

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CARACTERÍSTICAS MICROTECTÓNICAS DE UN  
SEGMENTO DE LA FALLA BUCARAMANGA EN LOS ALREDEDORES DEL  
CORREGIMIENTO UMPALÁ, SANTANDER**

**JENIFER VIVIANA GONZÁLEZ TORRES  
GABRIEL JIMENÉZ VELANDIA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIA FÍSICO-QUÍMICA  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BUCARAMANGA  
2015**

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CARACTERÍSTICAS MICROTTECTÓNICAS DE UN  
SEGMENTO DE LA FALLA BUCARAMANGA EN LOS ALREDEDORES DEL  
CORREGIMIENTO UMPALÁ, SANTANDER**

**TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
MODALIDAD: INVESTIGACIÓN**

**AUTORES**

**JENIFER VIVIANA GONZÁLEZ TORRES**

**GABRIEL JIMENÉZ VELANDIA**

**DIRECTOR**

**JULIÁN ANDRÉS LÓPEZ ISAZA**

**GEÓLOGO MSc.**

**CODIRECTOR**

**GEORGINA GUZMÁN OSPITIA**

**GEÓLOGO PhD.**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIA FÍSICO-QUÍMICA  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BUCARAMANGA**

**2015**

## DEDICATORIA

*A Dios porque siempre puso en el camino las personas indicadas y porque es el motor fundamental de mi vida.*

*A mi esposo Freddy A. Duarte D. por su confianza y apoyo durante una de las etapas más importantes de mi vida, por brindarme siempre la fortaleza para no rendirme y por enseñarme que Dios tiene un propósito para todos y que en la vida nada sucede por casualidad.*

*A mis padres Hugo A. González y Onofre Torres que con su esfuerzo y dedicación me convirtieron en la persona que soy y me apoyaron siempre en mis decisiones.*

*A mi hermanita Moníca J. González, que siempre confió en mis capacidades para llevar a cabo mis metas.*

*A mis hermosos sobrinos Johan León y Juan León a los que dedico este triunfo para que siempre recuerden que con disciplina, esfuerzo y perseverancia se logran los sueños.*

*A mi mejor amigo Gabriel Jiménez que me enseñó que la paciencia es una virtud y que no hay cosas imposibles para quienes tienen metas en la vida.*

*A mi director de proyecto Julián López que me enseñó que ser bueno no es suficiente, que siempre podemos ser mejores.*

*Jenifer Viviana González*

## DEDICATORIA

*A Dios por ser la luz y la fuerza en mi camino.*

*A mi padre Bernardo Jiménez por todos sus consejos, su apoyo en momentos difíciles y su motivación al decirme que un ciclista para ser campeón debe perder muchas carreras.*

*A mi madre Crisanta Velandía, por su profundo amor y sacrificio el cual ha hecho de mí un gran ser humano.*

*A mi hermana por ser una motivación más en mi vida para ser cada día mejor y por recordarme siempre que quiere verme llegar lejos.*

*Al científico Colombiano Raúl Cuero de quien no solo aprendí biología sintética, sino también una manera universal de ver el mundo.*

*Gabriel Jiménez Velandía*

## **AGRADECIMIENTOS**

Al geólogo Msc. Julián Andrés López, por sus consejos, enseñanzas y acompañamiento durante la realización de todas las etapas del proyecto.

A la docente Georgina Guzmán por su acompañamiento en el desarrollo del proyecto.

Al grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada GIBGA, en especial al docente Carlos A. Ríos. R. por su colaboración, confianza y apoyo en el laboratorio de microscopía de la Universidad Industrial de Santander Ubicado en parque tecnológico de Guatiguará.

A Luis Eduardo Garrido por la asistencia prestada durante la etapa de preparación de muestras.

A todos los docentes de la escuela de geología que con sus conocimientos aportaron información valiosa para nuestro desarrollo académico.

A los habitantes del corregimiento Umpalá, por la hospitalidad y confianza que nos dieron durante el desarrollo de la fase de campo.

A Julio Rodríguez, por facilitarnos las herramientas a utilizar en campo.

A José L. González Tolosa y José L. González Montañez por su acompañamiento en la fase de campo.

A Diana L. Serrano por su colaboración en la fase de laboratorio de microscopía de luz transmitida.

## CONTENIDO

	Pág
INTRODUCCIÓN .....	19
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	20
2. JUSTIFICACIÓN .....	22
3. OBJETIVOS.....	23
3.1 OBJETIVO GENERAL .....	23
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	23
4. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	24
5. ANTECEDENTES.....	26
6. MARCO TEÓRICO .....	31
6.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS DE FALLA .....	34
6.2 MECANISMOS DE DEFORMACIÓN Y MICROESTRUCTURAS .....	40
6.3 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN .....	43
6.4 ENSAYO DE COMPRESIÓN SIMPLE O UNIAXIAL .....	45
6.5 CRITERIOS DE ROTURA.....	46
6.6 MÉTODOS DE MUESTREO PARA LA CARACTERIZACIÓN DE FRACTURAS .....	49
6.6.1 Parámetros de fracturas .....	49
6.6.2 Métodos de mediciones de fracturas .....	51
7. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	54
8. MARCO TECTÓNICO .....	66
9. METODOLOGÍA.....	72
10. GEOMORFOLOGÍA Y TECTÓNICA .....	75
10.1 VALLE DEL RÍO UMPALÁ .....	75
10.2 HOMBREIRA.....	77
10.3 SILLA DE MONTAR O SILLETA DE FALLA.....	77
10.4 GANCHO DE FALLA O GANCHO DE FLEXIÓN .....	77
10.5 DESPLAZAMIENTO DE BLOQUES .....	80
10.6 DESLIZAMIENTOS .....	80
10.7 ESTRUCTURAS LOCALES .....	82
10.7.1 Pliegues por fracturamiento.....	82
10.7.2 Zona de cizalla.....	84
10.7.3 Estructura de similitud a chimeneas de hadas.....	87
10.7.4 Estructura Concéntrica.....	88
10.7.5 Diaclasa en pluma .....	89
10.8 ROCAS DE FALLA, FALLAMIENTO E INDICADORES CINEMÁTICOS .....	91

10.8.1 Brecha de falla.....	91
10.8.2 Zona de falla.....	91
10.8.3 <i>Gouge</i> o harina de falla.....	91
10.8.4 Estructuras en forma de textura facoidal.....	93
10.8.5 Falla.....	94
10.8.6 Estrías (Líneas de deslizamiento).....	95
10.8.7 Surcos de falla.....	95
11. ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ROCAS DE FALLA.....	97
11.1 ANÁLISIS DE DENSIDAD E INTENSIDAD DE FRACTURA.....	97
11.2 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS ESTRUCTURALES.....	105
11.3 ENSAYO DE COMPRESIÓN UNIAXIAL.....	120
11.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS EN LA SIMULACIÓN DE COMPRESIÓN UNIAXIAL.....	127
12. PETROGRAFÍA.....	133
12.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DEL GRANITO DE PESCADERO.....	141
13. MICROTÉCTONICA.....	150
13.1 DEFORMACIONES MICROTTECTÓNICAS.....	150
13.1.1 Cataclasis.....	150
13.1.2 Bandas kink.....	150
13.1.3 Extinción ondulosa.....	151
13.1.4 Window structure.....	152
13.1.5 Micas tipo <i>Fish</i> .....	152
13.1.6 Maclas de Deformación.....	152
13.1.7 Microfisuras.....	153
13.1.8 Bahías de reacción o Contacto penetrativo.....	153
13.1.9 Lamelas de deformación.....	154
13.1.10 Microvenas.....	154
13.1.11 Microbrechas.....	154
13.1.12 Placas de vidrio.....	155
13.1.13 Esferulitos.....	155
13.1.14 Microfallas.....	156
14. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM).....	157
15. DISCUSION.....	160
16. CONCLUSIONES.....	167
17. RECOMENDACIONES.....	171
BIBLIOGRAFÍA.....	172
ANEXOS [ver carpeta adjunta]	

## LISTA DE FIGURAS

	Pág
Figura 1. Zona de estudio..	24
Figura 2. Fallas geológicas.....	32
Figura 3. Indicadores cinemáticos. ....	33
Figura 4. Estriaciones profundas.....	34
Figura 5. Sección transversal esquemática de la corteza.....	36
Figura 6. Modelo conceptual de la estructura de una zona de falla .....	37
Figura 7. Modelo de zona de falla de la corteza continental .....	38
Figura 8. Esquema de Sibson que ilustra los perfiles de resistencia al cizallamiento. .	40
Figura 9. Representación de la Ley de Hooke.....	44
Figura 10. Representación del ensayo de compresión uniaxial para un núcleo de roca. .....	46
Figura 11. Representación del Círculo de Mohr .....	47
Figura 12. Criterio de Rotura de Coulomb.....	48
Figura 13. Estados de tensión según la envolvente de rotura .....	48
Figura 14. Patrón de fracturas.....	50
Figura 15. Muestreo <i>scanline</i> .....	52
Figura 16. Patrón de trazado de fractura con el círculo de muestreo.....	53
Figura 17. Mapa geológico y tectónico del Macizo de Santander.....	55
Figura 18. Corte sección transversal de las fallas Bucaramanga, Servitá y Chucarima al sur del Macizo de Santander. ....	56
Figura 19. Esquema tectónico del Macizo de Santander.....	57
Figura 20. Sectores del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga.....	69
Figura 21. Ubicación de las Fallas Umpalá y Falla del Río Perchiquez. ....	70
Figura 22. Valle del Río Umpalá. ....	76
Figura 23. Panorámica del valle del Río Umpalá.....	76
Figura 24. Hombreira o “ <i>structural bench</i> ” .....	78
Figura 25. Silleta de montar .....	78
Figura 26. Silla de montar en roca granítica cataclástica.....	79
Figura 27. Gancho de falla o gancho de flexión .....	79
Figura 28. Movimiento de bloques a lo largo del margen izquierdo de la vía Salado- Umpalá.....	80
Figura 29. Caída de boque.....	81
Figura 30. Deslizamientos.....	81

Figura 31. Deslizamientos y obras de mitigación tipo gaviones .....	82
Figura 32. Pliegue ubicado cerca de las minas de fluorita de Umpalá .....	83
Figura 33. Pliegue.....	83
Figura 34. Modelo <i>Riedel</i> .....	84
Figura 35. Zona de cizalla.....	85
Figura 36. Fractura de cizalla.....	86
Figura 37. Bloque-diagrama .....	86
Figura 38. Estructuras de similitud a chimeneas de hadas.....	87
Figura 39. Estructura concéntrica en roca granítica cataclástica .....	88
Figura 40. Agregado dendrítico de pirolusita.....	89
Figura 41. Diaclasa en pluma .....	90
Figura 42. Brecha de falla en roca cataclástica .....	92
Figura 43. Zona de falla .....	92
Figura 44. <i>Gouge</i> de falla.....	93
Figura 45. Estructuras en forma de textura facoidal .....	94
Figura 46. Falla .....	94
Figura 47. Estrías de falla .....	95
Figura 48. Surcos de falla o estriaciones profundas.....	96
Figura 49. Fracturas presentes en la estación VG_Umpalá_005 .....	97
Figura 50. Gráficas de Intensidad, Densidad y Tamaño.....	100
Figura 51. Representación del patrón de intensidad de fracturamiento.....	102
Figura 52. Representación del patrón de intensidad de fracturamiento.....	102
Figura 53. Intensidad de fracturamiento .....	103
Figura 54. Estaciones que presentan el mismo valor de intensidad .....	103
Figura 55. Estación VG_Umpalá_011 .....	104
Figura 56. Diagramas rosa .....	106
Figura 57. Ilustración esquemática del fallamiento en cuña tectónica .....	108
Figura 58. Geometría óptima de un sistema de interacción de fallas.....	108
Figura 59. Densidad de lineaciones de planos de falla.....	109
Figura 60. Factor de peso ( <i>Weight</i> ) asignado a cada componente del sistema total de fallas.....	110
Figura 61. Tensor de esfuerzo generado a partir método de fallamiento en cuña .....	111
Figura 62. Histograma de compatibilidad de datos asociados al tensor de esfuerzos. ....	112
Figura 63. Tensor de esfuerzos optimizado .....	112
Figura 64. Resultados del método de Gauss.....	113
Figura 65. Esquema que relaciona el tensor de esfuerzos obtenido con la cinemática de la Falla Bucaramanga .....	114

Figura 66. Diagrama de rosas .....	114
Figura 67. Diagrama de Mohr .....	115
Figura 68. Diagrama de Mohr .....	116
Figura 69. Regímenes tectónicos representados en red estereográfica y círculo de Mohr.....	117
Figura 70. Relación entre el ángulo de fricción interna y el máximo esfuerzo principal. ....	118
Figura 71. Histogramas de compatibilidad.....	119
Figura 72. Proyección estereográfica de fallas residuales.....	120
Figura 73. Máquina Universal de Baldwin .....	121
Figura 74. Caras del cubo de roca cataclástica.....	122
Figura 75. Diagrama de rosas de los planos de falla preexistentes en el cubo .....	123
Figura 76. Gráfica esfuerzo-deformación.....	124
Figura 77. Cubo de roca granítica antes y después del ensayo de compresión uniaxial. ....	125
Figura 78. Caras del cubo de roca cataclástica después del ensayo de compresión uniaxial .....	126
Figura 79. Cubo a simular.....	128
Figura 80. Mallado estructurado. ....	129
Figura 81. Resultado del análisis estático .....	130
Figura 82. Resultado del análisis estático, deformaciones unitarias.....	131
Figura 83. Orientación en la toma de muestras .....	134
Figura 84. Muestra orientada .....	134
Figura 85. Diagrama que representa los porcentajes minerales de la zona de estudio. ....	138
Figura 86. Muestra VG_UMPALÁ_012_24.....	139
Figura 87. Diagrama que representa los valores de Pseudotaquilita y carbonato. ....	140
Figura 88. Cuarzo (Qz) gráfico-vermicular (granofírico).....	142
Figura 89. Plagioclasa (Pl) zonada con alteración a sericita (Ser). ....	142
Figura 90. Minerales esenciales presentes en el Granito de Pescadero .....	143
Figura 91. Cristal de moscovita (Ms) con colores de interferencia altos.....	144
Figura 92. Alteración de Sericita (Ser) en cristales de plagioclasas (Pl).....	144
Figura 93. Clorita (Chl). ....	145
Figura 94. Granitoide rico en cuarzo.....	146
Figura 95. Sienogranito. ....	147
Figura 96. Granodiorita.....	148
Figura 97. Tonalita .....	149
Figura 98. Características microtectónicas .....	151

Figura 99. Características de deformación .....	152
Figura 100. Microfisuras.....	153
Figura 101. Características de deformación .....	154
Figura 102. Microvenas y microbrechas .....	155
Figura 103. Vena de pseudotaquilita (Pst) .....	155
Figura 104. Microfallas.....	156
Figura 105. Secciones delgadas con venas de pseudotaquilita (SEM).....	157
Figura 106. Sistema de fracturas tipo placa de vidrio.....	158
Figura 107. Variación composicional.....	158
Figura 108. Análisis semicuantitativo de venas de pseudotaquilita.....	159
Figura 109. Morfología de microlitos grupo esferulitas.....	164
Figura 110. Corte A-A', representa un estilo estructural en flor positiva.....	166

## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág</b>
Tabla 1. Rocas de fallas (en zonas frágiles). .....	35
Tabla 2. Clasificación textural de rocas de falla. ....	39
Tabla 3. Relación entre mecanismos de deformación y microestructuras. ....	42
Tabla 4. Parámetros de fractura. ....	51
Tabla 5. Principales eventos geológicos del Macizo de Santander.....	62
Tabla 6. Tratamiento de datos, utilizando el método <i>Circular Estimator</i> . ....	98
Tabla 7. Medidas de tendencia central y desviación estándar.....	99
Tabla 8. Datos de planos preexistentes y venillas en cubo de roca cataclástica. ....	122
Tabla 9. Datos experimentales para obtener el módulo de Young.....	124
Tabla 10. Parámetros geomecánicos empleados en la simulación. ....	127
Tabla 11. Clasificación de muestras .....	135
Tabla 12. Porcentaje mineral. ....	138
Tabla 13. Porcentajes de pseudotaquilita (Pst) y carbonatos.....	140

## **LISTA DE ANEXOS**

Anexo A. Mapa Geológico.

Anexo B. Mapa Geológico Umpalá con Fallas.

Anexo C. Poligonal Diagrama Rosas.

Anexo D. Poligonal Estaciones.

Anexo E. Poligonal Estimador Circular.

Anexo F. Poligonal Estructuras Locales.

Anexo G. Datos Estructurales.

Anexo H. Informe Simulación.

**[NOTA: ESTOS ANEXOS PUEDEN SER CONSULTADOS EN LA BIBLIOTECA UIS -  
SALA BASE DE DATOS]**

## RESUMEN

### TITULO:

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CARACTERÍSTICAS MICROTTECTÓNICAS DE UN SEGMENTO DE LA FALLA BUCARAMANGA EN LOS ALREDEDORES DEL CORREGIMIENTO UMPALÁ, SANTANDER\*

### AUTORES:

JENIFER VIVIANA GONZÁLEZ TORRES  
GABRIEL JIMENÉZ VELANDIA\*\*

### PALABRAS CLAVES:

Falla Bucaramanga, Granito de Pescadero, rocas de falla, pseudotaquilitas, microestructuras.

La Falla Bucaramanga es una falla regional que imprime características deformativas observables a pequeña y gran escala. El presente estudio comprende la zona de daño de un segmento de la Falla Bucaramanga a la altura del corregimiento Umpalá. Ésta zona se caracteriza por presentar estructuras de deformación frágil impresas en rocas ígneas graníticas, evidenciadas por textura cataclástica, con variaciones en el grado de fracturamiento, disminución en el tamaño de grano, brechas tectónicas, estructuras facoidales y zona de gouge. Así mismo la ocurrencia de pseudotaquilitas asociadas a rocas cataclásticas evidencian el carácter paleosísmico de la Falla Bucaramanga en los alrededores del corregimiento Umpalá.

A partir de datos de diaclasas, venas, planos de falla, toma de muestras orientadas y secciones delgadas se realizó la caracterización del segmento en estudio de la Falla Bucaramanga y se complementó con el uso de software geológico, petrografía, método "circular estimator", ensayo de compresión uniaxial y simulación con método de elementos finitos. Esta caracterización permite realizar un análisis estructural de la roca cataclástica en términos cualitativos y cuantitativos y así establecer su relación con la Falla Bucaramanga. De este modo se comprobó que en el área de estudio la falla de mayor influencia es la Falla Bucaramanga y no la Falla Umpalá, siendo evidenciado estadísticamente por los resultados obtenidos a partir del procesamiento de datos.

---

\* Trabajo de Grado Modalidad Investigación.

\*\* Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Julián Andrés López Isaza, Msc. Codirector: Georgina Guzmán Ospitia, PhD.

## ABSTRACT

### TITTLE:

STRUCTURAL ANALYSIS AND MICROTTECTONIC CHARACTERISTICS OF A SEGMENT OF THE BUCARAMANGA FAULT AROUND THE TOWNSHIP OF UMPALÁ, SANTANDER \*

### AUTHORS:

JENIFER VIVIANA GONZÁLEZ TORRES  
GABRIEL JIMENÉZ VELANDIA \*\*

### KEYWORDS:

Bucaramanga Fault, Pescadero Granite, fault rocks, pseudotachylites, microstructures.

The Bucaramanga Fault is a regional fault that imprints observable deformational features in small and large scales along the Pescadero Granite Formation. This study involves the damaged zone of a segment of the Bucaramanga Fault around the Umpalá Township. This area is characterized by brittle deformational structures in granitic igneous rocks, with variations in fracturing and grain size, showing tectonic breccias, phacoidal structures and gouge zone. Pseudotachylite occurrence associated with cataclastic rocks show the paleoseismic characteristics of the Bucaramanga Fault near the Township of Umpalá.

Based on the data of joints, veins, fault planes, oriented samples, and thin sections, this study characterizes a segment of the Bucaramanga Fault, which is complemented using geologic software, petrography, the circular estimator method, uniaxial compression test, and simulations with the finite elements method. This characterization allows a structural analysis of the cataclastic rocks in a qualitative and quantitative way, and establishes a relationship with the Bucaramanga Fault.

---

\* Grade Work Modality Investigation.

\*\* School of Geology. Faculty of Physical Chemical Engineering. Universidad Industrial de Santander. Director: Julián Andrés López Isaza, Msc. Codirector: Georgina Guzmán Ospitia, PhD.

## INTRODUCCIÓN

El presente trabajo busca caracterizar la zona de daño de un segmento de la Falla Bucaramanga en los alrededores del Corregimiento de Umpalá. Este segmento se encuentra atravesando rocas Pre-Cámbricas de la Formación Gneis de Bucaramanga y rocas Jurásicas de la Formación Granito de Pescadero, este último caracterizado por presentar deformación frágil evidenciada en rocas de falla de la serie brechas y cataclasitas que evidencian la ocurrencia de mecanismos de deformación a diferente escala, donde el principal es la cataclasis. El carácter paleosísmico de este segmento es indicado por la presencia de pseudotaquilitas, las cuales aparecen a lo largo de la zona de estudio emplazadas en cataclasitas de protolito granítico, y se constituyen como el segundo reporte de la ocurrencia de pseudotaquilitas para el Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga, las cuales se habían descrito a la altura del Municipio de Pailitas en el Departamento del Cesar.

El objetivo principal de este trabajo de investigación es caracterizar la zona de daño de la Falla Bucaramanga mediante un análisis estructural a escala macroscópica y microscópica, determinando de manera cualitativa y cuantitativa las características de deformación que imprime la falla en la roca granítica adyacente a su trazo. Para ello se realizó el tratamiento de datos estructurales tomados a lo largo de la vía Salado-Umpalá con el fin de establecer el tensor de esfuerzos relacionado a la tectónica transpresiva de la Falla Bucaramanga. De igual manera se realizó un ensayo de compresión uniaxial y una simulación del mismo con el fin de comprender cuantitativamente el estado actual de las rocas afectadas en relación a aquellas de composición similar ubicadas en zonas estables sin influencia de fallas.

## 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Macizo de Santander es una zona tectónicamente activa, influenciada principalmente al sur occidente por la actividad de la Falla Bucaramanga. Debido a su compleja dinámica, la cual se ve influenciada no sólo por la Falla Bucaramanga sino por la compleja interacción tectónica que da lugar al Bloque Maracaibo, se han realizado estudios que permiten comprender los diferentes procesos y eventos geológicos de carácter regional que han tenido lugar hasta la actualidad. Sin duda estos procesos son evidenciados por un fuerte control estructural con el desarrollo de rasgos geomorfológicos tales como lomos de presión, control de corrientes de agua, escarpes, caídas de roca y ocurrencia de deslizamientos.

Geológicamente la zona de estudio se encuentra dominada por la unidad litoestratigráfica denominada como Granito de Pescadero, la cual se observa fuertemente afectada por la influencia de la Falla Bucaramanga y en parte por la Falla Umpalá, dando lugar a evidencias de deformación frágil, caracterizada por un alto grado de fracturamiento y cataclasis. La Falla Bucaramanga al occidente del Macizo de Santander ha sido estudiada regionalmente por Ward *et al.* (1973) y localmente por Cuéllar (2007), Cuéllar y López (2008), López *et al.* (2008), Osorio *et al.* (2008), y Cuéllar *et al.* (2012). Sin embargo, en el sector de Umpalá, no se han realizado estudios microtectónicos y microestructurales detallados que evidencien las características de deformación que imprime la Falla Bucaramanga en las unidades que atraviesa, caracterizando así su zona de daño y por ende sus facies deformacionales.

Es por ello que se hace necesario un estudio detallado que permita comprender la relación estructural entre la Falla Bucaramanga y el Granito de Pescadero, aflorante a lo largo de vía Salado-Umpalá.

Este estudio no sólo pretende aportar conocimiento acerca de la geología estructural de la zona, sino también procura contribuir al planeamiento y desarrollo de obras civiles y estudios geotécnicos posteriores, que pueden tener lugar a lo largo de la vía Salado – Umpalá.

## 2. JUSTIFICACIÓN

La interacción entre la Falla de Bucaramanga al sur, la Falla Algarrobo en el centro y la Falla de Santa Marta al norte, define el Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga, el cual corresponde al rasgo estructural más importante del noreste Colombiano (Ujueta, 2003). La Falla Bucaramanga, en el sector de Umpalá, se caracteriza superficialmente por afectar rocas ígneas intrusivas y metamórficas de alto grado, imprimiéndoles alta intensidad de fracturamiento, donde su trazo principal es evidenciado por rasgos geomorfológicos como lomos de presión, silletas, control de causes, escarpes, caída de rocas y ocurrencia de deslizamientos.

Por otro lado, el conocimiento estructural de los macizos rocosos se constituye como un insumo necesario en la determinación de amenazas geológicas así como en el diseño de obras civiles, e igualmente facilita la comprensión de los procesos geológicos y geomorfológicos modeladores de relieve.

Este proyecto pretende determinar las características estructurales del área, definiendo además del estilo estructural de la Falla de Bucaramanga en este sector, las características microtectónicas y de fracturamiento, con el fin de alcanzar un mejor conocimiento del macizo rocoso como componente principal para estudios geotécnicos y diseños de obras civiles, además de aportar a la comprensión del comportamiento estructural de la Falla de Bucaramanga en este sector.

### **3. OBJETIVOS**

#### **3.1 OBJETIVO GENERAL**

- Realizar el análisis estructural y determinar las características microtectónicas de un segmento de la Falla de Bucaramanga en los alrededores del Corregimiento Umpalá, Santander.

#### **3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Diferenciar los tipos de fracturas presentes en la zona de estudio, teniendo en cuenta la clasificación de McClay (1987) y analizar la tendencia preferencial de las mismas.
- Clasificar las rocas de falla que componen la zona de daño de la Falla de Bucaramanga.
- Caracterizar microscópicamente los mecanismos de deformación operantes en las rocas afectadas por la Falla de Bucaramanga en el sector de Umpalá.
- Definir el estilo estructural del trazo de la Falla de Bucaramanga en el sector de Umpalá, Santander.
- Determinar el tensor de esfuerzos local, que permita relacionar las estructuras presentes en la zona con la actividad tectónica de la Falla de Bucaramanga.

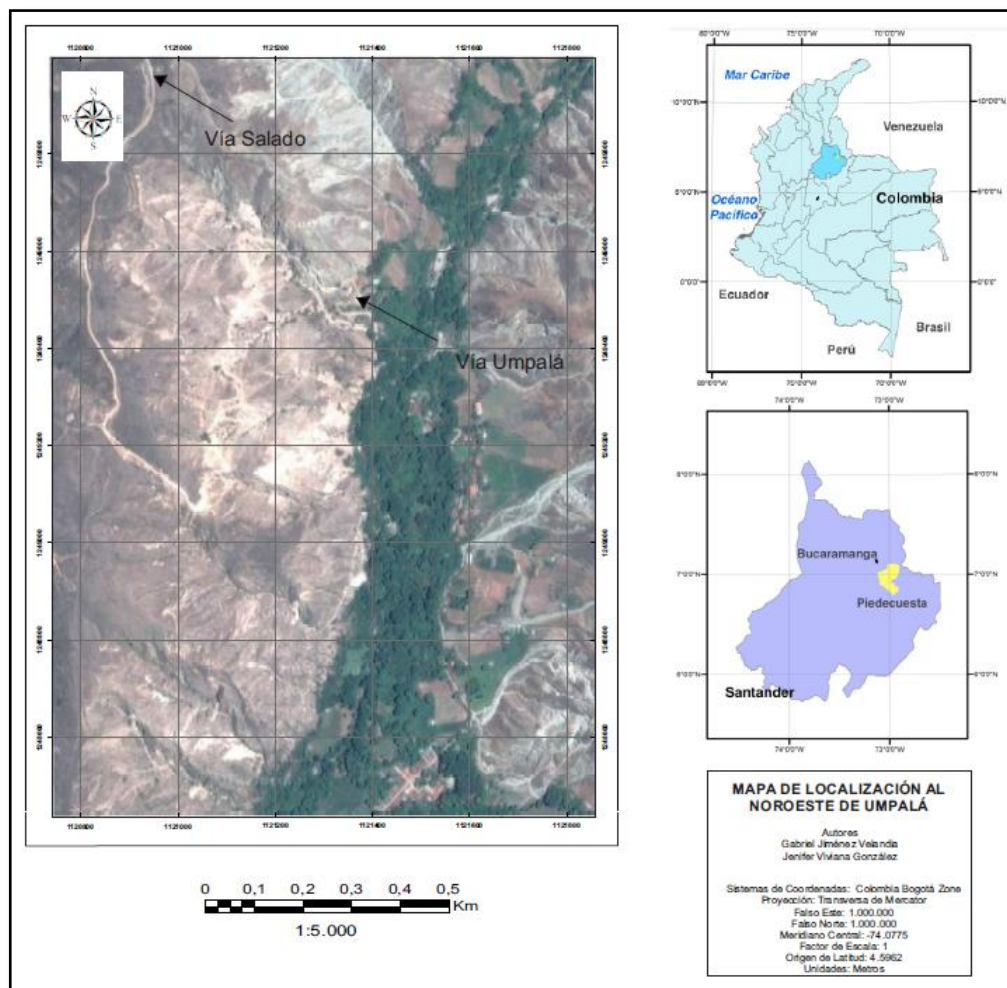
#### 4. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra localizada en el Macizo de Santander al sur-sureste del Municipio de Piedecuesta (Figura 1). La zona se encuentra comprendida entre las coordenadas planas de Gauss (datum Bogotá Central):

X= 1'120.800    X=1'121.400

Y= 1'249.650    Y=1'249.150

**Figura 1.** Zona de estudio. Imagen satelital al norte del Corregimiento Umpalá.



**Fuente.** SIGOT y Google Earth (2014).

Estas coordenadas se encuentran incluidas en la Plancha Topográfica 121-III-C del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y la Plancha Geológica 121 Cerrito del Servicio Geológico Colombiano (antiguo INGEOMINAS), la cual comprende la unidad litoestratigráfica Granito de Pescadero, caracterizada por la actividad tectónica de la Falla Bucaramanga.

La vía de acceso principal a la zona de estudio es la carretera que comunica al Municipio de Piedecuesta con el Municipio de San Gil, con desvío en el Balneario Quince Letras (Km 14), por carretable que conduce al Corregimiento Umpalá.

## 5. ANTECEDENTES

El Macizo de Santander ha sido objeto de estudio en diferentes investigaciones, como consecuencia de la necesidad de comprender la historia geológica documentada en las rocas que lo conforman. El macizo ha sido afectado por diferentes eventos geológicos que se han impreso en las características petrográficas, geoquímicas, geomorfológicas y estructurales.

Este trabajo se desarrolla en un sector ubicado al sur del Macizo de Santander. A continuación se exponen algunos estudios que hacen referencia a este sector.

Mantilla *et al.* (2001), en su trabajo denominado “Estudio de los fluidos hidrotermales asociados a las mineralizaciones de fluorita. Sector Cepitá-Pescadero, Macizo de Santander”, concluyó que los filones de fluorita en el área Cepitá-Pescadero son el resultado de una alteración hidrotermal que se impuso sobre el Granito de Pescadero, principalmente en algunos puntos de sus zonas marginales. Resalta que estas soluciones hidrotermales no guardan relación directa con procesos tardíos que pudieron ocurrir durante las etapas finales de cristalización del Granito de Pescadero y que la fluorita se precipita a partir de un fluido acuoso con  $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$  como sales disueltas.

En un estudio posterior, Mantilla y Mesa (2002), realizan una investigación titulada “Estudio geoquímico de elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés) en las fluoritas de las minas Palestina (Municipio de Cepitá) y el Llanito (Municipio de los Santos) en el Departamento de Santander: Aporte al conocimiento del modelo genético”, y concluyen que los filones de fluorita de las minas el Llanito y Palestina, localizadas en el área del Cañón del Chicamocha, son el resultado de eventos sucesivos de apertura y relleno de cavidades, en los cuales se han formado distintas variedades de fluorita. A partir de la textura sintaxial del filón, establecieron que las fluoritas

violetas (púrpuras) son las más antiguas, seguidas por aquellas de tonalidades verde-grisácea y verde claro, también deducen a partir de arcnigramas de Elementos de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés) normalizados al condrito (C1), que las tres variedades de fluorita y la muestra del granito alterado entorno a la mineralización presentan semejanzas entre sí, principalmente por la presencia de anomalías negativas en Ce y Eu, sugiriendo que en el proceso de alteración hidrotermal, durante el cual se formaron los filones de fluorita, hubo una participación importante de aguas marinas.

Dos años después Mantilla *et al.* (2004), publican el libro “Contribución al origen de los depósitos de fluorita y de la historia hidrotermal del flanco suroeste del Macizo de Santander, Colombia”, donde exponen las mineralizaciones de los filones que contienen fluorita, la mineralogía de la roca encajante, las estructuras de deformación y los geofluidos que intervinieron en la historia hidrotermal de este sector del macizo. Concluyen que las estructuras de deformación dúctil hacen parte de una banda de cizallamiento desarrollada en condiciones extensionales, que en su zona más interna presenta venas de cuarzo que evidencian la circulación de fluidos calientes migratorios a lo largo de este tramo. Así mismo determina que las mineralizaciones de fluorita presentan tres etapas de apertura y relleno, la primera de nucleación cuarzo-fluorita, la segunda de barita-galena-cuarzo y la tercera de cerusita por alteración de la galena. También deducen a partir de los estudios de inclusiones fluidas, que las mineralizaciones de fluorita corresponden al último evento hidrotermal registrable en esta zona del Macizo de Santander.

Por otro lado Osorio *et al.* (2008) en su publicación “Modelo geodinámico del Macizo de Santander”, separa en bloques el macizo en base a sus características geomorfológicas, llevando a cabo un análisis morfotectónico en cada uno de estos bloques. Así mismo propone un esquema de mecanismo de deformación de cizalla simple para la Falla Bucaramanga, basado en el promedio de foliaciones y clivajes en

distintos puntos del Macizo de Santander. Concluye que el Sistema de Fallas Bucaramanga es simétrico con dos planos convergentes de foliación o bandeamiento preferentes que al intersectarse forman pliegues con cierres agudos y obtusos de forma circular, “*sheet folds*”, tanto en superficie como en profundidad. Además definen una rotación antihoraria de 20° causada por la cizalla simple del Sistema de Fallas Bucaramanga, a partir de la premisa que las estructuras de rotación (es decir las “S”) se forman inicialmente a 45° de la traza principal.

Ureña y Zuluaga (2011) en su estudio denominado “Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas – Santander”, realizan un análisis petrográfico detallado de dicha formación en el que determinan asociaciones minerales para las variaciones litológicas del Neis de Bucaramanga en Cepitá, Vetas, Berlín y el oriente de Bucaramanga, donde predomina paragneis cuarzo feldespático de afinidad pelítica sobre otros tipos de rocas como cuarcitas, anfibolitas y gneises hornbléndicos. A partir de las microestructuras evidencian cambios progresivos de los minerales asociados a los eventos de calentamiento y enfriamiento que ha sufrido la roca durante el metamorfismo, el cual alcanzó facies anfibolita de alta temperatura y presión intermedia.

Estudios más recientes han buscado identificar las deformaciones frágiles presentes en el Granito de Pescadero y la Formación Silgará y relacionarlas con la Falla Bucaramanga.

Díaz y Salcedo (2014), en su trabajo denominado “Estudio estructural del Granito de Pescadero entre el sector de Pescadero y Cepitá, Santander”, concluyen que el Granito de Pescadero no presenta homogeneidad ni en su estructura ni en su composición, como se observa en algunas zonas, donde se exhibe un alto grado de fracturamiento en el cuerpo intrusivo. Así mismo concluyen que las familias de diaclasas medidas en la Formación Silgará son congruentes con las familias de diaclasas del Granito de

Pescadero, indicando que ambos cuerpos rocosos fueron sometidos a la misma deformación, la cual definen como de tipo frágil y la asocia con la Falla Bucaramanga.

Villamizar (2014), en su trabajo de grado “Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el Municipio de Cepitá, Santander”, centra su investigación en la interpretación de estructuras o morfoestructuras asociadas a la Falla Bucaramanga y a la vez, intenta dar una explicación a la deformación del basamento metamórfico aflorante en los alrededores de Cepitá, con ayuda de interpretación de meso y microestructuras. Concluye que la zona de cizalla de la Falla Bucaramanga presenta un patrón de orientación mineral propia de la foliación milonítica que afectó el basamento metamórfico compuesto por gneises y esquistos, la cual presenta un rumbo noroeste-sureste. También señala que la Falla Bucaramanga generó un avance progresivo de deformación desde un estado dúctil hasta un estado frágil, evidenciado por el desarrollo y la generación de fallas con patrones riedel y antieriedel que configuran lomos de presión, ganchos de flexión y lomos de obturación.

Además de las anteriores, otras investigaciones realizadas a lo largo del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga, al oeste del Macizo de Santander, se han concentrado en el estudio de las rocas de falla y mecanismos de deformación, reportando la aparición de cataclasitas y pseudotaquilitas que evidencian el carácter sismogénico de dicho sistema. En este sentido López *et al.* (2008), en su trabajo denominado “Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del Municipio de Pailitas, Departamento del Cesar, Colombia”, reportan la ocurrencia de pseudotaquilitas asociadas con cataclasitas encontradas en “lomos de presión” constituidos por rocas relacionadas con el Gneis de Bucaramanga, desarrollados en algunos segmentos transpresivos del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga, las cuales evidencian el carácter paleosísmico del sistema de fallas al noreste del Municipio de Pailitas, en el

Departamento del Cesar. Concluyen que las pseudotaquilitas se generan en cataclasitas asociadas a intervalos transpresivos del SFB, en los sectores en donde ocurren saltos a la derecha en segmentos relacionados a la zona de falla. También sugieren en base a las microestructuras y a las rocas de falla, que la ocurrencia de movimientos sísmicos con profundidades menores a 12 Km, es un mecanismo detonador de la formación de pseudotaquilitas.

Adicionalmente Cuéllar y López (2008), en su publicación “Microestructuras asociadas a deformación frágil del relevo Ocaña-Curumaní. Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB)”, realizaron un análisis de las texturas y microestructuras generadas por la deformación frágil del SFB. Concluyen que las rocas cataclásticas asociadas a la unidad litoestratigráfica Gneis de Bucaramanga, se caracterizan por presentar arreglos ortogonales en las fracturas y microfracturas intragranulares, transgranulares y circungranulares (Blenkinsop, 2000), las cuales dan origen a microfallas que producen fragmentación en los cristales. Esta serie cataclástica hospeda pseudotaquilitas emplazadas por inyección aprovechando las microfracturas y las microfallas. Adicionalmente confirman que la cinemática dominante para el SBF es sinextral.

## 6. MARCO TEÓRICO

El presente trabajo de investigación aborda conceptos de geología estructural, geomorfología tectónica, mecánica de rocas y microtectónica, indispensables en el desarrollo del mismo. A continuación se exponen algunos conceptos relevantes que se tuvieron en cuenta durante el proceso investigativo.

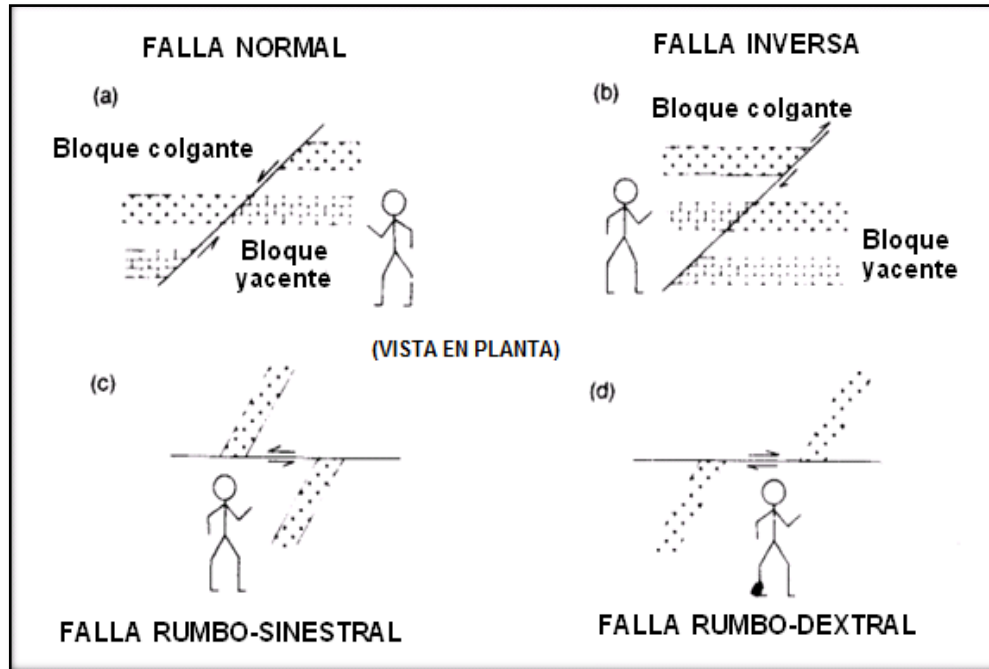
Los cuerpos rocosos que son sometidos a esfuerzos responden de diferente manera, dependiendo de la reología del material que controla el comportamiento mecánico, además de la intensidad en el que los esfuerzos son aplicados. Adicionalmente el comportamiento dependerá de la influencia de los factores físicos como tiempo, velocidad de deformación, temperatura, presión confinante, fluidos y anisotropía (Rosello, 2001). Cuando un material es sometido a esfuerzos, sufre un cambio denominado deformación, el cual se produce porque el esfuerzo aplicado ha logrado superar la resistencia del material logrando cambiar su forma original. La deformación puede ser de dos tipos continua si la geometría presenta un cambio suave y discontinua si el cambio en la geometría es abrupta (Rosello, 2001). Los cuerpos que han sido sometidos a esfuerzos presentan estructuras discontinuas denominadas fracturas, y éstas se dividen en diaclasas o fallas dependiendo de la cantidad de movimiento (Rosello, 2001).

Las DIACLASAS son fracturas que han sufrido poco o ningún movimiento, se desarrollan en zonas frágiles (McClay, 1987), donde el poco movimiento que algunas sufren es subperpendicular a los planos de fractura (Rosello, 2001).

Las FALLAS GEOLÓGICAS (Figura 2) se originan en zonas de deformación frágil y semifrágil y se presentan en la corteza, como superficies de deslizamiento (Snoke *et al.*, 1998). Pueden ser extensión, compresión, o con deslizamiento lateral con movimiento sinistral o dextral (McClay, 1987). El sentido y dirección en que

un cuerpo sufre deformación es determinado en función de los indicadores cinemáticos.

**Figura 2.** Fallas geológicas. a) Falla normal b) Falla inversa c) Falla de rumbo sinestral y d) Fallas de rumbo dextral.

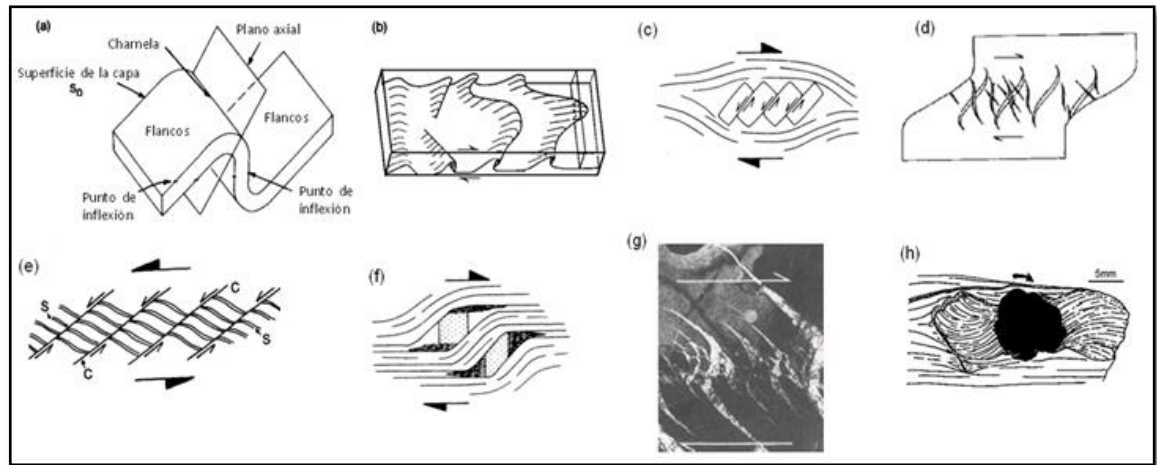


**Fuente.** McClay, 1987. Modificado por los autores.

Dentro de los indicadores cinemáticos (Figura 3) más importantes se encuentran: *lineación*, que se desarrolla en rocas cizalladas con orientación subparalela a la dirección de cizalla, estas estructuras por si solas no permiten caracterizar el sentido de la cizalla pero sí su dirección (Tolson, 1996), *plegamiento*, que ocurre en capas de rocas que inicialmente estuvieron paralelas al plano de cizalla, pero su uso requiere de extrema precaución (Tolson, 1996), y dentro de ellos se encuentran los *pliegue en funda*, los cuales son formados en zonas de cizalla simple con alto grado de deformación, donde la dirección de cizalla es dada por la rotación de los ejes. (Tolson, 1996). Además de las anteriores, se puede evidenciar el *Rompimiento* y

*desplazamiento de cristales o libros rotados*, en el que se evidencian materiales que no se deforman plásticamente y tienden a desarrollar micro fallas con sentido de movimiento antitético al sentido de la cizalla (Tolson, 1996; McClay, 1987), *Grietas de tensión escalonadas (en échelon)* las cuales corresponden a fracturas extensionales de relleno mineral que se forman en arreglos escalonados a lo largo de zonas de cizalla, y pueden estar asociadas a pliegues, intrusiones ígneas u otras estructuras (Twiss y Moores, 1992), y se abren en una dirección paralela a la dirección de máxima extensión instantánea (Passchier y Trouw, 2005), donde sus puntas son orientadas paralelamente con  $\sigma_1$  y generalmente son rellenadas con minerales fibrosos que crecen gradualmente en la dirección  $\sigma_3$  (McClay, 1987).

**Figura 3.** Indicadores cinemáticos. a) Pliegue b) Pliegue de funda c) Libros rotados o rompimiento y desplazamiento de cristales d) Vetillas escalonadas e) Estructuras C y S f) Estructuras asimétricas *augen* g) Grietas de tensión en echelón h) Sombras de presión.

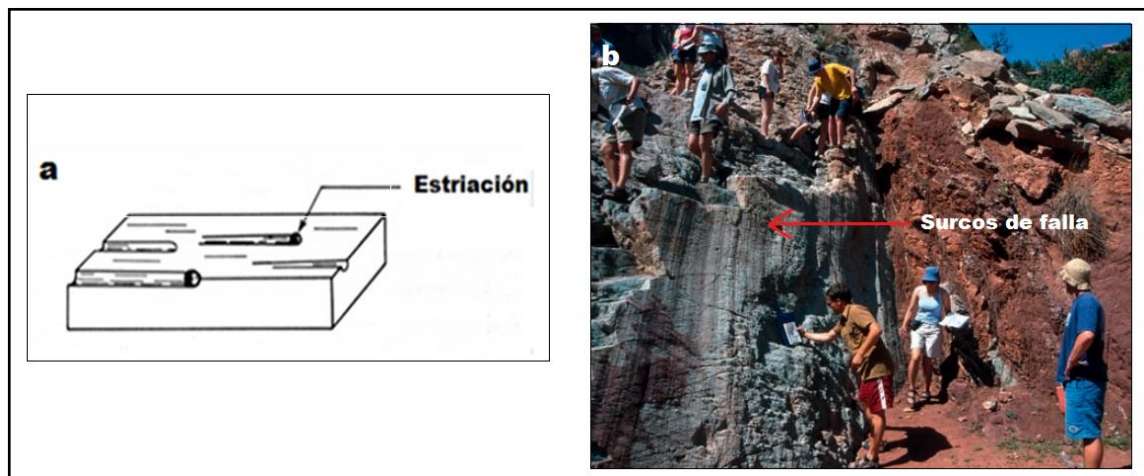


**Fuente.** a) McClay, 1987 b) Tolson, 1996 c) McClay, 1987 d) Tolson, 1996 e) McClay, 1987 f) McClay, 1987 g) McClay, 1987 h) Tolson, 1996 . Modificado por los autores.

