur, corroboran que eventos de transtensión y transpresión han ocurrido para el corredor de la Falla de Bucaramanga, e igualmente la existencia de mecanismos de exhumación asimétrica para este sector del Macizo.

Las orientaciones de esfuerzo definidas para el corredor de la Falla de Bucaramanga al SW del Macizo de Santander se correlacionan con desplazamientos de bloques regionales y de periferia de placas, e igualmente con eventos tectónicos de exhumación reportados para la Cordillera Oriental y la región de los Andes del Norte.

## **11. Recomendaciones**

Realizar estudios microtectónicos y petrográficos en las rocas de falla que afloran en la zona de estudio y a lo largo del corredor de la falla, de modo que puedan estimarse con más precisión los mecanismos de deformación, los rangos P-T y fases de deformación (mediante relaciones matriz-porfiroblastos) de las rocas, y su relación con los eventos deformativos que se establecen para este sector del Macizo.

Hacer estudios geocronológicos en las litologías que contienen indicadores cinemáticos consistentes con la orientación regional de la zona de cizalla de movimiento dextral, con el fin de establecer una edad más precisa para este evento regional.

Realizar estudios mesoestructurales y de tensores de esfuerzo en las unidades litoestratigráficas que temporalmente son coetáneas con las edades propuestas para el cizallamiento transtensivo (e.g. Grupo Plutónico de Santander, Formación Jordán), con el fin de

identificar si estos rasgos de deformación se extienden a lo largo del Macizo o solo están localizados a lo largo de sus estructuras principales.

El estudio de enclaves y xenolitos como indicadores temporales de la actividad de la zona de cizalla transtensiva. Rasgos microtectónicos de deformación no coaxial en los enclaves magmáticos máficos y xenolitos que ocurren en los cuerpos intrusivos de forma paralela al corredor de la Falla de Bucaramanga, que sean consistentes con los atributos descritos a escala mesoscópica para el cizallamiento transtensivo, pueden tomarse como indicadores temporales del inicio de este cizallamiento.

Efectuar dataciones radiométricas mediante métodos U-Pb en los diques máficos e intermedios que ocurren en la zona de estudio, de modo que sea posible restringirlos temporalmente con mayor precisión y correlacionarlos con los eventos de deformación que han ocurrido para el Macizo de Santander y con la Cordillera Oriental en un contexto más regional. Incluso, en diques sin minerales adecuados para llevar a cabo este método, técnicas de datación U-Pb indirectas (e.g. Rasmussen y Fletcher, 2002) o Ar/Ar (e.g. Verati y Jourdan, 2014) pueden ser igualmente útiles para este propósito.

### Referencias Bibliográficas

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. Deformation of the Continental Crust. Geological Society of London, Special Publications 272, 303-319.
- Alarcón, C.M., Rodríguez, J.G. (2019). Estratigrafía, facies y paleoambientes de sedimentación de la Formación Jordán: un registro fluvio-lacustre con incidencia de actividad volcánica. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 130 p.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D. (2012). Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press.
- Amaya, S. (2012). Caracterización petrográfica y petrológica de los neises, migmatitas y granulitas del Neis de Bucaramanga en el Macizo de Santander, Departamento de Santander. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 130 p.
- Amaya, S. (2016). Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, Departamento de Santander. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 174 p.
- Amaya, S., Zuluaga, C.A., 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* 282-283, 388-402.
- Amaya-Ferreira, S., Zuluaga, C.A., Bernet, M. (2020). Different levels of exhumation across the Bucaramanga Fault in the Cepitá area of the southwestern Santander Massif, Colombia: Implications for the tectonic evolution of the northern Andes in northwestern South America. In: Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene*

– Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 17 p.

Anderson, E.M. (1951). The dynamics of Faulting. Oliver & Boyd, Edinburgh 195(1).

Anderson, V.J., Saylor, J.E., Shanahan, T. M., Horton, B.K. (2015). Paleoelevation records from lipid biomarkers: Application to the tropical Andes. *Bulletin*, 127(11-12), 1604-1616.

Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research* 89(7), 5835–5848.

Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103(2), 363–376.

Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P.L.(Editors), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53–100.

Archanjo, C.J., Campanha, G.A.C., Salazar, C.A., Launeau, P., 2012. Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabric of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 101, 731–745.

Audemard, F.E., Audemard, F.A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics* 345, 299–327.

Audemard, F.A., Castilla, R. (2016). Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: a successful trial. *Journal of South American Earth Sciences* 71, 309–319.

- Barbarin, B. (1988). Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint Julien-la-Verre Monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 49–59.
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, 155-177.
- Bartlett, W. L., Friedman, M., Logan, J.M. (1981). Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics* 79(3-4), 255-277.
- Bayona, G., Rapalini, A., Costanzo-Alvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. *Earth, planets and space* 58(10), 1255-1272.
- Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J., Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K–Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences* 29(4), 817–831.
- Beach, A. (1975). The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics* 28, 245-263.
- Bell, T. H. (1986). Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *Journal of Metamorphic Geology* 4(4), 421-444.
- Bell, T.H., Etheridge, M.A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* 6, 337–348.

- Blenkinsop, T.G. (2000). Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., Vargas, R. (1989). La falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia Andina. *Geología Norandina* 11, 3-10.
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology* 43, 33-62.
- Borradaile, G.J., Werner, T. (1994). Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics* 235, 223–248.
- Botero-García, M., Marín-López, S.P., Vinasco-Vallejo, C.J. (2015). Shape Preferred Orientation (SPO) methodology for oriented hand specimens of rock and outcrops through digital image processing. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 38, 5-13.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96, 109-117.
- Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., Schmid, R. (2007). Structural terms including fault rock terms. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, 14 p.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. 8 ed. Londres: Springer Heidelberg Dordrecht. 428p.
- Burbank, D., Anderson, R. (2001). Tectonic geomorphology. First edition. Blackwell Science publishing, 274 p.
- Butler, R.W.H., Bond, C.E., Shipton, Z.K., Jones, R.R., Casey, M. (2008). Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. *Journal of the Geological Society* 165(2), 449-452.
- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., Quintero, I. (2013). Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick-skin orogens: a case study in the Magdalena

Valley, Colombia. In: Nemčok, M., Mora, A. R., Cosgrove, J. W.(eds), Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion. Geological Society, London, Special Publications, 377, 343-367.

Caine, J. S., Evans, J. P., Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24(11), 1025-1028.

Campbell, C.J. (1965). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. *Transactions, 4th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad*, 247–261.

Cardozo, N., Allmendinger, R.W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51, 193 – 205.

Carrillo, E., Bernal, L. (1992). Identificación de amenazas en la cuenca del Río Perchiquez, Cepitá, Santander, Colombia. *Primeras jornadas sísmicas del Nordeste Colombiano. Memoria, Bucaramanga*, 20 p.

Casas, A.M., Gil, I., Simón, J.L. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos* 46(5-6), 385–398.

Castellanos A, Ó. M., Ríos R, C. A., Takasu, A. (2008). A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with PT paths of the Barrovian-type Silgará Formation at the Central Santander Massif, Colombian Andes. *Earth Sciences Research Journal* 12(2), 125-155.

Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern Andean Block, in Bartolini, C., Buffler, R. T., Blickwede, J. eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 815-848.