Otros indicadores cinemáticos incluyen *estructuras simétricas augen*, el cual es un indicador de deformación de cizalla simple (McClay, 1987), *Estructuras C-S*, el cual es utilizado como criterio para la determinación del sentido de movimiento en una zona

de cizalla, donde la estructura C es la superficie de cizalla (o banda de cizalla) sub-paralela a la zona de cizalla y presenta una geometría extensional con respecto al sentido de cizalla, y la estructura S es la superficie de esquistosidad o foliación (McClay, 1987), *Vetillas escalonadas* que se asocian con vetillas extensionales rellenas por cuarzo y calcita y se forman a  $\sim 45^\circ$  de la dirección de cizalla (Tolson, 1996), *Sombras de presión* las cuales tienden a desarrollar curvaturas en la trayectoria de los ejes principales de esfuerzo cuando existe un componente de cizalla simple, donde los minerales cuarzo o calcita tienden a ser depositados en zonas de menor presión alrededor de los objetos (Tolson, 1996), y *Surcos de falla (fault grooves)*, que corresponden a estriaciones profundas o ranuras (Pettit, 1989; Fossen 2010), que ocurren a partir de la fricción de un elemento, ya sea una roca, un *gouge* o granos de fragmentos de minerales (Figura 4).

**Figura 4.** Estriaciones profundas. (a) bloque-diagrama de surco de falla (b) ejemplo de surcos de falla.



**Fuente.** (a) J.P. Pettit, 1989. (b) Fossen 2010. Modificado por los autores.

### 6.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS DE FALLA

El término rocas de falla es utilizado para describir rocas de origen tectónico que se formaron como resultado de la deformación por cizallamiento en las zonas de falla o

cizalla. El término fue introducido por primera vez por Sibson (1977), para distinguir rocas deformadas que se forman por mecanismos de deformación frágil y/o *crystal-plástica* (Lin, 2008). Se forman en zonas de esfuerzos concentrados o zonas de altos esfuerzos (Lin, 2008). Las rocas de falla pueden ser frágiles (Tabla 1), donde son más comunes las brechas, con mecanismos de deformación asociados con fricción por deslizamiento y cataclasis (Figura 5 y Figura 6).

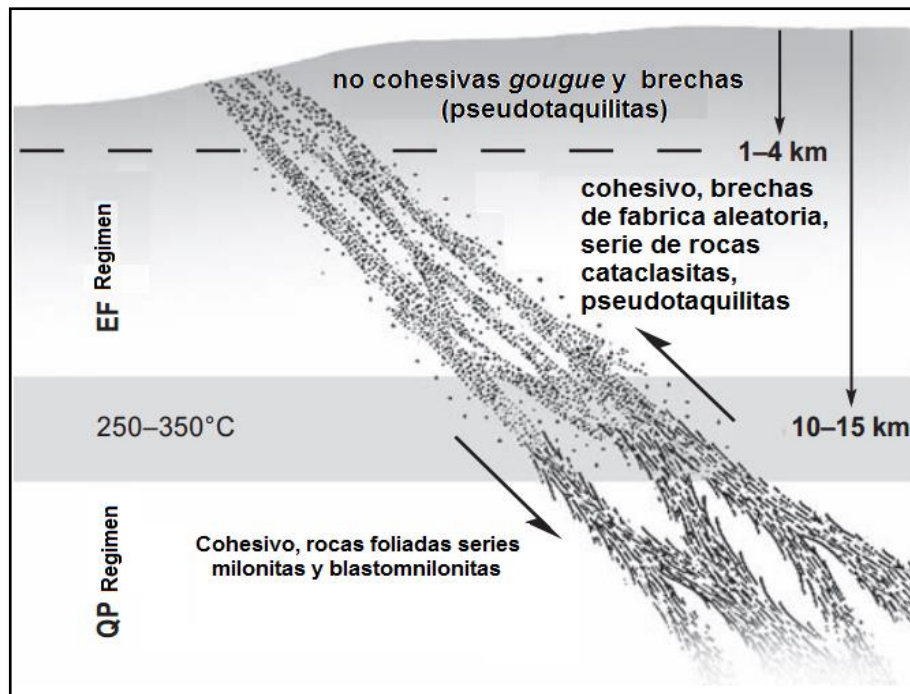
**Tabla 1.** Rocas de fallas (en zonas frágiles).

Series brechas	
Este tipo de rocas de falla se caracterizan por presentar clastos angulares en una matriz fina. Generalmente los clastos no presentan una orientación, están al “azar”. La serie de rocas de brecha, son no cohesivas a compactas, excepto cuando están con sílice o mineralizadas. Las cuatro variaciones principales están basadas en el tamaño del clasto:	
Megabrecha:	tamaños de clastos > 0.5 m
Brecha:	tamaños de clastos > 1 mm < 0.5 m
Microbrecha:	tamaños de clastos > 0.1 mm < 1 mm
<i>Gouge</i> :	tamaños de clastos < 0.1 mm
Serie cataclasitas	
Este tipo de rocas de falla se caracterizan por presentar clastos angulares en una matriz fina. Generalmente los clastos no presentan una orientación. La serie de rocas cataclasita son cohesivas y fuertemente endurecidas. Las dos principales variedades están basadas en el tamaño del clasto:	
Cataclasita:	tamaños de clastos > 0.1 mm < 10 mm
Ultracataclasita:	tamaños de clastos < 0.1 mm
Pseudotaquilitas	
Es un tipo de roca de falla diferente a las brechas y cataclasitas, estas rocas de falla presentan un origen de fusión por fricción, no por molienda y fracturamiento. Es vítreo a criptocristalina y generalmente de color marrón, gris o negro. Presenta diminutos cristales (menos de 1µm) en una matriz vítrea isotrópica.	

**Fuente.** Davis *et al.*, 2012. Modificado por los autores.

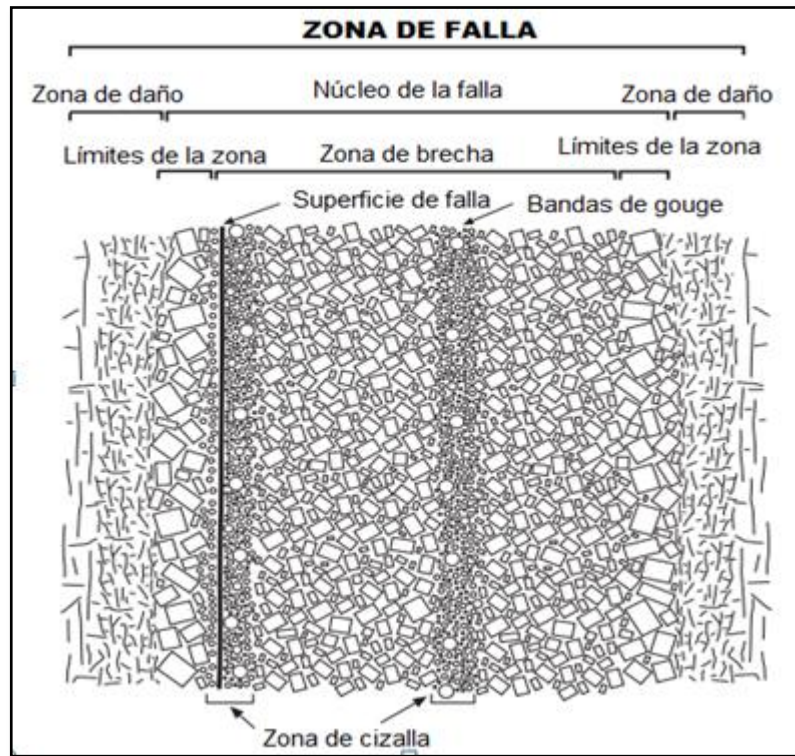
Las rocas de falla exhiben una variedad de micro y macro-estructuras que son determinadas por su roca parental (Snook *et al.*, 1998), y dúctiles, en las que son más comunes las milonitas con mecanismos de deformación cuasi-plásticos (Sibson, 1977; Passchier y Trouw, 2005). Las texturas y estructuras de varían según las condiciones físicas y químicas, incluyendo la temperatura y presión, las cuales están relacionadas en gran parte con la profundidad a la que ocurre el fallamiento (Lin, 2008).

**Figura 5.** Sección transversal esquemática de la corteza que muestra las rocas de falla en el contexto de profundidad y temperatura. “EF” = *elastico-frictional processes*, “QP”= *quasi-elastic processes*. (Adaptada desde Sibson, 1977. Reproducida con permiso de la sociedad geológica Publishing House, Bath, Inglaterra.)



**Fuente.** Davis *et al.*, 2012. Modificado por los autores.

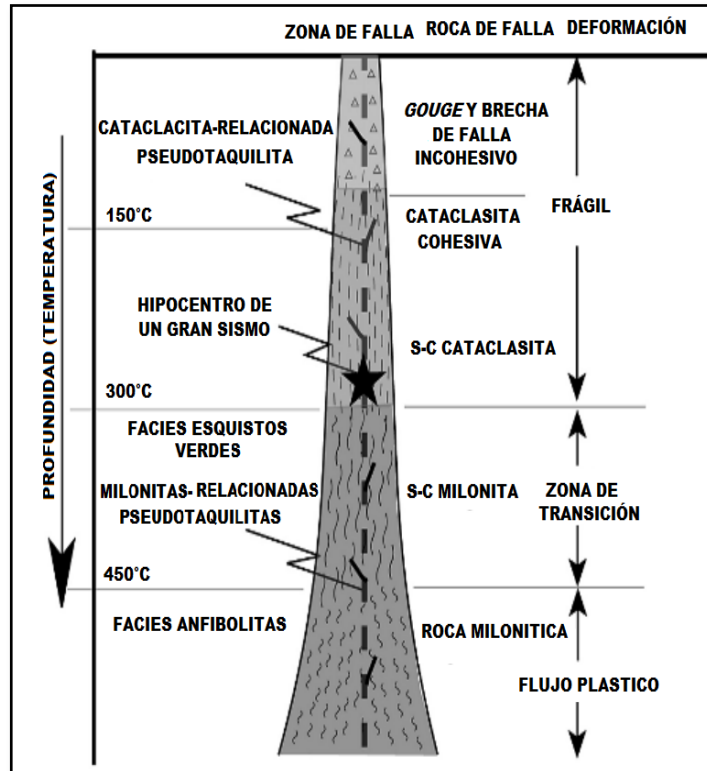
**Figura 6.** Modelo conceptual de la estructura de una zona de falla con énfasis en el desarrollo de rocas de falla frágil.



**Fuente.** Davis *et al.*, 2012. Modificado por los autores.

Sibson (1977) propone una clasificación de rocas de falla, la cual está en función de sus texturas y estructuras características y presenta dos series principales (Figura 7 y Tabla 2), la serie cataclasita (protocataclasita-cataclasita-ultracataclasita), y la serie foliada milonita (protomilonita-milonita-ultramilonita). La presencia o ausencia de foliación es considerada como un criterio fundamental y útil para distinguir rocas miloníticas de las rocas cataclásticas (Snoko *et al.*, 1998) que se forman en el régimen de dominio frágil (Lin, 2008). Sin embargo con la demostración de Chester *et al.* (1985), la foliación puede desarrollarse durante cataclasis en la corteza a profundidades someras (Schmid y Handy, 1991 en Snoko *et al.*, 1998).

**Figura 7.** Modelo de zona de falla de la corteza continental, en donde se representan las zonas de falla, rocas de falla (gouge, brecha, pseudotaquilitas, rocas cataclásticas y milonitas) y deformación (zona frágil, zona de transición y zona de flujo plástico) en función de la profundidad y temperatura.



**Fuente.** Lin, 2008. Modificado por los autores.

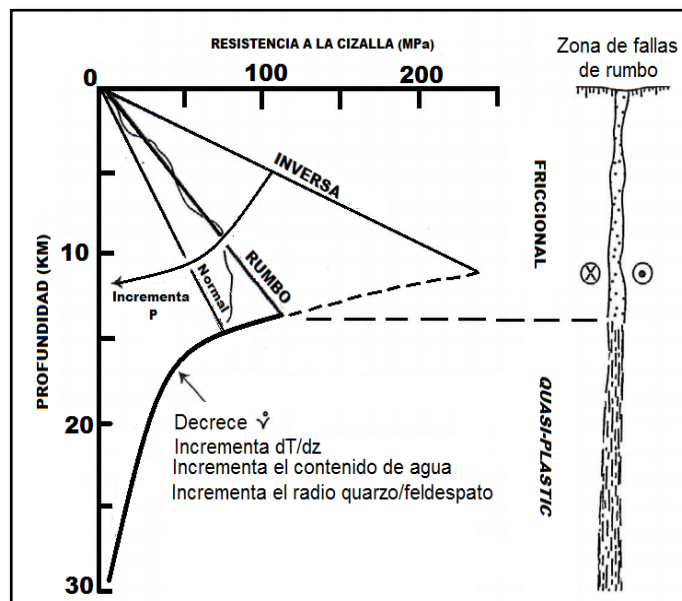
**Tabla 2.** Clasificación textural de rocas de falla.

		FABRICA ALEATORIA ( <i>Random-fabric</i> )		FOLIADA					
I N C O H E S I V O		Foliaciones definidas por orientaciones preferidas de los fragmentos y bandas de cizallamiento sin cristalización dinámica del grano.		Foliaciones definidas por orientaciones, poriroclastos y granos dinámicamente recrystalizados.					
		Brecha de falla (fragmentos visibles > 30% de la masa de la roca)		?					
		Gouge de falla Fragmentos visibles < 30% de la masa de la roca.		?					
C O L E Z S I V O		Pseudotaquilitas (Cristal - matriz desvitrificada y/o fragmentos de grano fino de la roca huésped).		Pseudotaquilitas foliadas (Cristales de matriz desvitrificada)					
	N A T U R A L M A T R I Z	Reducción tectónica en el crecimiento del tamaño de grano dominado por cristalización y biomineralización	<i>Crush breccia</i> (fragmentos < al 0.5 cm) <i>Fine crush breccia</i> (0.1 cm < fragmentos < 0.5 cm) <i>Crush microbreccia</i> (fragmentos 0.1 cm)		0-10	%			
			SE R I E	Protocataclasita	SE R I E		Protomilonita	10-50	
			CA T A C L A S I T A S	Cataclasita	M I L O N I T I C A		Milonita	SE R I E	50-90
				Ultracataclasita			Ultramilonita	F I L O N I T A S	90-100
	Crecimiento de grano pronunciado	?		Blastomilonita					

**Fuente.** Sibson (1977) en Lin, 2008. Modificado por los autores.

Sibson (1984) amplió el modelo de roca de falla utilizando datos de laboratorio sobre las propiedades reológicas de la corteza con el fin de construir perfiles que mostraran los límites a la resistencia de cizalla, como una función de la profundidad para diferentes modos de fallas (Figura 8; Snoke *et al.*, 1998).

**Figura 8.** Esquema de Sibson que ilustra los perfiles de resistencia al cizallamiento para los diferentes tipos de fallas (Inversas, normales y de rumbo), incluyendo los efectos del aumento de la presión de fluido (P). Para el perfil de la zona de fallas de rumbo, Sibson muestra un esquema de "rugosidad" secundaria en el régimen friccional y reducción en el pico de la resistencia a la cizalla. Para el régimen *Quasi-plastic*, la flecha indica que la fuerza se reduce al disminuir la velocidad de deformación de cizalla, el incremento del gradiente geotérmico ( $dT/dz$ ), la presión del fluido y la proporción del radio cuarzo/feldespato.



**Fuente.** Snoke *et al.*, 1998. Modificado por los autores.

## 6.2 MECANISMOS DE DEFORMACIÓN Y MICROESTRUCTURAS

La deformación en rocas se logra mediante un gran número de procesos a escala de granos individuales (Passchier y Trouw, 2005). Un mecanismo de deformación es un proceso en una escala que acomoda una deformación impuesta a una escala mayor (Blenkinsop, 2002). Estos mecanismos son determinados por temperatura, esfuerzos,

velocidad de deformación, presión de fluido de poro, mineralogía, texturas de rocas de deformación (especialmente tamaño de grano y porosidad; Blenkinsop, 2002), composición del fluido intragranular, permeabilidad, presión del fluido, presión litostática y velocidad de deformación impuesta externamente (Passchier y Trouw, 2005). Las estructuras que se producen a pequeña escala son denominadas microestructuras (Davis *et al.*, 2012), las cuales corresponden a fracturas microscópicas creadas por deformación (Blenkinsop, 2002). Los mecanismos de deformación y las microestructuras pueden relacionarse entre sí.

De acuerdo con Blenkinsop (2002), las microestructuras de deformación (Tabla 3) pueden ser divididas en tres principales categorías:

1. Microestructuras, desplazamientos y/o rotación de partículas sin distorsión reticular permanente.
2. Microestructuras que muestran remoción de material, transporte y deposición sin fractura, deformación reticular permanente o de fusión.
3. Distorsión reticular permanente sin fracturación.

De igual manera, de acuerdo con Blenkinsop (2002) los mecanismos de deformación (Tabla 3) también se pueden definir en tres categorías:

1. Cataclasis, que incluye la deformación por microfracturamiento, deslizamiento o rotación de partículas rígidas.
2. Transferencia por difusión de masa (DMT por sus siglas en inglés), que incluye deformación por difusión, el movimiento de los defectos reticulares, iones, átomos o moléculas en respuesta a gradientes de potencial químico.
3. Plasticidad intracristalina, que incluye deformación por movimientos de semiplanos adicionales de átomos (dislocaciones) en una red cristalina.

**Tabla 3.** Relación entre mecanismos de deformación y microestructuras.

MICROESTRUCTURAS		MECANISMOS	
General	Específico	Específico	General
MICROFRACTURAS, PARTÍCULAS RÍGIDAS, DESPLAZAMIENTO Y ROTACIÓN	Microfisuras	Microfisuración	CATACLASIS
	Microfallas		
	Bandas de deformación		
	Cataclasis distribuida		
	Zona de gouge		
	Rasgos superficiales de microfracturas		
	Fábrica cristalográfica		
	Microestructuras pre-litificación	Fusión IPF	
Pseudotaquilitas			
MATERIAL DE REMOCIÓN, TRANSPORTE Y DEPOSICIÓN.	Texturas de solución de superficie de grano	Disolución	TRANSFERENCIA DE DIFUSIÓN DE MASA POR SOLUCIÓN
	Granos de indentación, truncamiento e interpretación		
	Sombras de presión		
	Microestilolitos		
	Clivage	Precipitación	
	Texturas de superficie de depositación		
	Sobrecrecimiento, sombras de presión y bordes, micas <i>beards</i>		
	Estructura de la forma del grano		
	Planos de inclusiones fluidas		
	Microvenas		
DISTORSIÓN PERMANENTE DE LA RED CRISTALINA	Maclas de deformación	Macleamiento	PLASTICIDAD INTRACRISTALINA
	Extinción ondulosa		
	Bandas de deformación intracristalina, bandas Kink y subgranos	Recuperación	
	Lamelas de deformación		
	Fábrica de la forma del grano y <i>ribbons</i>		
	Nuevos granos, estructura núcleo y manto	Recristalización	
	Estructuras cristalograficas		
MATERIAL RENOVADO, TRANSPORTADO Y DEPOSITADO, FASES DE TRANSFORMACIÓN	Fábrica de la forma del grano y <i>ribbons</i>		ESTADO SÓLIDO TRANSFERENCIA DE DIFUSIÓN DE MASA, FASES DE TRANSFORMACIÓN
	Textura <i>foam</i>		
	Textura decussate		
	Porfiroblasto		
	Bordes de reacción, minerales relictos, coronas y <i>simplectitas</i> .		
	Zonificación química		
	microestructuras fases de transformación	Transformación de fases	

Fuente. Blenkinsop, 2002. Modificado por los autores.

Los mecanismos de deformación y las microestructuras varían de mineral en mineral dentro de una roca. Dos o más mecanismos pueden actuar simultáneamente dentro de un solo mineral. La variación en las condiciones de temperatura y presión provoca una variación correspondiente en los mecanismos de deformación. Dos cambios sistemáticos ocurren con el aumento de profundidad: aumenta la temperatura debido al gradiente geotérmico y aumenta la presión debido al efecto de la gravedad (Blenkinsop, 2002).

### **6.3 ESFUERZO Y DEFORMACIÓN**

De acuerdo con Martínez (2002) *esfuerzo* se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo ( $\sigma = F/\text{área}$ ). Se dividen en *esfuerzos normales* de carácter compresivo (positivos) y tensional (negativos) y *esfuerzos de cizalla* de carácter sinestral (positivos) y dextral (negativos).

Por otro lado la deformación es cualquier cambio en la magnitud de una o más dimensiones de un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos y puede constar de hasta cuatro componentes: traslación, rotación, dilatación y distorsión (Martínez, 2002). La deformación puede ser homogénea, heterogénea, continua y discontinua (Ragan, 1987), y se divide en deformación dúctil (sin fracturamiento) y deformación frágil (con fracturamiento), que puede ser generada por cizalla simple, cizalla pura o cizalla general o subsimple.

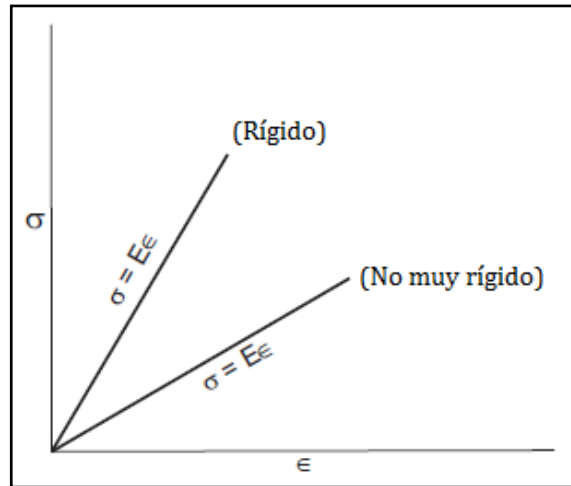
La deformación depende de la reología de los materiales, la cual está dada en función de propiedades elásticas que definen los límites de deformación donde la roca tiene el potencial de volver a su estado original sin perder propiedades que son establecidas en términos de si cumple o no con la Ley de Hooke (Davis *et al.*, 2012), que establece que el alargamiento unitario que expresa un material es directamente proporcional a

la fuerza aplicada (Figura 9), es decir existe una relación lineal entre el esfuerzo ( $\sigma$ ) y la deformación ( $\epsilon$ ), que puede escribirse como:

$$\sigma = E\epsilon$$

El *Módulo de Young* es el coeficiente E de la Ley de Hooke y se denomina como módulo de elasticidad del material y está asociado a los cambios de longitud que experimenta un material elástico cuando se somete a tensiones de tracción o de compresión. El valor del módulo de Young describe la pendiente de la línea recta esfuerzo vs deformación (Davis *et al.*, 2012). Su importancia radica en que permite realizar el cálculo de rigidez de los materiales (en este caso de las rocas) para determinar un factor de seguridad en estudios geotécnicos.

**Figura 9.** Representación de la Ley de Hooke. La línea inclinada muestra el comportamiento de un cuerpo rígido y la línea de bajo ángulo el de uno no muy rígido.



**Fuente.** Davis *et al.*, 2012. . Modificado por los autores.

El *Coefficiente de Poisson* es un parámetro adimensional que relaciona la deformación horizontal con la vertical, es decir, relaciona el estrechamiento con el alargamiento de

un material sometido a esfuerzos y está representado por la letra griega  $V$  y describe el grado al cual un núcleo de roca se abomba, según sea su acortamiento (Davis *et al.*, 2012).

$$V = \frac{\epsilon_x}{\epsilon_y}$$

El *Módulo de Rigidez o de Cizalla* es una constante elástica que caracteriza el cambio de forma que experimenta un material, al ser aplicado un esfuerzo cortante. En otras palabras, puede ser la relación entre el esfuerzo y la deformación angular o entre el esfuerzo de corte y la resistencia al mismo (Davis *et al.*, 2012). Se determina dividiendo el esfuerzo de cizalla ( $\sigma_s$ ) por la deformación de cizalla ( $\gamma$ )

$$G = \frac{\sigma_s}{\gamma}$$

El *Módulo de compresibilidad* es la resistencia que realizan los sólidos elásticos ante los cambios de su volumen. Se determina midiendo el cambio de la presión hidrostática por la cantidad de dilatación producida por el cambio en la presión (Davis *et al.*, 2012). Se obtiene de la prueba de compresión hidrostática.

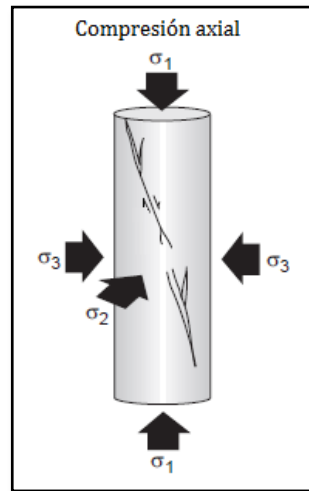
$$K = \frac{\Delta \text{Esfuerzo Hidrostático}}{\Delta \text{Dilatación}}$$

#### **6.4 ENSAYO DE COMPRESIÓN SIMPLE O UNIAXIAL**

El *Ensayo de Compresión Simple o Uniaxial* es un ensayo de compresión no confinado ( $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$ ), que consiste en aplicar gradualmente un esfuerzo compresivo vertical axial ( $\sigma_1$ ), paralelo a la longitud del material (por ejemplo, un núcleo de roca), de tal modo que este se deforma hasta fallar (Davis *et al.*, 2012). Se utiliza para analizar el comportamiento de la curva esfuerzo vs deformación y determinar el tipo de fallamiento mecánico del material al cual se le practica la prueba (Figura 10). Este

método da un valor aproximado de la resistencia mecánica de los materiales en términos de esfuerzos totales.

**Figura 10.** Representación del ensayo de compresión uniaxial para un núcleo de roca.



**Fuente.** Davis *et al.*, 2012. Modificado por los autores.

### 6.5 CRITERIOS DE ROTURA

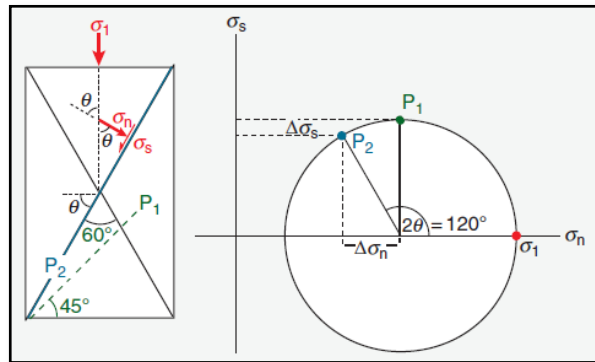
La resistencia al corte de una roca no puede considerarse un parámetro único y constante ya que depende de factores como la anisotropía, la temperatura, la tasa de deformación y la presión confinante, entre otros. El criterio de rotura en rocas deriva del propuesto por Coulomb, el cual relaciona tensiones efectivas normales y tensiones tangenciales actuando en un plano dado (Fossen, 2010). En otras palabras, consta de esfuerzos de cizalla críticos ( $\sigma_s$  o  $t$ ) y de esfuerzos normales ( $\sigma_n$ ) que actúan sobre la fractura potencial en el momento del fallamiento (Figura 11). La resistencia al corte está dada por la expresión:

$$\sigma_s = \sigma_n \tan \Phi + C$$

Donde  $\sigma_s$  representa el esfuerzo de cizalla,  $\sigma_n$  el esfuerzo normal,  $\Phi$  el ángulo de fricción interna y  $C$  la cohesión efectiva. El esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ), el esfuerzo de

cizalla ( $\sigma_s$ ), el esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y ángulo de fricción interna ( $\Phi$ ) se pueden representar en un plano de falla y son el resultado de esfuerzos compresivos. La ecuación de resistencia al corte representa una recta denominada envolvente de rotura, esta línea proporciona para cada valor de tensión efectiva normal, la máxima tensión tangencial movilizable, a favor de dicho plano (Figura 12).

**Figura 11.** Representación del esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ), esfuerzo de cizalla ( $\sigma_s$ ), esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y ángulo de fricción interna ( $\Phi=60^\circ$ ), en un plano de máximo esfuerzo de cizalla (P2). La gráfica muestra un Círculo de Mohr, función de  $\sigma_n$  y  $\sigma_s$ .



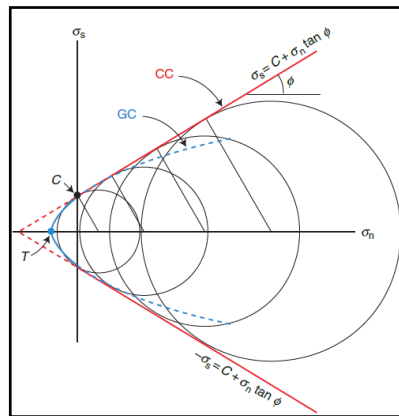
**Fuente.** Fossen, 2010. Modificado por los autores.

A partir de la gráfica envolvente de rotura, se deducen los siguientes aspectos (Figura 13):

- Cualquier Círculo de Mohr que no toque la envolvente, representa un estado de tensión estable, por lo tanto no habrá fracturamiento alguno posible (Fossen, 2010).
- La Envolvente de Coulomb es siempre positiva para el fracturamiento frágil, es decir cuanto mayor sea la tensión media (o presión confinante), mayor será la tensión diferencial requerida para fallamiento.
- Cualquier Círculo de Mohr que toque la envolvente, representa un estado de tensión crítico, en donde habrá fracturamiento.

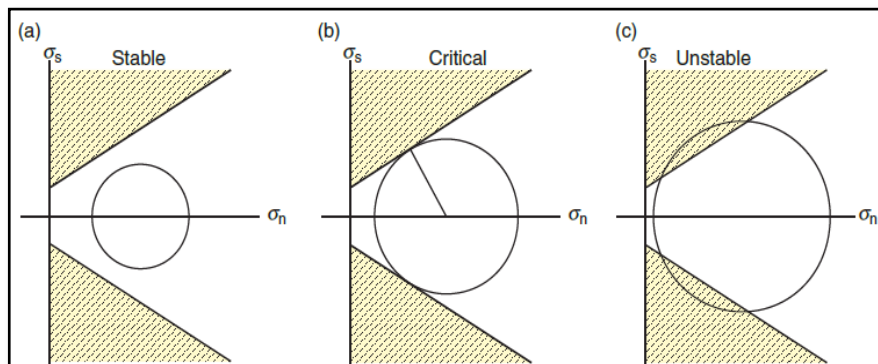
- Cualquier Círculo de Mohr que sobrepase la envolvente, representa un estado imposible, lo que significa que ha sobrepasado la combinación máxima ( $\sigma_n$ ,  $\sigma_s$ ) del criterio de rotura, por lo tanto no será compatible con la resistencia del material.

**Figura 12.** El Criterio de Rotura de Coulomb, genera dos líneas (rojas) en el Círculo de Mohr. Los círculos representan ejemplos de estados de tensión críticos. CC: Criterio de Coulomb, GC: Criterio de Griffith, C: Cohesión Efectiva, T: Fuerza de Tensión.



**Fuente.** Fossen, 2010.

**Figura 13.** Estados de tensión según la envolvente de rotura: a) Estado de tensión estable, b) Estado de tensión crítico (el material falla) y c) estado de tensión inestable (el esfuerzo es mayor que el requerido para fallar).



**Fuente.** Fossen, 2010.

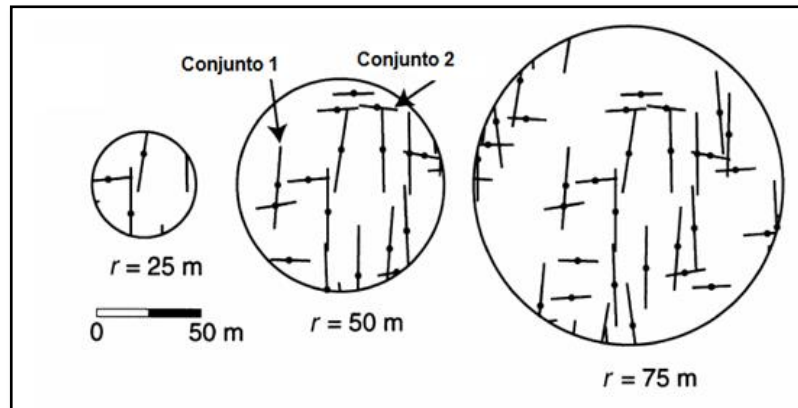
## 6.6 MÉTODOS DE MUESTREO PARA LA CARACTERIZACIÓN DE FRACTURAS HALLADAS EN UN AFLORAMIENTO

Los afloramientos proporcionan información valiosa para la caracterización de redes de fracturas. Existen diferentes métodos de muestreo como el muestreo lineal (*scanline*), la ventana de muestreo, y el muestreo *circular-scanline*. Estos métodos varían en su aplicación (Conny Zeeb *et al.*, 2013) y se utilizan para describir la cantidad de fracturamiento en una roca, donde es necesario describir tres parámetros claves de un patrón de fracturas (Rohrbaugh *et al.*, 2002): densidad, tamaño e intensidad (Tabla 4)

**6.6.1 Parámetros de fracturas** La *Densidad* de fracturas está definida como el número de fracturas aisladas o segmentos de fractura observados por unidad de longitud, área o volumen (Dershowitz y Herda, 1992; Ghosh y Daemen, 1993 en Rohrbaugh *et al.*, 2002), enumeradas en términos de puntos únicos, como centros de fracturas (Mauldon, 1998; Mauldon and Dershowitz, 2000 en Rohrbaugh *et al.*, 2002). Esta es una cantidad dependiente de la escala, por lo que se puede denominar como “densidad aparente”. La densidad aparente sobreestima la densidad, y la magnitud de esta sobreestimación incrementa a medida que el tamaño del muestreo decrece (Figura 14). Por ejemplo la densidad aparente (número visible de trazas dividido por el área del círculo) de fracturas del conjunto 1 es 0.0014 por m<sup>2</sup> para una ventana circular de radio 75m, esta densidad aparente incrementa a 0.0020 por m<sup>2</sup> para una ventana de 25m. Si los centros de traza (puntos en la Figura 14) son contados para estimar la densidad verdadera para el conjunto 1 la densidad real es de 0.0010 por m<sup>2</sup> tanto para el círculo del radio 25m como para el círculo de radio 75m. En aplicaciones prácticas, la mitad del número de terminaciones de traza de fracturas se usa como una estimación arbitraria del número de centros de traza, porque los centros no pueden ser identificados a menos que ambas terminaciones de una traza sean visibles dentro de una ventana (Rohrbaugh *et al.*, 2002).

EL *Tamaño* es denominado por Moreno y García (2006) como longitud promedio de fractura. El tamaño de la fractura se define en una, dos o tres dimensiones, como la longitud de traza de fractura, área y volumen, respectivamente. Para conjuntos de fracturas, un investigador debería decidir si caracteriza los segmentos individuales o todo el conjunto. Normalmente para estudios de fracturas en superficies expuestas, la longitud de traza o la abertura se mide porque las áreas de fractura y los volúmenes no son directamente medibles (Der-showitz y Herda, 1992, Marrett et al, 1999; Ortega y Marrett, 2000 en Rohrbaugh *et al.*, 2002). Para fracturas en dos dimensiones, la longitud de traza es usada como parámetro de tamaño (Tabla 4) (Rohrbaugh *et al.*, 2002).

**Figura 14.** Patrón de fracturas con dos conjuntos muestreados por tres círculos cada vez más grandes (puntos = centro de trazas; r= radio).



**Fuente.** Rohrbaugh et al., 2002. Modificado por los autores.

La *Intensidad* de fractura es una característica patrón que incorpora tanto la densidad y el tamaño (Dershowitz y Herda, 1992; Mauldon y Dershowitz, 2000 en Rohrbaugh *et al.*, 2002). La intensidad de fracturamiento es un parámetro que se relaciona con el espaciamiento promedio entre fracturas (distancia entre fracturas), para determinar la intensidad de fracturamiento, es necesario determinar el número de intercepciones entre las fracturas y la circunferencia externa (Tabla 4; Moreno y Garcia 2006). La

intensidad presenta las mismas dimensiones si se calcula de manera lineal, areal, o volumétrica (Rohrbaugh *et al.*, 2002).

**Tabla 4.** Parámetros de fractura.

PARÁMETRO	DEFINICIÓN		ESTIMADOR
DENSIDAD	Lineal	Número de fracturas por unidad de longitud.	$\rho = m/2\pi r^2$
	Áreal ( $\rho$ )	Número de fracturas por unidad área.	
	Volumétrica	Número de fracturas por unidad de volumen.	
TAMAÑO	Lineal ( $\mu$ )	Medida de fractura por longitud de traza.	$\mu = (\pi r/2)(n/m)$
	Áreal	Mediada de área de la fractura	
	Volumétrica	Mediada de volumen de la fractura.	
INTENSIDAD	Lineal	Número de fracturas por unidad de longitud. $(L^0/L^1=L^{-1})$	$I = n/4r$
	Áreal (I)	Longitud de fracturas por unidad de área $(L^1/L^2=L^{-1})$	
	Volumétrica	Área de fracturas por unidad de volumen. $(L^2/L^3=L^{-1})$	

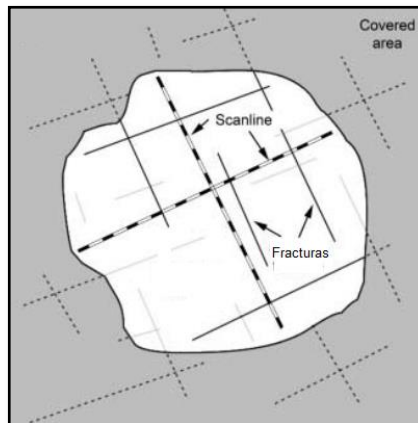
\*donde L es una dimensión de longitud, r es el radio, n es punto de intersección, m puntos finales de fractura.

**Fuente.** Rohrbaugh *et al.*, 2002. Modificado por los autores.

**6.6.2 Métodos de mediciones de fracturas** El método de *muestreo scanline* (Figura 15) se basa en la recopilación de datos de todas las fracturas que se cruzan en la línea de escaneo (Sacerdote y Hudson, 1981; Priest, 1993; Bons *et al.*, 2004 en Conny Zeeb

*et al.*, 2013). El método permite una medición rápida de las características de fractura en el campo y es el principal método utilizado para el análisis de los registros de imágenes de pozo y núcleos. Su aplicación brinda información unidimensional (1-D) en redes de fracturas. El método es afectado por (1) sesgo de orientación, (2) sesgo de truncamiento, (3) sesgo de censura, y (4) sesgo de tamaño. La orientación del sesgo puede reducirse o incluso evitarse mediante la colocación de un *scanline* perpendicular a un conjunto de fracturas. Si es necesario, varios *scanline* pueden ser utilizados en afloramientos para capturar diferentes conjuntos de fracturas. Sin embargo, los registros de pozos y núcleos de perforación constituyen sólo una *scanline* individual (Conny Zeeb *et al.*, 2013).

**Figura 15.** Muestreo *scanline*.



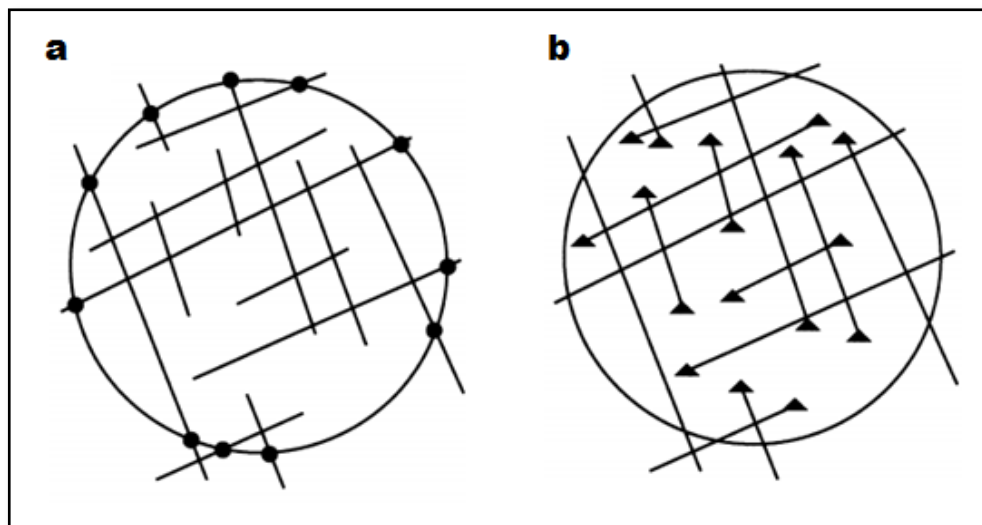
**Fuente.** Conny Zeeb *et al.*, 2013. Modificado por los autores.

El método de *ventana muestreo* calcula las propiedades estadísticas de redes de fracturas mediante la medición de los parámetros de todas las fracturas presentes dentro de la zona de muestreo seleccionado (Pahl, 1981; Wu y Pollard, 1995 en Conny Zeeb *et al.*, 2013). Las aplicaciones típicas de este método son el análisis de los afloramiento análogos al subsuelo o la caracterización de redes de fracturas utilizando datos de teledetección a partir de imágenes de satélite o fotografías aéreas (Koike et

al, 1995; Belayneh et al., 2009; Becker, 2006; Holland et al, 2009a; Zeeb et al, 2010 en Conny Zeeb *et al.*, 2013). En general, los tres tipos de sesgo de muestreo afectan el método de la ventana de muestreo: (1) la orientación, (2) truncamiento y (3) sesgos censurado (Conny Zeeb *et al.*, 2013).

El método de estimación circular (*Circular Estimator*) utiliza una combinación de *circular-scanlines* y ventanas de muestreo (Mauldon et al., 2001 en Conny Zeeb *et al.*, 2013). De hecho, es un estimador de máxima verosimilitud (Lyman, 2003). Esto significa que, en lugar de muestreo directo en fracturas individuales y medición de sus características, se toma por ejemplo, la orientación o la longitud y los parámetros que se estimaron usando modelos estadísticos descritos anteriormente y explicados en detalle por Mauldon *et al.*, (2001) (Figura 16 y tabla 4; Conny Zeeb *et al.*, 2013).

**Figura 16.** Patrón de trazado de fractura con el círculo de muestreo. (a) Los puntos sólidos son los puntos de intersección ( $n$ ) entre fracturas y círculo. (b) Los triángulos son puntos finales de fractura ( $m$ ) en las ventanas circulares.



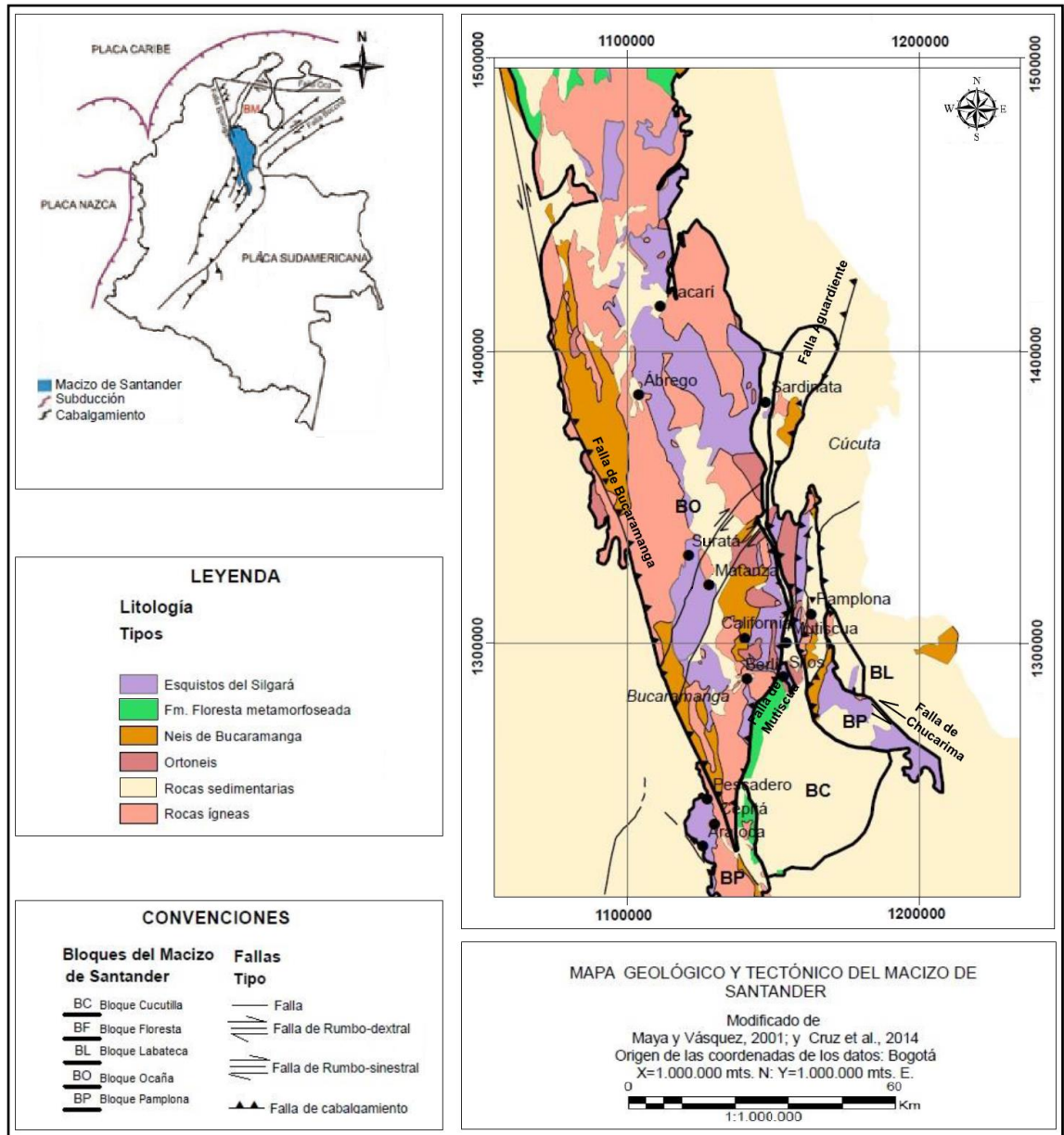
**Fuente.** Rohrbaugh *et al.*, 2002. Modificado por los autores.

## 7. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Macizo de Santander (Figura 17) hace parte de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, y ha sido considerado un bloque levantado de rocas de basamento (Restrepo, 1995). Pertenece a la Cordillera Oriental en la sección donde esta se bifurca con tendencia noreste para formar los Andes de Mérida en Venezuela y hacia el nor-noroeste para formar el Arco de la Serranía de Perijá, el cual separa la Cuenca de Maracaibo de Venezuela, de la Cuenca del Cesar en Colombia (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973). El Macizo de Santander hace parte del límite suroccidental de la Sub-placa Maracaibo, muestra una dirección de extensión noreste y es cortado por un conjunto de fallas con direcciones noroeste-sureste, noreste-suroeste, norte-sur y este-oeste (Caicedo *et al.*, 2013). Se encuentra limitado por el Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga al occidente y por el Sistema de Cabalgamientos Pamplona-Cobugon-Las Mercedes al Oriente (Osorio *et al.*, 2008).

Adicionalmente se definen cuatro límites estructurales en el Macizo de Santander (Caicedo *et al.*, 2013), teniendo en cuenta las diferencias litológicas adyacentes a estos, siendo el límite norte la Falla Arenas Blancas, una falla inversa con vergencia al oeste y dirección NE-E (Ujueta, 2007), que pone en contacto rocas de edad Paleozoica (Silúrico-Devónico) que hacen parte del Macizo de Santander con rocas sedimentarias de edad Cretácica. Hacia el sur el límite está dado por la Falla Servitá, la cual a su vez limita las cuencas estructurales de Málaga al oeste y de Cerrito al este (Ward *et al.*, 1973), esta falla pone en contacto rocas del Jurásico (Fm. Girón) con rocas del Cretácico y del Paleoceno. Hacia el este delimita el sistema de Fallas Pamplona-Cobugon-Las Mercedes, un sistema de cabalgamientos con vergencia al este que pone al Macizo de Santander sobre la depresión del Táchira (parte Sur de los Andes de Mérida) y también sobre la cuenca del Catatumbo en la parte Norte (Restrepo *et al.*, 1997 en Caicedo *et al.*, 2013). Hacia el oeste limita la Falla Bucaramanga, una falla de extensión regional que separa rocas de basamento de edad Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico con rocas sedimentarias de edad Cenozoico.

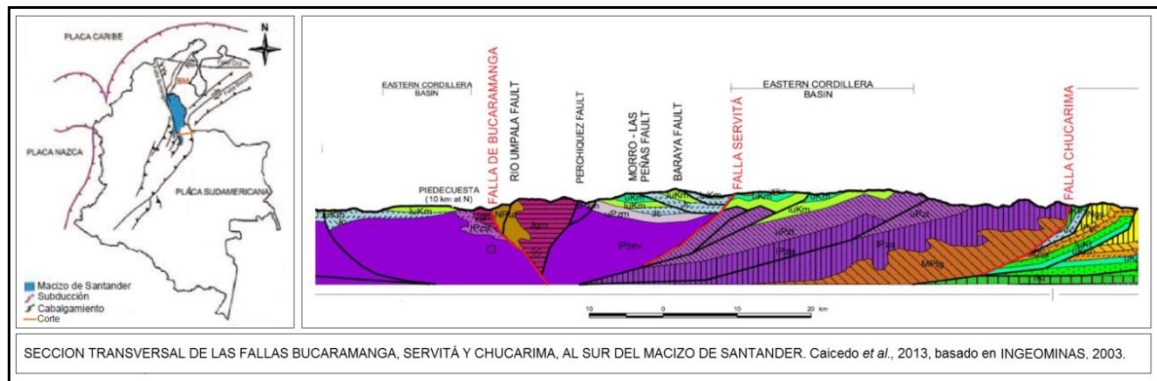
**Figura 17.** Mapa geológico y tectónico del Macizo de Santander.



**Fuente.** Rueda y Villamizar, 2014. Modificado por los autores.

La configuración estructural al sur del Macizo de Santander, está dada por las fallas Bucaramanga, Servitá y Chucarima (Figura 18), esta presenta un contraste en edad entre rocas de basamento y rocas adyacentes al macizo, siendo la Falla Bucaramanga y la Falla Servitá los límites del macizo en la sección transversal.

**Figura 18.** Corte sección transversal de las fallas Bucaramanga, Servitá y Chucarima al sur del Macizo de Santander.



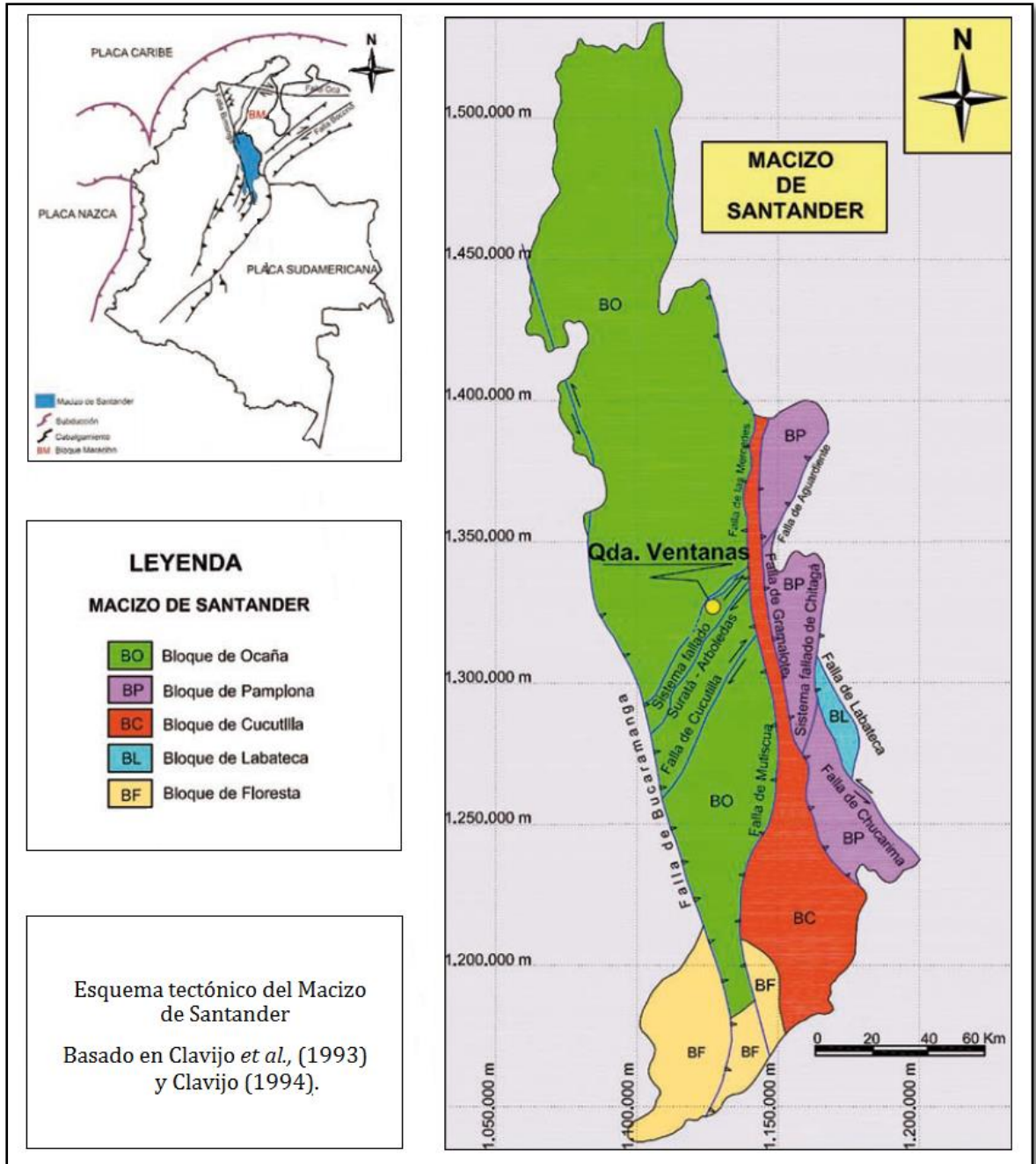
**Fuente.** Caicedo *et al.*, 2013. Modificado por los autores.

Por otro lado Royero y Clavijo (2001), adoptan el concepto de “Provincias”, con el fin de sustituir el término de “Terrenos” propuesto por Etayo *et al.* (1983), de este modo subdividen el territorio de Santander en tres provincias tectónicas, la Provincia del Valle Medio del Magdalena al oeste del departamento, la Provincia Cordillera Oriental en la parte central y hacia el este la Provincia Macizo de Santander (Figura 19) la cual está compuesta por los bloques Floresta, Cucutilla, Pamplona y Ocaña, los cuales se caracterizan por presentar levantamientos y hundimientos resultado de la actividad algunas de las fallas que componen el Macizo de Santander.

El Bloque Floresta se caracteriza tectónicamente por presentar fallas inversas y de cabalgamiento, incluye pequeños pliegues de dirección predominante SW-NE y se encuentra localizado en el extremo nororiental del departamento, está constituido principalmente por rocas metamórficas Precámbricas y Paleozoicas, y rocas ígneas Paleozoicas y Mesozoicas. Está limitado al oriente por las fallas de Soápaga y Bucaramanga y al occidente por la Falla de Riachuelo. (Royero y Clavijo, 2001).

El Bloque Cucutilla se caracteriza por un fallamiento en bloques pequeños, separados por fallas inversas con inclinación preferente al occidente y por anticlinales y sinclinales estrechos truncados por fallamiento de dirección SE-NE.

**Figura 19.** Esquema tectónico del Macizo de Santander.



**Fuente.** Cruz *et al.*, 2014. Modificado por los autores.

El bloque Cucutilla es un bloque hundido, ubicado en la región más oriental de Santander. Se encuentra conformado por rocas sedimentarias Paleozoicas, Jurásicas, Cretácicas y Cenozoicas y está limitado al oriente por el Sistema de Fallas de Chitagá,

en territorio de Norte de Santander y al Occidente por las fallas de Baraya y Servitá (Royero y Clavijo, 2001).

El Bloque Ocaña presenta un estilo estructural de fallamiento en bloques menores, separados por fallas inversas de dirección predominante SW-NE. Se presenta como un bloque levantado, que ocupa el sector nororiental del departamento y está constituido principalmente por rocas ígneas Triásico-Jurásicas, metamórficas Precámbricas y Paleozoicas. Este bloque está limitado al oeste por la Falla Bucaramanga y al sureste por la Falla de Baraya (Royero y Clavijo, 2001).

El Bloque Pamplona se considera un bloque levantado más pequeño, caracterizado por presentar rocas metamórficas Precámbricas y sedimentarias Paleozoicas, y se ubica en la parte Oriental del departamento (Royero y Clavijo, 2001).

Un quinto bloque se da al este del territorio santandereano, denominado Bloque de la Bateca, que está influenciado por la actividad de las fallas Chucarima, La Bateca y el Sistema de Fallas de Chitagá, tal como lo presenta Cruz *et al.* (2014) en su esquema tectónico del Macizo de Santander basado en Clavijo *et al.* (1993) y Clavijo (1994) (Figura 19).

El Macizo de Santander está compuesto por rocas metamórficas de protolitos sedimentarios e ígneos. Su basamento metamórfico se compone de tres unidades litoestratigráficas, las cuales corresponden a:

- a. Gneis de Bucaramanga. Reconocida como la unidad más antigua de edad Precámbrica (Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Cordiani *et al.*, 2005), y cuyo nombre original “Neis de Bucaramanga”, fue utilizado por Goldsmith *et al.* (1971). Esta unidad sufrió metamorfismo regional hace 1200 – 1000 Ma, alcanzando condiciones metamórficas de la facies anfibolita (Mantilla *et al.*, 2009). Consta principalmente de paragneises

pelíticos, semipelíticos, arenáceos, gneises calcáreos, mármoles, gneises hornbléndicos, anfibolitas y algunas zonas de migmatitas (Ward *et al.*, 1973). Esta unidad se encuentra en contacto con rocas metamórficas de bajo a medio grado de metamorfismo, pertenecientes a la Formación Silgará, y aunque su contacto parece no estar bien definido, este sigue la isógrada de la Sillimanita (Restrepo-Pace *et al.*, 1997).

- b.** Formación Silgará. Unidad metamórfica conformada principalmente por esquistos, considerada de edad Precámbrica en cuanto a su protolito según Royero y Clavijo (2001), y depositada durante el Paleozoico Inferior en un ambiente extensional de talud submarino, pero de edad Ordovícica en cuanto al metamorfismo, el cual alcanzó condiciones de las facies Esquistos Verdes (Ward *et al.*, 1973; García & Ríos, 1999; Castellanos *et al.*, 2004), en la época donde la tectónica distensiva cambia a compresiva por el cierre del océano Iapetus y comienza la subducción corteza oceánica-corteza continental relacionada al evento orogénico Caledoniano (Forero, 1990; Ordóñez-Carmona *et al.*, 2006; Clavijo *et al.*, 2008), conocido también como Orogenia Quetame-Caparonensis en Colombia. Esta unidad también está compuesta de pizarras, filitas, metalimolitas, metareniscas impuras, metawacas, metawacas guijarrosas y pequeñas cantidades de pizarra y filita calcárea (Ward *et al.*, 1973), y se encuentra suprayaciendo de manera inconforme al Gneis de Bucaramanga (Royero y Clavijo, 2001). La Formación Silgará aflora en franjas nombradas de acuerdo a los municipios y corregimientos aledaños, correspondiendo de norte a sur el siguiente orden: Sardinata-Ábrego-Hacarí, Matanza-Cachirí-Turbay, Pamplona, Mutiscua y Pescadero-Aratoca.
- c.** Ortogneis. Unidad metamórfica de edad Devónico Inferior a Ordovícico, la cual intruye a la Formación Silgará y al Gneis de Bucaramanga de manera discontinua, presenta una composición granítica, tonalítica y diorítica (Ward *et al.*, 1973; Restrepo, 1995; Royero y Clavijo, 2001). Estas rocas fueron emplazadas durante la evolución Paleozoica y están relacionadas a la Orogenia Caledoniana (Mantilla *et al.*, 2012).

Suprayaciendo de manera discordante el Gneis de Bucaramanga, los Esquistos de Silgará y el Ortogneis, se encuentra la Formación Floresta, caracterizada por presentar abundancia de fósiles del Devónico Medio.

El basamento metamórfico del Macizo de Santander, se encuentra intruido por cuerpos ígneos principalmente de composición ácida a intermedia (Mantilla *et al.*, 2009). Los principales cuerpos intrusivos incluyen el Batolito de Rio Negro, Batolito de Mogotes, Plutón de la Corcova, Batolito de Santa Bárbara, Granito de Durania y Granito de Pescadero, los cuales varían en composición desde granitos hasta dioritas y han sido considerados de edad Triásico y Jurásico (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973).

Se reconocen cinco pulsos magmáticos en el Macizo de Santander (Mantilla *et al.*, 2009), el primero relacionado con fundidos de composición granítica de edad K-Ar  $461\pm 10$  M.a. (Ward *et al.*, 1973), asociados con el Granito de Durania, el segundo evento magmático de edad  $394\pm 23$  M.a. relacionado con la Monzonita de Onzaga (Boinet *et al.*, 1985), un tercer evento magmático de composición diorítica a granítica relacionado a la ruptura de Pangea. Estos cuerpos ígneos son denominados por Ward *et al.*, (1973) como “Grupo Plutónico de Santander”, con edades Rb-Sr y U-Pb de 210 M.a. (Goldsmith *et al.*, 1971; Polania, 1980; Dorr *et al.*, 1995). Estas rocas ígneas se encuentran intruyendo de manera discordante las unidades metamórficas anteriormente descritas. Un cuarto pulso es el responsable de diques riolíticos de diabasas con edades K-Ar de  $127\pm 3$  M.a (Ward *et al.*, 1973) y el quinto pulso se caracteriza por presentar una posible edad Re-Os de  $57\pm 10$  M.a, durante el Finicretácico-Eoterciario según Marthur *et al.* (2003). A parte de estos pulsos se producen algunos más recientes con edades del Mioceno Tardío U-Pb  $8.4\pm 2$  y  $9\pm 0,2$  M.a (Mantilla *et al.*, 2009).

Sobre los flancos del Macizo de Santander y en sus fosas tectónicas afloran rocas sedimentarias de edades Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico y Cuaternario (Ward *et al.*, 1973; Evans, 1977; Mendoza y Jaramillo, 1979; Royero y Clavijo, 2001), tales como la Formación Floresta y el Grupo Suratá (formaciones Diamante, Tiburón y Bocas) de edad Paleozoico Superior. Las formaciones Jordán y Girón de origen continental y edad Jurásico, caracterizadas por presentar estratos rojos producto de los sedimentos provenientes de cuerpos ígneos. Así mismo secuencias de rocas sedimentarias de edad Cretácico, que representan la transgresión marina al norte del antiguo territorio colombiano (Etayo *et al.*, 1976), siendo las formaciones Tambor, Rosa Blanca, Paja, Tablazo y Simití el registro del comienzo de la sedimentación durante el Cretácico Inferior y las formaciones La Luna y Umir, representativas de la máxima extensión de la transgresión marina que marcaran el cambio de ambiente marino a continental (regresión marina). La regresión marina continúa desde el Masstrichtiano hasta el Paleoceno permitiendo la sedimentación de algunos depósitos de ambiente continental de edad Cenozoico-Cuaternario, donde el Cuaternario origina depósitos aluviales, glaciales, de terraza, conos de deyección, entre otros, culminando así el registro sedimentario reconocido en este macizo (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001).

La evolución del Macizo de Santander ha sido impresa por diversos eventos geológicos, que han contribuido a la configuración tectónica actual del mismo. Principales eventos del Macizo de Santander, edad y evidencia litológica (Tabla 5)

**Tabla 5.** Principales eventos geológicos del Macizo de Santander.

<b>EDAD</b>	<b>EVENTO</b>	<b>LITOLOGIA</b>	<b>REFERENCIAS</b>
Plioceno-Cuaternario	Levantamiento de la cordillera Oriental.	Unidades sedimentarias marinas, transicionales y continentales de edad Neógeno.	Ward <i>et al.</i> , 1973; Villamil, 1999; INGEOMINAS, 1997.
Cretácico Superior - Paleoceno	Levantamiento Generalizado del Macizo (Regresión)	Fm. Guaduas, Fm. La Luna, Fm. Umir, entre otras. (Unidades transicionales del Cretácico superior) Fm. Carbonera, Fm. León (Unidades Marinas, transicionales y continentales del Paleógeno)	Julivert, 1959; Ward <i>et al.</i> , 1973; INGEOMINAS, 1997; Villamil, 1999.
Cretácico inferior	Transgresión Marina	Fm. Tambor, Fm. Rosa Blanca, Fm. Simití, Fm. Paja, entre otras.	Ward <i>et al.</i> , 1973; Barrero <i>et al.</i> , 2007.
Jurásico	Deposición	Fm. Jordán y Fm. Girón.	Goldsmith <i>et al.</i> , 1971; Ward <i>et al.</i> , 1973; Acosta, 2002; Cediel, 2003.
Triásico-Jurásico	Vulcanismo Magmatismo	Numerosos batolitos, plutones y stocks.	Goldsmith <i>et al.</i> , 1971; Ward <i>et al.</i> , 1973; Cordani en Etayo <i>et al.</i> , 1983; Boinet <i>et al.</i> , 1985; Dörr <i>et al.</i> , 1995.
Triásico-Superior	Erosión Deposición	Fm. Bocas.	Ward <i>et al.</i> , 1973; INGEOMINAS, 1997; Royero & Clavijo, 2001.
Permo-Triásico	Metamorfismo de Bajo Grado (Fin de la Orogenia Hercínica)	-----	Ward <i>et al.</i> , 1973.
Devónico-Pérmico	Deposición marina pericontinental	Fm. Floresta, Fm. Diamante y Fm. Tiburón.	Morales, 1965; Ward <i>et al.</i> , 1973; Mojica <i>et al.</i> , 1984; Royero & Clavijo., 2001.
Precámbrico -Ordovícico-Silúrico	Metamórfico Plutónico	Gneis de Bucaramanga, Ortoneis y Fm. Silgará.	Goldsmith <i>et al.</i> , 1971; Ward <i>et al.</i> , 1973; Mantilla <i>et al.</i> , 2012.

Según Van der Lelij (2013), la historia tectónica del Macizo de Santander aún no está bien delimitada en términos de datos termocronológicos, a pesar de algunos datos K/Ar reportados por Goldsmith *et al.*, (1971), no es posible evaluar la veracidad de los mismos. A partir de datos nuevos de trazas de fisión (en apatitos y circones) Van der Lelij (2013) señala que la exhumación del Macizo de Santander comenzó aproximadamente hace ~40 M.a., durante un periodo de convergencia acelerada entre la Placa Nazca/Farallón y el margen occidental de América del Sur, con una historia termal de baja temperatura (~260°C - ~60°C) hacia la base del macizo. Menciona que desde ~17 M.a. la exhumación del Macizo de Santander se lleva a cabo de manera diacrónica en bloques de falla a una tasa de 0,5 a 1 km/m.a. causada posiblemente por la compresión este-oeste, resultado de la colisión del bloque Chocó-Panamá contra el margen occidental de Colombia.

Estudios más recientes utilizan el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , considerado más fiable, aunque muchas de las muestras estudiadas generen espectros perturbados (Restrepo-Pace, 1995; Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Cordani *et al.*, 2005 en Van der Lilej, 2013). Datos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  publicados para rocas del Precámbrico al Paleozoico Temprano en el basamento del Macizo de Santander se encuentran en el rango 184±3 M.a. a 213±3 M.a. (Restrepo-Pace, 1995); un rango similar fue obtenido por Cordiani *et al.* (2005), para rocas del Gneis de Bucaramanga. Estos datos son interpretados una consecuencia del recalentamiento durante la intrusión de numerosos plutones hace ~200 M.a. (Restrepo-Pace, 1995; Cordani *et al.*, 2005). En datos publicados de trazas de fisión para el Macizo de Santander, se utiliza el método de población (Shagam *et al.*, 1984 en Van der Lilej, 2013), por lo que pueden ser inexactos (Gleadow, 1981; Van der Lilej, 2013). Datos de trazas de fisión en circones en rocas del Jurásico y de basamento expuestas en el Macizo de Santander, definen dos grupos de edades: uno de 50±6 M.a. a 67±7 M.a. y otro de 91±11 M.a. a 109±10 M.a. (Shagam *et al.*, 1984 en Van der Lilej, 2013). Se considera que el grupo de edad más antigua refleja *annealing* parcial y el grupo de edad más joven refleja *annealing* completo, como resultado del alto flujo de

calor durante las últimas etapas de subsidencia, en el Cretácico Tardío (Shagam *et al.*, 1984 en Van der Lilej, 2013).

Otros reportes de trazas de fisión en apatitos para rocas del Jurásico y rocas de basamento del Macizo de Santander, oscilan en el rango de  $3,8 \pm 0,8$  M.a. a  $18,9 \pm 2,2$  M.a. Estos datos son poco correlacionables con la elevación de la Cordillera Oriental (Shagam *et al.*, 1984 en Van der Lilej, 2013), lo que sugiere que la exhumación ocurrió en edades y tasas de velocidades diferentes, en bloques de falla discretos. Una de estas edades correspondería al Oligoceno ( $\sim 34$  M.a.; Gradstein *et al.*, 2012 en Van der Lilej, 2013) para la cual se postula el inicio de la exhumación, basada en la interpretación de que las rocas sedimentarias del piedemonte oriental, derivan del Macizo de Santander producto de la erosión (Shagam *et al.*, 1984 en Van der Lilej, 2013).

Van der Lelij (2013) a partir de su trabajo con trazas de fisión en apatitos para rocas del Macizo de Santander, concluye que la exhumación del macizo fue muy rápida hacia el este de la Falla Bucaramanga desde hace aproximadamente  $\sim 17,6 \pm 3,3$  M.a., menciona que la exhumación pudo haber sido controlada por particionamiento de la deformación a lo largo de numerosas fallas secundarias, donde algunos bloques de falla se mantuvieron aproximadamente isotérmicos, posterior a la rápida exhumación. Las tendencias espaciales de edades de trazas de fisión y de trayectorias edad-temperatura de las granodioritas al oeste de la Falla Bucaramanga, muestran que estas rocas fueron exhumadas a tasas de 0.25-0.5 km/Ma, mientras que las rocas al este de la Falla Bucaramanga se exhumaron a tasas de 0.5-1.0 km/Ma.

A pesar de los buenos resultados obtenidos para el Macizo de Santander en termocronología, Van der Lelij (2013) no delimita el inicio de la exhumación al este de la Falla Bucaramanga, sin embargo señala que pudo haber sido una exhumación continua desde  $\sim 40$  M.a. dada a evidencia de que muchas de sus muestras estaban en/o por debajo de la zona de *annealing* parcial del Zircón a  $\sim 40$  M.a., sugiere que las

ratas de exhumación promedio entre 40 M.a. y 17 M.a. no excedieron los ~0,15 km/M.a. asumiendo un gradiente geotérmico de 25 °C/km. Estos resultados tampoco limitan puntos de inflexión en la historia térmica antes de ~17 M.a., y el momento en el cual inicia el enfriamiento rápido, también es desconocido.

De acuerdo a los datos obtenidos, se interpreta que la exhumación acelerada del Macizo de Santander, pudo haber sido resultado de la indentación del arco Chocó-Panamá (Van der Lelij, 2013) al margen occidental de la antigua Colombia, hace ~24 M.a., (Farris *et al.*, 2011 en Van der Lelij, 2013), y de la convergencia acelerada entre las Placas Nazca y Suramérica hace ~20 M.a. y ~10 M.a. (Pardo-Casas and Molnar, 1987 en Van der Lelij, 2013).

La tendencia estructural noroeste-sureste de la Falla Bucaramanga, se convierte en una característica estructural activa hace ~40 M.a., y da lugar a la exhumación asimétrica del Macizo de Santander (Van der Lelij, 2013). La exhumación total desde ~40 M.a. fue mayor en cercanías a la Falla Bucaramanga, y puede haber excedido los ~10 kilómetros (Van der Lelij, 2013).

## 8. MARCO TECTÓNICO

### Falla Bucaramanga

La Falla Bucaramanga hace parte del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga (Royero y Clavijo 2001), es una falla de extensión regional que separa rocas de basamento de edad Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico, de rocas sedimentarias de edad Cretácico y Cenozoico. El Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga forma el límite oeste del Macizo de Santa Marta hacia el norte y hacia la parte sur, forma el límite occidental del Macizo de Santander (Toro, 1990).

Este sistema de fallas también es conocido como:

- La Gran Falla de Colombia (Raasvelt, 1956).
- Falla de Santa Marta (Young *et al.*, 1956; Campbell, 1965).
- Falla Magdalena (Rod, 1958).
- Falla Santa Marta-Bucaramanga (Tschanz *et al.*, 1969).
- Falla de Bucaramanga (Ingeominas, 1998; Boinet *et al.*, 1989; Colleta *et al.*, 1997).

El Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga se considera un accidente tectónico de gran importancia en el nororiente colombiano (Ujueta, 2003), posiblemente desarrollado como una estructura de escape en respuesta a la acelerada compresión del Bloque Chocó y el Arco de Panamá contra el margen occidental de Colombia, durante el Mioceno Tardío (Toro, 1990).

La orientación del Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga ha sido estimada como: N15°W por Toro (1990) y Ujueta (2003), N10°W al SW de Ocaña por Salinas (1983) y N20°W por Cuellár *et al.*, (2012). Determinar el desplazamiento a lo largo de todo el sistema de fallas no ha sido una tarea fácil, dado el gran espesor de las rocas sedimentarias de edades Cenozoico y Cuaternario, el cual cubre en gran parte el

sistema; sin embargo, a través de correlaciones se ha determinado un posible desplazamiento de 240 km (Alberding, 1957 en Ujueta, 2003). Campbell (1965) correlaciona las provincias geológicas y la estratigrafía a lo largo de este sistema de fallas y concluye que son necesarios al menos 100 km de desplazamiento, para restaurar la paleogeografía relacionada a los cinturones de batolitos de edad Jurásico, gneises de edad Precámbrico y rocas metamórficas de edad Paleozoico existentes en la Cordillera Central y el Macizo de Santa Marta, menciona que un desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 110 Km, alinearía estos cinturones. Varios autores apoyan este desplazamiento del orden de 100 km (Alberding, 1957; Ingeominas, 1988; Toro, 1990; Paris *et al.*, 2000). Sin embargo, otros autores proponen desplazamientos de 40-240 Km (Alberding, 1957 en Ujueta, 2003; Cuéllar *et al.*, 2012), 74 Km (Duque-Caro, 1980), y 120Km (Rod, 1958).

Varias correlaciones han sido realizadas entre basamento perforado en pozos petroleros de las cuencas Cesar y Valle inferior del Magdalena con basamento aflorante en el Macizo de Santa Marta. De igual manera Mora y García (2006) correlacionan la tectonoestratigrafía de la subcuenca Cesar y la cuenca del Valle Inferior del Magdalena, concluyendo que aunque no hay un desplazamiento significativo del Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga desde el Oligoceno hasta el presente, en la parte meridional de dicho sistema, existe una relación local entre estas cuencas y apoya la propuesta de Ujueta (2003) separando el sistema de fallas en dos segmentos diferentes (subcuenca Cesar y cuenca del Valle Inferior del Magdalena) pero relacionados. La extensión longitudinal del Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga, se estima en un rango de 550 – 600 Km (Boinet *et al.*, 1989; Toro, 1990; Paris *et al.*, 2000; Ujueta, 2003; Cuéllar *et al.*, 2012).

En cuanto a la edad de la falla, se han propuesto los siguientes períodos:

- Young, 1956: Fallamiento en el Eoceno, sin perturbación en el Oligoceno.
- Campbell, 1968: Cenozoico tardío a Cuaternario.

- Irving, 1971: Post-Cretáceo.
- Tschanz, 1974: Finales del Mesozoico o principios del Cenozoico.
- Duque-Caro, 1980: Plioceno y Pleistoceno.
- Boinet, 1989: Mioceno y Plioceno.
- Ujueta, 2003: Plioceno y Pleistoceno.

Por otro lado, Paris *et al.* (2000), subdivide el sistema de fallas en dos secciones Santa Marta y Bucaramanga. La primera presenta un fuerte lineamiento topográfico fácilmente reconocible en imágenes satelitales y fotografías aéreas, donde el trazo de la falla está marcado por cambios bruscos de pendiente y por desviación de drenajes, y su velocidad de movimiento es desconocida, pero se estima  $< 0,2$  mm/año. Por otro lado la sección Bucaramanga, presenta características topográficas lineales, donde el Abanico de Bucaramanga muestra un desplazamiento sinistral evidenciado en los depósitos cuaternarios.

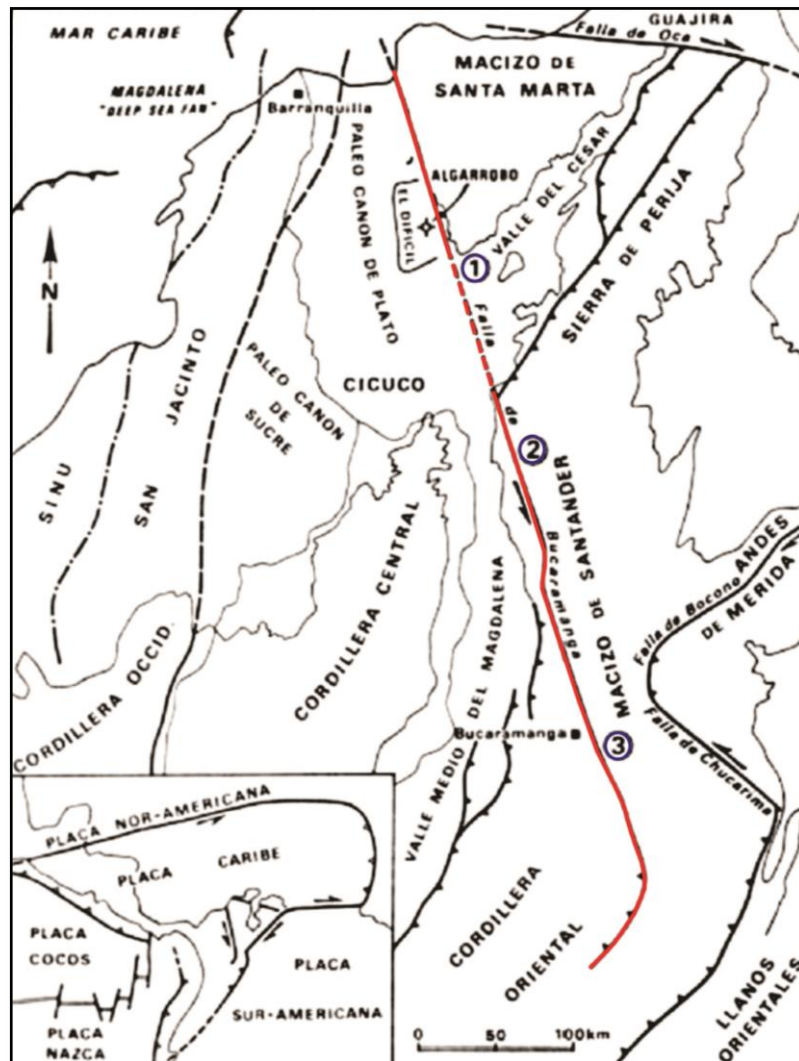
A lo largo de la falla se observan lomos de obturación, lomos de presión, ganchos de flexión, facetas triangulares y sillas de montar, compensando drenajes, hondonadas, escarpes de falla y altas pendientes. Su velocidad de movimiento se estima  $< 0.2$  mm/año (Paris *et al.*, 2000).

El Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga es considerado por algunos autores un sistema compuesto por tres sectores: un primer sector en el norte, hacia el costado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta entre la costa Caribe y la población de Bosconia con aproximadamente 130 km de extensión (Ujueta, 2003), correspondiente a la Falla de Santa Marta (Cuéllar *et al.*, 2012); este segmento de la falla separa la Cuenca del Bajo Magdalena al oeste del Macizo de Santa Marta y la Cuenca del Cesar al este (Boinet *et al.*, 1989); un segundo sector, entre Bosconia al Norte y la población de Curumaní al Sur con 100 km de longitud (Ujueta, 2003), correspondiente a la Falla de Algarrobo (Cuéllar *et al.*, 2012) y un tercer sector entre Curumaní al Norte y el

extremo sur del Macizo de Santander con una extensión de 350 km (Ujueta 2003), correspondiente a la Falla Bucaramanga (Cuéllar *et al.*, 2012; Figura 20).

El desplazamiento sinistral observado en la parte septentrional de la Falla Bucaramanga, no se manifiesta en su parte meridional. La mayor parte del movimiento del comportamiento occidental que se desplaza hacia el SE, es absorbido por los cabalgamientos de la cordillera oriental (Boinet *et al.*, 1989).

**Figura 20.** Sectores del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga.



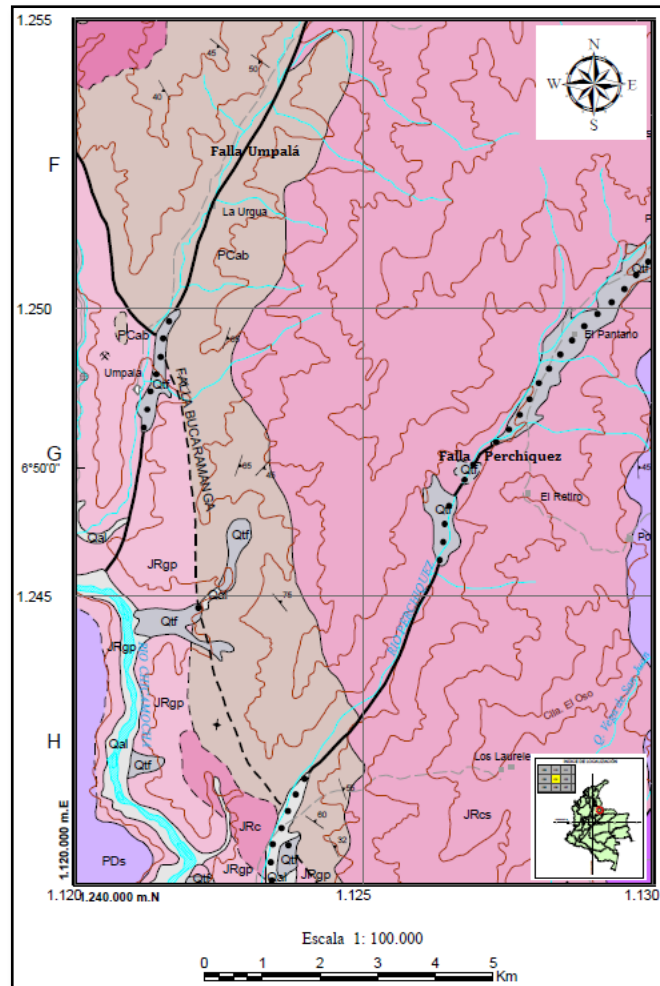
**Fuente.** Boinet *et al.*, 1989 y modificada por los autores.

En base a la interpretación sísmica y al mapeo, se considera que el comportamiento cinemático del Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga cambio dramáticamente en el Oligoceno y debido a este cambio se presenta el contraste estratigráfico entre las cuencas Cesar y Valle Inferior del Magdalena (Mora y García 2006).

### Falla Umpalá

Es una falla de rumbo lateral derecho, con dirección N30°E que se extiende por unos 24 km (Figura 21; Royero y Clavijo, 2001) desde la Falla Bucaramanga atravesando rocas ígneas y metamórficas (Ward *et al.*, 1973).

**Figura 21.** Ubicación de las Fallas Umpalá y Falla del Río Perchiquez.



**Fuente.** INGEOMINAS, 1977. Modificado por los Autores.

### **Falla Río Perchiquéz**

Es una falla de rumbo lateral derecho, cuyo lineamiento sigue el curso del río Perchiquéz en dirección NE (Figura 21). Afecta la Falla Bucaramanga en cercanías al municipio de Cepitá (Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001).

## 9. METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo de investigación consta de las siguientes fases:

### **Fase 1: Recopilación bibliográfica**

Esta fase consiste en la consulta y selección de material bibliográfico, como artículos científicos, informes técnicos, trabajos de grado, memorias explicativas, mapas geológicos y libros, relacionados con la temática a desarrollar, obtenidos a partir de las bases de datos de la Universidad Industrial de Santander y el Servicio Geológico Colombiano.

### **Fase 2: Reconocimiento de la zona de campo**

Esta fase consiste en la delimitación de la zona a trabajar, para la cual es necesario el acompañamiento del director del proyecto quién especificará el trabajo a realizar, la metodología de campo y el problema a resolver.

### **Fase 3: Trabajo de campo**

Esta fase consiste en la recopilación de datos estructurales (diaclasas, planos estriados, venas, fallas, foliaciones, etc.), control litológico (toma de muestras debidamente orientadas, cambios composicionales, distribución y cambios en tamaño de los cristales), material fotográfico y análisis geomorfológico.

Durante esta etapa se realizó la toma de muestras de manera sistemática, cada una de las muestras fue orientada y fotografiada antes de su extracción. Se marcaron con las iniciales VG junto con el nombre del corregimiento seguidas del número de la estación y el número de la muestra (VG\_UMPALÁ\_001\_1). En la toma de muestras se consideraron cambios texturales, estructurales y mineralógicos a lo largo de los afloramientos presentes en la zona y se recolectaron un total de 24 muestras.

#### **Fase 4: Tratamiento de los datos**

En esta fase se organizan los datos obtenidos en campo y se someten a procesamiento de software geológico cuyos resultados faciliten el análisis y la interpretación estructural. Así mismo se usa software de información geográfica, que permita generar mapa geológico y en este visualizar el resultado de los datos procesados.

Durante esta etapa se usó el software Stereonet para analizar la distribución del fracturamiento mediante diagramas rosa y el software T-Tecto para determinar el tensor de esfuerzos a partir del fallamiento en cuña tectónica. De igual modo se trataron los datos obtenidos durante el ensayo de compresión uniaxial usando el Software Solidworks con el fin de simular dicha prueba a través del método de elementos finitos analizando la deformación en términos de tensiones, desplazamientos y deformaciones unitarias.

#### **Fase 5: Trabajo de Laboratorio**

Esta fase consta de elaboración de secciones delgadas orientadas que permitan realizar el análisis de las características estructurales que constituyen la microestructura de la fábrica de las rocas tomadas en campo.

El análisis petrográfico se inició con el conteo de puntos, el cual permitió determinar el valor mineral en porcentajes, para luego ser graficados en el diagrama de Streckeisen y conocer su nombre en base al porcentaje de cuarzo, plagioclasa y feldespato. Así mismo se describieron las características texturales y microestructurales presentes en las muestras analizadas.

Las descripciones microscópicas se realizaron empleando el microscopio triocular de luz transmitida marca LEICA, modelo DM750P en el laboratorio del grupo de investigación de geología básica y aplicada (GIGBA) de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial De Santander, Sede Guatiguará.

Las microfotografías fueron tomadas empleando el sistema de fotografía digital MC120 HD acoplado al microscopio LEICA DM750P.

En esta etapa también se realizó un ensayo de comprensión uniaxial en los laboratorios de la Escuela de Ingeniería Civil de la Universidad Industrial de Santander mediante el uso de la Máquina Universal de Baldwin a partir de la cual se obtuvieron los datos de carga aplicada y deformación con los cuales se realiza posteriormente el análisis de la curva esfuerzo deformación para roca granítica cataclástica de la zona de estudio.

#### **Fase 6: Elaboración del Informe final**

Esta fase consiste en la elaboración de un informe técnico escrito, con descripción y análisis estructurales de fracturas, determinación del tensor local de esfuerzos, análisis petrográfico (microtectónicos) de cortes de roca orientados y mapa geológico.

**[Nota: A continuación se exponen los resultados del presente trabajo de grado, los cuales se muestran de manera metodológica y sistemática.]**

## 10. GEOMORFOLOGÍA Y TECTÓNICA

La zona de estudio se encuentra influenciada por la actividad de la Falla Bucaramanga y la Falla Umpalá, las cuales imprimen características geomorfológicas y neotectónicas evidenciadas en el relieve. A continuación se muestran algunas estructuras, geoformas, desplazamientos de bloques, deslizamientos e indicadores cinemáticos, los cuales evidencian la tectónica actual en el área de estudio.

### 10.1 VALLE DEL RÍO UMPALÁ

Es un valle lineal y elongado (*linear fault valley*) que define el trazo de la Falla Umpalá, y se caracteriza por presentar una pendiente suave, con una ligera inclinación hacia el NE (Figura 22), mostrando un control estructural dado por la actividad de la Falla Umpalá. El valle presenta unidades geológicas cuaternarias de terraza y cono de deyección (INGEOMINAS, 1977). Su distribución sugiere que se formó en respuesta a un cambio en las condiciones climáticas debido a tectonismo local, más que a cambios en el nivel base de corrientes (Prof. Shlemon, comunicación oral 1968, en Ward *et al.*, 1973).

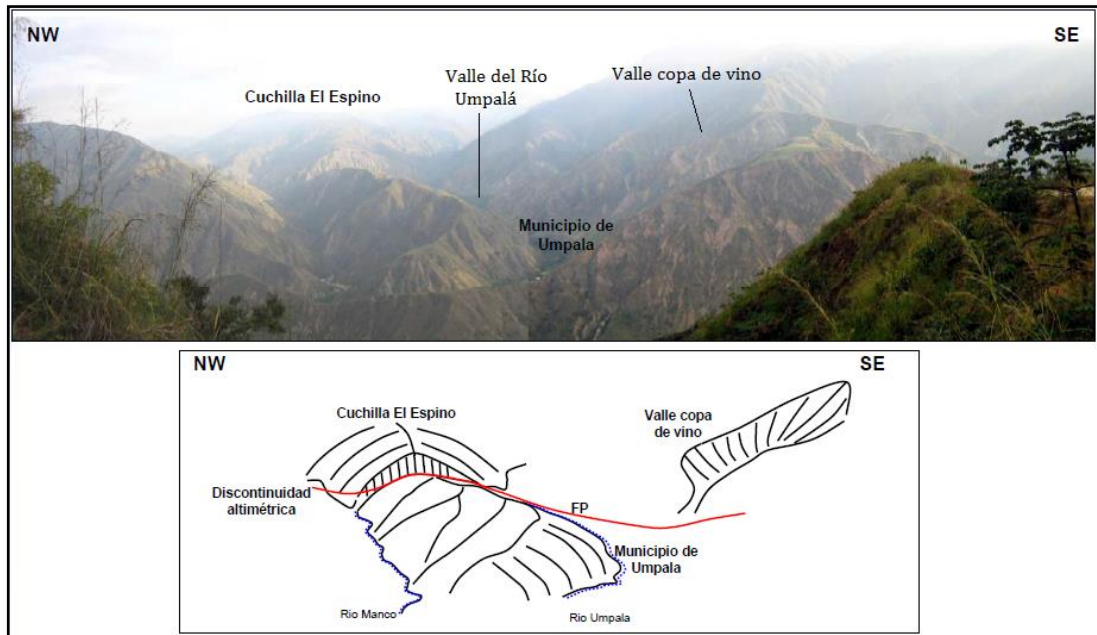
El valle del Río Umpalá, se encuentra limitado al oeste por la Cuchilla El Espino la cual presenta una discontinuidad altimétrica (escarpe de falla) al paso de la Falla Bucaramanga (Osorio *et al.*, 2008). Hacia el este también se ubica un valle denominado por Osorio *et al.* (2008) como valle copa de vino (Figura 23).

La interacción de las Fallas Bucaramanga y Umpalá, permite el desarrollo de una cuenca de tracción (*pull-apart basin*), generada por un proceso de extensión tectónica local el cual está directamente relacionado a un campo de esfuerzos local compresivo.

**Figura 22.** Valle del Río Umpalá.



**Figura 23.** Panorámica del valle del Río Umpalá, donde se observa la Cuchilla El Espino, el Valle copa de vino y el trazo de la Falla Bucaramanga.



\*FP: Falla de Piedemonte: Falla Bucaramanga.

**Fuente.** Osorio *et al.*, 2008. Modificado por los autores.

## **10.2 HOMBRAERA**

Conocida también como “*Structural Bench*” o “*fault bench*” (Diederix, 2004). Esta geoforma es una franja relativamente estrecha, llana y levemente inclinada, que está delimitada por pendientes empinadas que se encuentran en la parte superior e inferior de esta estructura (Jackson, 1997). Las hombreras pueden tener diferente origen, dependiendo del proceso geológico dominante. En la zona de estudio la hombrera indica el trazo de la Falla Bucaramanga el cual se alinea con otras geoformas (Figura 24).

## **10.3 SILLA DE MONTAR O SILLETA DE FALLA**

Denominada también como “*fault saddle*” (Diederix, 2004), corresponde a una estructura geomorfológica que indica el trazo de una falla y consiste en una caída o un punto bajo entre dos áreas con mayor altura. Una silla de montar no es necesariamente la parte más baja de dos colinas, puede ser simplemente un descenso a lo largo del nivel de una cresta (Burbank y Anderson, 2008).

En el área de estudio se presentan tres silletas de falla, dos en roca metamórfica (Gneis de Bucaramanga), ubicadas una al sureste del valle del Río Umpalá la cual se encuentra alineada con geoformas y deslizamientos que marcan el trazo de la Falla Bucaramanga (Figura 25), la segunda silleta se ubica al norte del valle y la tercer silleta al margen derecho de la vía Salado-Umpalá en roca ígnea cataclástica (Granito de Pescadero) alineada con deslizamientos ubicados a lo largo de la vía (Figura 26).

## **10.4 GANCHO DE FALLA O GANCHO DE FLEXIÓN**

Morfoestructura ubicada al este del Valle del Río Umpalá evidenciando la cinemática sinistral, producto de la actividad tectónica de la Falla Bucaramanga (Figura 27).

**Figura 24.** Hombreira o “*structural bench*”, indicador neotectónico.



**Figura 25.** Silleta de montar que indica el trazo de la Falla Bucaramanga.



**Figura 26.** Silla de montar en roca granítica cataclástica asociada posiblemente a un *splay* de la Falla Bucaramanga.



**Figura 27.** Gancho de falla o gancho de flexión. Las flechas rojas indican la cinemática de movimiento de la falla.



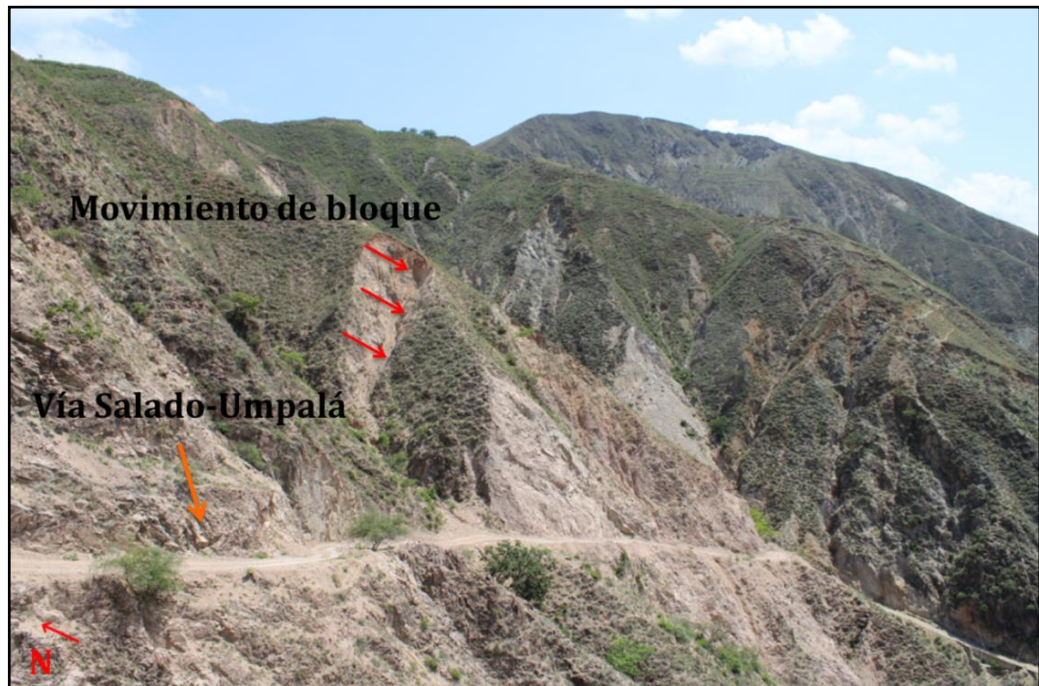
### 10.5 DESPLAZAMIENTO DE BLOQUES

Movimientos de grandes bloques a través de fracturas que evidencian movimiento normal con componente sinistral (Figura 28) y caídas verticales (Figura 29). Estos movimientos se presentan a lo largo del margen izquierdo de la vía Salado-Umpalá, en roca granítica cataclástica evidenciando actividad neotectónica.