- Cetina, L. M., Velandia, F., Patiño-Sanabria, H.A. (2019). Análisis de deformación al occidente del Anticlinorio de Los Yariquíes-Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología* 41(3), 31-56.
- Chester, F.M., Friedman, M., Logan, J.M. (1985). Foliated cataclasites. *Tectonophysics* 111, 139–146.
- Chester, F.M., Logan, J.M. (1987). Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology* 9(5-6), 621-634.
- Chester, F.M., Evans, J.P., Biegel, R.L. (1993). Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98(B1), 771-786.
- Christie-Blick, N., Biddle, K. (1985). Deformation and basin formations along strike-slip faults. In: Biddle, K., Christie-Blick, N. (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogistics. Special Publication 37, 1-34.
- Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A., Spicer, R.A. (2010). *Geological Field Techniques*. John Wiley & Sons, UK, 323 pp.
- Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, J., Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin* 79 (10), 1421-1443.
- Cordani, U.G., Cardona, A., Jiménez, D.M., Liu, D., Nutman, A.P. (2005). Geochronology of Proterozoic inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En: Vauhghan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication 246, 329–346.

- Correa, A.M., Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G. (2016). Batolito de Mogotes. Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Servicio Geológico Colombiano, 148 p.
- Cortés, M., Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29-58.
- Cortés, M., Angelier, J., Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics* 24 (1).
- Cortés, M., Colletta, B., Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 437–465.
- Coward, M.P., Kim, J.H. (1981). Strain within thrust sheets. *Geological Society Special Publication* 9, 275-292.
- Cuellar, M., López, J., Osorio, J., Carrillo, E. (2012). Análisis estructural del segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar – Colombia. *Boletín de Geología* 34 (2), 73 – 101.
- Daconte, R., Salinas, R. (1980). Geología de la Plancha 76 Ocaña. Escala 1: 100.000. Ingeominas. Bucaramanga.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., Kluth, C.F. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. Third edition. John Wiley & Sons, Inc. 839 p.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, K., Ruzhich, V., San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1–38.

- Delvaux, D., Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (Nieuwland D. Ed.). Geological Society, London, Special Publications 212, 75-100.
- Diaz, E.E., Salcedo, S. (2014). Estudio estructural del Granito de Pescadero entre el sector de Pescadero y Cepitá, Santander. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 152 p.
- Diederix, H., Torres, E., Hernández, C., Botero, P. (2008). Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosimológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga. Informe interno Ingeominas 85 p.
- Diederix, H., Hernández, C., Torres, E., Osorio, J., Botero, P. (2009). Resultados preliminares del primer estudio paleosimológico a lo largo de la Falla de Bucaramanga. XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa. Memorias 18 p.
- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295(1–2), 187-197.
- Dutta, D., Mukherjee, S. (2019). Opposite shear senses: Geneses, global occurrences, numerical simulations and a case study from the Indian western Himalaya. *Journal of Structural Geology* 126, 357-392.
- Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H., Torres, C. (2014). Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 8-21.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology* 3, 51–65.

- Evans, J.P., Chester, F.M. (1995). Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: Inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100(B7), 13007-13020.
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., Withjack, M. O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32(11), 1557-1575.
- Forero-Ortega, A.J. (2018). Tectonic Compartmentation of an área in the Ribeira Belt, between Itapeva and Ribeirão Branco (SP): Itaiacoca Group and Bairro dos Prestes Formation. MSc. Thesis, Geosciences Institute, University of São Paulo, 130 p.
- Forero-Ortega, A.J., Campanha, G.A.C., Faleiros, F.M., Yogi, M.T.A.G. (2020). Pure shear-dominated transpression and vertical extrusion in a strike-slip fault splay from the Itapirapuã Shear Zone, Ribeira Belt, Brazil. *Tectonophysics* 786 (228455)
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 463 p.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G. (2017). Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews* 171, 434-455.
- Fossen, H., Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics. *Journal of Structural Geology* 15, 413-422.
- Fossen, H., Tikoff, B. (1998). Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society, London, Special Publications* 135(1), 15-33.
- Freitas de, M., Froncolin, J., Cobbold, O. (1997). The structure of the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia. VI Simposio Bolivariano “Exploración petrolera en las cuencas subandinas”. Cartagena. *Memorias* II, 38-41.

- Fusseis, F., Handy, M.R., Schrank, C. (2006). Networking of shear zones at the brittle to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain). *Journal of Structural Geology* 28, 1228
- Gaines, R.V., Skinner, H.C.W., Foord, E.E., Mason B., Rosenzweig A. (1997). *Dana's New Mineralogy*. New York: John Wiley & Sons, Inc., New York, 1819 p.
- Galvis, M.A. (2016). Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 213 p.
- García, C., Ríos, C., Castellanos, Ó.M.A. (2005). Medium-pressure metamorphism of the Silgará Formation in the central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: constraints for a collision model. *Boletín de Geología* 27(2), 43-68.
- García-Ramírez, C.A., Casadiegos-Agudelo, L., Castellanos-Meléndez, M.P. (2019). Petrology and geochemistry of the Silgará Schists in the Silos área, Santander Massif, Colombia. *DYNA* 86 (209), 271-280.
- Gleason, G. C., Tullis, J. (1995). A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics* 247(1), 1-23.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper 750-D, D44-D49.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N., Jiménez, D., Tejada, M., Sepúlveda, M., Osorio, J., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., Mora, M. (2007). *Mapa y Atlas Geológico de Colombia*. Escalas 1:2'800.000, 1:1'000.000 y 1:500.000. Ingeominas.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A., Diederix, H. Compiladores. (2015). *Mapa Geológico de Colombia*. Escala 1:1'000.000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

- González, J., Jiménez, G. (2015). Análisis estructural y características microtectónicas de un segmento de la Falla de Bucaramanga en los alrededores del corregimiento de Umpalá, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 184 p.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M. (2004). Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology* 26, 739-763.
- Hadizadeh, J., Rutter, E. H. (1983). The low temperature brittle-ductile transition in a quartzite and the occurrence of cataclastic flow in nature. *Geologische Rundschau* 72(2), 493-509.
- Hanmer, S., Passchier, C.W. (1991). Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 1-71.
- Hardebeck, J. L., Hauksson, E. (1999). Role of fluids in faulting inferred from stress field signatures. *Science* 285(5425), 236-239.
- Higgins, M.W. (1971). Cataclastic rocks. Geological Survey Professional Paper 687. United States Government Printing Office. Library of Congress catalog-card No. 71-1472 611932.
- Hirth, G., Tullis, J. (1994). The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B6), 11731-11747.
- Hodgson, C. J. (1989). The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4(3), 231-273.
- Homberg, C., Schnyder, J., Roche, V., Leonardi, V., Benzaggagh, M. (2017). The brittle and ductile components of displacement along fault zones. Geological Society, London, Special Publications 439, 395-412.
- Horton, B.K., Parra, M., Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the sedimentary record. In: Gómez, J. and Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of*

Colombia, Volume 3 Paleogene-Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales 37, 22 p.

Ibañez, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., Mora, A.R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research* 191, 58-77

Irving, E.M. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico, Ingeominas* 19(2), 1-90.

Jaillard, E., Laubacher, G., Bengston, P., Dhondt, A.V., Bulot, L.G. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica–Lancones Basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 12(1), 51–68.

Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.

Jiang, D., White, J.C. (1995). Kinematics of rock flow and the interpretation of geological structures, with particular reference to shear zones. *Journal of Structural Geology* 17(9), 1249-1265.

Jiménez, G., Speranza, F., Faccena, C., Bayona, G., Mora, A. (2015). Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: evidence for 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 57, 12-22.

Kammer, A. (1993). Steeply Dipping Basement Faults and Associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geología Colombiana* 18, 47-62

Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana* 24, 29-53.