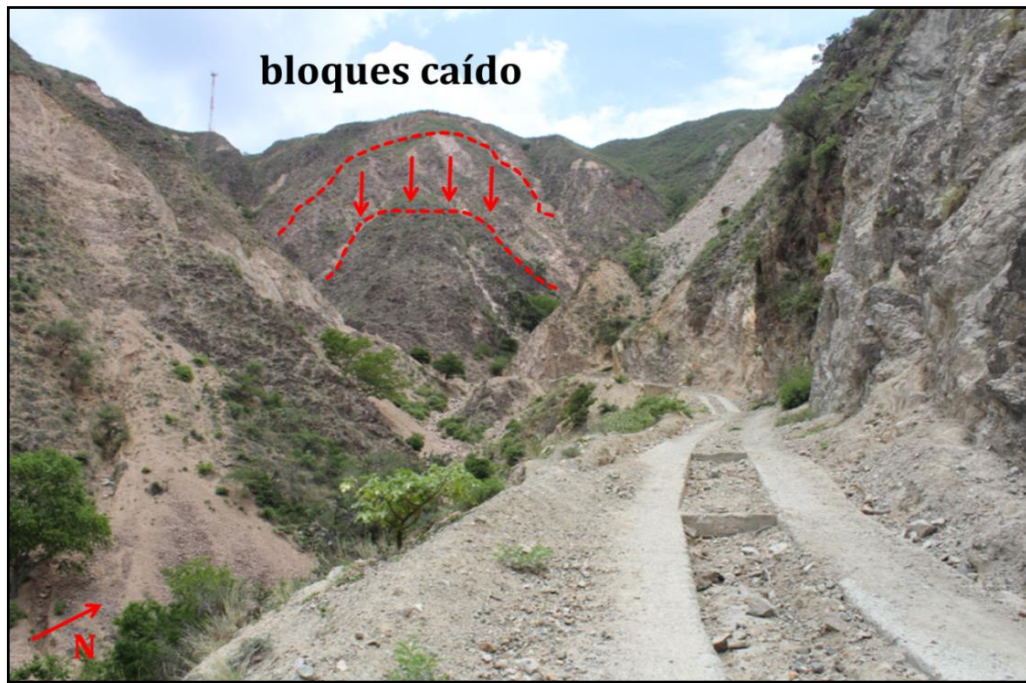
### 10.6 DESLIZAMIENTOS

El área de estudio se caracteriza por presentar fuertes deslizamientos, que se alinean al trazo de la Falla Bucaramanga. Varios de estos deslizamientos son de gran magnitud, evidenciando una amenaza potencial a la comunidad rural y al corregimiento Umpalá (Figura 30).

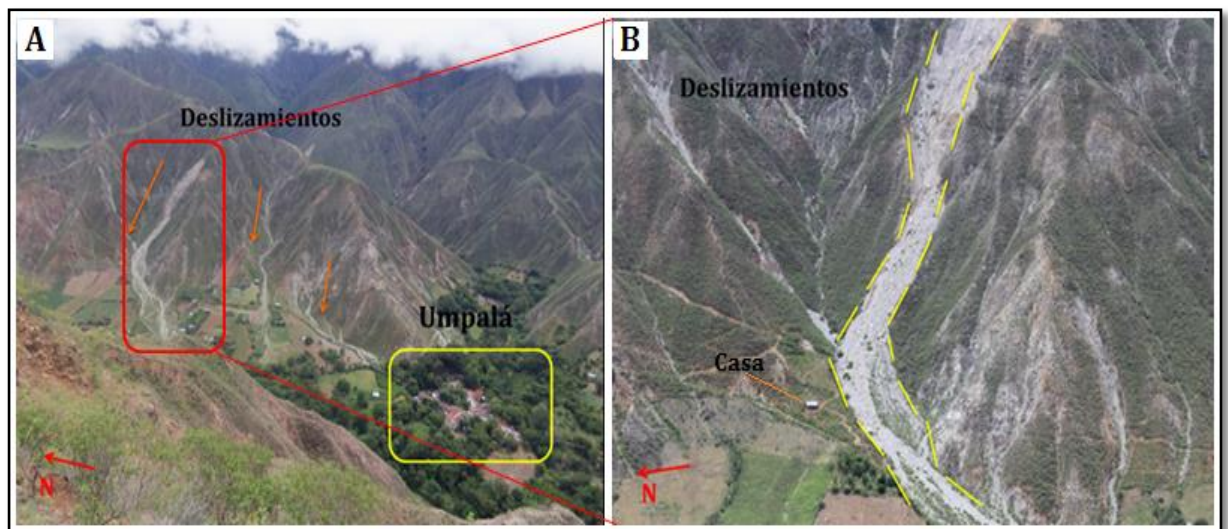
**Figura 28.** Movimiento de bloques a lo largo del margen izquierdo de la vía Salado-Umpalá. Las flechas indican el sentido de movimiento del bloque.



**Figura 29.** Caída de boque. Nótese el escarpe (líneas punteadas) y las flechas que indican el sentido de caída.



**Figura 30.** Deslizamientos. a) Deslizamientos alineados al trazo de la Falla Bucaramanga. b) Deslizamiento de gran magnitud. Como referencia se aprecia el tamaño de la casa.



En la vía Salado-Umpalá se observan también varios deslizamientos que afectan el estado del carreteable, algunos de estos han sido contrarrestados con la elaboración de gaviones y muros de contención, sin embargo otros de gran magnitud no han podido ser estabilizados (Figura 31).

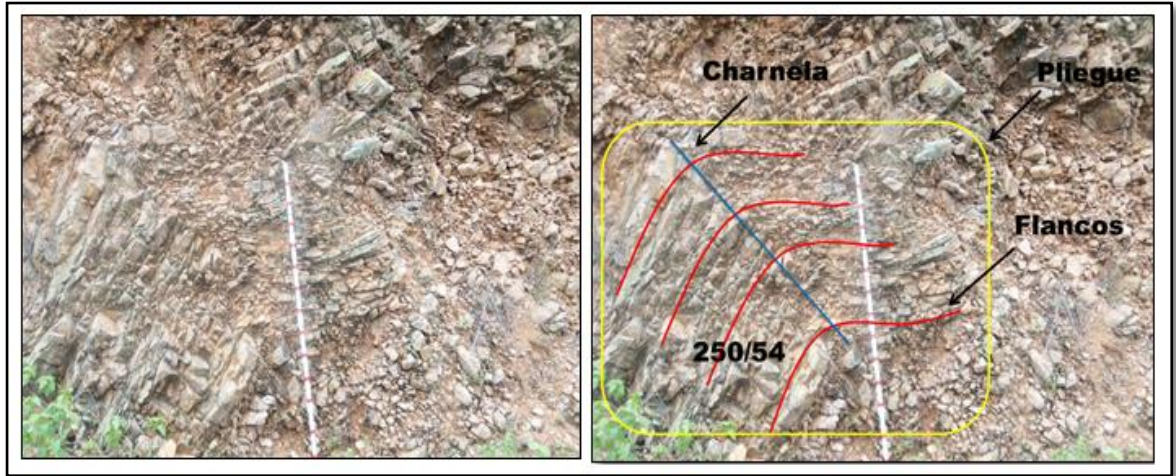
**Figura 31.** Deslizamientos y obras de mitigación tipo gaviones, a lo largo de la vía Salado-Umpalá.



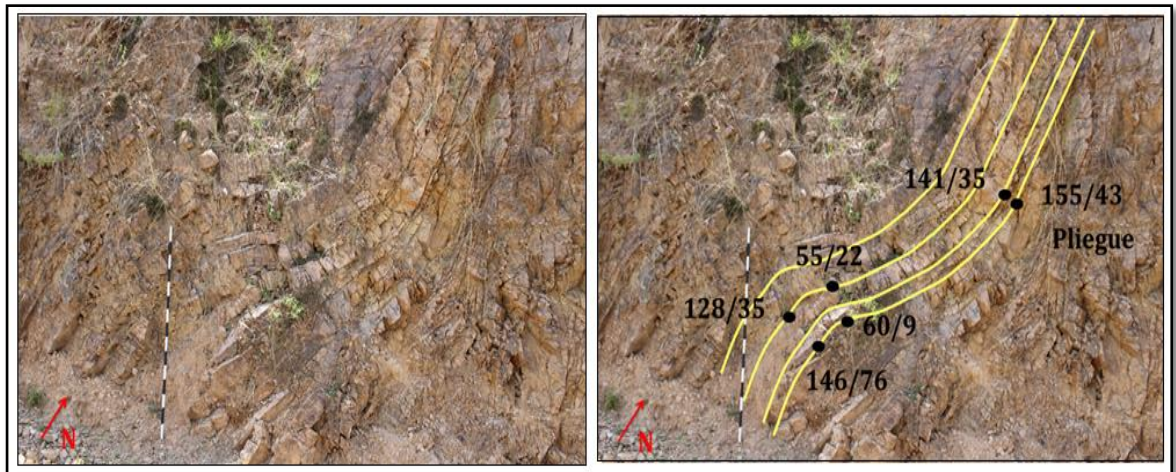
## 10.7 ESTRUCTURAS LOCALES

**10.7.1 Pliegues por fracturamiento** Los pliegues son deformaciones que se producen en las rocas, generalmente en rocas sedimentarias. A lo largo del trayecto del área de estudio se encontraron tres pliegues en roca granítica los cuales se originaron por deformación frágil, estos siguen un patrón de fracturamiento causado por el cizallamiento al que está sometida el área (Figura 32). Osorio *et al.*, (2008) define el pliegue de la Figura 33, como un pliegue de arrastre inverso con generación de fallamiento antitético.

**Figura 32.** Pliegue ubicado cerca de las minas de fluorita de Umpalá. La línea color azul representa el eje axial (charnela), las líneas plegadas rojas representan los flancos del pliegue. La forma del pliegue es en parábola y sus flacos presentan simetría y tienen una apertura tipo abierta entre 70°-120° (McClay, 1987; escala: bastón 1,50 metros).

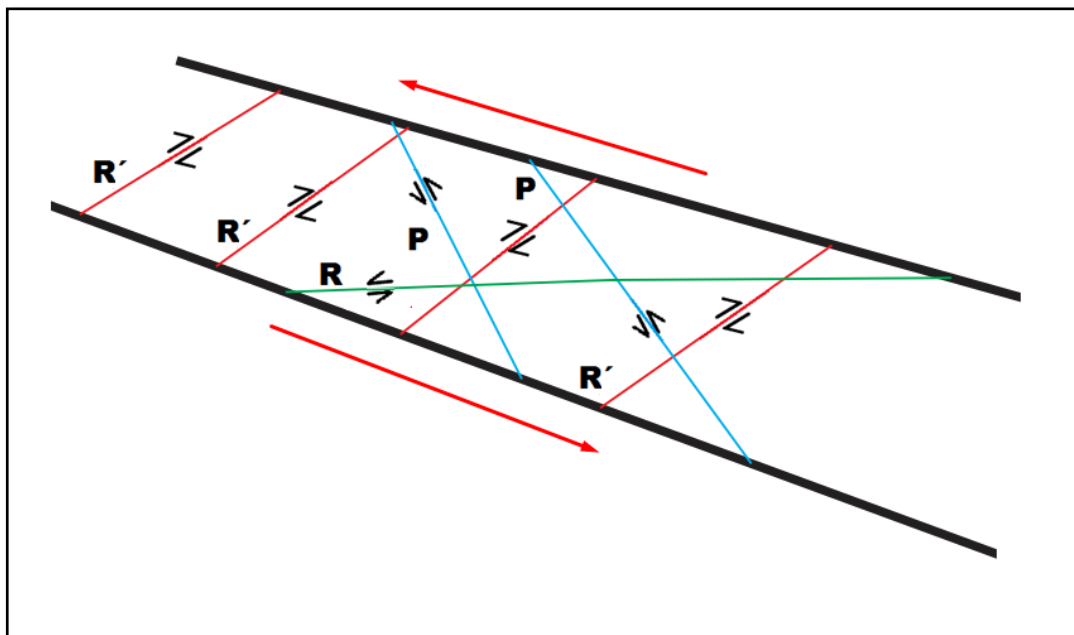


**Figura 33.** La línea amarilla indica la curvatura del pliegue, el cual se prolonga en la vertical. De acuerdo a su forma se clasifica como un pliegue intermedio (entre ondas sinusoidales y pliegues chevron), los flacos presentan una apertura tipo suave entre 120°-180° (McClay, 1987; escala: bastón 1,50 metros).

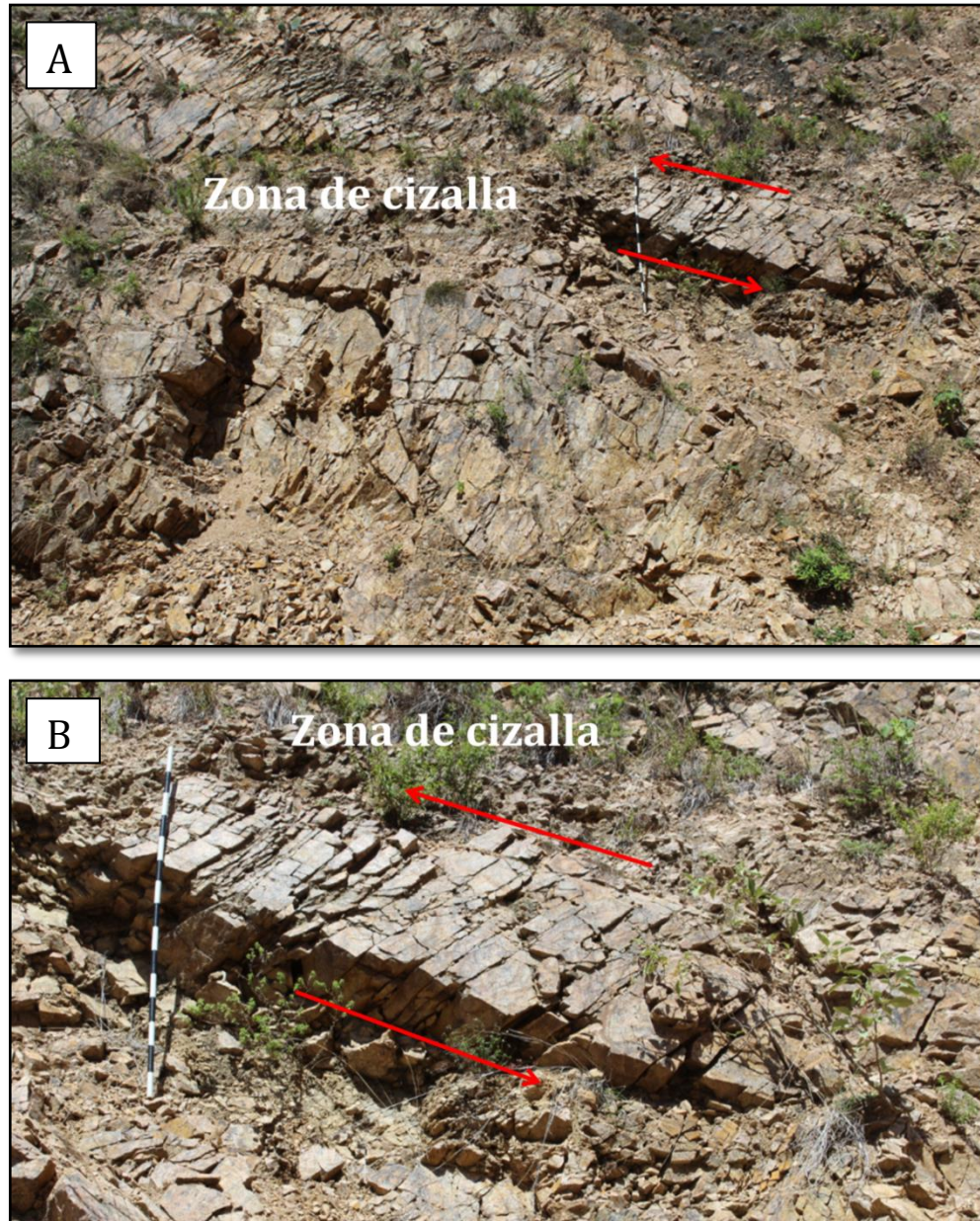


**10.7.2 Zona de cizalla** Zonas relacionadas a estructuras las cuales presentan desplazamientos entre bloques de rocas y tienden a crecer en longitud y amplitud durante la acumulación del desplazamiento, son zonas tabulares en las cuales la deformación es mayor que en la roca adyacente. Se clasifican en zonas de cizalla simples, subsimples y puras (Fossen, 2010). En el área de estudio se presentan zonas de cizalla friccional (Figura 34 y Figura 35), las cuales se forman a partir de mecanismos de deformación frágil generalmente. Estos mecanismos dependen de la temperatura, la presión, las reacciones metamórficas, la segmentación, la velocidad de deformación y las cantidades de fluido disponible además de las propiedades y distribución de las rocas y los minerales en la zona (Fossen, 2010). Esta cizalla se puede desarrollar en el núcleo de la falla y en zonas de daño, generando así un espectro de las zonas de cizalla.

**Figura 34.** Modelo *Riedel* para la zona de cizalla sinistral presenta en el área de estudio, se evidencia cizalla riedel (R) color verde, antiriedel (R') color rojo y post-riedel (P) color verde.



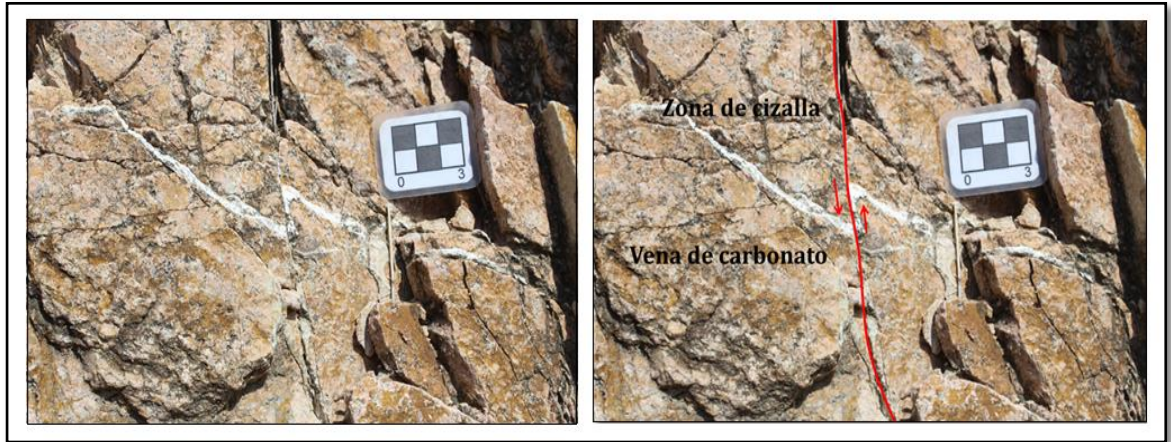
**Figura 35.** a) Zona de cizalla a lo largo de roca granítica mostrando una cinemática sinistral. b) Acercamiento de la zona de cizalla donde se observa cizalla riedel (R), antiriedel (R') y post-riedel (P; escala: bastón 1,50 metros).



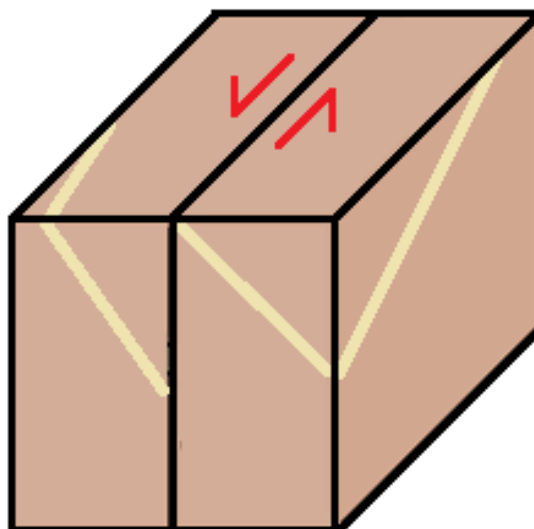
La zona de cizalla mostrada en la Figura 35 cumple con el modelo Riedel (1929), representando una cinemática sinistral a partir de las estructuras formadas por deformación frágil en la zona de falla. Así mismo el área de estudio presenta

estructuras puntuales de zonas de cizalla y fracturas de cizalla en roca cataclástica evidenciada por el desplazamiento en venas de cuarzo y carbonato (Figura 36 y Figura 37).

**Figura 36.** Fractura de cizalla que desplaza en vena de carbonato (escala 3cm).



**Figura 37.** Bloque-diagrama que explica la cinemática de la fractura de cizalla que afecta las venas de carbonato.



**10.7.3 Estructura de similitud a chimeneas de hadas** Denominada también como “*tent rock, fairy chimney, earth pirámid y hoodoo*” (Kiver y Harris, 1999). En el área de estudio se presentan como pequeñas torres de roca cataclástica producto del alto grado de fracturamiento y de procesos de erosión y meteorización. Estas torres contienen material fino relleno de las fisuras que las separan y se caracterizan por presentar en la parte superior un fragmento de roca cohesiva con caras aplanadas y geometría irregular, sostenido por material más fino, con mayor grado de erosión y meteorización. Esta estructura se da como resultado de un patrón de fracturamiento casi vertical. Comúnmente se originan en rocas sedimentarias, en zonas áridas, secas y calientes (Figura 38).

**Figura 38.** Estructuras que guardan similitud a las denominadas chimeneas de hadas o en su término en inglés “*tent rock, fairy chimney, earth pirámid y hoodoo*” (Kiver y Harris, 1999; escala: bastón 1,50 metros).

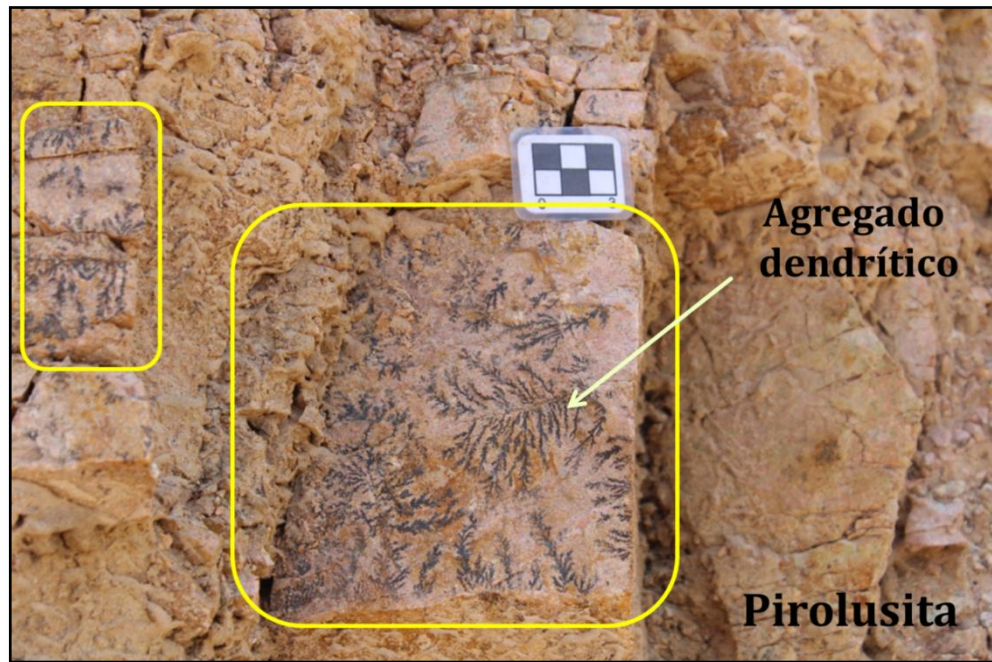


**10.7.4 Estructura Concéntrica** Se observó una estructura concéntrica (Figura 39), con precipitados de capas intercaladas en forma concéntrica, de aproximadamente 1 a 2 cm y no son penetrativas. Estas capas se dan posiblemente por precipitación y concentración de hierro bajo determinadas condiciones, en roca granítica cataclástica. En el área de estudio solo se evidenció este único ejemplar concéntrico. Por sus características físicas y de forma se asemejan a los denominados “anillos o bandas de Liesegang”, los cuales son aún motivo de investigación, debido a que no se conoce con certeza el mecanismo de formación de dichos anillos. La estructura presenta en su interior un agregado dendrítico de pirolusita bióxido de manganeso ( $MnO_2$ ), el cual se genera por procesos supergénicos en los cuales el agua disuelve el manganeso de las rocas, formando diversos minerales, entre esos la pirolusita ( $MnO_2$ ), apareciendo en las superficies de rotura de las rocas (Dana-Hurbolt, 1995). La pirolusita se encuentra distribuida a lo largo del área de estudio en la roca granítica cataclástica (Figura 40), adentrándose a lo largo de las fracturas y planos de falla. Se encuentra acompañada de pátina, algunas de éstas de composición  $CaCO_3$ .

**Figura 39.** Estructura concéntrica en roca granítica cataclástica.

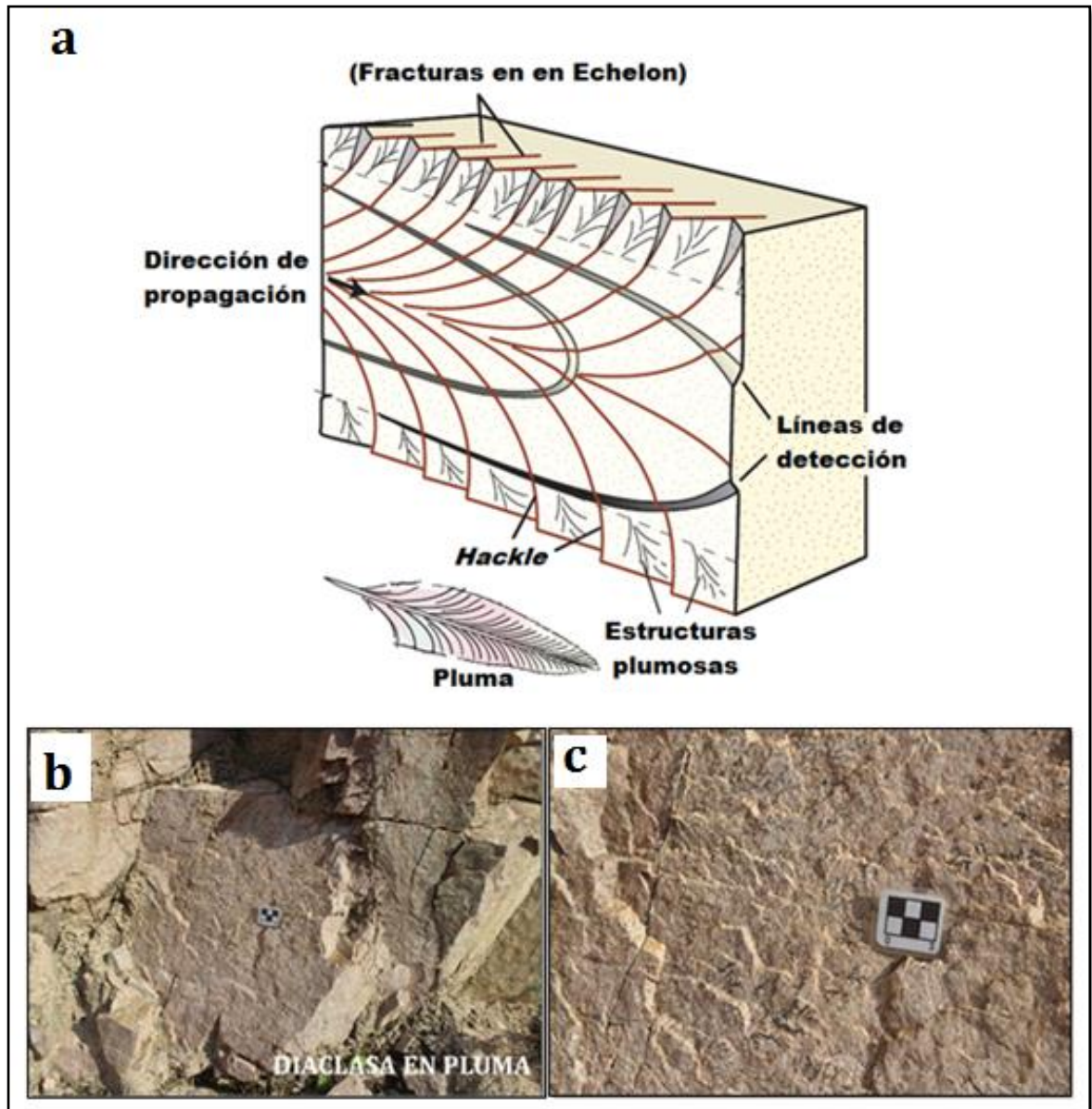


**Figura 40.** Agregado dendrítico de pirolusita bióxido de manganeso ( $MnO_2$ ; escala: 3cm)



**10.7.5 Diaclasa en pluma** Son diaclasas con juntas de retracción que se expresan por un tenue relieve cuyas crestas se disponen de forma similar a las barbas de una pluma de ave (Figura 41). Asociados a la terminación de estas barbas aparecen con mucha frecuencia sistemas de microfracturas dispuestas en escalón análogos a los que se desarrollan siguiendo el modelo riedel (Pocoví *et al.*, 1992), estas microfracturas son denominadas diaclasas de margen u orla (Hodgson, 1961 en Pocoví *et al.*, 1992). Las diaclasas en pluma están asociadas a origen tensional y aportan información concerniente a la propagación de la fractura, el eje de la pluma representa la propagación de la fractura y el sentido de la apertura de las barbas indica el sentido de la misma (Woodworth, 1896 y Hancock, 1985 en Pocoví *et al.*, 1992).

**Figura 41.** Diaclasa en pluma. a) Esquema de una diaclasa en pluma b) Diaclasa en pluma encontrada en la zona de estudio c) Acercamiento de la diaclasa en pluma mostrando las microfracturas (diaclasas de margen u orla).



**Fuente.** a) Fossen, 2010. Modificada por los autores (b y c) Autores.

## **10.8 ROCAS DE FALLA, FALLAMIENTO E INDICADORES CINEMÁTICOS**

**10.8.1 Brecha de falla** Se denomina brecha de falla cuando más del 30% de la roca son fragmentos angulares envueltos en una matriz fina (Martinez, 2002). Generalmente los clastos no presentan una orientación preferencial y presenta disminución del tamaño de grano debido a la abrasión (Davis *et al.*, 2012). La brecha de falla se presenta como material no cohesivo a lo largo de un plano de falla dentro de la zona de daño de la Falla Bucaramanga (Figura 42).

**10.8.2 Zona de falla** Zona de deformación frágil (en el área de estudio) donde aumenta el grado de fracturamiento y el número de planos de falla en la zona de daño de la Falla Bucaramanga, en cercanías a uno de sus núcleos.

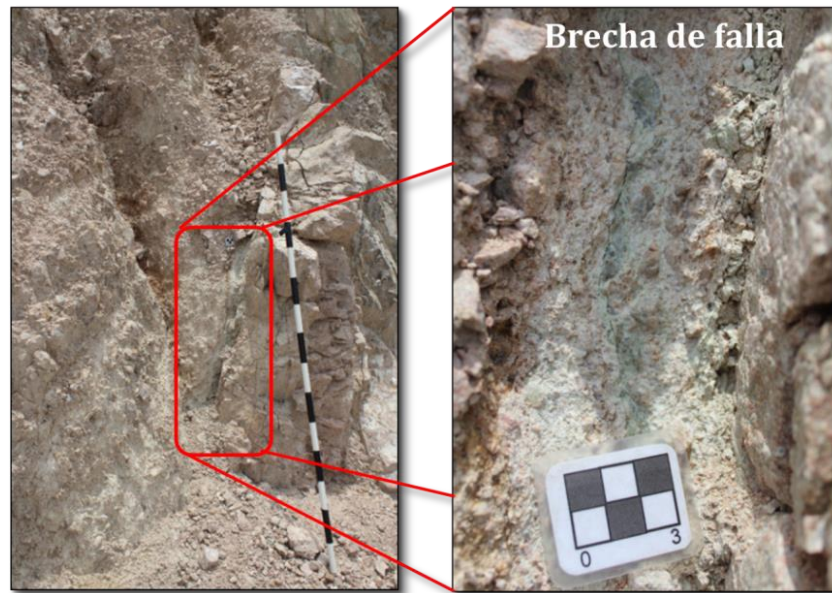
La zona de falla caracterizada por un patrón de fracturamiento casi vertical (Figura 43) el cual se hace más prominente al acercarse al núcleo de la falla. Asociado a este patrón se genera fracturamiento varias direcciones.

**10.8.3 Gouge o harina de falla** Es un tipo de roca de falla no foliada, incohesiva y sin estructura primaria (Lin, 2008). Su tamaño de grano es menor a 0,1 mm y se comporta como arcilla en esta húmedo.

En el área de estudio se presenta, desarrollando grietas de desecación a lo largo del plano de falla, su color es verde pálido y presenta fragmentos angulares no mayores a 1 cm de la roca parental.

El *gouge* se encuentra delimitado en uno de sus lados por estructuras facoidales y en el otro extremo por un fuerte deslizamiento (Figura 44).

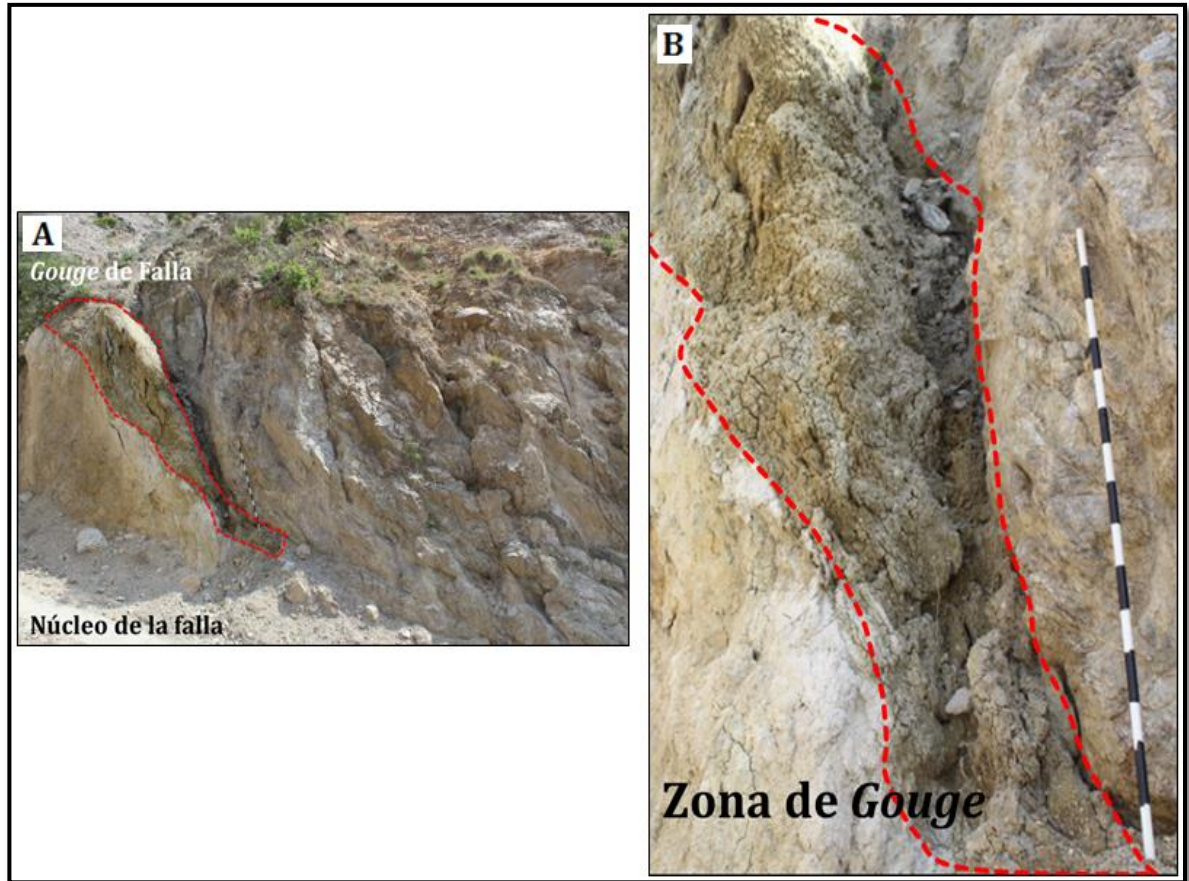
**Figura 42.** Brecha de falla en roca cataclástica de la zona de daño de la Falla Bucaramanga (escala: bastón 1,50 metros).



**Figura 43.** Zona de falla con planos de falla que siguen patrón de fracturamiento casi vertical (escala: bastón 1,50 metros).



**Figura 44.** *Gouge* de falla. a) *Gouge* de falla de uno de los núcleos de la Falla Bucaramanga. b) Acercamiento a la zona de *gouge*, se observan fragmentos angulares de tonalidades claras y aumento del espesor de la capa de *gouge* de la parte inferior hacia la superior (escala: bastón 1,50 metros).



**10.8.4 Estructuras en forma de textura facoidal** Las rocas facoidales son una división de las cataclasitas donde las unidades presentan forma de elipsoide (Pinón, 2004). Este tipo de estructura en forma facoidal presenta un tamaño de grano fino y señales de cizallamiento, se caracteriza por ser un material poco consolidado (Figura 45).

**10.8.5 Falla** En la zona de estudio se observó un plano de falla de grandes dimensiones con forma de falla lístrica (*sensu stricto* geometría; Figura 46). Este plano de falla presenta diferentes indicadores cinemáticos tales como surcos de falla, estrías, escalones, riedel y antiriedel indicando una cinemática inversa-sinestral. Es una falla de bajo ángulo donde el bloque yacente presenta un alto grado de deformación.

**Figura 45.** Estructuras en forma de textura facoidal (escala: bastón 1,50 metros).



**Figura 46.** Falla



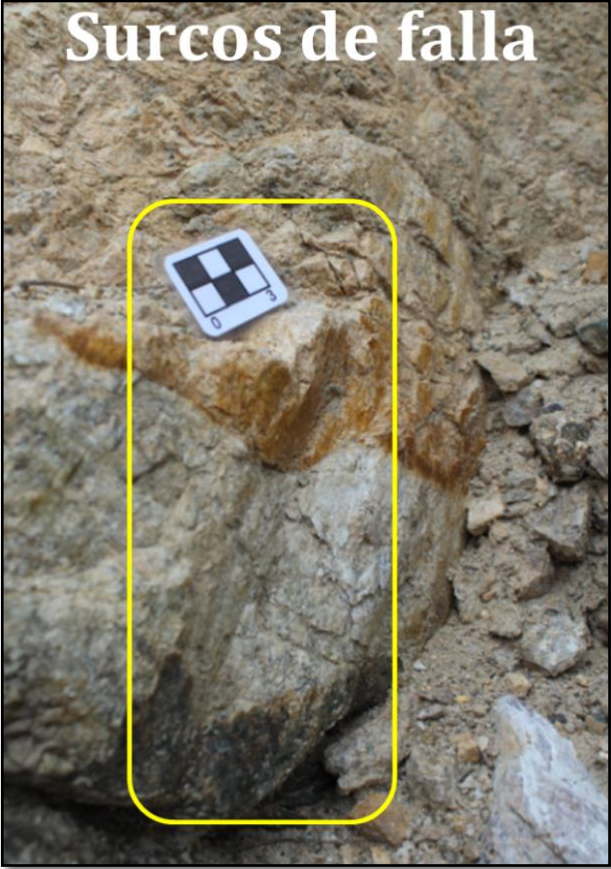
**10.8.6 Estrías (Líneas de deslizamiento)** Líneas sobre el plano de falla que indican la dirección de desplazamiento relativo entre dos bloques afectados por una falla, se presenta como líneas finas sobre los planos de falla y se producen por la acción abrasiva de la fricción entre dos bloques, están asociados al fallamiento frágil y se componen de cristales fibrosos (Hobbs et al., 1981). A lo largo de la zona de estudio se encuentran estrías de falla y su aparición se hace más frecuente en cercanías al núcleo de la falla, sin embargo algunas estas se encuentran fuertemente afectadas por procesos de cataclasis (Figura 47).

**10.8.7 Surcos de falla** Estriaciones profundas (ranuras) (Pettit, 1989) o Surcos de falla (*fault grooves*) (Fossen 2010) que ocurren a partir de la fricción de dos bloques, ya sea en roca, en gouge o en granos de fragmentos de minerales. La Figura 48 muestra un surco de falla a lo largo de un plano de falla en el área de estudio.

**Figura 47.** Estrías de falla (líneas de deslizamiento), en la parte superior presenta una capa de pseudotaquilita.



**Figura 48.** Surcos de falla o estriaciones profundas.



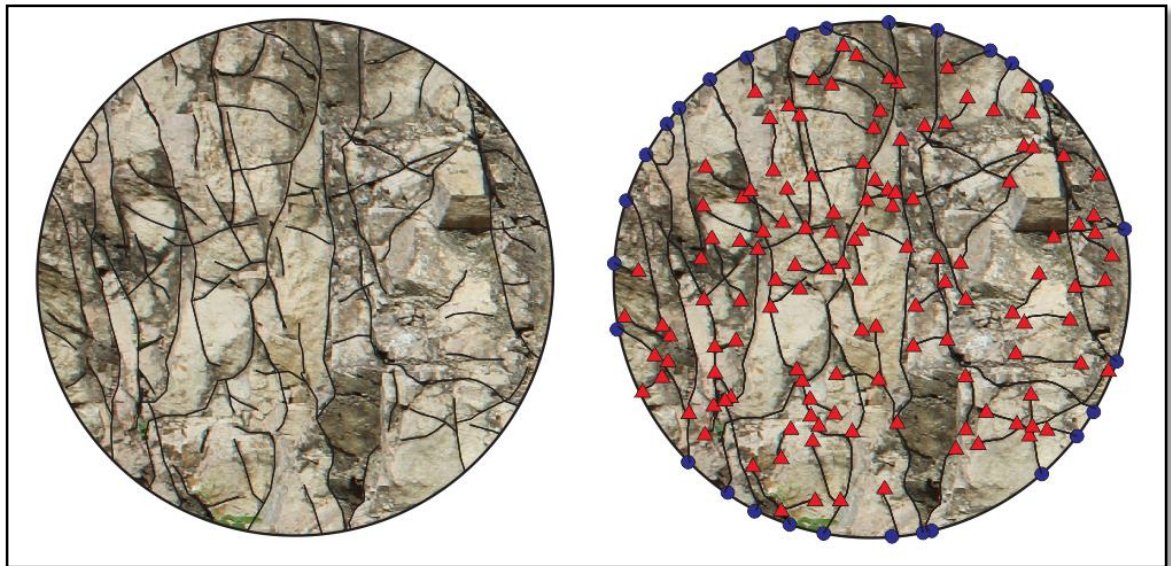
## 11. ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ROCAS DE FALLA

### 11.1 ANÁLISIS DE DENSIDAD E INTENSIDAD DE FRACTURA


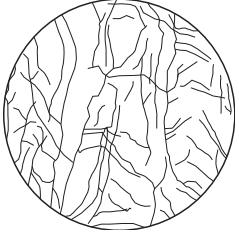
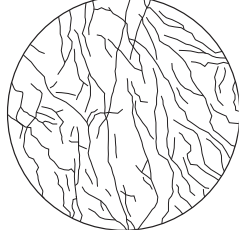


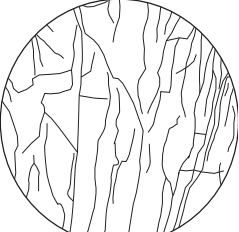
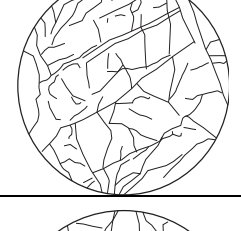
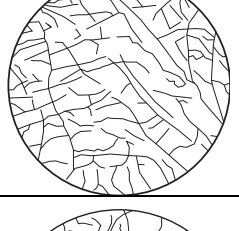
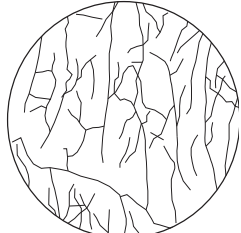
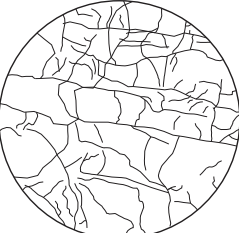
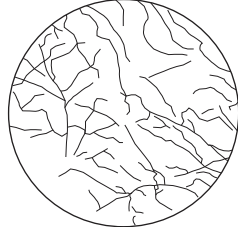
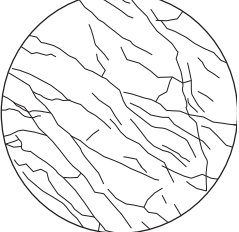
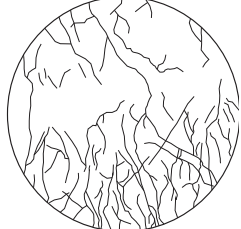
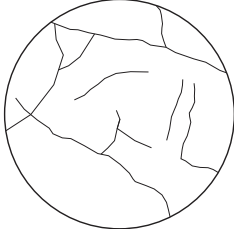
Se realizó una caracterización de redes de fracturas con ayuda del método de muestreo *Circular Estimator*, el cual permite describir la cantidad de fracturamiento presente en cada afloramiento de la zona.

En las fotografías obtenidas de cada afloramiento se dibuja la ventana de muestreo circular de un metro de diámetro teniendo en cuenta la escala y se procede a marcar en la circunferencia las fracturas (Figura 49), la mayoría de estos patrones continúan más allá de los límites de la ventana de muestreo. Los resultados se presentan en la tabla 6.

**Figura 49.** El lado izquierdo de la fotografía muestra el trazo de las fracturas presentes en la estación VG\_Umpalá\_005 y el lado derecho de la fotografía muestra los puntos azules (zonas donde la fractura se intercepta con la circunferencia) y los triángulos rojos (inicio y final de cada fractura).



**Tabla 6.** Tratamiento de datos, utilizando el método *Circular Estimator*, para la zona del granito de pescadero vía Salado-Umpalá. La zona se encuentra afectada por un segmento de la Falla Bucaramanga.

Estación	n	m	I (1/m)	D (1/m <sup>2</sup> )	T (m)	Gráfico	Gráfico
VG_Umplá_001	34	267	17	169,97	0,100		
VG_Umplá_002	33	113	16,5	71,94	0,229		
VG_Umplá_003	32	106	16	67,48	0,237		
VG_Umplá_004	34	142	17	90,40	0,188		
VG_Umplá_005	28	127	14	80,85	0,173		
VG_Umplá_PC_1	39	54	19,5	34,37	0,567		
VG_Umplá_PC_2	28	105	14	66,84	0,209		
VG_Umplá_006	48	150	24	95,49	0,251		
VG_Umplá_007	27	80	13,5	50,92	0,265		
VG_Umplá_008	29	124	14,5	78,94	0,183		
VG_Umplá_009	25	98	12,5	62,38	0,200		
VG_Umplá_010	26	61	13	38,83	0,335		
VG_Umplá_011	33	115	16,5	73,21	0,225		
VG_Umplá_012	7	24	3,5	15,27	0,229		

\***radio:** 0.5 metros; **n:** (número fracturas que se interceptan con el límite de la circunferencia); **m** (número de inicio y terminaciones de las fracturas que se encuentran contenidas dentro de la circunferencia); **I** (intensidad); **D** (densidad) y **T** (tamaño).

Los resultados de la tabla 6 se obtuvieron aplicando las siguientes formulas:

Ejemplo para la estación **VG\_Umpalá\_005**

**n=28; m=127; r=0.5m**

<b>Densidad (D)</b>	<b>Intensidad (I)</b>	<b>Tamaño (T)</b>
$D = m/2\pi r^2$	$I = n/4r$	$T = (\pi r/2)(n/m)$
$D = 127/2\pi(0.5)^2$	$I = 28/4(0,5)$	$T = ((\pi(0,5))/2)(28/127)$
<b>D = 80,85 (1/m<sup>2</sup>)</b>	<b>I = 14 (1/m)</b>	<b>T = 0,173 (m)</b>

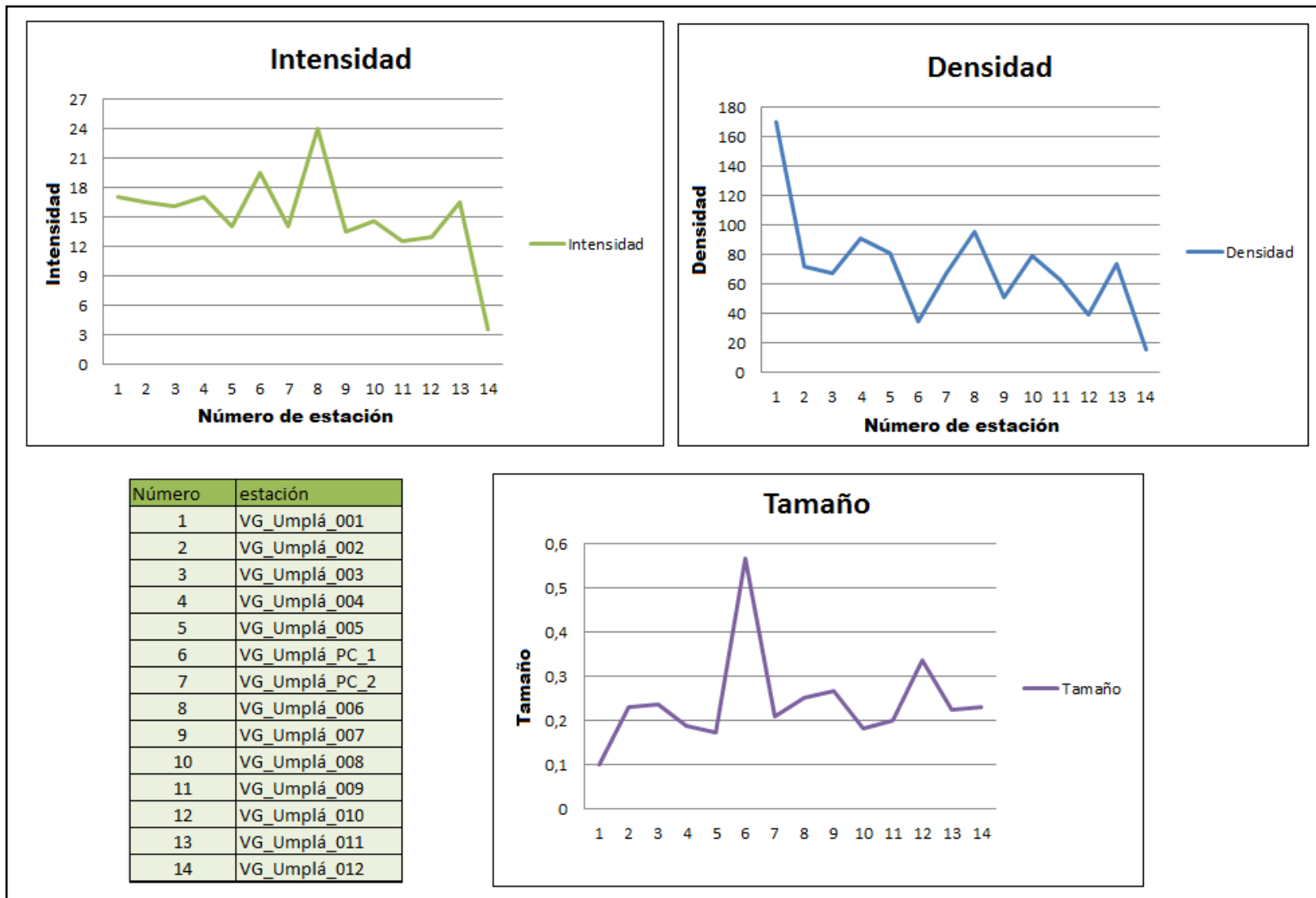
A partir de los datos de la tabla 6 se realizan gráficas estadísticas de intensidad, densidad y tamaño, que permiten analizar el comportamiento de los patrones de fracturamiento (Figura 50).

En base a los datos estadísticos obtenidos con el método *Circular Estimator* se determinaron medidas de tendencia central (moda, mediana y media estadística) y desviación estándar que permitió ver la variabilidad de los datos, para la intensidad, tamaño y densidad de la zona de estudio (tabla 7).

**Tabla 7.** Medidas de tendencia central (moda, mediana y media estadística) y la desviación estándar para la zona de estudio.

<b>MEDIDAS DE TENDENCIA CENTRAL</b>	<b>Densidad (D)</b>	<b>Intensidad (I)</b>	<b>Tamaño (T)</b>
<b>MEDIA</b>	<b>71,21</b>	<b>15,11</b>	<b>0,24</b>
<b>MEDIANA</b>	<b>69,71</b>	<b>15,25</b>	<b>0,23</b>
<b>MODA</b>	<b>No presenta</b>	<b>17</b>	<b>0,229</b>
<b>DESVIACIÓN ESTANDAR</b>	<b>36,1</b>	<b>4,49</b>	<b>0,11</b>

Figura 50. Gráficas de Intensidad, Densidad y Tamaño.



### **Gráfica de intensidad**

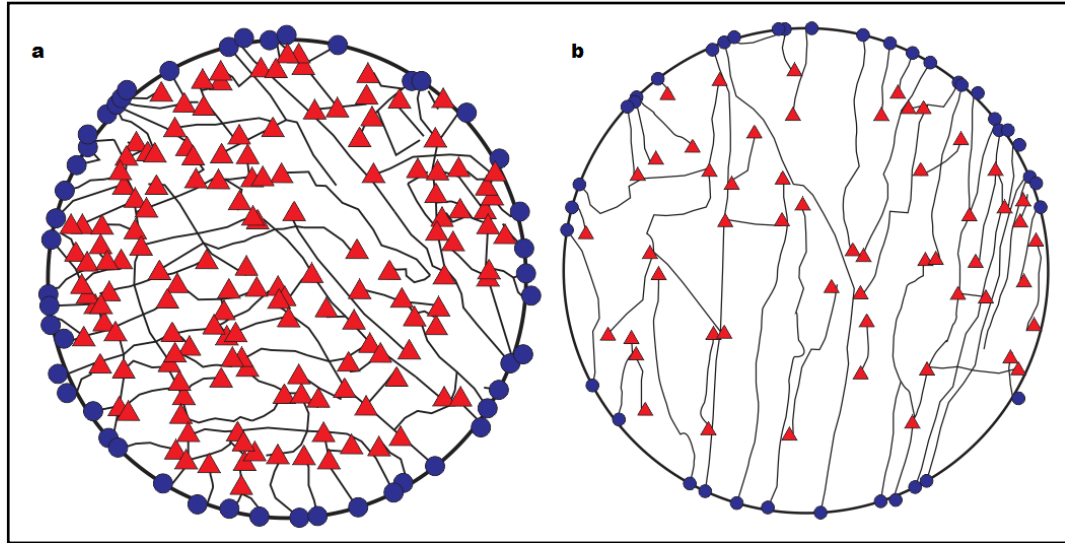
Esta gráfica determina los valores de espaciamiento promedio entre fracturas, siendo la estación VG\_Umpalá\_006 la de menor espaciamiento con una intensidad alta de 24 (1/m), seguida por la estación VG\_Umpalá\_PC\_1 que tiene una intensidad de 19.5 (1/m; Figura 51).

El espaciamiento más alto lo presenta la estación VG\_Umpalá\_012 con un valor de intensidad muy bajo de 3.5 (1/m), esta estación se encuentra fuera del área de estudio en la vía Piedecuesta-San Gil en los alrededores del Balneario Quince Letras (Figura 52). La gráfica presenta cuatro estaciones con baja intensidad. La intensidad más baja (mayor espaciamiento) es la zona de *gouge* estación VG\_Umpalá\_009 con una intensidad de 12.5 (1/m), la estación VG\_Umpalá\_007 le sigue con 13.5 (1/m; Figura 53) y las estaciones VG\_Umpalá\_005 y VG\_Umpalá\_PC\_2 presentan la misma intensidad, 14 (1/m), estas estaciones se caracterizan por presentar planos de falla que controlan el fracturamiento causando mayor espaciamiento entre las fracturas (Figura 54). El plano de falla que domina el fracturamiento en la estación VG\_Umpalá\_PC\_2 tiene un azimut de rumbo de 238/72, este plano de falla no presenta indicadores cinemáticos.

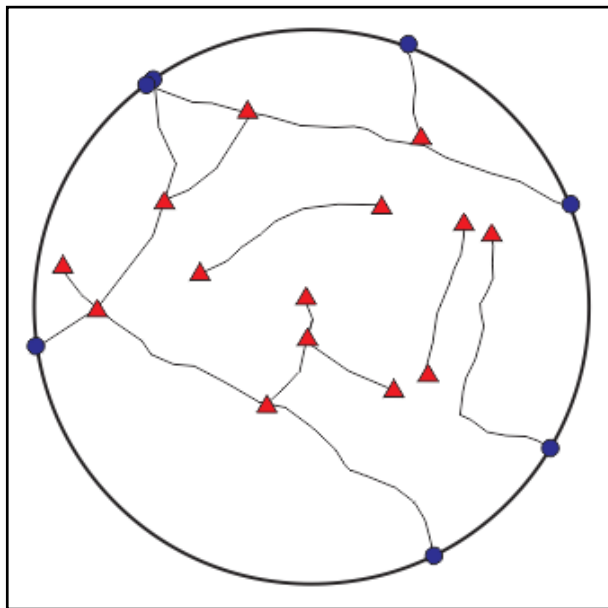
A partir de la estación VG\_Umpalá\_008 hasta la VG\_Umpalá\_010 la intensidad se mantiene baja y casi constante debido a la presencia del *gouge* (uno de los núcleos de la Falla Bucaramanga), el alto grado de fracturamiento en este punto hace que la roca se encuentre molida y con alto grado de susceptibilidad a la erosión y a la meteorización, desapareciendo los patrones de fracturamiento principales generando estructuras facoidales.

En la estación VG\_Umpalá\_011 el valor de intensidad de fractura empieza a aumentar, esto se debe a que en esa zona se encuentra el contacto entre el Gneis de Bucaramanga y el Granito de Pescadero, el cual es un contacto fallado (Figura 55).

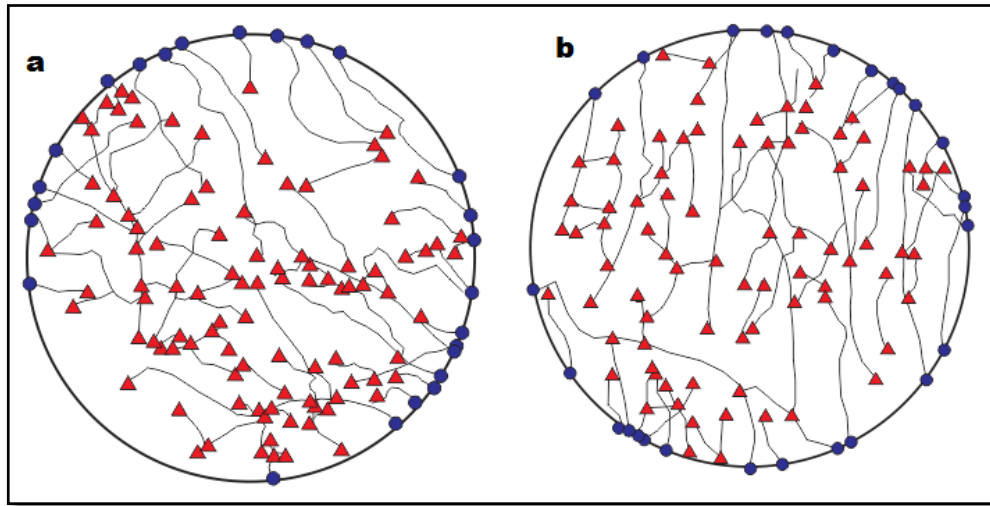
**Figura 51.** Representación gráfica del patrón de intensidad de fracturamiento más alto de la zona de estudio, el cual es determinado por la formula  $I = n/4r$ , donde n representa los puntos azules (puntos de intercepción entre las fracturas y la circunferencia externa) y r es el radio de la circunferencia, equivalente a r=0.5 metros. a) Estación VG\_Umpalá\_006 b) Estación VG\_Umpalá\_PC\_1.



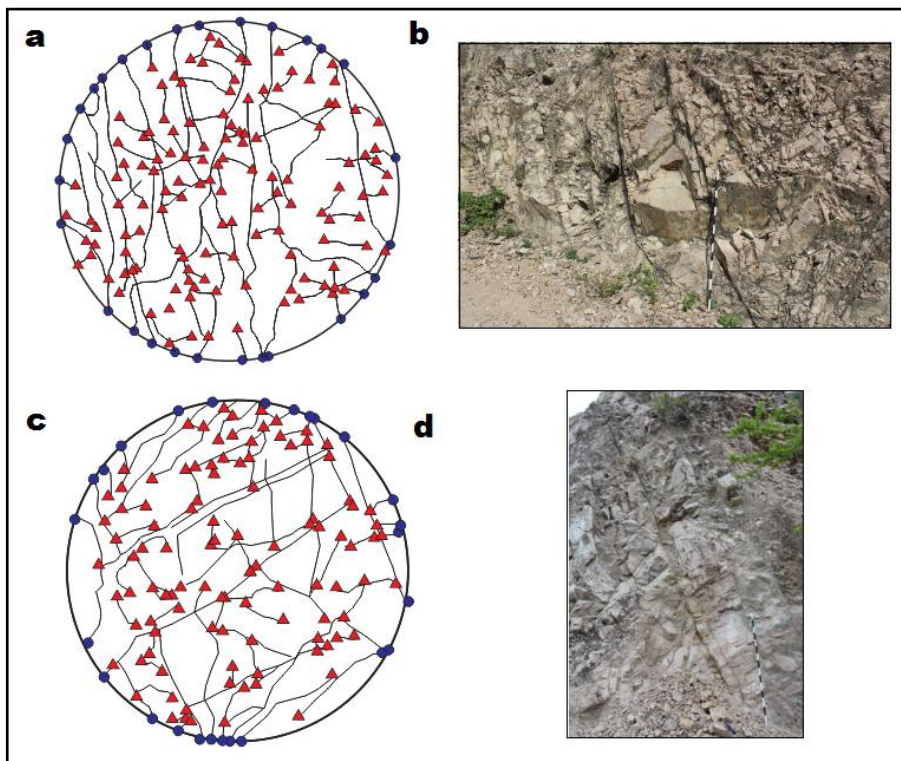
**Figura 52.** Representación gráfica del patrón de intensidad de fracturamiento más bajo ubicado fuera de la zona de estudio a más o menos 40 metros del balneario Quince letras. Estación VG\_Umpalá\_012.



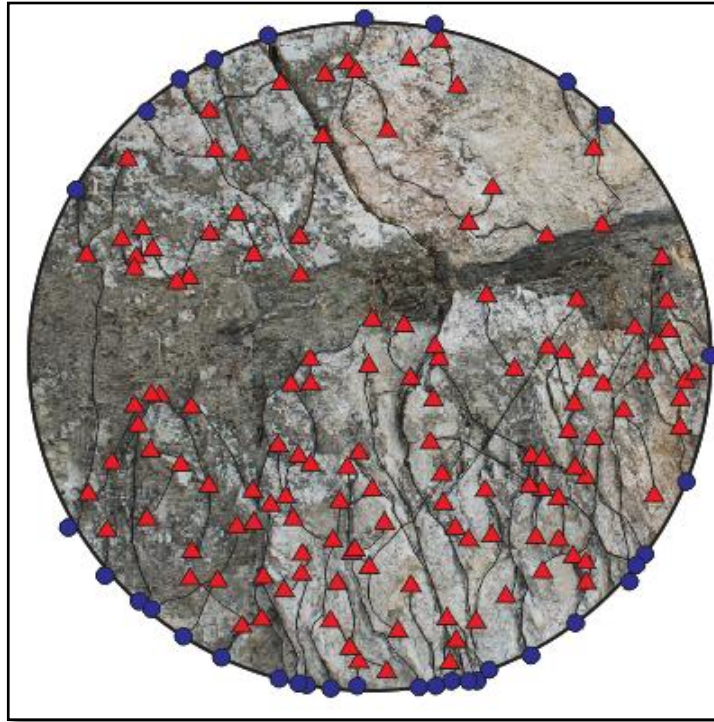
**Figura 53.** Intensidad de fracturamiento baja. a) Estación VG\_Umpalá\_009, zona de *gouge*. b) Estación VG\_Umpalá\_007.



**Figura 54.** Estaciones que presentan el mismo valor de intensidad 14 (1/m), y su fracturamiento se encuentra controlado por planos de fallas. a) y c) Circunferencia para la determinación de la intensidad de fracturamiento estación VG\_Umpalá\_005 y VG\_Umpalá\_PC\_2 b) y d) Estación VG\_Umpalá\_005 y VG\_Umpalá\_PC\_2, donde se observa los planos de falla.



**Figura 55.** Estación VG\_Umpalá\_011, donde se observa de nuevo un incremento en el valor de la intensidad esto debido a que la zona es un contacto fallado entre el Gneis de Bucaramanga y el Granito de Pescadero.



### **Gráfica de Densidad**

La densidad es un parámetro que depende de la escala, ya que está definido como el número de fracturas por unidad de área (Moreno y García 2006).

En la zona de estudio la estación VG\_Umpalá\_001, presenta la mayor densidad de fractura  $D= 169.97 (1/m^2)$  y la estación VG\_Umpalá\_PC\_1 la densidad más baja con un valor de  $D= 34.37 (1/m^2)$  en una circunferencia de diámetro de un metro.

### **Gráfica de Tamaño**

La Estación VG\_Umpalá\_PC\_1, se caracteriza por presentar el valor más alto de longitud promedio de las fracturas, ésta estación presenta a lo largo del afloramiento planos de fallas que controlan el fracturamiento.

## **11.2 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS ESTRUCTURALES**

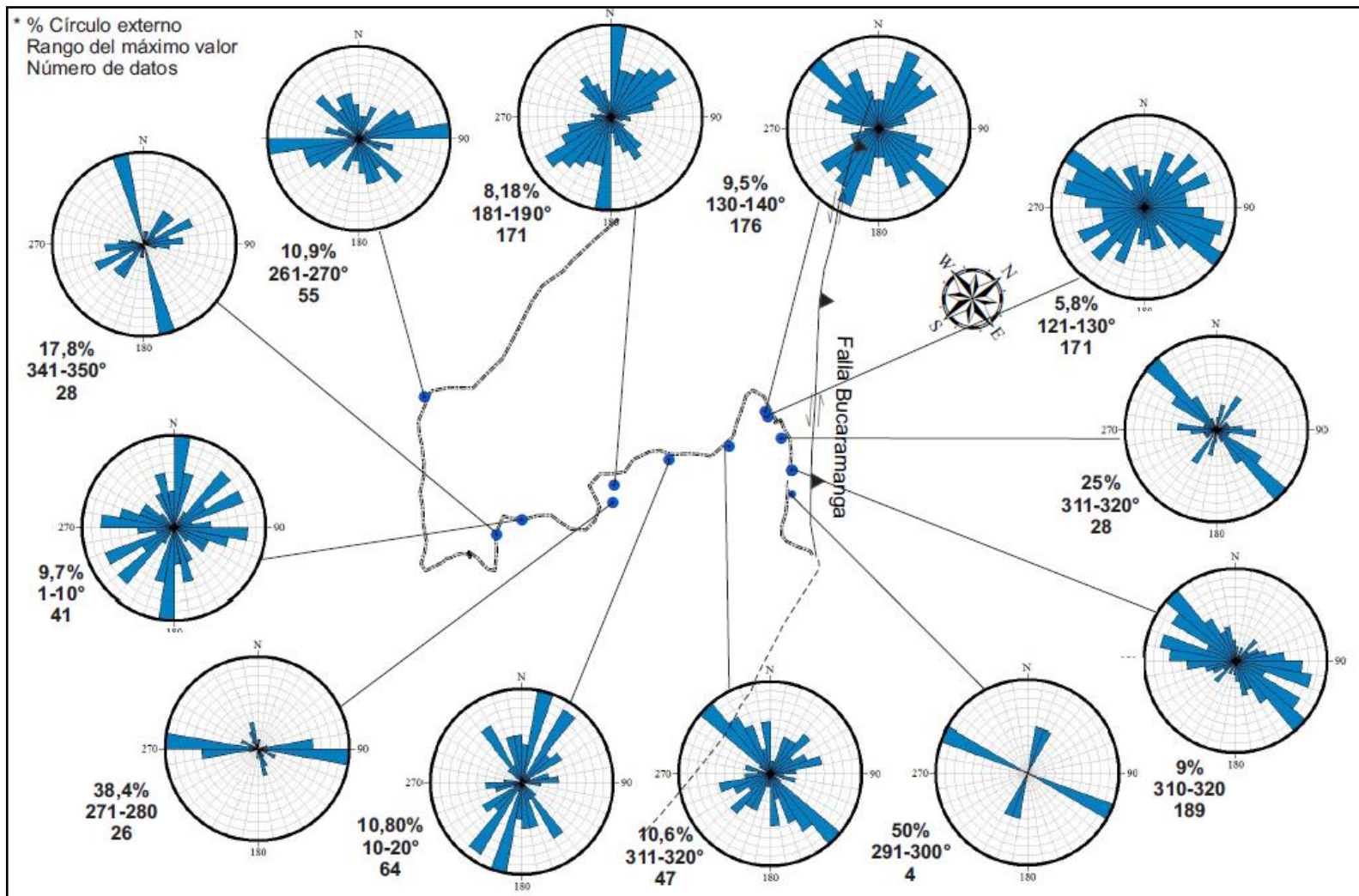
A partir de los datos obtenidos en campo y mediante el uso del software T-TECTO Studio X5 se realiza el procesamiento de los datos de diaclasas, planos de falla, venas y estrías de falla. Estos datos fueron tomados teniendo en cuenta consideraciones como la teoría de fracturación de Anderson (1951), la cual expresa que las fallas normales se originan a ángulos  $> 45^\circ$ , las fallas inversas a ángulos  $< 45^\circ$  y las fallas de rumbo con ángulos de inclinación cercanos a la vertical. Así mismo se tuvo en cuenta el ángulo de pitch y los indicadores cinemáticos.

Los datos estructurales se dividieron en dos grupos, un grupo formado por planos de diaclasas, venas y planos de fallas sin estrías y otro grupo formado por planos de falla con estrías. Con el primer grupo se realizan diagramas rosa, diagramas de polos y densidad de polos, con el fin de observar las direcciones preferenciales de fracturamiento en el área de estudio y su relación con la Falla Bucaramanga, así como la principal dirección de las venas encontradas en las rocas cataclásticas.

Los resultados reflejan que las direcciones preferenciales de las diaclasas se dan noroeste-sureste en similitud a la orientación de la Falla Bucaramanga, así mismo también se presentan direcciones preferenciales nornoreste y noreste a ángulos asociados a estructuras riedel y antieriedel de la Falla Bucaramanga.

Al ubicar los diagramas rosa a lo largo de la zona de estudio (Figura 56), se observa que a medida que nos acercamos a la Falla Bucaramanga, el fracturamiento aumenta de manera considerable evidenciando que la mayor deformación se da en cercanías al núcleo de la misma, también se aprecia que las direcciones preferenciales favorecen el tensor de esfuerzos propuesto por diferentes autores para la Falla Bucaramanga, con una tendencia noroeste-sureste.

**Figura 56.** Diagramas rosa de los datos medidos en las estaciones y puntos de control a lo largo de la poligonal abierta de la vía en la zona de estudio



Para el tratamiento de los datos de planos de falla con estrías, se usa el programa T-TECTO Studio X5 dada la variedad de algoritmos matemáticos que utiliza en los diferentes análisis, tal como la inversión del esfuerzo de Gauss, el método de deslizamiento múltiple (MSM), la inversión esfuerzo-deformación *Cosserat*, el fallamiento en cuña tectónica y la teoría de interacción de fallas.

El fallamiento en cuña tectónica representa un mecanismo de deformación importante que define varios aspectos de fallas, tales como la geometría de sistemas de fallas, el tipo de interacción entre fallas, campos de esfuerzo y deformación tectónica actual, estabilidad de grandes planos de falla y flujo de agua subterránea (Zalohar, 2014). Dada la importancia de este mecanismo, se procede a tratar los datos de estrías de falla usando el método de fallamiento en cuña tectónica.

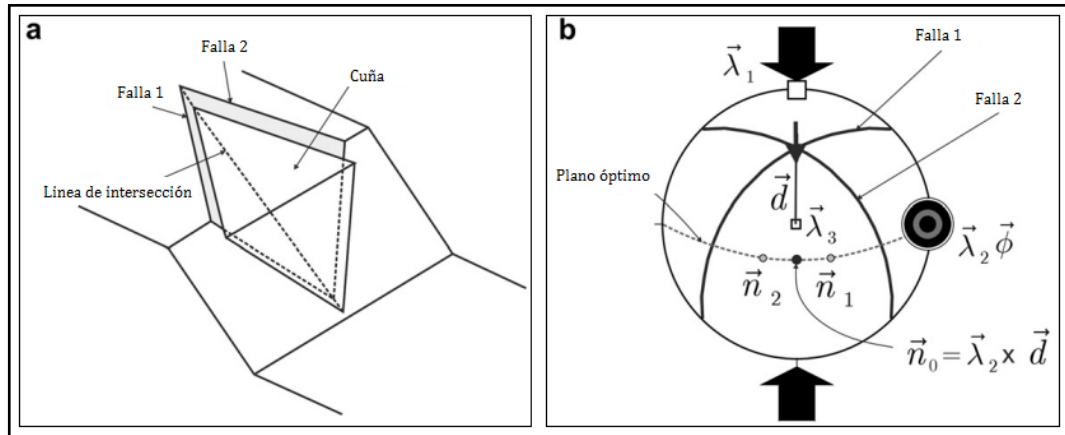
El fallamiento en cuña tectónica (Figura 57) presenta dos fallas (falla uno y la falla dos), que interactúan generando un bloque de roca que es desplazado a lo largo de la línea de intersección entre estas. Si estos planos de falla son proyectados estereográficamente se puede observar como la interacción de dichos planos muestra la dirección del deslizamiento. De acuerdo a lo anterior es posible mostrar que existen dos subsistemas de fallas que interactúan generando cuñas tectónicas de manera simétrica (Figura 58) a las principales direcciones de deformación, sin embargo también pueden presentarse subsistemas asimétricos.

Al primer subsistema se le denomina dominante y al segundo débil, algunas veces se presentan de manera asimétrica y otras solamente se desarrollan el subsistema dominante.

Para determinar los subsistemas mencionados anteriormente y para realizar el análisis por fallamiento en cuña tectónica, se introducen los datos a T-TECTO Studio

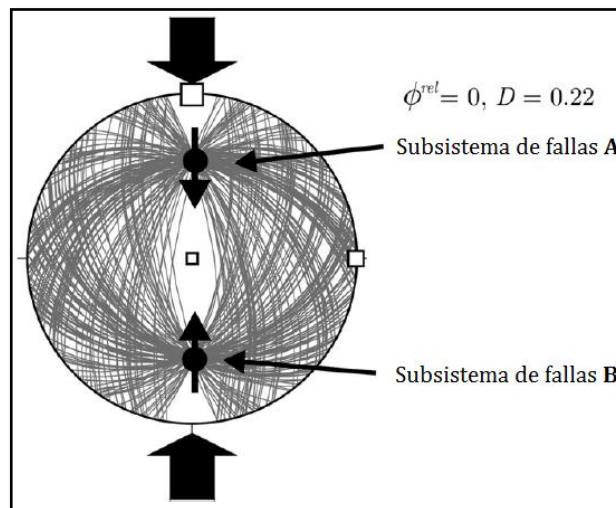
X5, se les asigna la opción *check* con el fin de verificar la coherencia de los datos y se genera la densidad de lineaciones (Figura 59).

**Figura 57.** Ilustración esquemática del fallamiento en cuña tectónica. a) Dirección de deslizamiento paralela a la intersección entre dos fallas. b) Proyección estereográfica.  $\lambda_1, \lambda_2$  y  $\lambda_3$  ejes cinemáticos del tensor de deformación instantánea;  $n_2$  y  $n_1$  representan unidades normales a la fallas 1 y 2.



**Fuente.** Zalohar, 2012. Modificado por los autores.

**Figura 58.** Geometría óptima de un sistema de interacción de fallas en *classical (Cauchy) continuum*. Todo el sistema interactuante consta de dos subsistemas (subsistemas de fallas A y B) alineados simétricamente con respecto a los ejes cinemáticos del tensor de formación instantánea.

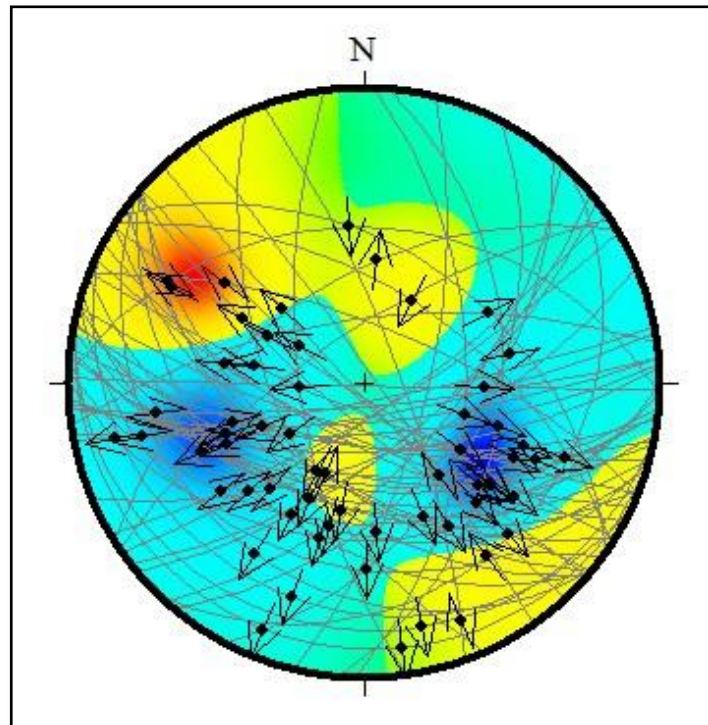


**Fuente.** Zaholar, 2012. Modificado por los autores.

La densidad de orientaciones es analizada en función de la cinemática de las fallas, donde en rojo se encuentran las componentes de deslizamiento inverso, relacionadas a la interacción del subsistema de fallas dominante y en azul se muestra las componentes de deslizamiento normal relacionadas a la interacción del subsistema débil. Las tonalidades amarillas reflejan las direcciones complementarias de las componentes de deslizamiento inverso.

A partir de las componentes obtenidas, se realiza un análisis activo de fallas en el cual toma como base el subgrupo dominante. Se asigna un factor de peso de 1 para todos los datos y se selecciona una falla del subgrupo dominante a partir de la cual el software ejecuta el análisis de conjuntos de fallas y cuñas, por medio de algoritmos predefinidos en el programa.

**Figura 59.** Densidad de lineaciones de planos de falla de la zona de estudio.



Una vez seleccionado el dato de falla del grupo dominante, se asigna un factor de peso de 3 a las fallas relacionadas a este subsistema, con el fin de diferenciarlas de los demás datos, y un factor de peso 2 para las direcciones complementarias a las componentes de deslizamiento inverso, así el software discriminar dato de acuerdo a la componente que pertenezcan según el factor de peso (Figura 60).

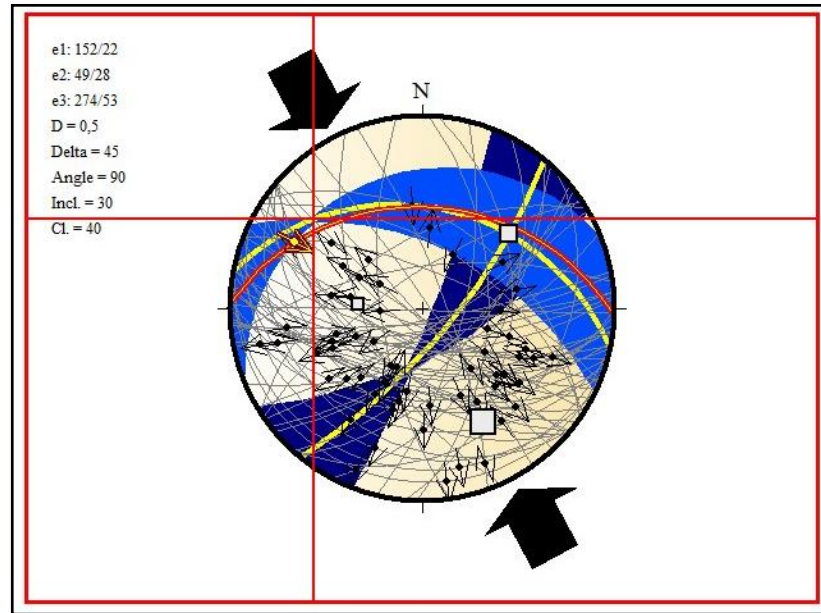
**Figura 60.** Factor de peso (*Weight*) asignado a cada componente del sistema total de fallas.

Data	Faults	Beds/Joints	Histograms	Strain	Mohr	Mohr pr.	? Faults ?
Phase: 1 (of 2)							
	Reliability	Type	Azimuth	Dip	Lineation	Direction	Weight
43. fault	P	N	328	51	64	N	1
44. fault	C	N	92	52	80	S	1
45. fault	P	N	95	40	80	S	1
46. fault	P	I	134	19	80	S	2
47. fault	S	D	70	76	8	S	2
48. fault	P	I	2	34	30	N	3
49. fault	S	I	35	41	57	N	1
50. fault	P	N	181	89	46	S	1
51. fault	P	D	22	67	32	N	3
52. fault	P	N	216	53	85	S	1
53. fault	S	N	175	75	51	S	1
54. fault	S	N	220	54	22	N	3
55. fault	P	N	326	70	30	S	1
56. fault	P	N	140	64	41	S	1
57. fault	S	N	104	66	40	S	1
58. fault	S	N	202	79	50	N	1
59. fault	S	N	142	64	49	S	1
60. fault	C	N	201	44	48	S	1

Partiendo de lo realizado se procede a calcular el tensor de esfuerzos y deformación por el método de fallamiento en cuña tectónica, para esto se seleccionan datos del subsistema dominante a partir de los cuales se empieza a mostrar la cuña hipotética. Se selecciona también la cuña complementaria y se genera el tensor asociado al sistema de cuñas.

Automáticamente se muestran las direcciones de los ejes de esfuerzos y la tendencia noroeste del tensor generado, lo que significa que los datos procesados están directamente asociados al Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga (Figura 61).

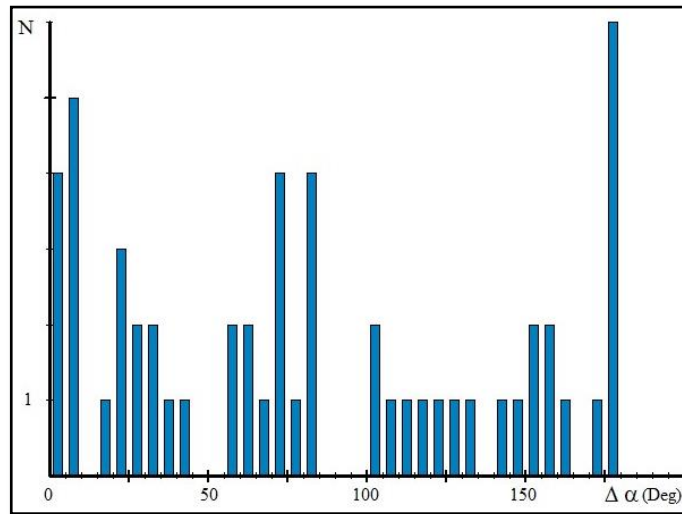
**Figura 61.** Tensor de esfuerzo generado a partir método de fallamiento en cuña.



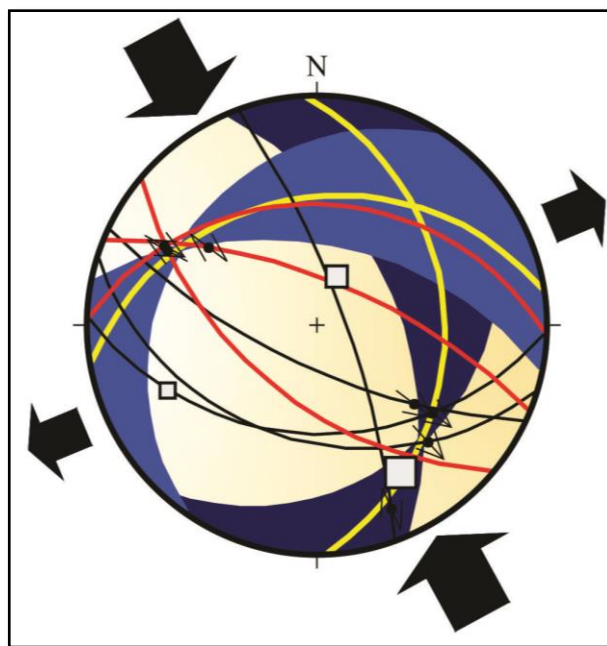
Una vez obtenidas las cuñas asociadas y su respectivo tensor de esfuerzos, se procede a optimizar los resultados en base a las fallas relacionadas a dicho tensor, para lo cual el software toma como relevantes falla inversas y de rumbo que son las equivalentes a los factores de peso 3 y 2 asignados anteriormente. Posteriormente se hace un análisis de fase entre el sigma uno y dichos factores, en donde se tienen en cuenta la compatibilidad de los datos, en esta etapa el software genera un histograma en el cual se muestran los datos que pertenecen al sistema (valores cercanos y menores de 60) y los que están aislados del mismo (Figura 62). Una vez observados los datos del histograma, se selecciona el rango para el cual los valores son compatibles, se

muestran las fallas asociadas y se genera el tensor de esfuerzos optimizado (Figura 63).

**Figura 62.** Histograma de compatibilidad de datos asociados al tensor de esfuerzos.

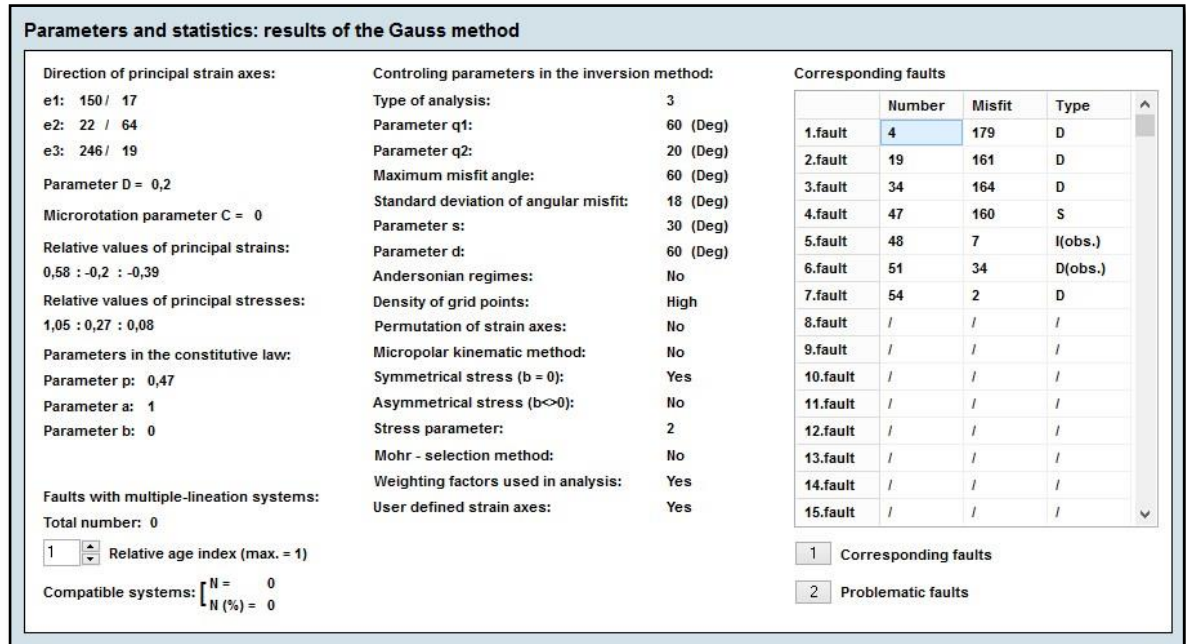


**Figura 63.** Tensor de esfuerzos optimizado, generado a partir del método fallamiento en cuña tectónica.



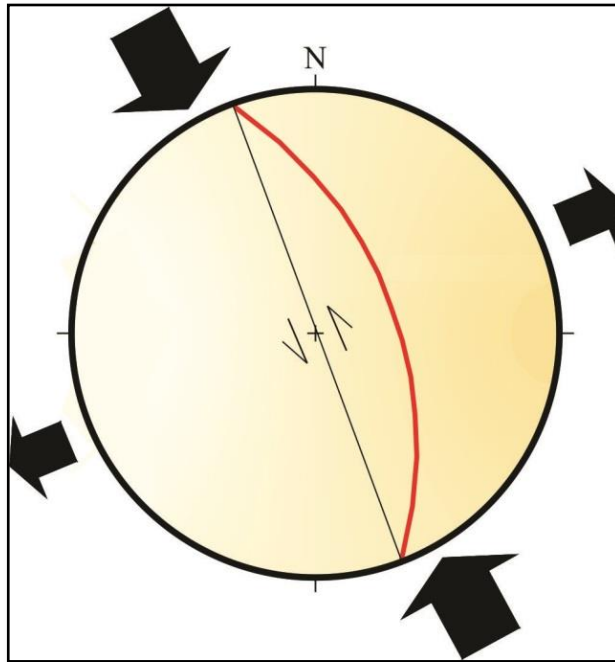
Los resultados se obtienen a partir de algunos parámetros funcionales usando el método de inversión de Gauss, el cual muestra las direcciones de esfuerzo principal en base a las fallas asociadas con la componente inversa (Figura 64).

**Figura 64.** Resultados del método de Gauss.

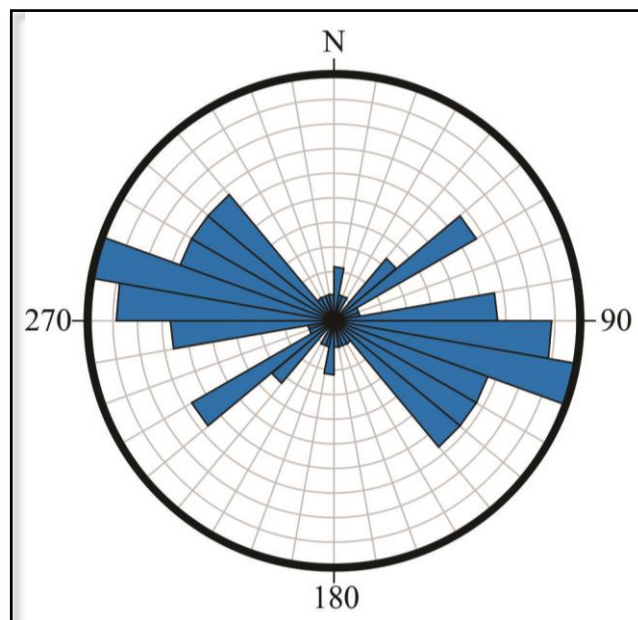


Los resultados obtenidos a partir de la optimización del tensor de esfuerzos muestran que la dirección principal del esfuerzo mayor es de 150 grados en azimut de rumbo con un equivalente de 330 grados para el cuadrante complementario. Si correlacionamos este valor con valores como el propuesto por Toro (1990), de N15°W ó el propuesto por Cuellár *et al.* (2012), de N20°W para la dirección de la Falla Bucaramanga, el tensor de esfuerzos difiere en un 2,7% (~10°) de esta dirección, es decir favorece la cinemática sinistral expresada por varios autores (Figura 65). Al graficar el diagrama de rosas (Figura 66) de los planos de falla tratados, se observa que las direcciones presentan un azimut de rumbo en el rango de 80° a 140° grados.

**Figura 65.** Esquema que relaciona el tensor de esfuerzos obtenido con la cinemática de la Falla Bucaramanga. Nótese que el esquema está en función de la componente en rumbo más no de su componente inversa.



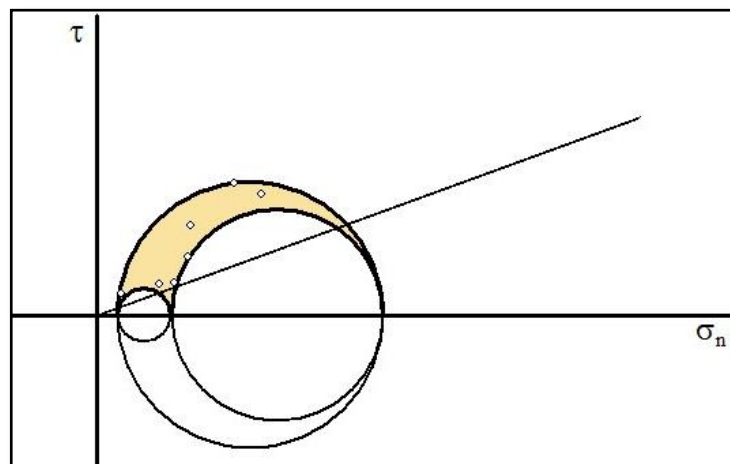
**Figura 66.** Diagrama de rosas de los datos de planos de falla tratados con fallamiento en cuña tectónica. Número de datos: 60; círculo: 15%; rango de azimut: 100°-110°.



Este rango indica una diferencia entre 20° y 70° grados con relación a la Falla Bucaramanga. Lo cual sugiere que los planos de falla tratados se encuentran en ángulos a los cuales se forman las estructural riedel y antiriedel de la Falla Bucaramanga.

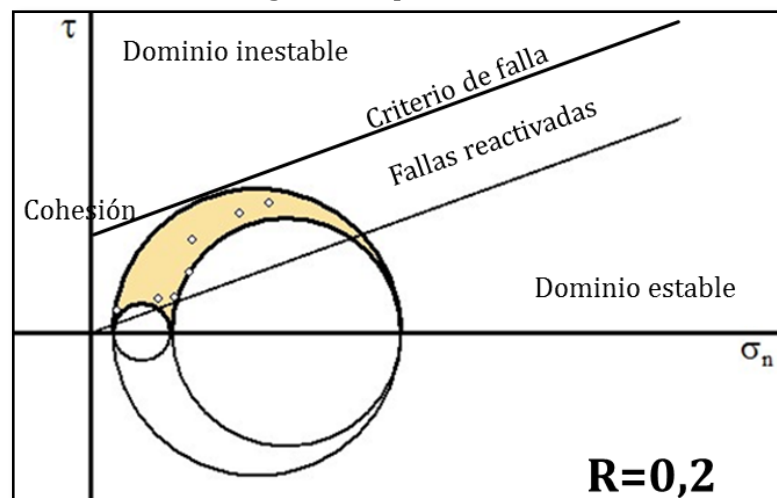
El tratamiento de los datos de falla también genera como resultado el círculo de Mohr cuyo análisis permite diferenciar las fallas neoformadas y fallas reactivadas. Las fallas neoformados deberán ubicarse en la envolvente de Coulomb y las fallas reactivadas en el interior del círculo entre envolvente de Coulomb y una línea paralela que pase por el origen donde el ángulo de cohesión es cero indicando que en este campo hay planos pre-existentes. Los puntos fuera de este campo no forman parte del sistema de fallas para el cual el tensor de esfuerzo ha sido calculado por lo tanto harán parte de otro sistema o sencillamente serán planos de fractura presentes dentro del dominio estable (Burg, 2011). Para el segmento analizado de la Falla de Bucaramanga, el estado de esfuerzos a lo largo de los planos de falla es relacionado al tensor de esfuerzos con componente de deslizamiento inversa y direcciones complementarias (Figura 67).