- Kammer, A., Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences* 21(4), 412-422.
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., Velásquez, A. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In: Gómez, J. and Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene-Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, *Publicaciones Geológicas Especiales* 37, 41 p.
- Keller, E.A., Pinter, N. (2002). *Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape*. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 362 p.
- Lagroix, F., Borradaile, G.J. (2000). Magnetic fabric interpretation complicated by inclusions in mafic silicates. *Tectonophysics* 325, 207–255.
- Launeau P., Bouchez J.L., Keith B. (1990). Shape preferred orientation of object population: automatic analysis of digitized images. *Tectonophysics* 180, 201-211.
- Launeau, P., Cruden, A.R. (1998). Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal Geophysical Research* 103, 5067–5089.
- Launeau P., Robin P.Y.F. (1996). Fabrics analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91-119.
- Launeau, P., Robin, P.Y.F. (2003a). SPO. Université de Nantes (France)/University of Toronto, Canadá. Available at <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>
- Launeau, P., Robin, P.Y.F. (2003b). ELLIPSOID. Université de Nantes (France)/University of Toronto, Canadá. Available at <http://www.sciences.univ.nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>.

- Launeau, P., Robin, P.Y.F. (2005). Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses—implementations and applications. *Journal of Structural Geology* 27, 2223–2233.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lmeyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R. (2002). *Igneous rocks. A Classification and Glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press, 254 p.
- León, L.A. (1991). Mapa Geológico del departamento de Santander. *Boletín de Geología* 20(35), 53-63.
- Lin, A. (1996). Injection veins of crushing-originated pseudotachylyte and fault gouge formed during seismic faulting. *Engineering Geology* 43(2-3), 213-224.
- Lister, G.S., Snoke, A.W. (1984). SC mylonites. *Journal of Structural Geology* 6(6), 617-638.
- Londoño, J.M., Quintero, S., Vallejo, K., Muñoz, F., Romero, J. (2019). Seismicity of Valle Medio del Magdalena basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 92, 565-585.
- López-Isaza, J.A., Cuellar, M.A., Osorio, J.A., Bernal, L.E., Cortés, E. (2008). Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del Municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología* 30(2), 79-92.
- López-Isaza, J.A., Zuluaga, C.A. (2020). Late Triassic to Jurassic magmatism in Colombia: Implications for the evolution of the northern margin of South America. In: Gómez, J., Pinilla-Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic.* Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, *Publicaciones Geológicas Especiales* 36, 40 p.

- Magloughlin, J.F., Spray, J.G. (1992). Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics* 204, 197–204.
- Mantilla, L.C., Ríos, C.A., Gelvez, J.R., Márquez, R.E., Ordoñez, J.C., Cepeda, S. (2003). Nuevas evidencias acerca de la presencia de una banda de cizallamiento en la secuencia metapelítica de la formación Silgará, sector Aratoca-Pescadero (Región suroccidental del Macizo de Santander). *Boletín de Geología* 25(40), 81-89.
- Mantilla, L.C., Bissig, T., Cottle, J., Hart, C. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences* 38, 1–12.
- Mantilla–Figueroa, L.C., Bissig, T., Valencia, V., Hart, C.J.R. (2013). The magmatic history of the Vetás–California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 235–249.
- Mantilla, L.C., García, C.A., Valencia, V. (2016a). Propuesta de escisión de la llamada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander) Colombia, a partir de edades U–Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología* 38(1), 33–47.
- Mantilla F., L.C., García R., C.A., Valencia, V.A. (2016b). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander, Cordillera oriental de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, 40(155), 320-336.
- Mantilla, L.C., García, C.A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología* 40(1), 123-144.

- Marrett, R., Allmendinger, R. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8), 973–986.
- Massironi, M., Bistacchi, A., Menegon, L. (2011). Misoriented faults in exhumed metamorphic complexes: rule or exception?. *Earth and Planetary Science Letters* 307(1-2), 233-239.
- Montes, C., Hatcher, D.Jr., Restrepo-Pace, P. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras–Girardot area, Colombia. *Tectonophysics* 399, 221–250.
- Moore, J. M. (1979). Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *Journal of the Geological Society of London* 136, 441 -452.
- Mora, A., Parra, M., Forero, G., Blanco, V., Moreno, N., Caballero, V. (2015). What drives orogenic asymmetry in the Northern Andes? A case study from the apex of the Northern Andes Orocline. En: Bartolini, C., Mann, P. eds. *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*. AAPG Memoir 108, 547-586.
- NASA – Alaska Satellite Facility. 2015. <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>.
- Naylor, M., Mandl, G., Sijpesteijn, C. (1986). Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8(7), 737-752.
- Northrup, C.J. (1996). Structural expressions and tectonic implications of general noncoaxial flow in the midcrust of a collisional orogen: the northern Scandinavian Caledonides. *Tectonics* 15, 490-505.
- Osorio, J.A., Hernández, C., Torres, E.M., Botero, P.A. (2008). Modelo geodinámico del Macizo de Santander. Informe interno de Ingeominas 152 p.