**Figura 67.** Diagrama de Mohr que muestra el estado de esfuerzos a lo largo de los planos de falla.



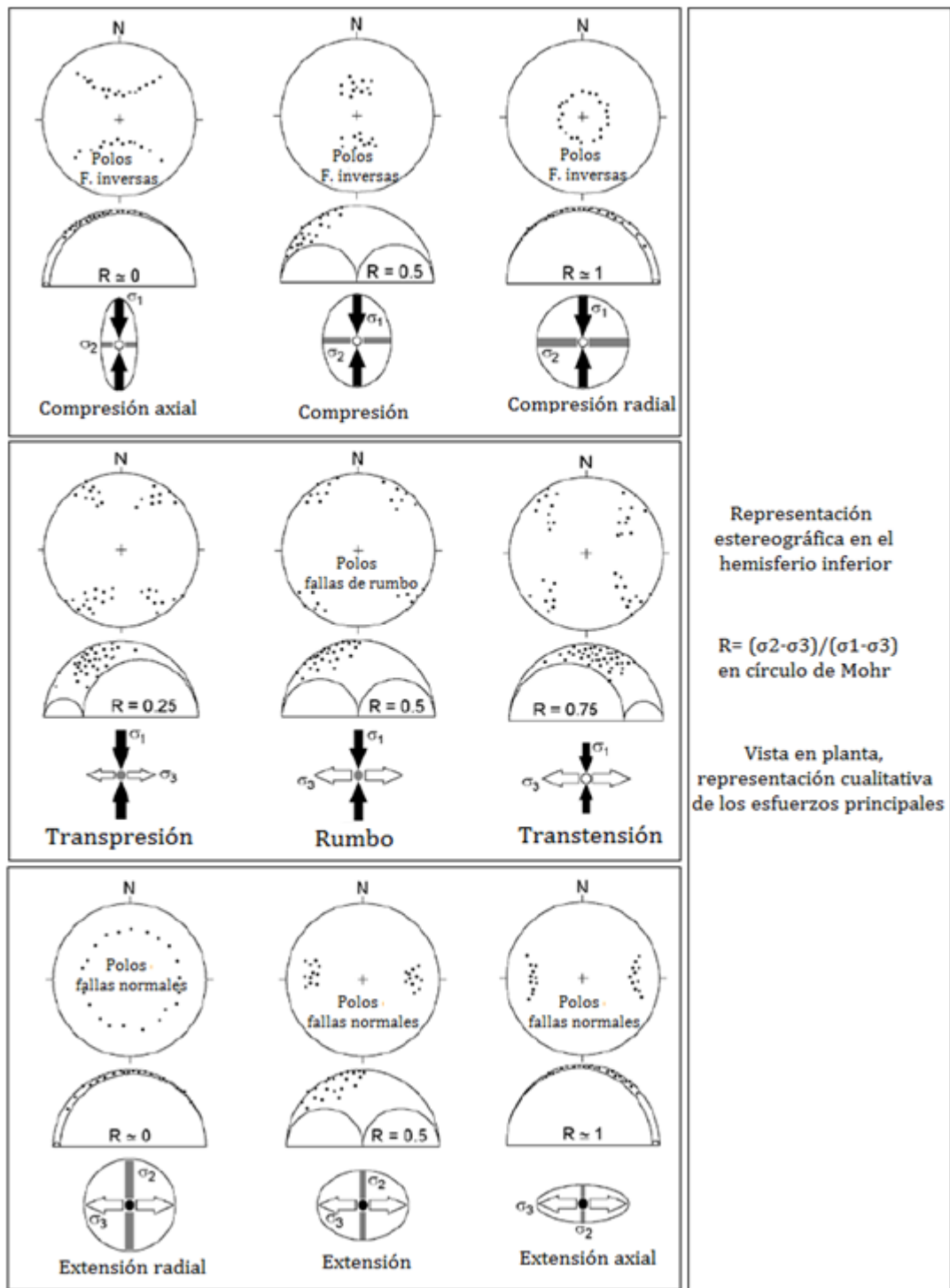
De acuerdo a Burg, (2011) los datos reflejan un movimiento a través de planos preexistentes con lo cual se concluye que los datos representan fallas reactivadas. De igual manera se genera un diagrama de Mohr que muestra el esfuerzo de cizallamiento resuelto en dirección del movimiento a lo largo de los planos de falla, en este también se evidencia que los datos pertenecen al campo de reactivación de fallas (Figura 68).

**Figura 68.** Diagrama de Mohr que muestra el esfuerzo de cizallamiento resuelto en dirección del movimiento a lo largo de los planos de falla.



El círculo de Mohr obtenido a partir del análisis de los datos relacionados a componentes de deslizamiento inverso muestra un estado de esfuerzos triaxial el cual es relacionable con círculos estándares establecidos para regímenes compresivos, distensivos y transcurrentes. Los regímenes tectónicos pueden ser representados en el círculo de Mohr y en la red estereográfica (Figura 69). Si se correlaciona el círculo obtenido con los círculos planteados por Burg (2011), se puede inferir que los resultados indican un régimen transpresivo con un R de 0,20 donde  $\sigma_2$  estaría más cerca a  $\sigma_3$  que a  $\sigma_1$  lo cual es coherente con la componente sinistral y la componente inversa de la Falla Bucaramanga.

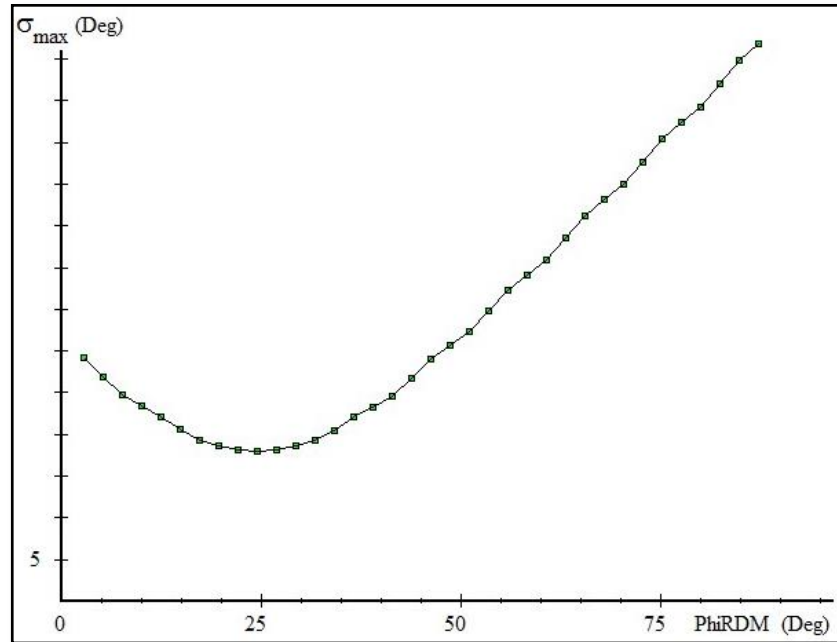
**Figura 69.** Regímenes tectónicos representados en red estereográfica y círculo de Mohr.



**Fuente.** Burg, 2011. Modificado por los autores.

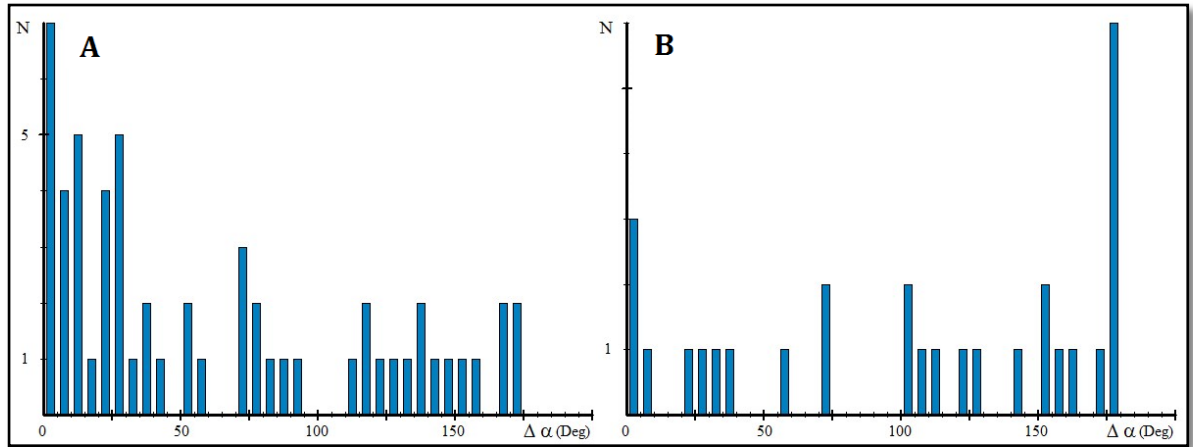
Los resultados también muestran que la relación entre el ángulo de fricción interna y el máximo esfuerzo principal con un ángulo de fricción interna (PhiRDM) óptimo es de 25° grados, con un ángulo de fricción aproximado < 32° grados (Figura 70).

**Figura 70.** Relación entre el ángulo de fricción interna y el máximo esfuerzo principal.



Dada la gran cantidad de datos de planos de falla no asociados a la componente de deslizamiento inversa con la cual se realizó el análisis por fallamiento en cuña tectónica, se efectúa un análisis activo de fallas a través del cual se determinan las fallas residuales. Partiendo de los factores de peso asignados a los datos tratados anteriormente se ejecuta un análisis en dos fases, la primera considerando la compatibilidad entre los datos asociados a la componente de deslizamiento inverso y el resto de datos; y la segunda fase considerando la compatibilidad entre los datos complementarios al componente inverso con los demás datos (Figura 71).

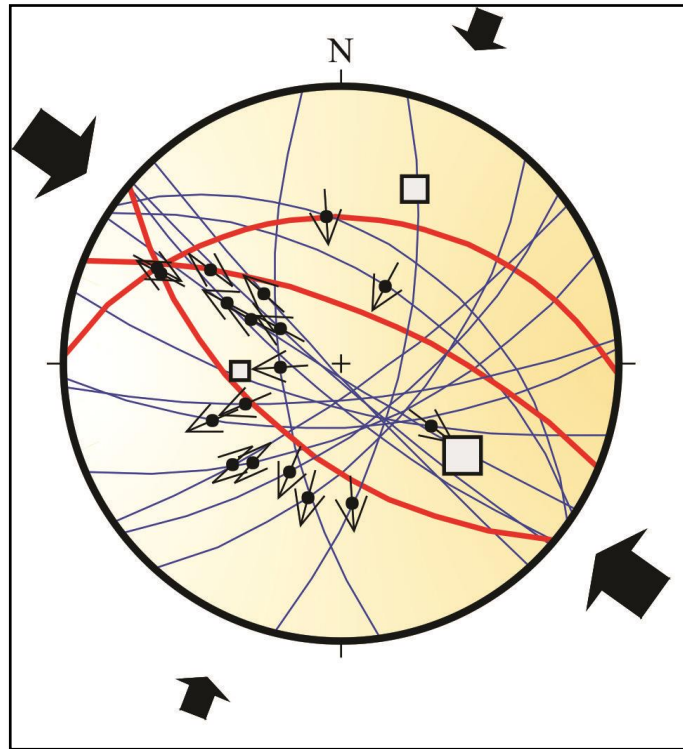
**Figura 71.** Histogramas de compatibilidad. a) Compatibilidad entre fallas de componente de deslizamiento inverso con el resto de las fallas. b) Compatibilidad entre fallas complementarias de componente inverso con el resto de las fallas.



El gráfico anterior muestra que al menos la mitad de los datos no son compatibles, y posiblemente se encuentren en el rango de las fallas residuales. Estas fallas son determinadas teniendo en cuenta que el fallamiento en cuña es un indicador importante de las características del campo de esfuerzos. Varias de estas fallas no compatibles, no interactúan con las cuñas tectónicas pero están activas en el mismo campo de esfuerzos, estas fallas son las denominadas fallas residuales (Figura 72).

De acuerdo a los resultados, se infiere que las fallas residuales están relacionadas en gran parte a fallamiento normal y algo de fallamiento en rumbo, dada la cercanía al sigma de esfuerzos menor de la mayoría de los datos de dichas fallas.

**Figura 72.** Proyección estereográfica de fallas residuales (en azul) y fallas asociadas al fallamiento en cuña tectónica (en rojo).



### 11.3 ENSAYO DE COMPRESIÓN UNIAXIAL

Con el fin de analizar las propiedades mecánicas del granito en estudio, se realiza un ensayo de compresión uniaxial que permita relacionar la deformación y el esfuerzo que pueden soportar las rocas estudiadas, dado su estado cataclástico impreso por la actividad de la Falla Bucaramanga. El objetivo de este ensayo fue determinar el módulo de elasticidad del material (módulo de Young), el tipo de fallamiento mecánico y analizar el comportamiento de la curva esfuerzo-deformación.

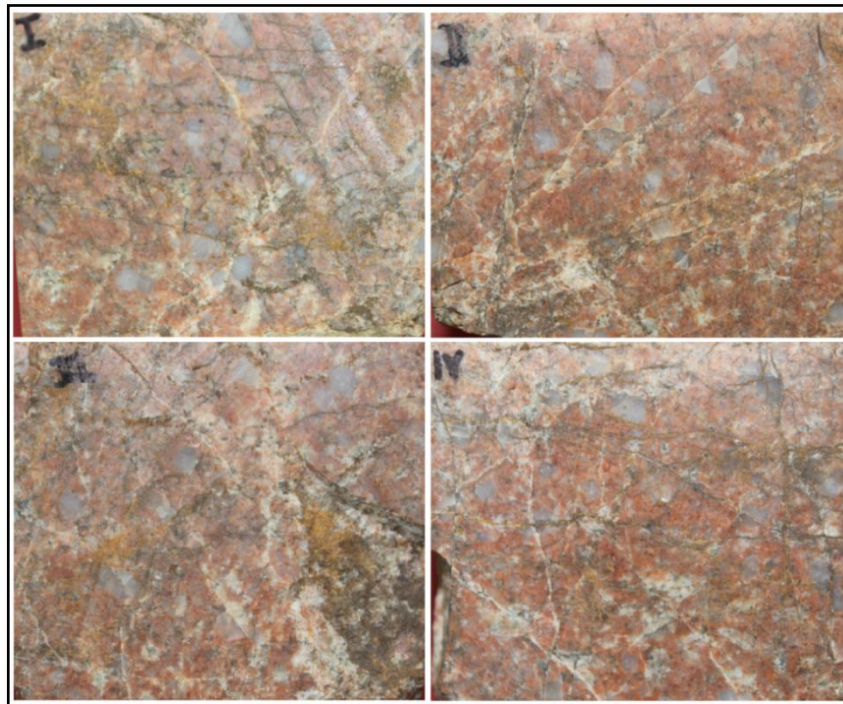
Para la realización del ensayo se elabora un cubo de roca de 5 cm con caras pulidas, este cubo se lleva a la Máquina Universal de Baldwin (Figura 73) y por medio de este equipo se aplica una carga de presión hasta que el cubo falla.

**Figura 73.** Máquina Universal de Baldwin.



El cubo pertenece a la zona de falla de daño de la Falla Bucaramanga (VG\_UMPALÁ\_007\_9), por lo que presenta planos de falla preexistentes (Figura 74) por los cuales posiblemente pueda fallar la muestra, así como también presenta pequeñas venillas. Con el fin de tener un mayor control sobre el comportamiento del cubo ante un ensayo de compresión, se toman los respectivos datos estructurales de los planos preexistentes, teniendo en cuenta que la muestra está orientada. A continuación se muestran los datos estructurales tomados en el cubo antes de efectuar el ensayo (Tabla 8) y las principales direcciones por las que probablemente el cubo falle de acuerdo a la representación de estos datos en el diagrama rosas (Figura 75).

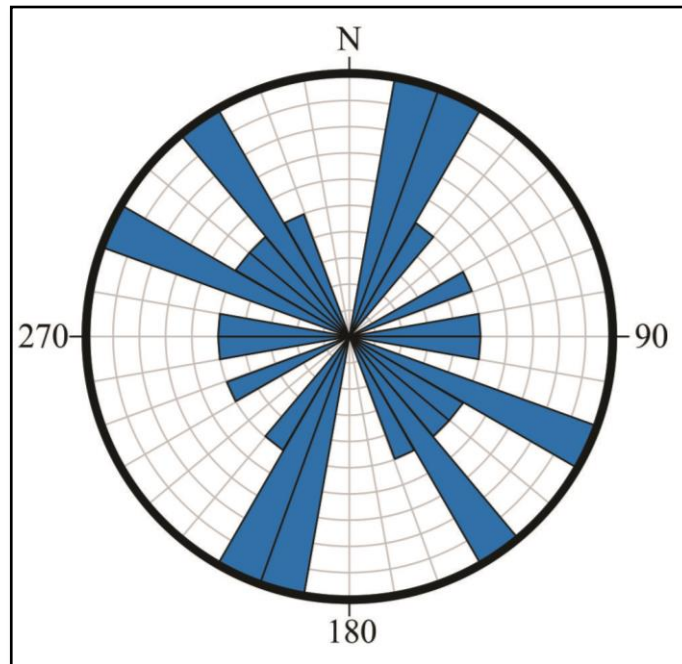
**Figura 74.** Caras del cubo de roca cataclástica. Nótese la variedad de planos existentes, así como algunas venas desplazadas en sus caras.



**Tabla 8.** Datos de planos preexistentes y venillas en cubo de roca cataclástica.

Datos (azimut de rumbo)	
Planos preexistentes	Venilla
336/82	34/77
316/86	26/76
290/35	
90/44	
20/41	
24/56	
327/69	
86/69	
323/63	
30/44	
199/58	
19/43	
308/59	
299/51	
61/48	

**Figura 75.** Diagrama de rosas de los planos de falla preexistentes en el cubo antes de efectuar el ensayo de compresión uniaxial. Círculo externo al 13.3%, entre 21° y 30° grados, principal vector 354° grados.



Una vez tomados los datos estructurales del cubo se procede a efectuar el ensayo en la Máquina Universal de Baldwin, para esto se ubica el cubo dentro de la máquina y se registran los datos de fuerza (en kilogramos) y deformación (en milésimas de pulgada) hasta lograr el fallamiento interno del cubo. A partir de estos datos se calcula el esfuerzo y la deformación unitaria los cuales permitirán graficar la ley de Hooke. Se toman los datos de fuerza, se pasan a Newtons y luego a megapascales, se toman los datos de deformación se pasan a metros y se halla la deformación unitaria.

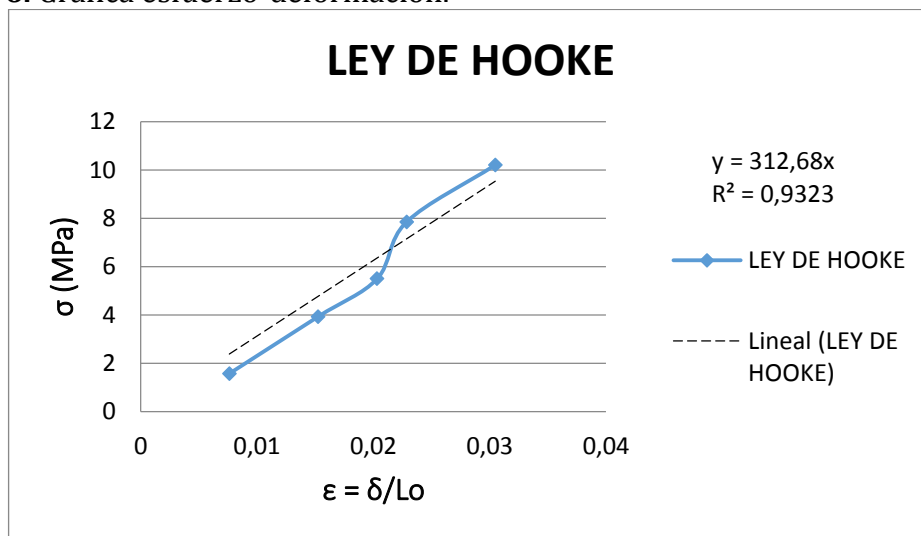
Una vez determinada la deformación unitaria y es esfuerzo en megapascales (Tabla 9) se genera la gráfica de la ley de Hooke (Figura 76) la cual presenta una pendiente que mantiene una tendencia casi constante hasta alcanzar el esfuerzo máximo, el cual equivale a la máxima ordenada de 10,2 MPa con una deformación unitaria de 0,03. La gráfica muestra que la deformación se mantiene parcialmente constante lo que indica

que se encuentra en el campo de deformación elástica, sin evidencia de comportamiento plástico. Solo hay una pequeña variación que muestra un aumento en la resistencia del material en donde la presión es mayor para un leve aumento de deformación, esto indicaría un endurecimiento de la deformación (Fossen, 2010).

**Tabla 9.** Datos experimentales para obtener el módulo de Young.

Fuerza	Deformación	Fuerza	Deformación	Esfuerzo	Esfuerzo	Deformación	Deformación	Deformación unitaria
Kg	mil. Pulg.	N	Pulg.	Pa=N/m <sup>2</sup>	Mpa	mm	m	$\epsilon = \delta/L_0$
400	15	3924	0,015	1569600	1,5696	0,381	0,000381	0,00762
1000	30	9810	0,03	3924000	3,924	0,762	0,000762	0,01524
1400	40	13734	0,04	5493600	5,4936	1,016	0,001016	0,02032
2000	45	19620	0,045	7848000	7,848	1,143	0,001143	0,02286
2600	60	25506	0,06	10202400	10,2024	1,524	0,001524	0,03048

**Figura 76.** Gráfica esfuerzo-deformación.



A partir de la gráfica de la ley de Hooke se obtiene el valor del módulo de elasticidad del material, dada la pequeña variación que presenta la gráfica, se opta por generar una línea de tendencia que no altere el valor del módulo, de este modo el valor correspondiente al coeficiente E es de ~313 MPa.

Si tenemos en cuenta que para las rocas el módulo de Young está dado de la siguiente manera (Beer y Russell, 1994):

Roca ígnea. Granito (promedio): ~68948 MPa.

Roca metamórfica. Mármol (promedio): ~55158 MPa.

Roca sedimentaria. Arenisca (promedio): ~41369 MPa.

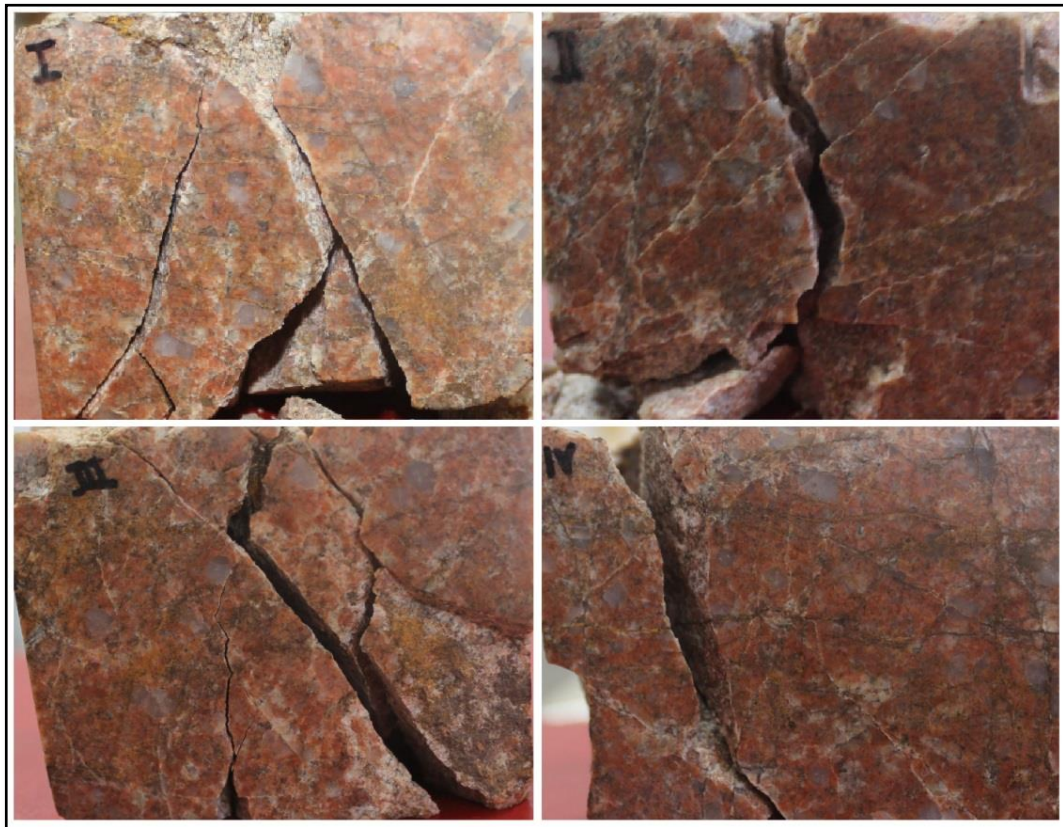
Al comparar los resultados se aprecia que el valor obtenido del módulo de elasticidad representa tan solo el ~0,5% de un granito no alterado y no perteneciente a una zona de falla. Esto significa que la actividad de la Falla Bucaramanga ha alterado de manera drástica las propiedades mecánicas del granito en estudio haciendo que la resistencia del material sea muy pequeña en comparación a un granito estable. El cubo de roca al cual se le realiza la compresión uniaxial falló de manera irregular (Figura 77), a lo largo de planos no estimados, es decir no presenta un patrón preferencial de fracturamiento como sucede en materiales como el hormigón donde se genera una fractura a 45° con pequeñas fisuras verticales.

**Figura 77.** Cubo de roca granítica antes y después del ensayo de compresión uniaxial.



Una vez fracturado el cubo de roca se analizan sus caras con el fin de identificar fracturas a lo largo de planos preexistentes y venillas, sin las caras del cubo muestran que las fracturas generadas por la compresión uniaxial no siguen ninguno de estos planos de debilidad, sino se dan de manera irregular en planos no estimados (Figura 78). Esto indicaría que la roca cataclástica presenta una mayor inconsistencia que la que tendrían las venillas y los planos preexistentes.

**Figura 78.** Caras del cubo de roca cataclástica después del ensayo de compresión uniaxial. Nótese que a pesar de la variedad de planos existentes, las fracturas se dan en planos no estimados.



#### 11.4 APLICACIÓN DEL MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS EN LA SIMULACIÓN DE COMPRESIÓN UNIAXIAL

Se realizó una simulación de compresión uniaxial usando el método de elementos finitos con el fin de cuantificar los efectos posibles de los movimientos generados a partir de la compresión. Los parámetros geomecánicos utilizados en la deformación se obtienen a partir de ensayos de laboratorio en muestras obtenidas en campo, sin embargo para el ejercicio realizado en este trabajo se tienen en cuenta valores estándares estimados por algunos autores.

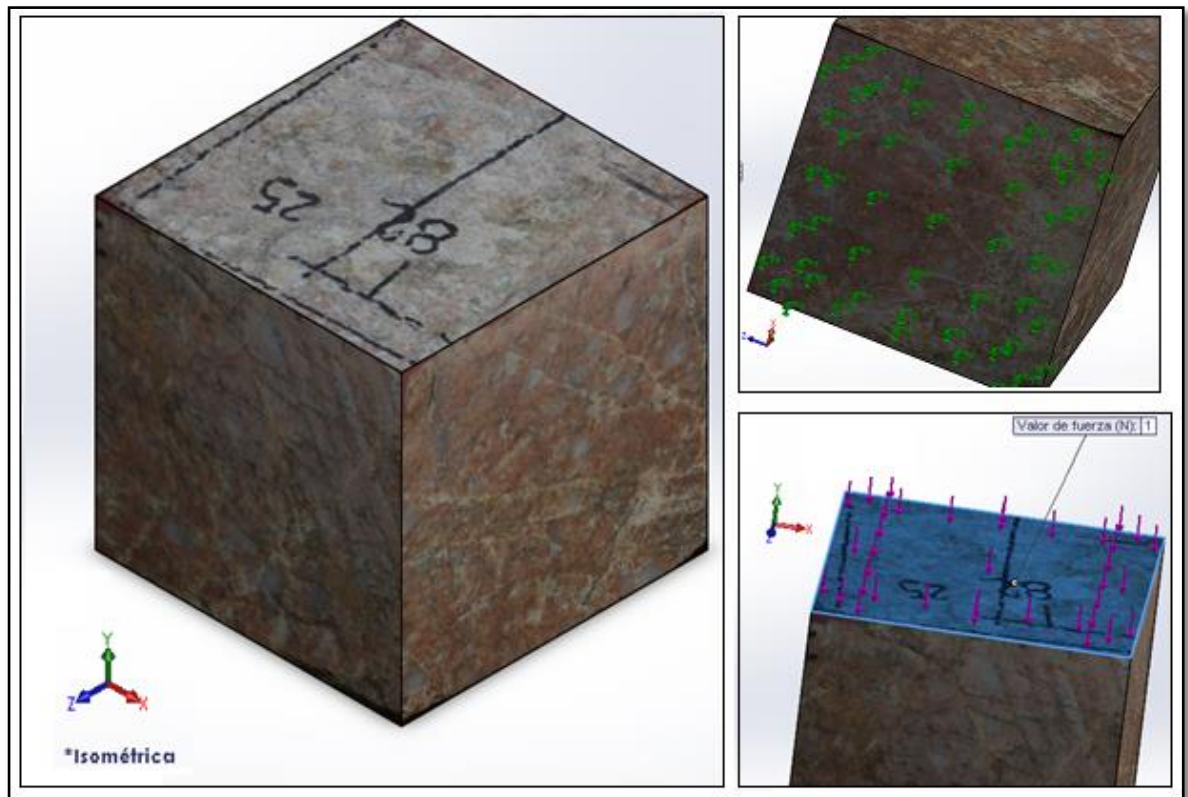
La simulación geomecánica emplea modelos numéricos para resolver de manera aproximada problemas de diversa índole. El método de elementos finitos es un método que trabaja discretizando un elemento y generando una gran cantidad de ecuaciones algebraicas simultáneas que son resueltas por un computador especializado para tal fin (Chandrupatla y Belegundu, 1999 en Grelys *et al.*, 2007). Este método permite resolver de manera aproximada procesos como esfuerzos de tensión, transmisión de calor, comportamientos reológicos, etc., en medios continuos. Esta simulación se realiza a través del programa SolidWorks utilizando el método de elementos finitos y empleando parámetros geomecánicos estándares para roca Granito. Para el ejercicio se tuvieron en cuenta las siguientes propiedades (Tabla 10)

**Tabla 10.** Parámetros geomecánicos empleados en la simulación.

PROPIEDADES GEOMECÁNICAS	VALOR	UNIDADES
Módulo elástico	85	GPa
Coefficiente de Poisson	0,25	
Módulo cortante	33	GPa
Densidad	2670	Kgm <sup>3</sup>
Coef. de expansión térmica	$8 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$	$^\circ\text{K}$
Conductividad térmica	3	W/(m <sup>*</sup> °K)
Calor Específico	837	J/(Kg*°K)

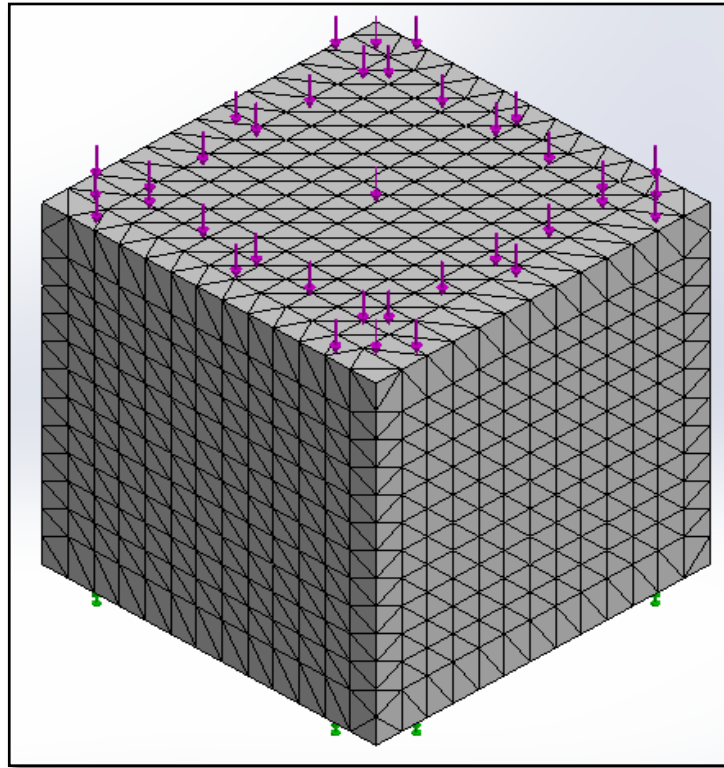
Se crea el cubo con las dimensiones específicas de acuerdo al trabajado en el ensayo de compresión uniaxial ubicando cada una de sus caras y asignando las propiedades geomecánicas mencionadas. Se establece la cara inferior del cubo como geometría fija y la cara superior como la superficie a la cual se aplica la fuerza (Figura 79).

**Figura 79.** Cubo a simular.



Teniendo en cuenta que este método discretiza el cubo para adaptarlo a un número finito de partes llamadas elementos, los cuales tienen una serie de puntos interconectados entre sí llamados nodos, que están en las esquinas de los elementos, en los puntos medios de las caras o aristas y dentro de ellos, se procede a realizar el mallado estructurado (Figura 80), que no es más que el ensamblaje elementos-nodos.

**Figura 80.** Mallado estructurado.



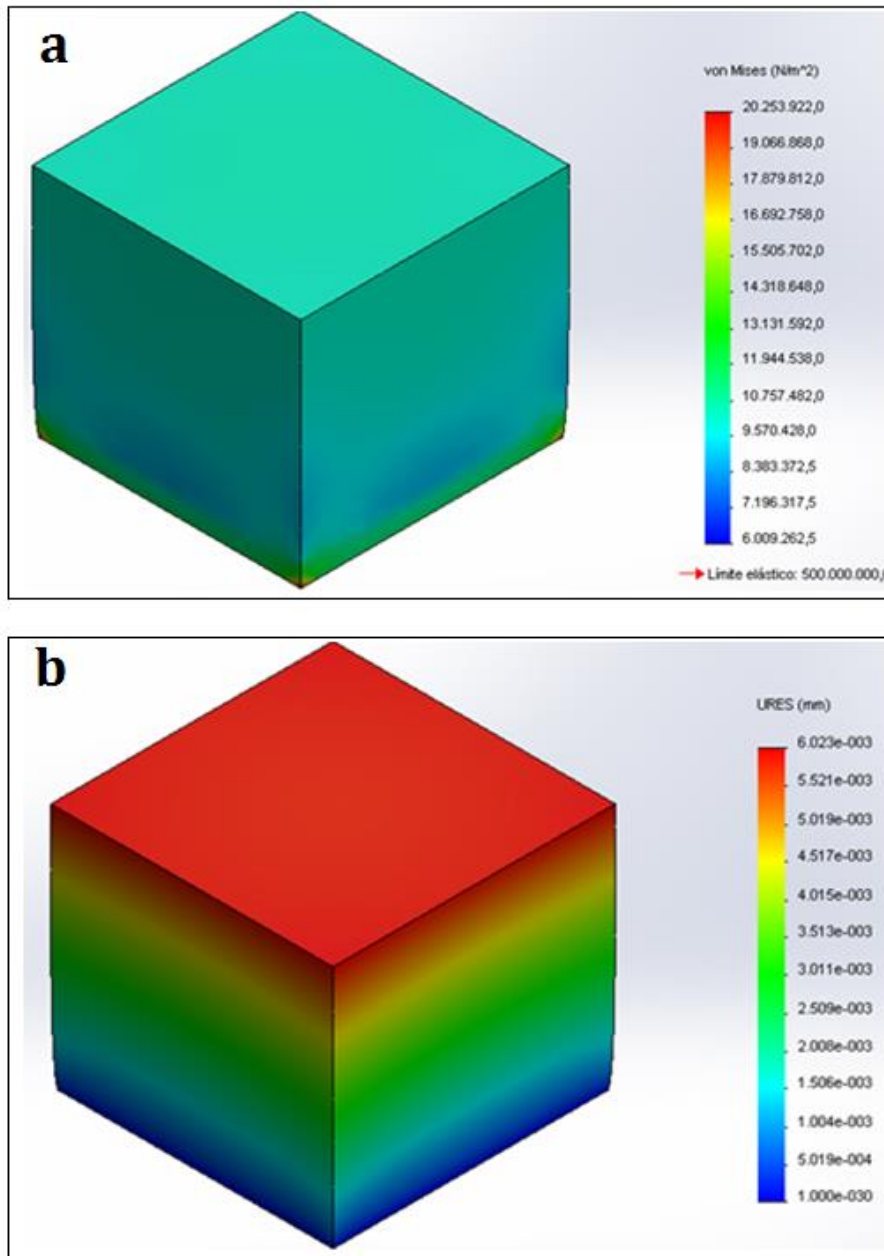
Se ejecuta la simulación de compresión aplicando una presión de 10,20 MPa, presión a la cual falló el cubo en el ensayo uniaxial. El resultado obtenido es un análisis estático de tensiones, desplazamientos y deformaciones unitarias que muestra como la deformación se propaga a lo largo del cubo.

Se observa que el límite elástico del cubo está en valores muy superiores a las tensiones máximas provocadas por la carga aplicada, lo cual explica por qué el material no falla, los colores rojos indican que las mayores tensiones se concentran en las esquinas del cubo y los colores azules indican las zonas de menor tensión (Figura 81).

Los mayores desplazamientos se observan en la superficie donde es aplicada la carga, con un máximo desplazamiento de  $6,023 \times 10^{-3}$  mm indicado en tonalidades rojizas y

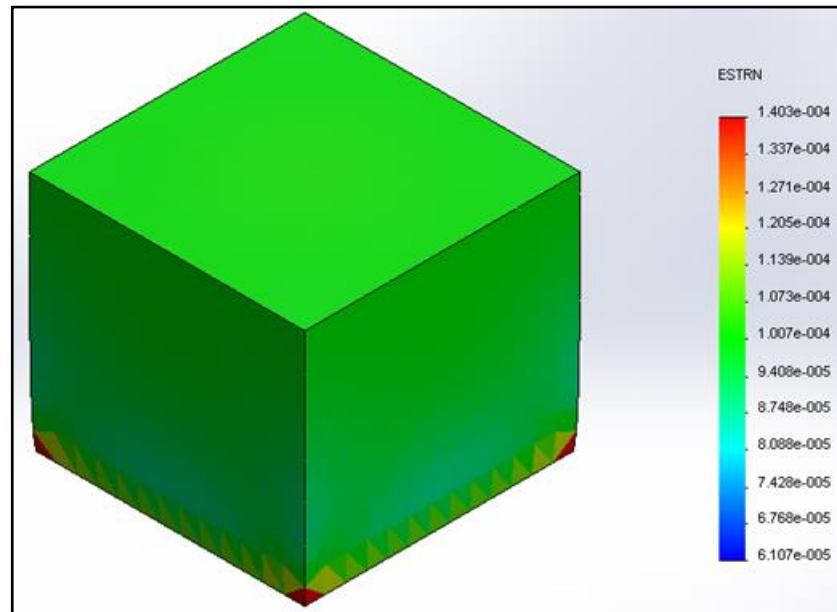
con un desplazamiento menor cercano a  $5,01 \times 10^{-4}$  mm indicando en tonalidades azules.

**Figura 81.** Resultado del análisis estático, a) tensiones b) desplazamientos.



Las deformaciones unitarias se concentran como suele ser normal en las zonas con mayor tensión, en el caso del cubo corresponden a las esquinas del mismo en la superficie definida como geometría fija (Figura 82).

**Figura 82.** Resultado del análisis estático, deformaciones unitarias.



De acuerdo a los resultados del análisis estático usando el método de elementos finitos, se confirma que la fuerza a la cual falló el cubo en el ensayo de compresión uniaxial no es suficiente para fallar un cubo de roca estable (sin características de alteración o deformación por actividad de fallas). Esto demuestra que la actividad de la Falla Bucaramanga ha alterado de manera considerable las rocas pertenecientes a la zona de estudio, no solo ha variado las características texturales, también ha modificado las propiedades geomecánicas. Esto es evidente al comparar el rango en el que se dan los desplazamientos y las deformaciones unitarias generados en la simulación para un cubo de roca no alterado, con los obtenidos a partir del ensayo de compresión uniaxial los cuales difieren en valores del orden de  $1 \times 10^{-2}$ , donde los valores del ensayo uniaxial son superiores que los de la simulación, demostrando así

que la deformación es mayor y la resistencia es menor para el cubo de roca perteneciente a la zona de estudio.

Nota: la simulación se realizó a partir de un mallado estructurado, el cual permitió asignar proporcionalmente las propiedades de la roca a lo largo del volumen de la muestra. Teniendo en cuenta que la zona de estudio presenta rocas cataclásticas con planos de debilidad preexistentes, venas de cuarzo, calcita y pseudotaquilita, es posible predecir las fallas probables, a partir de un análisis en un mallado no estructurado, haciendo énfasis en los puntos más críticos de la roca. Sin embargo dicho estudio requeriría el uso de softwares más avanzados y tomaría un tiempo considerable en obtener tan solo el resultado del mallado.

## 12. PETROGRAFÍA

En la zona de estudio aflora parte del Granito de Pescadero, el cual presenta contacto fallado con la Formación Gneis de Bucaramanga, este contacto se da a lo largo del trazo de la Falla Bucaramanga. La actividad de ésta falla se evidencia en el alto grado de fracturamiento del granito y por la presencia de *gouge*, zona donde se acumula la mayor concentración de esfuerzos.

A lo largo de la zona de estudio se encuentran pseudotaquilitas en venas asociadas a cataclasitas, este tipo de rocas de falla evidencian el carácter paleosísmico de la Falla Bucaramanga.

En el área de estudio se recolectaron 23 muestras, las cuales fueron orientadas antes de ser extraídas. Para la orientación de las muestra se tomó el dato estructural, se indicó el norte, la base y el techo de la muestra (Figura 83).

Fuera de la zona de estudio se recolectó una muestra orientada (VG\_UMPALÁ\_012\_24; Figura 84) con el objetivo de observar las características del Granito de Pescadero en una zona diferente a la zona estudiada. Posteriormente se realizó una descripción macroscópica de las muestras, donde se describieron las estructuras, las texturas y la mineralogía.

Se realizaron 13 láminas delgadas, doblemente pulidas y sin cubre objetos, cuyo análisis petrográfico se efectuó utilizando el método conteo de puntos (mínimo 600 puntos) y el diagrama QAPF de Streckeisen, (1976) para la clasificación de rocas plutónicas con contenido de máficos menor a 90 (Tabla 11).

Para la elaboración de las láminas Delgadas fue necesario realizar cortes orientados, con el objetivo de identificar orientaciones de las microestructuras presentes en las

láminas, estos cortes se realizaron en base a las orientaciones de las muestras obtenidas en campo.

**Figura 83.** Orientación en la toma de muestras. Dato estructural 315/79 en azimut de rumbo.



**Figura 84.** Muestra orientada tomada fuera del área de estudio. Dato estructural 285/56 en azimut de rumbo. Localización X: 1'119.636 Y: 1'252.227 Z: 947 m.s.n.m.



Tabla 11. Clasificación de muestras utilizando el diagrama QAPF para clasificación de rocas plutónicas.

SECCIÓN	CONTEO		CARACTERÍSTICAS		CLASIFICACIÓN
	PUNTOS	% MINERALÓGICO			
VG_UM_001_1	672	Kfs: 47,9 Qz: 37,5 Ser: 10,3	Pl: 3,3 Ms: 0,6 Pst: 0,4	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino, cuyos cristales presentan contactos irregulares y netos, con plagioclasas y feldespatos potásicos afectados por la alteración a sericita y presenta venas de Qz y Pst.	SIENOGRANITO
VG_UM_002_2	682	Kfs: 57,5 Qz: 32,3 Sct: 5,3	Pl: 4,4 Ms: 0,5	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino los cuarzos tienen formas irregulares y variación en el tamaño, presenta alteración a sericita y venas de pseudotaquilita.	SIENOGRANITO
VG_UM_005_6	653	Kfs: 43,2 Qz: 32,5 Pl: 9,9 Pst: 6,7	Vdr: 3,4 Ser: 3,4 Ms: 0,9	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino, esta muestra presenta cuarzos vermiculares, algunos de ellos con textura micrográfica y alotriomórfica.	SIENOGRANITO
VG_UM_PC_7	652	Kfs: 42 Qz: 28,2 Pst: 12,1 Ser: 8,4	Pl: 8,1 Ms: 0,9 Vdr: 0,3	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica de tamaños de grano medio. Esta muestra presenta textura alotriomórfica, cuarzos irregulares y angulosos y la mayoría de las plagioclasas se encuentran alteradas a sericita.	SIENOGRANITO
VG_UM_006_8	633	Kfs: 51,3 Qz: 33,3 Pl: 8 Vdr: 2,7	Ser: 2,2 Pst: 1,4 Ms: 1,1	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino, algunos contactos entre cuarzos son sinuosos, los feldespatos se observan en su mayoría fracturados.	SIENOGRANITO
VG_UM_007_9	615	Kfs: 37,1 Qz: 33,3 Pl: 13,3 Pst: 5,7	Ser: 4,9 Vdr: 2,3 Ms: 2,4 Cb: 1	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino, esta muestra presenta carbonato disgregado en venas de pseudotaquilita y una textura alotriomórfica, donde los cuarzos varían en tamaño y están fuertemente fracturados.	SIENOGRANITO
VG_UM_007_10	773	Ser: 49,7 Qz: 47,7 Pst: 0,7	Ms: 1,9 Kfs: 0 Pl: 0	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica, inequigranular de tamaños de grano medio. Esta muestra presenta una disminución en el porcentaje de cuarzo y un aumento en el contenido de sericita. Contiene venas de pseudotaquilitas.	TONALITA
VG_UM_007_11	940	Ser: 46 Qz: 27 Pst: 20 Kfs: 4	Cb: 1 Pl: 1 Ms: 1	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio. Esta muestra contiene venas de carbonato de segunda generación y pseudotaquilita, se observa alteración de sericita dispersa en la lámina.	TONALITA
VG_UM_009_15	624	Qz: 79 Ser: 6 Pst: 4,8 Cb: 4,5	Pl: 3,5 Kfs: 2 Ms: 0,2	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio. Esta muestra presenta feldespato potásico con maclado de tartán, venas de carbonato y venas de pseudotaquilita. Los cuarzos presentan extinción ondulosa y se observan fracturados.	GRANITOIDE RICO EN CUARZO
VG_UM_010_16	642	Qz: 61,7 Vdr: 13 Mtz: 9,3 Cb: 8,3	Pl: 4 Ser: 1,2 Pst: 1 Kfs: 1,1	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino algunos cuarzos presentan son de tamaños mayores a 0.5 mm, la mayoría de estos presenta disminución en su tamaño y se observan plagioclasas cizalladas.	GRANITOIDE RICO EN CUARZO
VG_UM_010_19	836	Qz: 19,4 Cb: 18,2 Ser: 15,4 Pl: 12,5 Pst: 12,3	Chl: 11,3 Kfs: 6,9 Ms: 2,2 Mtz: 1,8	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino. Esta muestra presenta clorita, venas de carbonato y pseudotaquilita, sericita y presenta un aumento de plagioclasas y feldespatos con respecto a las anteriores muestras. Se observan cristales de calcita con maclado lamelar.	GRANODIORITA
VG_UM_011_22	725	Qz: 52 Ser: 25 Kfs: 9 Mtz: 8	Pst: 2 Pl: 1,5 Cb: 2,1 Ms: 0,4	Roca ígnea plutónica con textura fanerítica inequigranular de tamaños de grano medio a fino. Se observan fenocristales de cuarzo con extinción ondulosa y disminución en el tamaño de grano en algunos cristales. Presenta venas de carbonato y un alto grado de fracturamiento.	GRANODIORITA
VG_UM_012_24 (Fuera del área)	659	Kfs: 41 Qz: 38,7 Ser: 6,4 Pst: 4,9	Cbt: 4,2 Pl: 4,1 Ms: 0,7	Roca ígnea plutónica holocristalina, con textura fanerítica equigranular de tamaños de grano medio Esta muestra contiene fenocristales de plagioclasas tabulares y con un bajo contenido de sericita, venas de pseudotaquilita y cuarzos con límites irregulares.	SIENOGRANITO

Nomenclatura basada en Whitney y Evans (2010). \* Qz: Cuarzo; Kfs: Feldespato; Pl: Plagioclasas; Ser: Sericita; Pst: Pseudotaquilita; Cb: Carbonato; Ms: Moscovita; Chl: Clorita Mtz: Matriz.