- Papeschi, S., Musumeci, G., Mazzarini, F. (2018). Evolution of shear zones through the brittle-ductile transition: The Calamita Schists (Elba Island, Italy). *Journal of Structural Geology* 113, 100-114.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3), 233–248.
- Paris, G., Sarria, A. (1986). Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano. Informe interno Ingeominas 48 p.
- París, G., Machette, M.N., Dart, R.L., Haller, K.M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. A project of International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. USGS. Scale 1:2'500.000. USGS Open-File Report 00-0284, 60 p.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R., González, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics* 28(4).
- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., Horton, B.K. (2012). Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust-belt hinterlands: Example from the Colombian Andes. *Geology* 40, 171–174.
- Passchier, C.W., Simpson, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 831–843.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media, 371 p.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A. (1990). *Field Geology of High Grade Gneiss Terrains*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 150 p.

- Paterson, M.S., Weiss, L. E. (1966). Experimental deformation and folding in phyllite. *Geological Society of America Bulletin* 77(4), 343-374.
- Pec, M., Stunitz, H., Heilbronner, R. (2012). Semi-brittle deformation of granitoid gouges in shear experiments at elevated pressures and temperatures. *Journal of Structural Geology* 38, 200–221
- Pennacchioni, G., Mancktelow, N.S. (2007). Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology* 29, 1757-1780.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9(5-6), 597-608.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 56 p.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 786-813
- Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of structural Geology* 2(1-2), 83-99.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1983). *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 p.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London, 400 p.
- Rasmussen, B., Fletcher, I. R. (2002). Indirect dating of mafic intrusions by SHRIMP U–Pb analysis of monazite in contact metamorphosed shale: an example from the Palaeoproterozoic Capricorn Orogen, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 197(3-4), 287-299.
- Reber, J.E., Lavier, L.L., Hayman, N. W. (2015). Experimental demonstration of a semi-brittle origin for crustal strain transients, *Nature Geoscience* 8, 712–715.

- Restrepo-Pace, P.A. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph.D Thesis, University of Arizona.
- Restrepo-Pace, P.A., Cediel, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences* 29(4), 764-771.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz J., Gehrels, G., Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 427–441.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: ein Beitrag zum Problem der “Fiederspälten”: *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie*, Part B, 354-368.
- Robin, P.Y.F. (2002). Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses— theory. *Journal of Structural Geology* 24, 531–544.
- Rodrigues, S.W.O., Archanjo, C.J., Launeau, P. (2009). Determinação da orientação preferencial de forma (OPF) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). *Revista Brasileira de Geociências* 39(3), 435-451.
- Rodríguez, C., González, G. (1976). Geología de la parte norte del Macizo de Santander y algunas consideraciones sobre la falla de Santa Marta-Bucaramanga. Carta Técnica No. 33, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 85 p.
- Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M.I., Correa, A.M. (2018). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Monzogranito de Santa Bárbara. Servicio Geológico Colombiano, 96 p.

- Rossello, E. (2012). La sintaxis tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia): evidencias morfotectónicas de su cinemática. XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.
- Royero, J.M., Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. Memoria explicativa. Ingeominas 92 p.
- Rutter, E.H. (1986). On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics* 122, 381-387.
- Salazar, C.A. (2010). Anisotropia de susceptibilidade magnética dos plútons Riberão Branco, Sguário e Capão Bonito e implicações tectônicas para a Faixa Ribeira (Domínio Apiaí, SP). Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. p. 165
- Sanderson, D., Marchini, O. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Sarmiento, L. (2001). Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. PhD. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 296 p.
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences* 21(4), 383-411.
- Sawyer, E. W., Brown, M. (2008). Working with migmatites. Mineralogical Association of Canada. Short Course Volume Series 38.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J. (2007). How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, 22 p.
- Schmid S.M., Handy M.R. (1991). Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: Müller D.W., McKenzie J.A., Weissert H. (eds.)

Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics. Academic Press, London, 339–361.

Scholz, C.H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* 77, 319-328.

Scholz, C.H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, 471 p.

Schreurs, G. (1994). Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology* 22(6), 567-570.

Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vargas, R., Rodriguez, G.I., Pimentel, N. (1984). Tectonic implications of Cretaceous–Pliocene fission-track ages from rocks of the circum-Maracaibo Basin region of western Venezuela and eastern Colombia. *Geological Society of America Memoir* 162, 385–412.

Shimamoto, I., Ikeda Y. (1976). A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal methods. *Tectonophysics* 36, 315-317.

Siachoque, A. (2015). Mecanismos de alojamento e deformação da fácies albíta granito do Plúton Madeira, Mina Pitinga (AM). *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Amazonas*, 114 p.

Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society (London)* 133(3), 191-213.

Sibson, R.H. (1983). Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society* 140(5), 741-767.

Simón, J.L. (2019). Forty years of paleostress analysis: has it attained maturity? *Journal of Structural Geology* 125, 124-133

Simpson, C., De Paor, D.G. (1993). Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* 15(1), 1-20

- Siravo, G., Faccenna, C., G rault, M., Becker, T.W., Fellin, M.G., Herman, F., Molin, P. (2019a). Slab flattening and the rise of the Eastern Cordillera, Colombia. *Earth and Planetary Science Letters* 512, 100-110.
- Siravo, G., Fellin, M.G., Faccenna, C., Maden, C. (2019b). Transpression and the build-up of the Cordillera: the example of the Bucaramanga fault (Eastern Cordillera, Colombia). *Journal of the Geological Society*, Accepted Manuscript. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-054>.
- Smith, J.V. (1996). Geometry and kinematics of convergent conjugate vein array systems. *Journal of Structural Geology* 18, 1291-1300.
- Snoke, A.W., Tullis, J.A., Todd, V.R. (Eds.). (1998a). *Fault-related rocks: A Photographic Atlas*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 617 p.
- Snoke, A.W., Tullis, J.A. (1998b). An overview of fault rocks. In Snoke, A.W., Tullis, J.A., Todd, V.R. (Eds.), *Fault-related rocks: a Photographic Atlas*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 3-18 p.
- Snyder, D.B., Kjarsgaard, B.A. (2013). Mantle roots of major Precambrian shear zones inferred from structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada. *Lithosphere* 5, 539–546
- Sperner, B., M ller, B., Heidbach, O., Delvaux, D., Reinecker, J., Fuchs, K. (2003). Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project. *Geological Society, London, Special Publications* 212, 101–116
- Sperner, B., Zweigel, P. (2010). A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics* 482, 29-41.
- Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists* 12, 1–33.

- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5), 787-813.
- Toro, J. (1990). The Termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia. M.Sc. Thesis, University of Arizona, Tucson.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2), 157-171.
- Tripathy, V., Saha, D. (2013). Plate margin paleostress variations and intracontinental deformations in the evolution of the Cuddapah basin through Proterozoic. *Precambrian Research* 235, 107-130.
- Trouw, R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. (2010). Atlas of Mylonites and related microstructures. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 305 p.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz B, J., Mehnert, H.H., Cebula, G.T. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin* 85(2), 273-284.
- Tullis, J.T., Snoke, A.W., Todd, V.R. (1982). Significance of petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology* 10, 227-230.
- 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* 28, 133-153.
- Urueña, C.L. (2014). Metamorfismo, Exhumación y Termocronología del Neis de Bucaramanga. (Macizo de Santander, Colombia). Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 191 p.