Metodología utilizada en el análisis petrográfico (tabla 11).

Muestra: **VG\_UMPALÁ\_001\_1**

Se realizó un conteo de 672 puntos en la lámina delgada VG\_UMPALÁ\_001\_1, y se obtuvieron los siguientes resultados.

MINERAL	PUNTOS	% MINERALÓGICO
Feldespato Potásico	322	47,9
Cuarzo	251	37,5
Sericita	69	10,3
Plagioclasas	22	3,3
Moscovita	5	0,74
Pseudotaquilita	3	0,4
<b>Total</b>	<b>672</b>	<b>100</b>

El porcentaje mineralógico se obtuvo aplicando una regla de tres sencilla: 672 equivale al 100%.

$$\begin{array}{lcl}
 322 \text{ Feld} & \longrightarrow & x \\
 672 \text{ puntos} & \longrightarrow & 100\%
 \end{array}
 \qquad
 \begin{array}{l}
 X = 32200/672 \\
 \boxed{X = 47,9\%}
 \end{array}$$

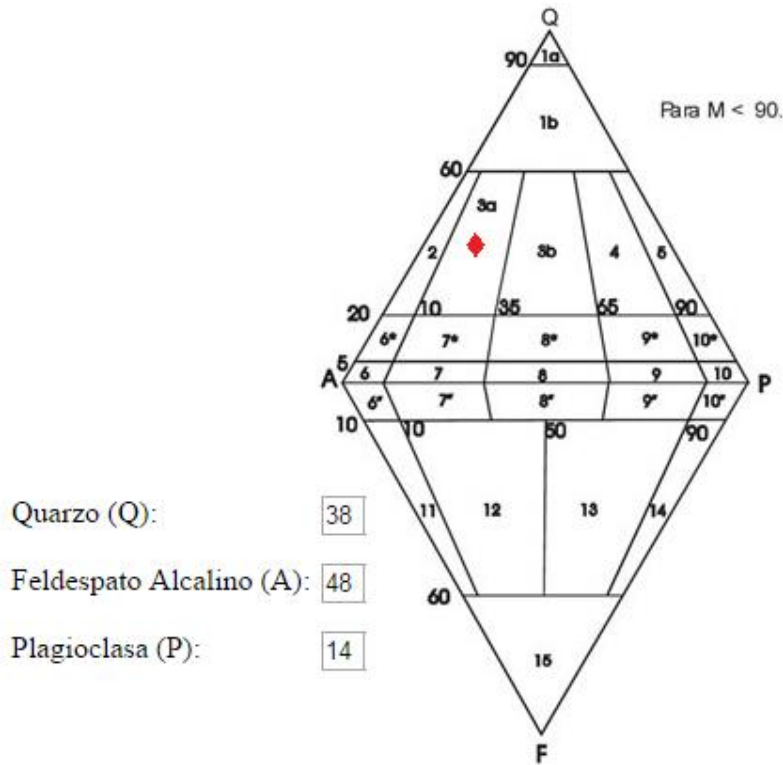
Luego se realizó un recalcu de los porcentajes de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas.

MINERALES	PUNTOS	% MINERALÓGICO
Cuarzo	251	38
Feldespato Potásico	322	48
Plagioclasas	91	14
<b>Total</b>	<b>664</b>	<b>100</b>

El recalcu mineralógico se obtuvo aplicando una regla de tres sencilla: 664 nuevo 100%.

$$\begin{array}{lcl}
 322 & \longrightarrow & x \\
 664 & \longrightarrow & 100\%
 \end{array}
 \qquad
 \begin{array}{l}
 X = 32200/664 \\
 \boxed{X = 48\%}
 \end{array}$$

Los porcentajes del recalcu se ubicaron en el diagrama de Streckeisen, (1979) para rocas plutónicas.



El resultado determinó **Sienogranito**.

De acuerdo a los porcentajes minerales obtenidos durante la clasificación petrográfica se realizó la tabla 12 que incluye la muestra que se encuentra fuera del área de estudio y en base a la tabla se generó un diagrama que indica la variación de los porcentajes minerales a lo largo de la zona (Figura 85).

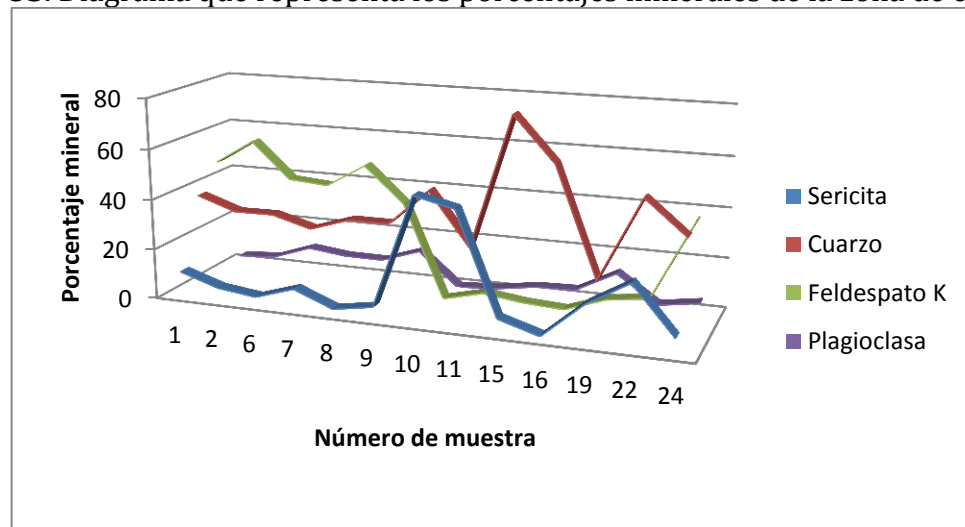
Teniendo en cuenta que las muestras fueron tomadas de mayor a menor distancia de la zona de *gouge* exceptuando la muestra VG\_UMPALÁ\_012\_24, se puede observar que a medida que se acerca a la zona del *gouge* los porcentajes de cuarzo y sericita varían, aumentando el cuarzo y disminuyendo la concentración de sericita. Después de la

zona de *gouge* la sericita aumenta y el contenido de cuarzo disminuye. En cuanto a los porcentajes de Feldespato potásico presentan una fuerte disminución en la zona de *gouge*. Los porcentajes de plagioclasas se mantienen bajos y casi homogéneos a lo largo de la zona.

**Tabla 12.** Porcentaje mineral.

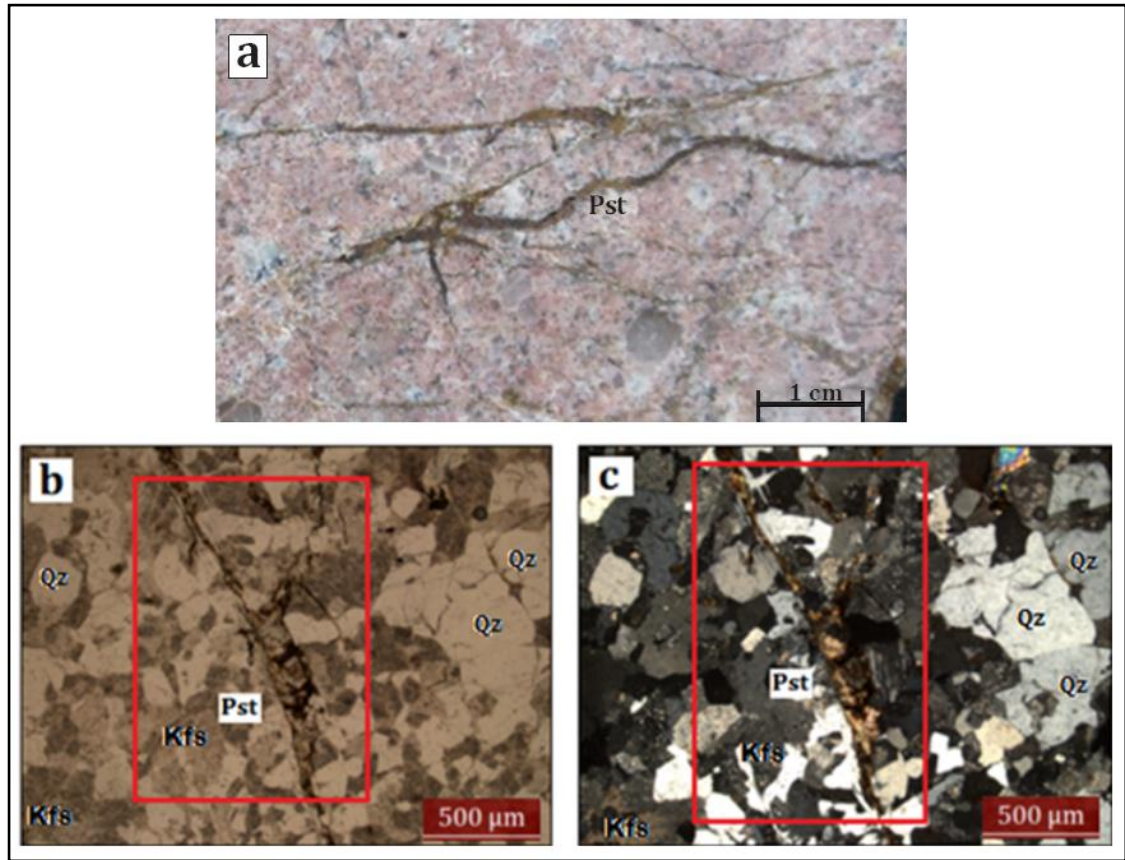
PORCENTAJE MINERAL					
Estación	Muestra	Sericita	Cuarzo	Feldespato	Plagiclasa
VG_UMPALÁ_001	1	10,3	37,5	47,9	3,3
VG_UMPALÁ_002	2	5,3	32,3	57,5	4,4
VG_UMPALÁ_005	6	3,4	32,5	43,2	9,9
VG_UMPALÁ_pc	7	8,4	28,2	42	8,1
VG_UMPALÁ_006	8	2,2	33,3	51,3	8
VG_UMPALÁ_007	9	4,9	33,3	37,1	13,3
VG_UMPALÁ_007	10	49,7	47,7	0	0
VG_UMPALÁ_007	11	46	27	4	1
VG_UMPALÁ_009 (Zona de <i>gouge</i> )	15	6	79	2	3,5
VG_UMPALÁ_010	16	1,2	61,7	1,1	4
VG_UMPALÁ_010	19	15,4	19,4	6,9	12,5
VG_UMPALÁ_011	22	25	52	9	1,5
VG_UMPALÁ_012 (Fuera de la zona)	24	6,4	38,7	41	4,1

**Figura 85.** Diagrama que representa los porcentajes minerales de la zona de estudio.



A lo largo del área de estudio se presentan pseudotaquilitas las cuales evidencian el carácter paleosísmico de la Falla Bucaramanga (Figura 86).

**Figura 86.** Muestra VG\_UMPALÁ\_012\_24. Los cuadros rojos resaltan las venas de Pseudotaquilitas (Pst). a) Muestra de mano b) Lámina delgada en nicols paralelos c) Lámina delgada en nicols cruzados.

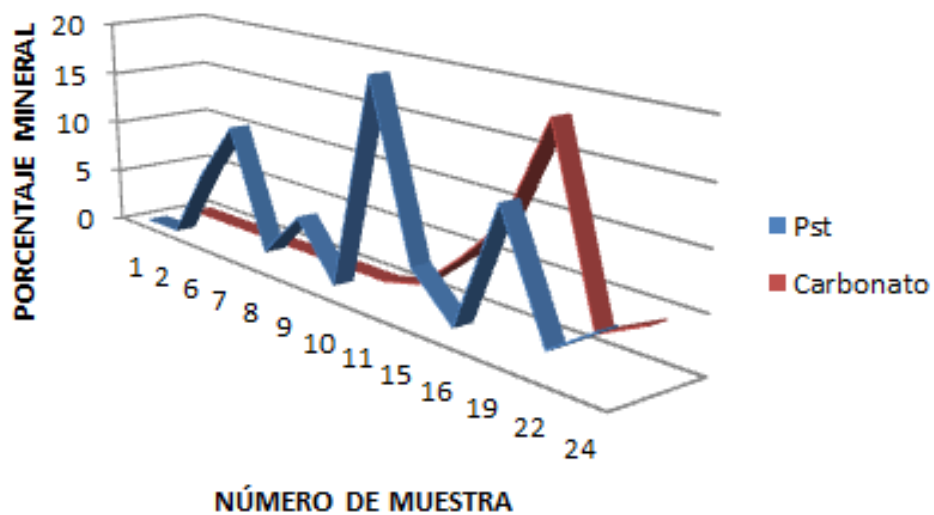


El contenido de pseudotaquilita es variable a lo largo de la zona, presentando una fuerte disminución en la zona de *gouge* (estación VG\_UMPALÁ\_009\_15) a diferencia del carbonato el cual presenta un aumento de porcentaje en la zona de *gouge* y disminuye a medida que se aleja de ese punto (Tabla 13; Figura 87).

**Tabla 13.** Porcentajes de pseudotaquilita (Pst) y carbonatos.

PORCENTAJE MINERAL			
Estación	Muestra	Pst	Carbonato
VG_UMPALÁ_001	1	0	0
VG_UMPALÁ_002	2	0	0
VG_UMPALÁ_005	6	6,7	0
VG_UMPALÁ_pc	7	12,1	0
VG_UMPALÁ_006	8	1,4	0
VG_UMPALÁ_007	9	5,7	0
VG_UMPALÁ_007	10	0,7	0
VG_UMPALÁ_007	11	20	1
VG_UMPALÁ_009 (Zona de gouge)	15	4,8	4,5
VG_UMPALÁ_010	16	1	8,7
VG_UMPALÁ_010	19	12,3	18,2
VG_UMPALÁ_011	22	2	2,1
VG_UMPALÁ_012 (Fuera de la zona)	24	4,9	4,2

**Figura 87.** Diagrama que representa los valores de Pseudotaquilita y carbonato en las muestras a lo largo de la zona de estudio.



### **12.1 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DEL GRANITO DE PESCADERO**

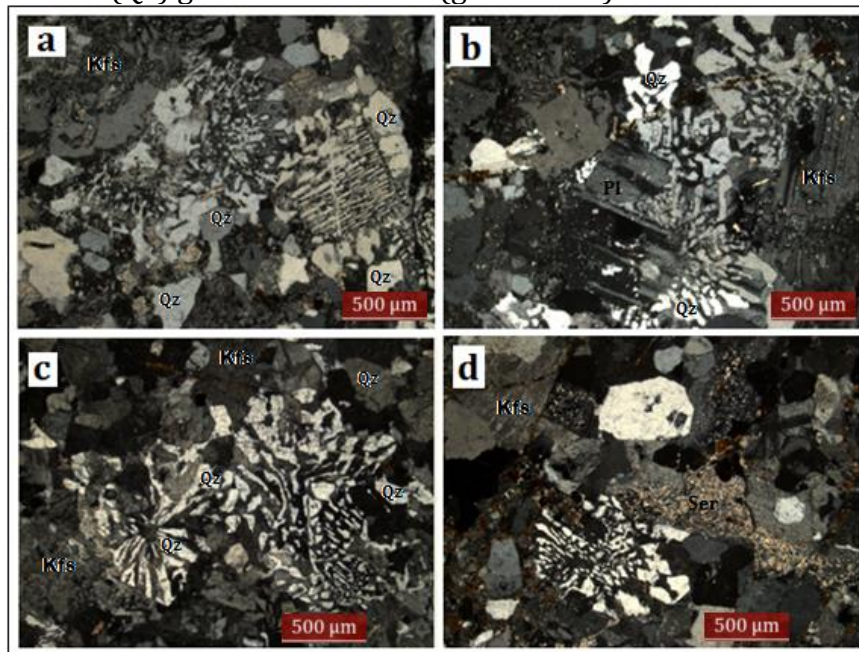
Para el análisis petrográfico se tuvieron en cuenta las características mineralógicas y texturales de las secciones delgadas y su clasificación se realizó según el diagrama QAPF (Máficos < 90) de Streckeisen (1979) para rocas ígneas plutónicas, realizando un conteo de 600- 850 puntos en 13 láminas delgadas, de las cuales se obtuvieron clasificaciones de granitoide rico en cuarzo, sienogranito, granodiorita y tonalita. El Granito de Pescadero mineralógicamente se encuentra constituido por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas como minerales esenciales, moscovita como minerales accesorios, sericita y clorita como minerales producto de alteración y venas de pseudotaquilita y carbonato (Tabla 6). A continuación se describen las características principales de estos minerales en las muestras analizadas.

**CUARZO:** Presenta una forma subhedral, contactos netos y en algunos casos habito granular. En su mayoría los bordes son irregulares y los cristales fracturados. Su tamaño varía dependiendo del grado de fracturamiento, puede estar entre el rango de microfenocristal ( $\geq 0,03$  mm < 0,3 mm) y fenocristal ( $\geq 0,3$  mm < 5 mm). En las estaciones VG\_UMPALÁ\_001\_1, VG\_UMPALÁ\_002\_2, VG\_UMPALÁ\_005\_6 y VG\_UMPALÁ\_PC\_7 se presentan cuarzos gráficos-vermiculares (granofíricos; Figura 88), estas texturas indican sistemas graníticos ricos en agua, los cuales al perder agua en forma súbita bajan su punto de fusión rápidamente generando un sobre-enfriamiento a una temperatura constante, lo que produce una cristalización rápida y simultánea de cuarzos y feldespatos, desarrollando un intercrecimiento con formas esqueléticas (Hibbard, 1995). Algunos cristales presentan una extinción ondulosa como respuesta a las deformaciones.

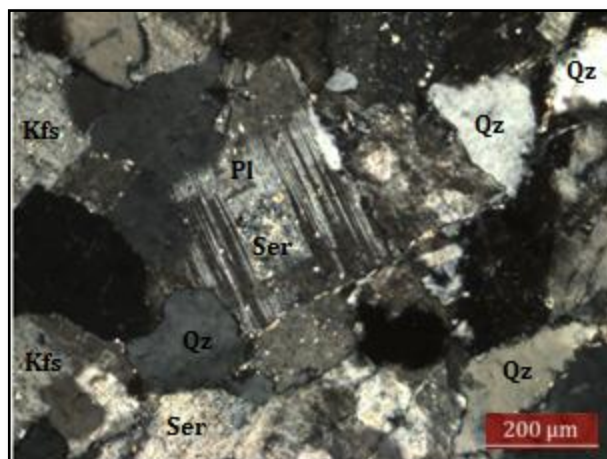
**PLAGIOCLASA:** Presenta formas euhedrales y en ocasiones subhedrales, se encuentra fuertemente alterada a sericita y muestra un maclado polisintético con extinción oblicua. La mayoría de estos cristales tienen formas elongadas. En la sección VG\_UMPALÁ\_001\_1 se observan zonaciones en plagioclasas (Figura 89) generadas por una variación composicional, esta variación se origina durante el enfriamiento y hace

que las propiedades ópticas del mineral varíen, generando diferentes ángulos de extinción mineral (Mantilla, 2003). Su distribución en el área de estudio es variable, con mayor abundancia en la muestra VG\_UMPALÁ\_007\_10 y VG\_UMPALÁ\_011\_22 y disminución en la estación VG\_UMPALÁ\_007\_11.

**Figura 88.** Cuarzo (Qz) gráfico-vermicular (granofírico).

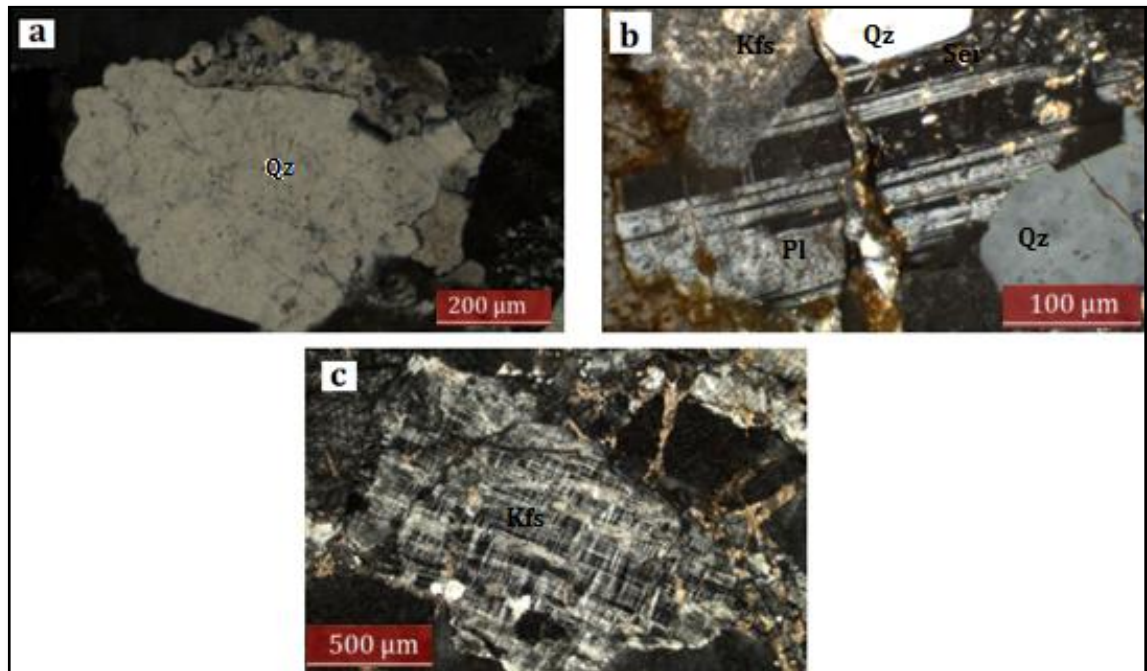


**Figura 89.** Plagioclasa (Pl) zonada con alteración a sericita (Ser).



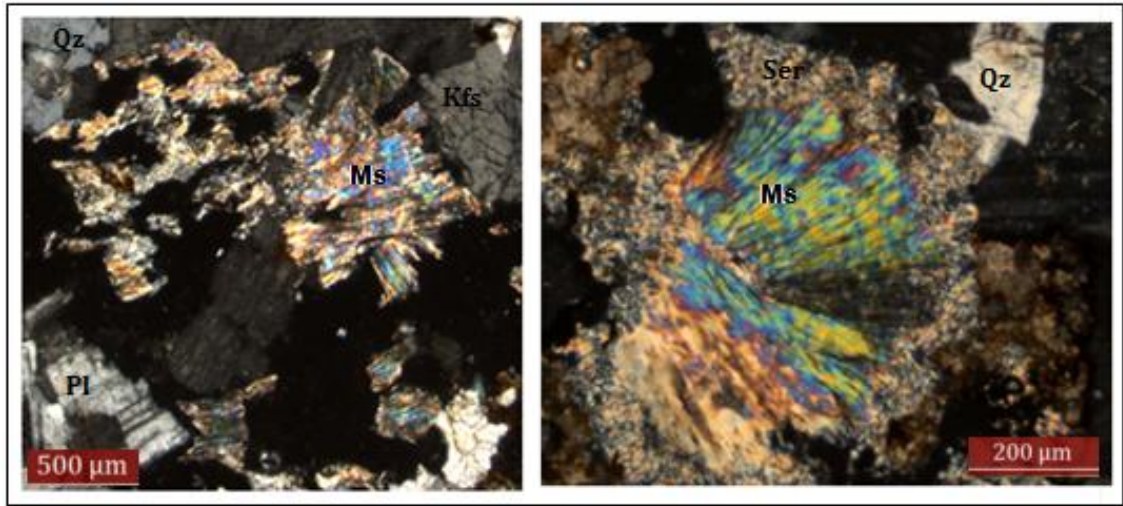
**FELDESPATO POTÁSICO:** Presenta formas subhedrales y tamaños variables que van desde microfenocristales ( $\geq 0,03$  mm  $< 0,3$  mm) hasta fenocristales ( $\geq 0,3$  mm  $< 5$  mm). Su extinción es oblicua y presenta maclado tipo enrejado tartán o tela escocesa y macla tipo carlsbad, en algunas secciones delgadas se observa exfoliación en pocos cristales de feldespato, esta es una característica que es difícil de apreciar. Debido al alto grado de alteración los feldespatos se disgregan en algunas muestras (Figura 90).

**Figura 90.** Minerales esenciales presentes en el Granito de Pescadero. a) Cuarzo (Qz) b) Plagioclasa (Pl) con maclado polisintético alterada por Sericita (Ser) c) Feldespato potásico (Kfs) con maclado de tartán.



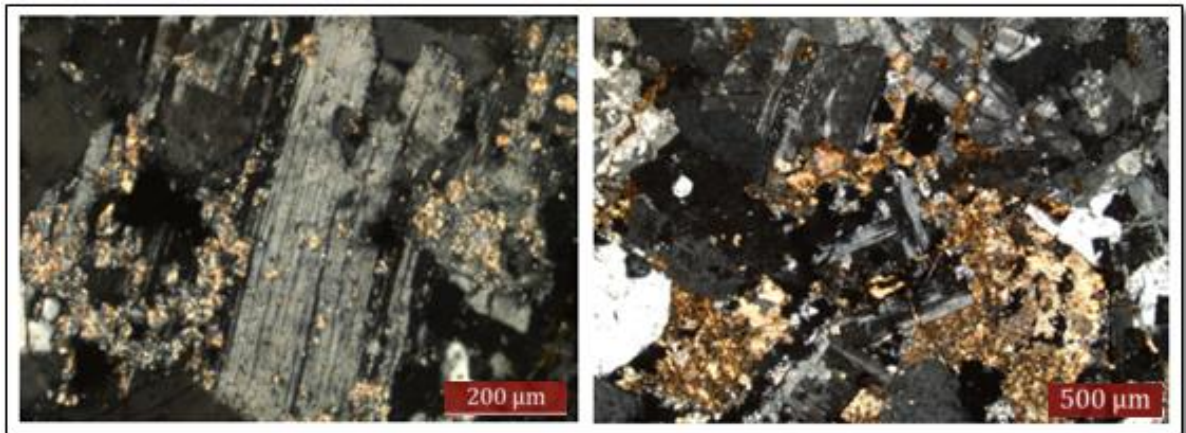
**MOSCOVITA:** Se encuentra en bajas proporciones, presenta una birrefringencia alta de segundo y tercer orden. En nicols paralelos algunas secciones presentan un ligero color verdoso, pero en general se observan incoloras, en ocasiones con un relieve basculante. Algunos cristales presentan exfoliación basal (Figura 91).

**Figura 91.** Cristal de moscovita (Ms) con colores de interferencia altos.



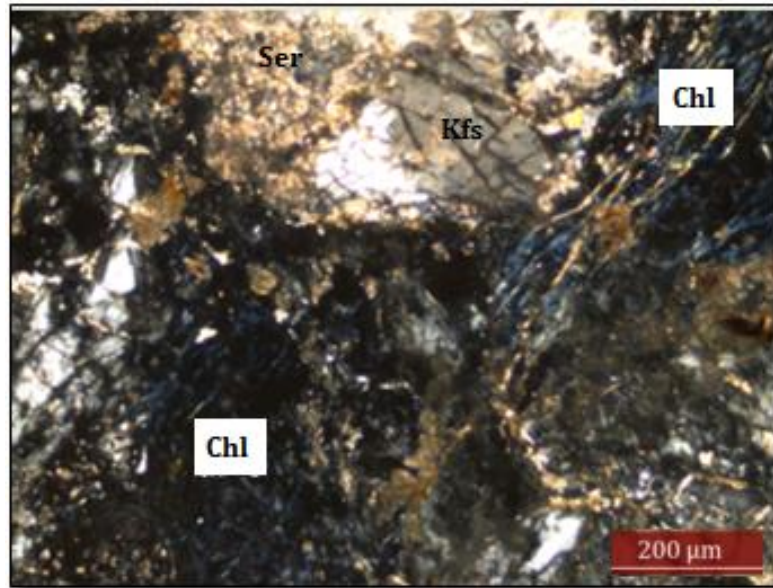
**SERICITA:** Producto de la alteración de plagioclasas (Figura 92). Se encuentra a lo largo de la zona en contacto con minerales de feldespato y plagioclasas.

**Figura 92.** Alteración de Sericita (Ser) en cristales de plagioclasas (Pl).



**CLORITA:** Se presenta solo en la estación VG\_UMPALÁ\_010\_19. En nicols cruzados muestra colores de birrefringencia de segundo orden (azul oscuro) y en nicols paralelos un color verdoso (Figura 93).

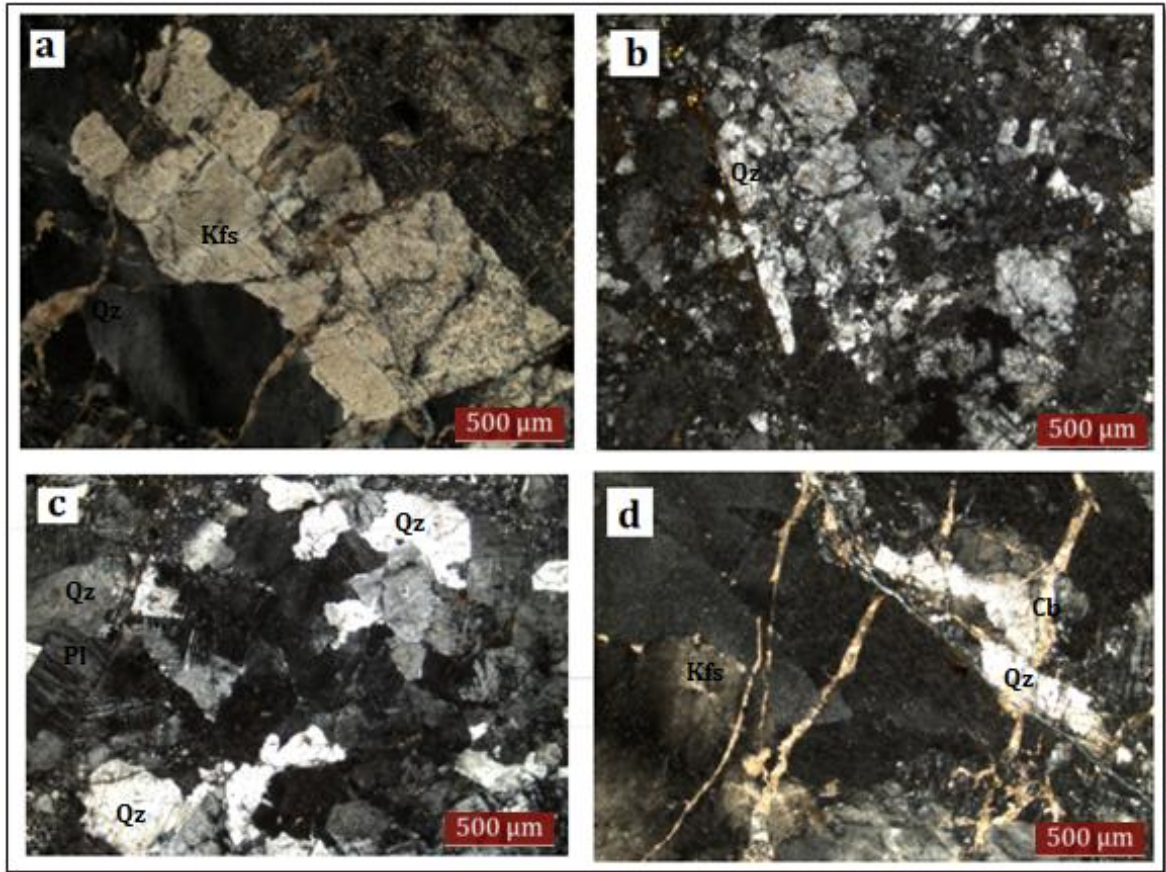
**Figura 93.** Clorita (Chl).



Los minerales anteriormente descritos varían en porcentaje a lo largo de la zona de estudio, definiendo las siguientes litologías.

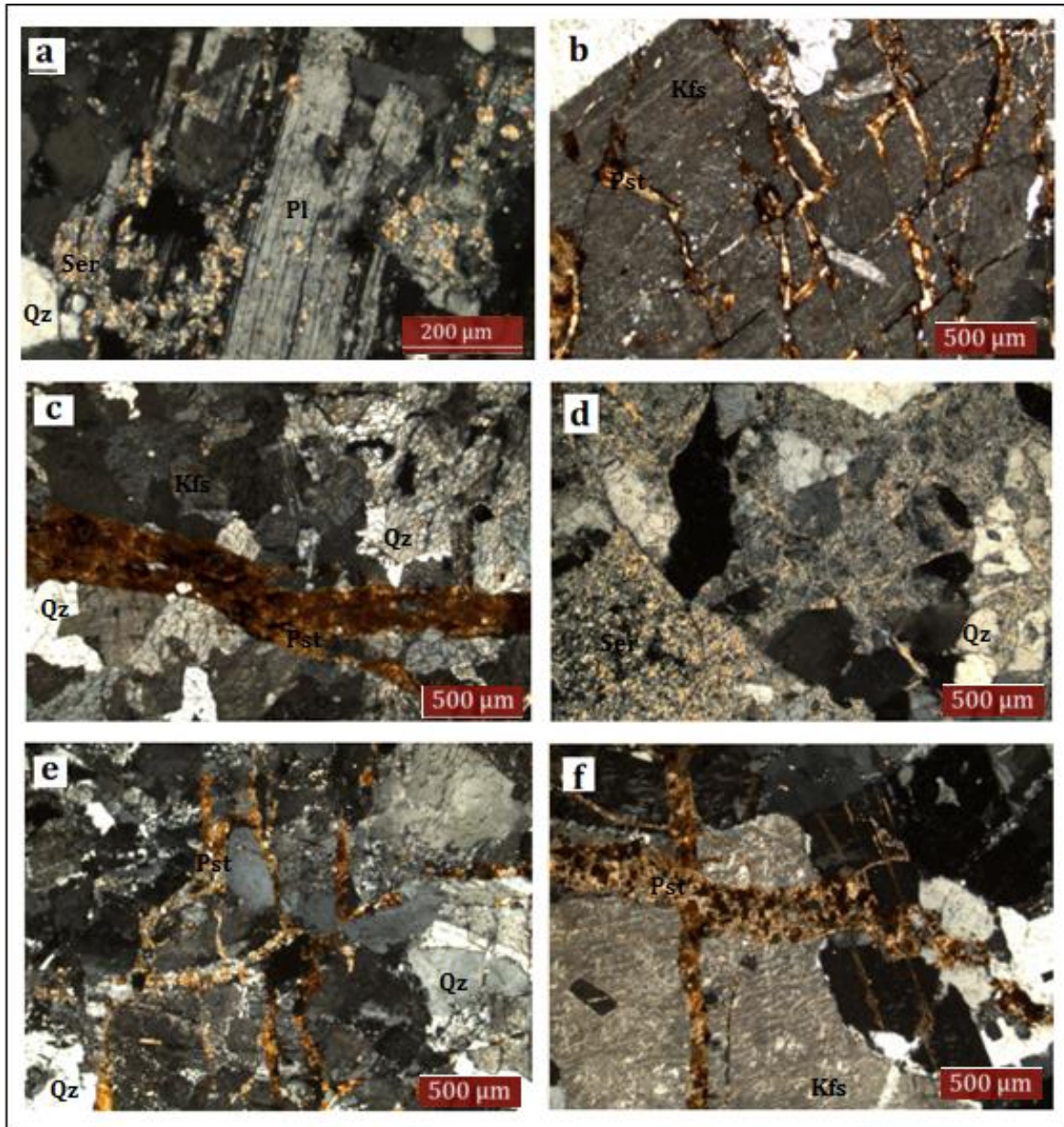
**GRANITOIDE RICO EN CUARZO:** Presenta una textura holocristalina. El tamaño de los cristales varía dependiendo de la estación, (Figura 94) algunas estaciones presentan mayor fracturamiento el cual provoca la disminución del tamaño de grano, con contactos irregulares y sinuosos. Adicionalmente la roca presenta venas de carbonato rellenando microfisuras en los cristales.

**Figura 94.** Granitoide rico en cuarzo. a) Microfenocristales y fenocristales de cuarzo (Qz) b) Disminución del tamaño de grano producto del alto fracturamiento c) Contactos irregulares y sinuosos d) Venas de carbonatos (Cb)rellenando microfisuras en los cristales.



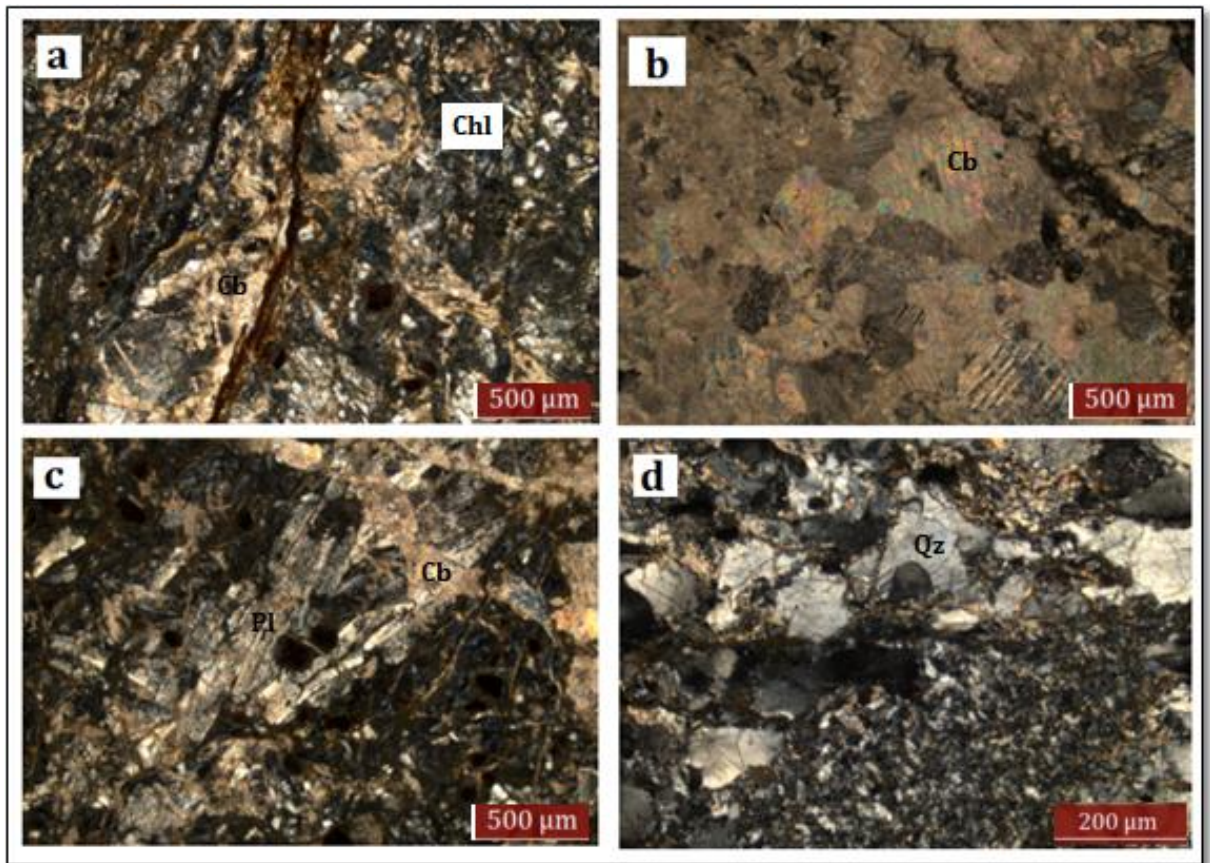
**SIENOGRANITO:** Presenta una textura holocristalina. Sus cristales se caracterizan por la variedad de tamaños, que van desde los 0,5 mm hasta cristales con tamaños menores a los 0.003 mm. Los contactos de los cristales en algunos sectores son netos pero en su mayoría son contactos irregulares. Minerales como feldespatos potásicos y plagioclasas están siendo afectados por alteración del tipo Sericita, algunos cristales de cuarzo se observan con un alto grado de fracturamiento en su interior. Estos sienogranitos tienen venas de cuarzo y pseudotaquilita, estas últimas presentan en algunos sectores contenidos de carbonato. Los cristales son irregulares, algunos subredondeados y otros cristales muy angulares (Figura 95).

**Figura 95.** Sienogranito. a) Plagioclasas (Pl) con maclado polisintético alterándose a sericita (Ser), rodeada de cristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Kfs) que presentan formas irregulares. b) Cristal de feldespato potásico (Kfs) microfracturado rellenado por pseudotaquilita (Pst). c) Vena de pseudotaquilita. d) Feldespatos afectados por la sericita (Ser). e) y f) Venas de pseudotaquilita (Pst) rellenando microfracturas.



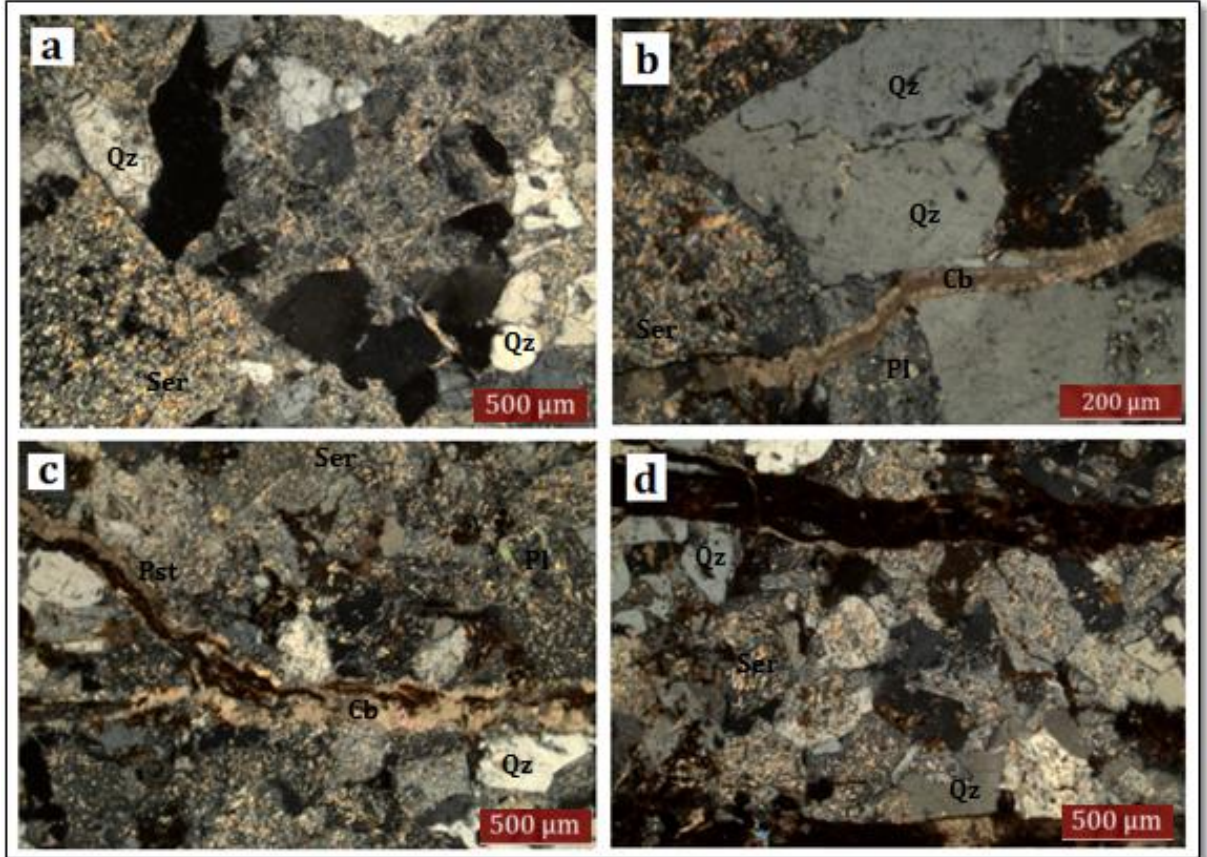
**GRANODIORITA:** Presenta una textura holocristalina. Los cristales en algunos sectores presentan una fuerte disminución en su tamaño de grado debido al fracturamiento de la roca y a la alteración de Sericita que presenta. Esta roca pertenece a la estación VG\_UMPALÁ\_010\_19 contiene clorita. Algunas de estas cloritas presentan microfisuras rellenas con pseudotaquilita y carbonato. En esta zona los cristales de cuarzo se observan muy fracturados y en la mayor parte se observa una disminución del tamaño de grano. Las venas de carbonato presentan cristales de calcita con maclado lamelar (Figura 96).

**Figura 96.** Granodiorita a) clorita (Chl) con venas de pseudotaquilita (Pst) y presencia de carbonatos (Cb) b) vena de carbonato (Cb) con cristales de calcita que presentan maclado lamelar c) plagioclasas (Pl) alterándose d) fuerte disminución el tamaño de los cristales.



**TONALITA:** en esta zona la roca se caracterizan por alto contenido de Sericita, la cual está en el rango de 46-49,7% debido a la Sericita los porcentajes de feldespatos y diaclasas son muy bajos entre 1-4%, mientras el cuarzo presenta rangos entre 27-47,7%. Los cristales de cuarzo presentan formas irregulares con límites sinuosos y algunos contacto netos. Presenta venas de pseudotaquilita, pseudotaquilita con carbonato y venas de carbonato de segunda generación (Figura 97).

**Figura 97.** Tonalita a) Alto contenido de sericita (Ser) b) Vena de carbonato (Cb) de segunda generación c) Venas de pseudotaquilita (Pst) con contenido de carbonato (Cb) d) Venas de pseudotaquilita (Pst).



## 13. MICROTÉCTONICA

Las secciones delgadas son fuente de información importante para los geólogos ya que brindan información microscópica de lo ocurrido macroscópicamente. Las secciones delgadas nos permiten conocer el tipo de textura, estructura, petrología, deformaciones, cinemática y dinámica de la roca.