- Urueña-Suárez, C., Zuluaga, C.A. (2011). Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas – Santander. *Geología Colombiana* 36, 37-55.
- 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. PhD thesis, Université de Genève, 221 p.
- van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A. (2016a). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* 31, 271–294.
- van der Lelij, R., Spikings, R., Mora, A. (2016). Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos* 248-251, 220–239.
- van der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., Mora, A. (2019). Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana. *Gondwana Research* 66, 227-245.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., Téllez, N. (1981). Geología de las planchas 136 Málaga y 152 Soatá Cuadrángulo I-13. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. Ingeominas.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., Téllez, N. (1984). Geología de la Plancha 136 Málaga. Ingeominas.
- Vásquez, M., Altenberger, U., Romer, R. L., Sudo, M., Moreno-Murillo, J. M. (2010). Magmatic evolution of the Andean Eastern Cordillera of Colombia during the Cretaceous: Influence of previous tectonic processes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 171-186.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Mainprice, D. (2012). Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics* 558–559, 1–27.

- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes LANDSAT TM. *Boletín de Geología* 27(1), 81-94.
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. Tesis de doctorado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 222 p.
- Velandia, F., Bermúdez, M.A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology* 115, 190–207.
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M.A. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology* 137 (104087).
- Verati, C., Jourdan, F. (2014). Modelling effect of sericitization of plagioclase on the  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronometers: implication for dating basaltic rocks and mineral deposits. Geological Society, London, *Special Publications* 378(1), 155-174.
- Vernon, R.H. (2004). A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 650 p.
- Villagómez, D., Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos* 168, 228–249.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125(3-4), 875-896.

- Villamizar, N. (2014). Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander. Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 118 p.
- Villamizar, N. (2017). Historia de exhumación del Bloque Este de la Falla de Bucaramanga usando termocronología de baja temperatura, Santander, Colombia. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 130 p.
- Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology* 59(2), 118-130.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz, B.J., Jaramillo, C.L., Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. U.S. Geological Survey e Ingeominas. *Boletín Geológico XXI* (1-3), 132.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., Gómez, E. (1977). Mapa geológico del cuadrángulo H-12 Bucaramanga. Escala 1:100.000. Ingeominas.
- Wesson, R., Helley, E., Lajoie, K., Wentworth, C. (1975). Faults and future earthquakes. In: Borchardt, R.D. (eds.) *Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay Region*. U.S. Geological Survey, Professional Paper 941-A, 5-30.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Humphreys, F.J. (1980). On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2(1-2), 175-187.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.
- Winter, J.D. (2013). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education, 738 p.

- Woodcock, N., Schubert, C. (1994). Continental strike-slip tectonics. In: Hancock, P. (eds.) Continental deformation. Pergamon Press, New York, 251-263.
- Zapata, G., Correa, A.M., Rodríguez, G., Arango, M.I. (2016). Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Granito de Pescadero. Servicio Geológico Colombiano, 55 p.
- Zoback, M.L. (1992). First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Journal Geophysical Research* 97, 11703–11728.
- Zoback, M. D., Zoback, M.L., Mount, V.S., Suppe, J., Eaton, J.P., Healy, J.H., Wong, I.G. (1987). New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science* 238(4830), 1105-1111.
- Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., 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* 274-275, 123–146.
- Zuluaga, C.A., López, J.A. (2018). Ordovician Orogeny and Jurassic Low-Lying Orogen in the Santander Massif, Northern Andes (Colombia). In: Cedié, F., Shaw, R.P. (editors), *Geology and Tectonics of northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean junction*. Series: *Frontiers in Earth Sciences*, Springer, 195-250.