### 13.1 DEFORMACIONES MICROTTECTÓNICAS

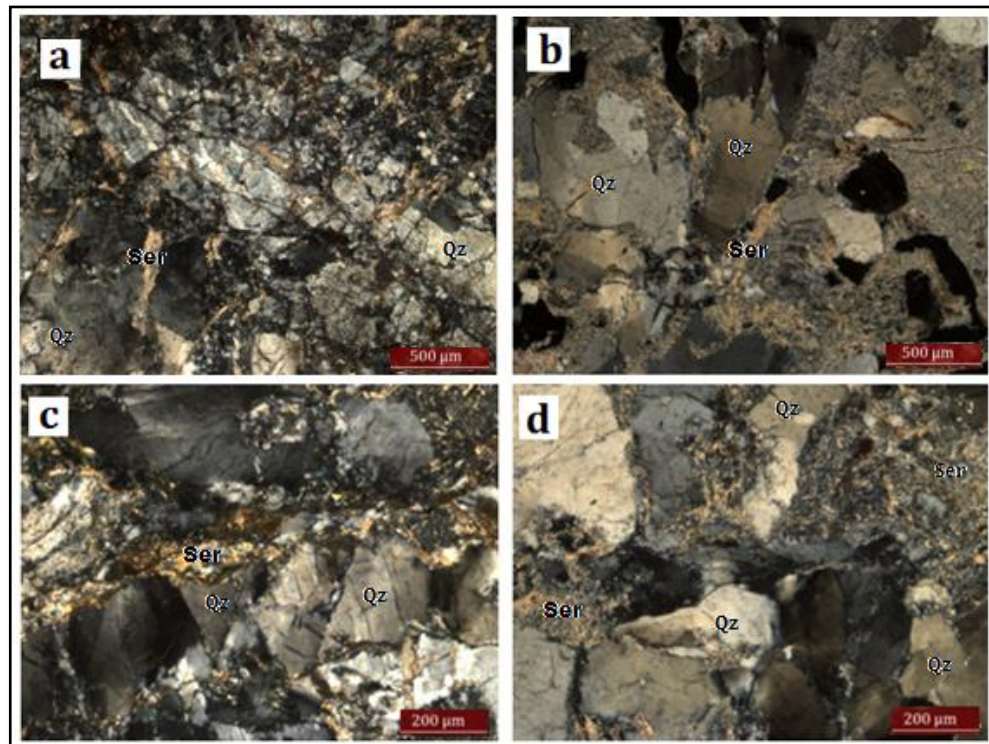
Las secciones delgadas se caracterizan por mostrar características que no son observables macroscópicamente y permiten verificar datos macroscópicos, debido a que la naturaleza presenta un comportamiento fractal, es decir su forma se repite a diferentes escalas.

**13.1.1 Cataclasis** En la estación VG\_UMPALÁ\_009\_15 se observa cataclasis, los minerales de esta estación se observan fracturados y angulosos, presentan una matriz de composición similar a los cristales que la rodean generada por deformación frágil (Figura 98).

**13.1.2 Bandas kink** Las secciones VG\_UMPALÁ\_007\_10 y VG\_UMPALÁ\_011\_22, presentan cristales de cuarzo (Qz) con bandas kink (Figura 98) las cuales son visibles a partir de cambios en la posición de extinción. Las bandas kink son un tipo de microestructuras que se originan por deformación progresiva, por la generación y el movimiento de dislocaciones en los límites de bajo ángulo (Blenkinsop, 2002).

**13.1.3 Extinción ondulosa** La sección VG\_UMPALÁ\_007\_10 presenta extinción ondulosa (Figura 98), la cual es visible a partir de cambios en la posición de extinción. La extinción ondulosa es visible en nicoles cruzados cuando un cristal único tiene posiciones de extinción variables. La posición extinción puede cambiar constantemente de un extremo a otro del cristal, produciendo un barrido continuo de extinción conforme se haga girar la platina. Extinción ondulosa es causada por la distorsión del cristal (Blenkinsop, 2002).

**Figura 98.** Características microtectónicas. a) Cataclasita b) y c) Bandas kink d) Extinción ondulosa.

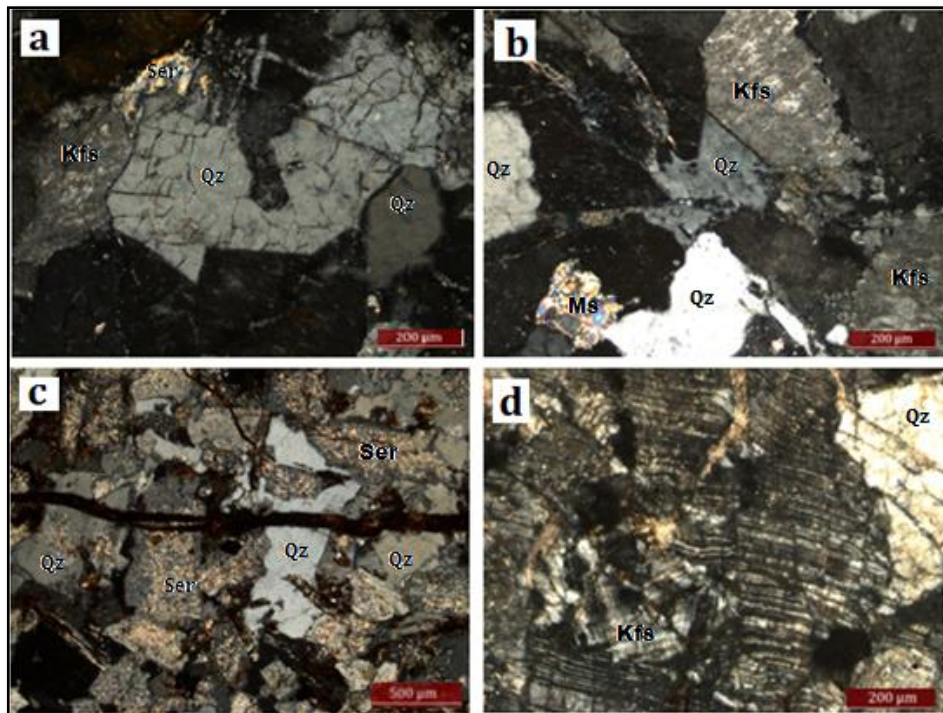


**13.1.4 Window structure** En la estación VG\_UMPALÁ\_001\_1 presenta *window structure*, las cuales son protuberancias entre dos granos (Figura 99; Passchier y Trouw, 2005).

**13.1.5 Micas tipo *Fish*** Son un tipo de distintivo porfiroclasto, consiste en cristales individuales alargados de mica (Blenkinsop, 2002). La muestra VG\_UMPALÁ\_007\_11 se caracteriza por presentar micas *fish* en cristales de muscovita (Ms; Figura 99).

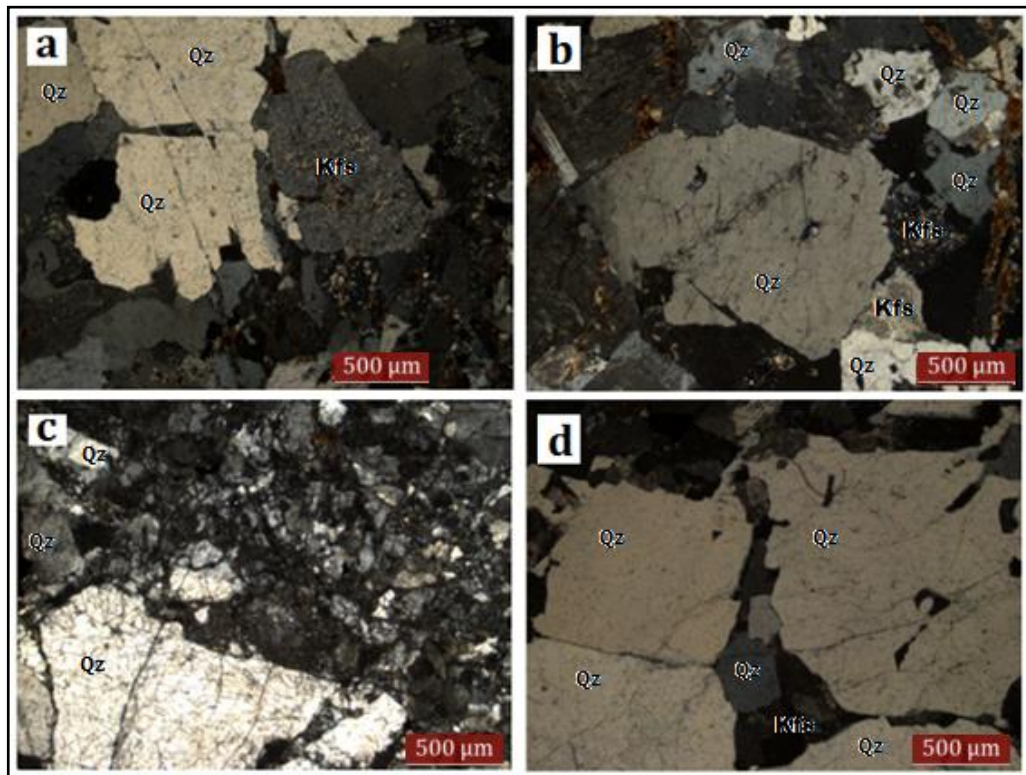
**13.1.6 Maclas de Deformación** Presente en la estación VG\_UMPALÁ\_009\_15 (Figura 99), las maclas de deformación se caracterizan por ser rectas y por presentar espesores variables. El mecanismo que las genera es el maclamiento (Blenkinsop, 2002).

**Figura 99.** Características de deformación. a) Window structure b) Contactos sinuosos entre feldespatos potásicos (Kfs) c) Mica tipo *fish* d) Deformación tipo *twins*.



**13.1.7 Microfisuras** Las estaciones VG\_UMPALÁ\_PC\_7, VG\_UMPALÁ\_007\_9, VG\_UMPALÁ\_010\_16 y VG\_UMPALÁ\_012\_24 presentan microfisuras (Figura 100) las cuales son discontinuidades planas, normalmente con alguna dilatación pero con desplazamiento insignificante (Passchier y Trouw, 2005).

**Figura 100.** Microfisuras. a) y b) Microfisuras transgranulares atravesando cristales de cuarzo (Qz) y feldespato potásico (Kfs) c) Microfisuras transgranulares e intragranulares en cristales de cuarzo (Qz). También se observa una fábrica de recrystalización, presenta una matriz cataclástica. d) Microfisuras transgranulares.

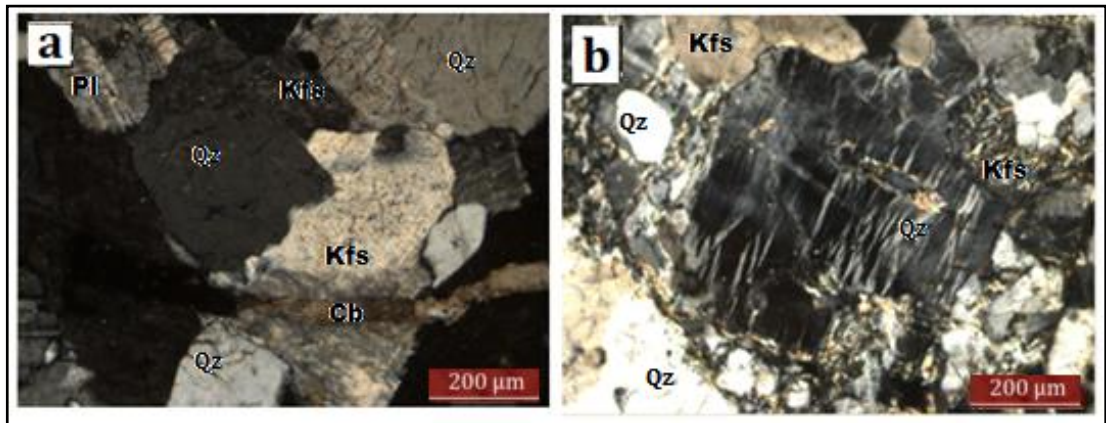


**13.1.8 Bahías de reacción o Contacto penetrativo** Algunos contactos entre granos como los presentes en la estación VG\_UMPALÁ\_005\_6, VG\_UMPALÁ\_006\_8, VG\_UMPALÁ\_007\_9 y VG\_UMPALÁ\_007\_11 indican dirección del movimiento de un límite de grano conocido como contacto interpenetrativo (Figura 101), a este tipo de

contactos se les conoce también como bahías de reacción y evidencian un origen a por fundido para pseudotaquilitas (Pst; Lopez *et al.*, 2008).

**13.1.9 Lamelas de deformación** La estación VG\_UMPALÁ\_011\_22 presenta en un cristal de cuarzo lamelas de deformación, las lamelas de deformación suelen tener una orientación sub-basal (Figura 101).

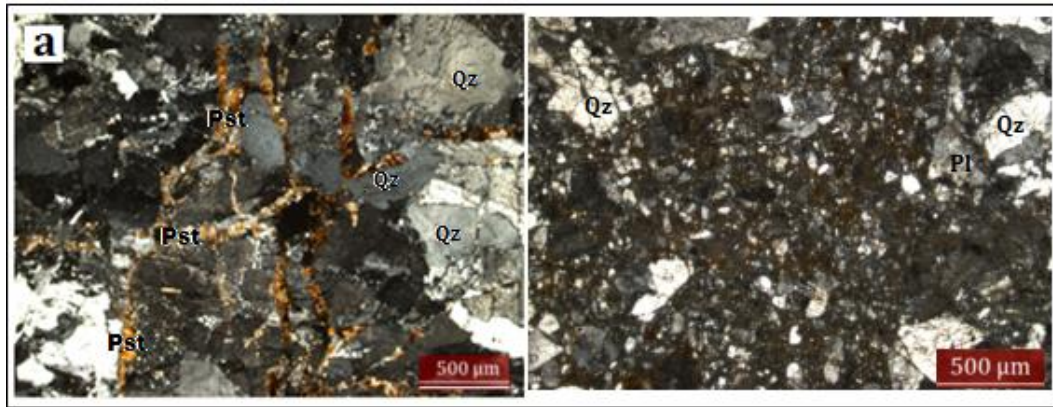
**Figura 101.** Características de deformación. a) Contacto interpenetrativo o bahía de reacción b) Lamelas de deformación.



**13.1.10 Microvena** La estación VG\_UMPALÁ\_007\_9 presenta microvenas en forma tabular con contenido de pseudotaquilitas con carbonato, mostrando un aspecto de enrejado de tartán (Figura 102).

**13.1.11 Microbrechas** La estación VG\_UMPALÁ\_007\_9 presenta variación en el tamaño de grano, y formas angulares sin una orientación específica (Figura 102).

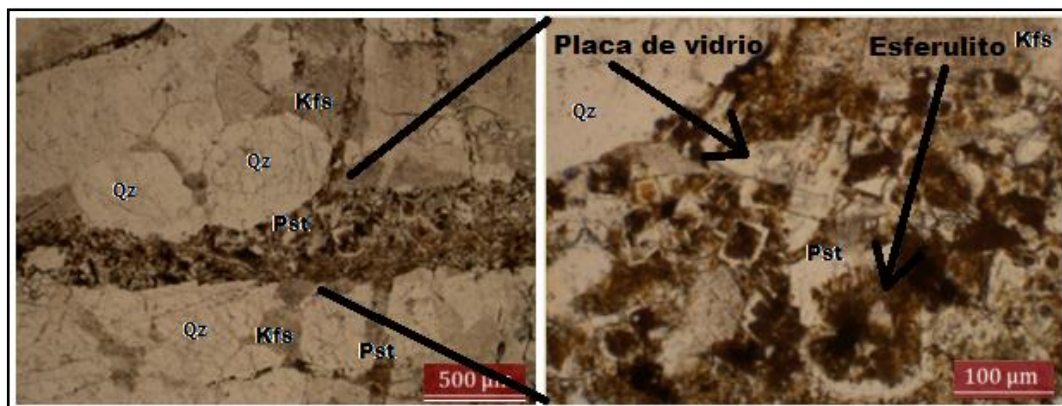
**Figura 102.** Microvenas y microbrechas. a) Venas de pseudotaquilita (Pst) con contenido de carbonato (Cb) presentando una apariencia de enrejado b) Microbrecha de falla.



**13.1.12 Placas de vidrio** Estaciones como VG\_UMPALÁ\_005\_6 y VG\_UMPALÁ\_011\_22 presentan en la venas de pseudotaquilita texturas tipo placa de vidrio (Figura 103).

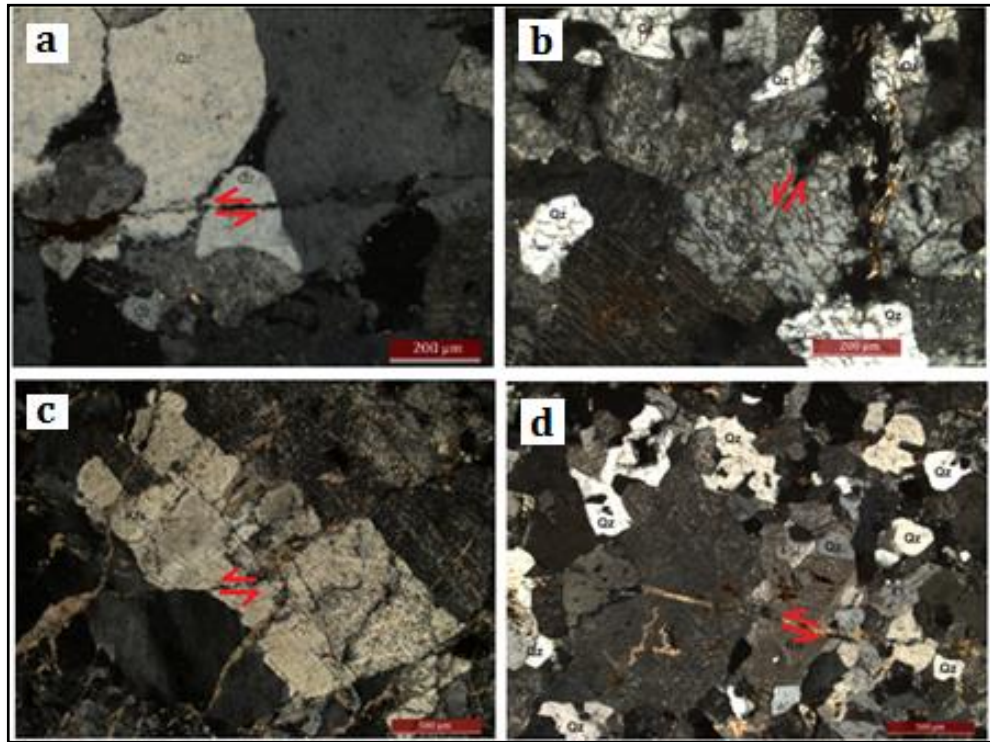
**13.1.13 Esferulitos** Microlitos contenidos en venas de pseudotaquilitas, presentes en la estación VG\_UMPALÁ\_007\_9 (Figura 103).

**Figura 103.** Vena de pseudotaquilita (Pst) que presenta textura tipo placa de vidrio y microlitos del grupo esferulitos tipo esferulítica.



**13.1.14 Microfallas** Las microfallas son microfracturas de cizallamiento que contienen fragmentos de granos formados por cataclasis, presentan un desplazamiento en los límites de los granos (Figura 104; Blenkinsop, 2002). Algunas secciones presentan microfallas a lo largo de microfisuras.

**Figura 104.** Microfallas a lo largo de microfisuras de tipo transgranular que generan desplazamiento sinistral en los cristales, las cuales son coherentes con la cinemática de la Falla Bucaramanga. a) y c) desplazamiento sinistral en cristales de cuarzo (Qz) b) y d) desplazamiento sinistral en cristales de feldespatos potásicos (kfs).

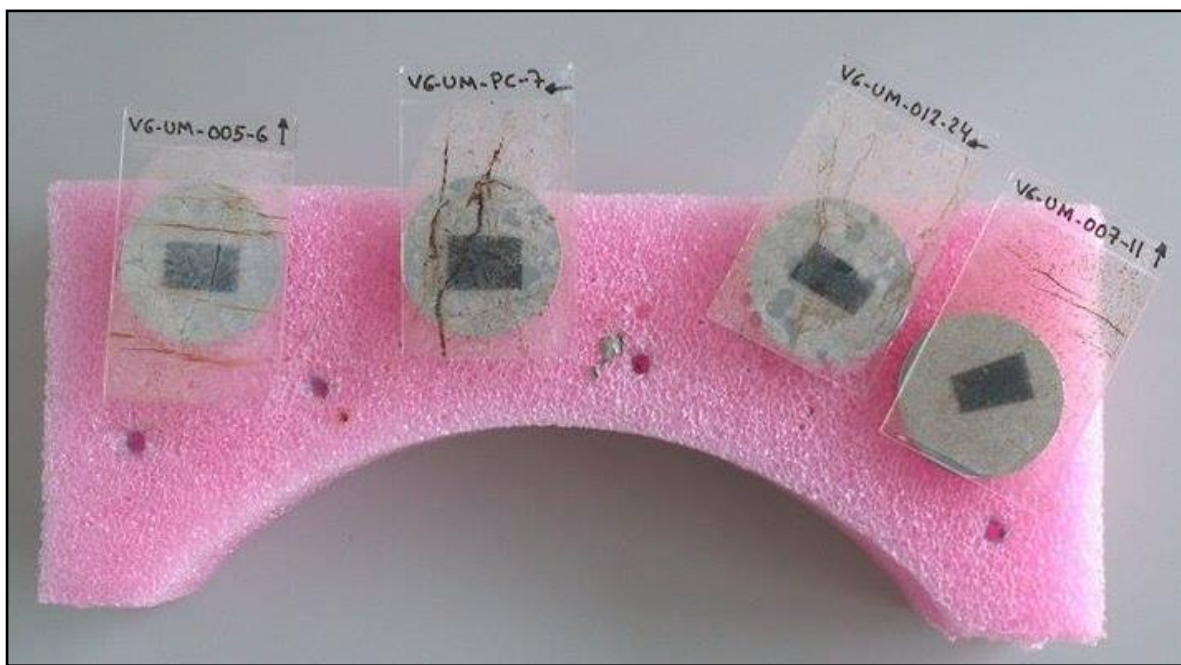


#### 14. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Se realizó un análisis semicuantitativo a las venas de pseudotaquilita encontradas en 4 de las muestras (VG\_UM\_005\_6; VG\_UM\_PC\_7; VG\_UM\_007\_11; VG\_UM\_12\_24; Figura 105).

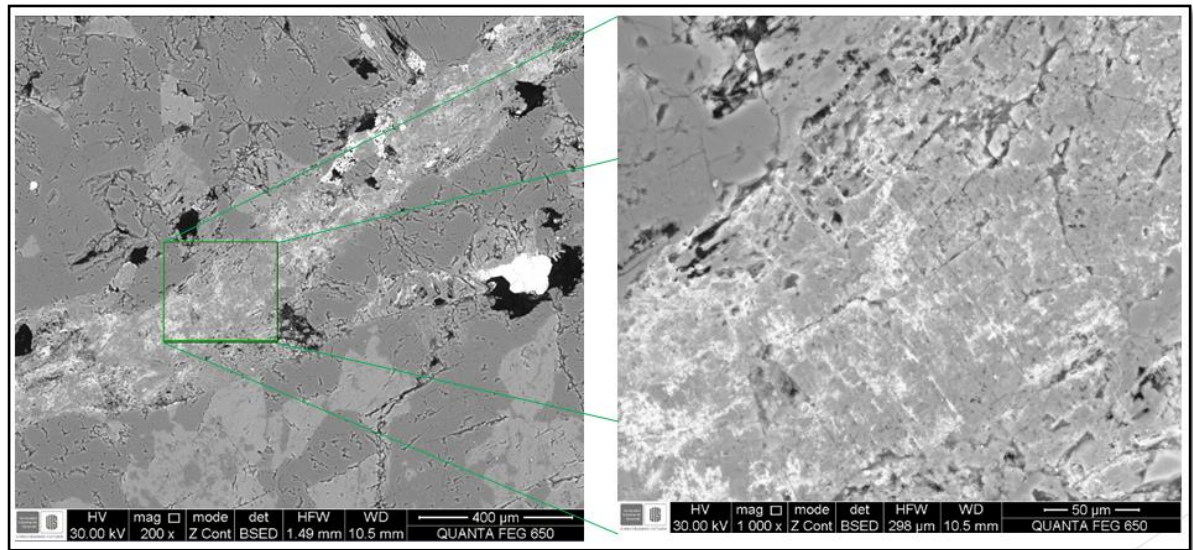
Se trabajaron secciones delgadas doblemente pulidas y sin cubreobjetos, las muestras fueron introducidas al microscopio de barrido electrónico operado en bajo vacío a una presión de 100 Pa. y un voltaje de aceleración de 30.00 KV, se trabajó un haz de electrones retrodispersados para obtener la composición de las venas de pseudotaquilita.

**Figura 105.** Secciones delgadas con venas de pseudotaquilita (SEM).

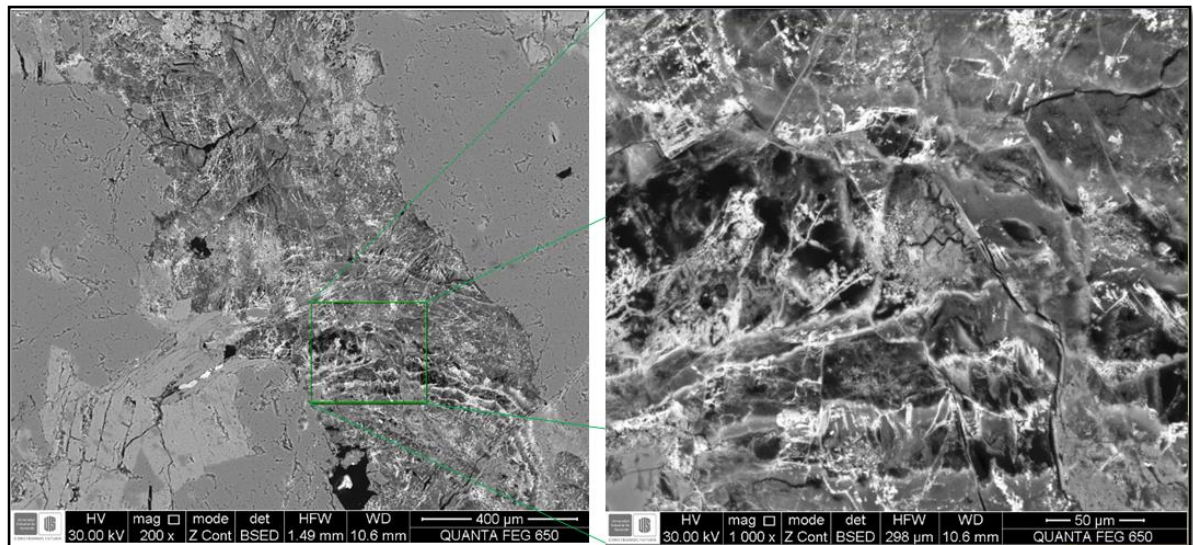


Las imágenes obtenidas de las venas de pseudotaquilita se caracterizan por presentar sistema de fracturas tipo placa de vidrio (Figura 106) y cambios en sus tonalidades (Figura 107) indicando variación en la composición química.

**Figura 106.** Sistema de fracturas tipo placa de vidrio.

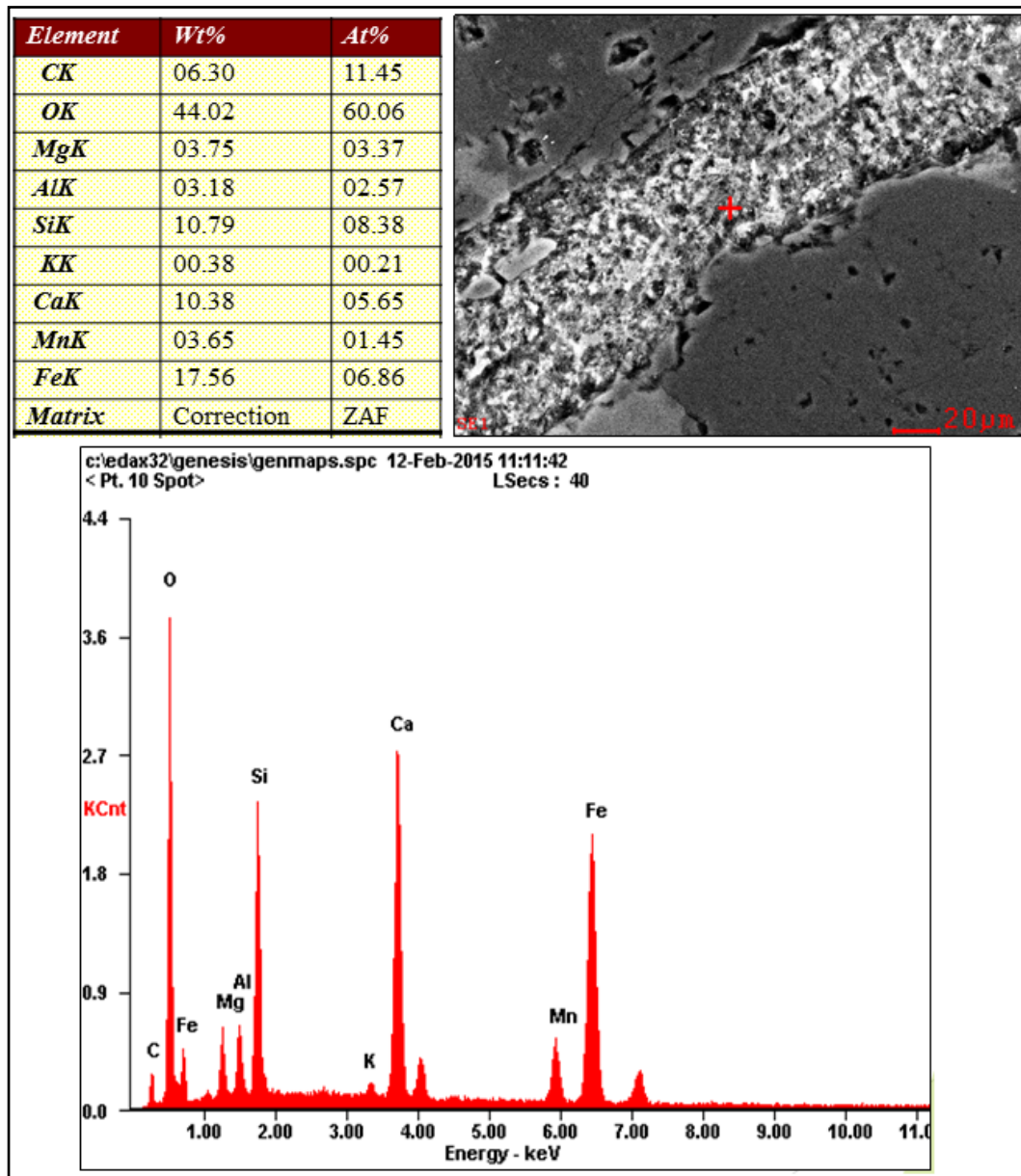


**Figura 107.** Variación composicional.



A partir de la microscopía electrónica de barrido se obtuvo una composición semicuantitativa para las venas de pseudotaquilita las cuales presentaron como elementos principales oxígeno, silicio, hierro y calcio, con variación en su porcentaje (Figura 108).

**Figura 108.** Análisis semicuantitativo de venas de pseudotaquilita por medio de microscopía electrónica de barrido.



Los elementos encontrados en las venas de pseudotaquilita son coherentes con la composición mineralógica de la roca parental, así mismo el contenido de calcio muestra la relación que tienen las venas de pseudotaquilita con las venas de carbonato de acuerdo a lo reportado por Lin (2008).

## 15. DISCUSION

Las rocas ígneas del Granito de Pescadero presentes en la zona de estudio, corresponden a una serie de rocas de falla compuestas principalmente por cataclasitas, pseudotaquilas, brecha de falla y *gouge* de falla, las cuales se caracterizan por presentar fábrica aleatoria, alto grado de fracturamiento, variación en el grado de cohesión y en el tamaño de grano, entre otras características mencionadas por autores como Sibson (1977), Lin (2008), Fossen (2010) y Davis *et al.* (2012) para rocas de falla. La cataclasis es el principal mecanismo de deformación que genera la serie de rocas mencionadas generando un alto fracturamiento a lo largo de la zona de falla. Osorio *et al.* (2008) reconoce zonas de deformación frágil asociadas a las Falla Bucaramanga, entre las que se encuentra la zona de discontinuidad altimétrica en la Cuchilla el Espino, la cual pertenece a la zona de estudio, en ella describe variación composicional del Granito de Pescadero indicando la aparición de sienogranito y cuarzomonzonita con procesos cataclásticos sobreimpuestos.

En base a los análisis petrográficos realizados en muestras de las zona de estudio, se comprueba lo dicho por Osorio *et al.* (2008), el Granito de Pescadero presenta una variación composicional que comprende rocas del tipo granitoide rico en cuarzo, sienogranito, granodiorita y tonalita, las cuales evidencian por sus microestructuras el grado de deformación frágil impuesta por la Falla Bucaramanga.

La Falla Bucaramanga a su vez modela el relieve de la zona de estudio generando estructuras tipo silletas de falla, hombrera de falla, lomos de obturación, caída de bloques y grandes deslizamientos, que indican la actividad neotectónica de la misma. La actividad y el sentido del movimiento de la Falla Bucaramanga está dada por sus índices geomorfológicos que para el sector de Bucaramanga se ven reflejados en lagunas o charcas de falla (*sagponds*), lomos de falla, lomos de obturación, cambios de pendiente, facetas triangulares, drenajes desplazados y desviados, trincheras de falla y abundantes lomos en gancho, que constituyen buenos indicadores del sentido lateral izquierdo de la falla (Diéderix *et al.*, 2009 en Caicedo *et al.*, 2013). Osorio *et al.* (2008)

menciona que en los alrededores del Corregimiento Umpalá aparecen estructuras del tipo valle en copa de vino, gancho sinestral de grandes dimensiones, facetas triangulares, discontinuidad planimétrica en cuchilla sinestral, discontinuidad altimétrica, entre otras características que no solo marcan el trazo de Falla Bucaramanga sino también su actividad neotectónica. Así mismo Villamizar (2014) destaca rasgos lineales interpretados a través de imágenes satelitales y fotografías aéreas identificando trazos tipo riedel a partir de morfoestructuras que caracterizan el desplazamiento de la falla, mostrando geoformas como lomos de presión, lomos de obturación, ganchos de falla, facetas triangulares claras y conos de deyección.

La actividad de la Falla Bucaramanga no solo se observa a nivel regional, también es evidente a nivel local presentando estructuras como pliegues de transpresión, fallas, estructuras facoidales, diaclasas en pluma, entre otros que reflejan deformación frágil.

La deformación frágil es el resultado de un estado de esfuerzos triaxial que puede ser analizado a partir de un tensor de esfuerzos. Villamizar (2014) propone un tensor de esfuerzos local para la Falla Bucaramanga a la altura del Municipio de Cepitá, el cual presenta un eje de máximo acortamiento de dirección 302/02, por su parte Osorio *et al.* (2008) propone un tensor de esfuerzos a partir de deformación frágil en planos de fallas con estrías, con un esfuerzo sigma uno horizontal de 112/07. Díaz y Salcedo (2014) a partir de datos estructurales de diaclasas indican que el fracturamiento provocado por la Falla Bucaramanga presenta una dirección noroeste-sureste. Otros trabajos proponen un tensor de esfuerzos con un sigma uno de 92/24 para el bloque colgante de la Falla Bucaramanga en su terminación sur (Toro y Osorio, 2002 en Osorio *et al.*, 2008). Los resultados obtenidos durante el tratamiento de datos para la zona de Umpalá muestran un tensor con un esfuerzo sigma uno horizontal de 150/17. Las direcciones de esfuerzos sigma uno mencionadas anteriormente son coherentes con la dirección y la cinemática de la Falla Bucaramanga, así como la dirección preferencial de fracturamiento en zonas cercanas a la falla.

Al igual que el tensor de esfuerzos, el Círculo de Mohr permite analizar el estado de esfuerzos y sus componentes principales. Las magnitudes principales de los esfuerzos representan a su vez el régimen tectónico correspondiente a la ocurrencia de fallas de rumbo, normales, inversas y oblicuas, esto ayuda a establecer el régimen tectónico al cual pertenece una falla principal. Burg (2011) define el Círculo de Mohr en términos de regímenes tectónicos y establece parámetros de relación de magnitud de esfuerzos (R) para cada uno de los regímenes. De acuerdo a los resultados obtenidos es posible relacionar el Círculo de Mohr para el sector de Umpalá con los establecidos por Burg (2011) dando como resultado un  $R=0,2$  que correspondería a un régimen transpresivo.

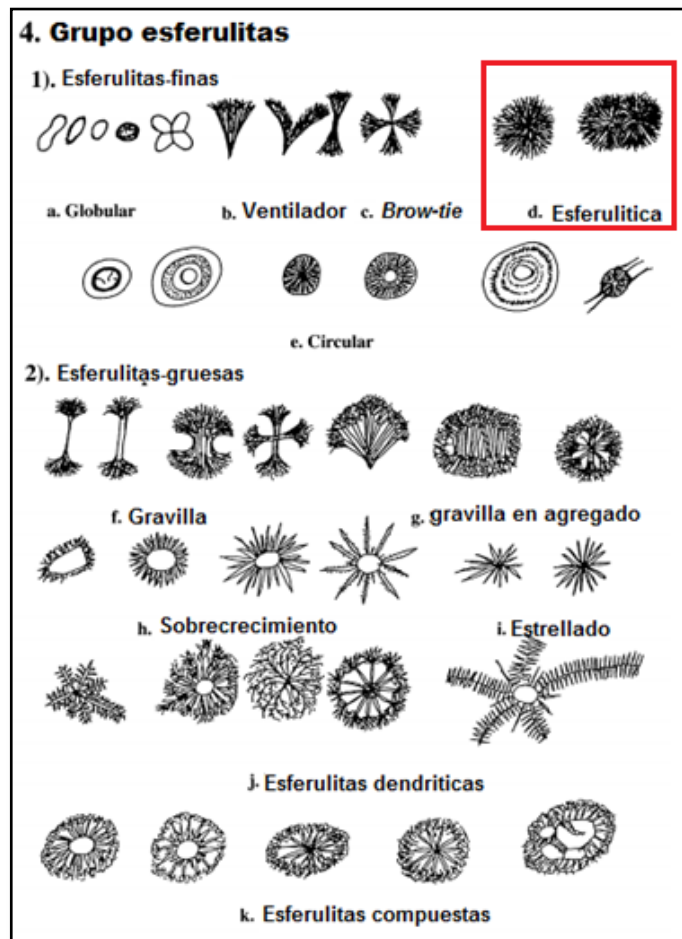
De acuerdo a los datos obtenidos a partir del ensayo de compresión uniaxial, y mediante la gráfica de esfuerzo-deformación donde se observa la Ley de Hooke, se puede inferir que la roca ígnea cataclástica a la cual se le realizó el ensayo presenta un comportamiento que cumple con la Ley de Hooke pero a su vez indica un endurecimiento de la deformación. Según Fossen (2010), el endurecimiento de la deformación significa que el esfuerzo necesario para deformar una roca debe ser incrementado para una deformación que se acumula, porque la roca se vuelve más fuerte y más difícil de deformar, esto se ve reflejado en los resultados obtenidos del ensayo de compresión uniaxial, donde la gráfica de la Ley de Hooke presenta un aumento en el valor del esfuerzo para un valor pequeño de deformación unitaria, es decir la pendiente de la gráfica muestra una pequeña flexión indicando que se requiere un mayor esfuerzo para seguir deformando de manera proporcional la muestra analizada. A partir del ensayo de compresión uniaxial se demostró que el esfuerzo necesario para deformar la roca granítica cataclástica (VG\_UMPALÁ\_007\_9) es más bajo que el esfuerzo necesario para deformar un granito isotrópico, a pesar de que la roca presenta anisotropías debidas al fallamiento, las fracturas generadas no reactivan ningún plano anterior, este comportamiento estaría asociado al endurecimiento de la deformación.

Uno de los principales logros al observar rocas de falla como parte de estudios paleosismológicos, es establecer criterios que puedan ser usados para diferenciar un deslizamiento sísmico de uno no sísmico en zonas de falla. Las pseudotaquilitas son rocas indicadoras de ciertas zonas de fallas (Davis *et al.*, 2012), que no solo se presentan en este tipo de ambientes geológicos sino también en cráteres de impacto (Nieto *et al.*, 2003), son producto de fusión por fricción (Allen, 1979) debido a las transformaciones de energía cinética en calor (Nieto *et al.*, 2003). La cantidad de calor generado durante el fallamiento dependerá de la velocidad del deslizamiento y la duración de este, así como de la presión confinante y la disponibilidad de los fluidos, debido a que estos afectan los esfuerzos normales en la falla durante el deslizamiento. Las propiedades de fricción de las superficies de falla deben cambiar drásticamente a lo largo de cada evento de deslizamiento (Swanson, 1992). La zona de estudio presenta venas de pseudotaquilita que evidencian el carácter paleosísmico de la Falla Bucaramanga, estas venas a nivel microscópico presentan texturas del grupo esferulita correspondientes al tipo esferulíticas (Figura 109), también presentan sistemas de fractura tipo placa de vidrio que evidencian la deformación a escala microscópica.

Lopez *et al.* (2008) reportan la aparición de pseudotaquilitas en el Municipio de Pailitas en el Departamento del Cesar asociadas a cataclasitas en segmentos transpresivos del Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga y las relaciona con eventos sísmicos a profundidades menores a 12 km. En relación a lo anterior la aparición de pseudotaquilitas en la zona de Umpalá se convierte en el segundo reporte en el Sistema de Fallas Santa – Marta Bucaramanga, lo que cual indicaría que el carácter paleosísmico de este sistema se da a lo largo de su trazo y no en puntos específicos. También existen reportes de pseudotaquilitas en Japón en zonas de fallas activas, como lo es la Falla Iida-Matsukawa (Lin, 1989, 1996; Lin *et al.*, 1994a, b en Lin,

2008), la Falla Nojima (Shigetomi and Lin, 1999; Lin 2001 en Lin, 2008) y la línea tectónica de la zona de falla activa Itoigawa-Shizuoka (Kano *et al.*, 2004 en Lin, 2008).

**Figura 109.** Morfología de microlitos grupo esferulitas.



**Fuente.** Lin, 2008. Modificado por los autores.

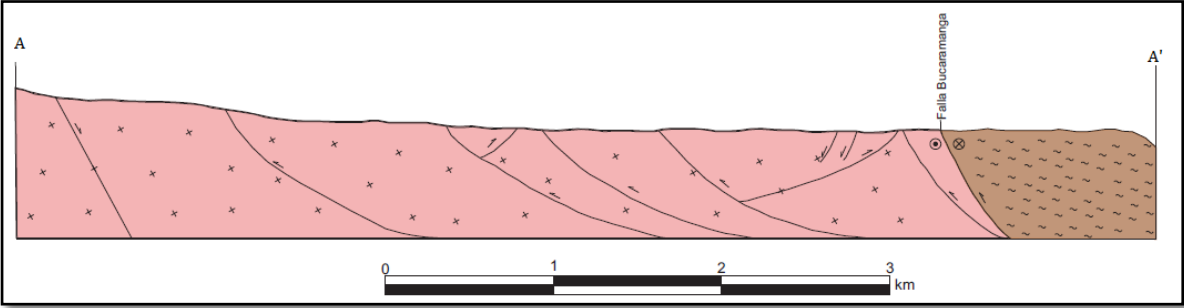
Además de las pseudotaquilitas originadas por fusión, rocas cataclásticas con vetillas de *gouge* de falla (Lin *et al.*, 1994, 1998b; Lin, 1996 en Lin, 2008), pseudotaquilitas tipo cataclásticas (Philpotts, 1964; Lin, 1996, 1997a; Shigetomi and Lin, 1999; Kano *et al.*, 2004 en Lin, 2008), brechas de falla (Sibson, 1986 en Lin, 2008) y venas de

cataclasita (Chester and Chester, 1998 en Lin, 2008) en zonas de falla, también son consideradas en el registro de fósil de sismos, es decir, en deslizamientos sísmicos a poca profundidad dentro de zonas de falla (Lin, 2008). La Falla Bucaramanga presenta características similares a las mencionadas, por lo que se constituye una zona ideal para el estudio del registro fósil de sismos.

Como se mencionó anteriormente el mecanismo de deformación que afecta la zona de estudio es la cataclasis, el cual es evidenciado a nivel microscópico por la presencia de microestructuras, microfisuras, microcizalas, microvenas, microbrechas y flujo cataclástico que comprueban la deformación frágil que imprime la Falla Bucaramanga al granito en estudio. Las principales características microtectónicas observadas en secciones delgadas fueron bandas *kink*, extinción ondulosa, bahías de reacción, micas tipo *fish*, *window structure*, deformación tipo *twins*, microfisuras intragranulares, transgranulares e intergranulares, lamelas de deformación, microvenas y microbrechas, así mismo se observaron desplazamientos en venas y cristales indicando cizalla sinistral. Estas microestructuras son similares a las presentadas por Cuéllar y López (2008) asociadas a la deformación frágil del relevo Ocaña-Curumaní, en el Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta, lo cual confirma la cinemática sinistral del sistema y el carácter de deformación tipo frágil a lo largo de este.

A partir de los datos de plano de falla dentro de la zona de estudio se determina un estilo estructural de flor positiva el cual es fuertemente marcado por la presencia de fallas inversas. Esto es evidenciado al realizar el corte A-A' dentro de la zona de estudio (Figura 110).

**Figura 110.** Corte A-A', representa un estilo estructural en flor positiva marcado por fallas inversas.



## 16. CONCLUSIONES

Dentro de la zona de estudio, el Granito de Pescadero se caracteriza por presentar texturas y estructuras de deformación desarrolladas en rocas de falla las cuales varían en composición mineralógica dependiendo de la distancia con respecto a la zona de mayor concentración de esfuerzos (zona de *gouge*). De acuerdo a los resultados esta variación se da en el contenido de plagioclasa, feldespato, sericita y cuarzo, donde los porcentajes de variación de estos minerales indican que las rocas más cercanas a la zona de *gouge* presentan un mayor contenido de cuarzo y las rocas más alejadas del *gouge* aumentan su contenido de sericita, feldespato y plagioclasa. Esta variación podría estar relacionada a la resistencia del cuarzo ante la deformación y la alteración en comparación con los demás minerales presentes en la zona de estudio.

Geomorfológicamente la Falla Bucaramanga modifica el relieve generando geoformas y estructuras como silleta de falla, *bench fault* (hombreira de falla), ganchos de flexión, lomos de obturación, caída de bloques y deslizamientos de gran magnitud, los cuales se alinean al paso de la falla.

De acuerdo a los parámetros calculados mediante el método de estimación circular, la zona de *gouge* presenta la menor intensidad de fracturamiento con un valor de 12,5 (1/m), en comparación a las demás estaciones, este resultado indicaría que existe un mayor espaciamiento entre fracturas de esta zona, lo cual es concordante con el alto grado de deformación en este punto donde la roca se encuentra molida presentando un alto grado de susceptibilidad a la erosión y a la meteorización, en la cual los patrones de fracturamiento principales desaparecen y se generan estructuras alargadas denominadas como estructuras facoidales.

A partir del procesamiento de datos estructurales tomados en la fase de campo, se comprobó que la zona de estudio está influenciada principalmente por la actividad de la Falla Bucaramanga y no de la Falla Umpalá, ya que el tensor de esfuerzos obtenido por medio del fallamiento en cuña tectónica es coherente con las direcciones preferenciales de fracturamiento y con la cinemática de la Falla Bucaramanga.

El Círculo de Mohr obtenido durante el procesamiento de los datos estructurales, indica que la mayoría de planos pertenecen al campo de fallas reactivadas, este círculo muestra un estado de esfuerzos triaxial que al ser comparado con los círculos propuestos por Burg (2011) para regímenes tectónicos, indicaría que la Falla Bucaramanga pertenece a un régimen transpresional, con un  $R=0,20$ .

La Ley de Hooke observada a partir de los datos del ensayo de compresión uniaxial demuestra que hay un endurecimiento de la deformación, lo cual explicaría porque el cubo al fallar durante esta prueba no se fracturó a lo largo de planos preexistentes sino en planos irregulares oblicuos a estos. Estos resultados demuestran una mayor cohesión en planos preexistentes y en venas de pseudotaquilitas, que en la roca cataclástica estudiada.

La Falla Bucaramanga modifica las propiedades geomecánicas de las rocas a las que afecta, esto se ve reflejado al simular el comportamiento geomecánico de una muestra de la zona. Los resultados indican que la roca en estudio no alcanza el límite elástico de un granito estandar, es decir la roca falla a una magnitud de fuerza menor a la que se estima para un granito no alterado. Esto confirmaría lo indicado por el Círculo de Mohr, donde se expone que el fallamiento se da en planos de reactivación.

La Falla Bucaramanga presenta un carácter paleosísmico evidenciado por la presencia de venas de pseudotaquilitas asociadas a cataclasitas. Estas venas presentan texturas esferulíticas y sistemas de fractura tipo placa de vidrio que evidencian la deformación.

En algunos puntos las venas de pseudotaquilita se encuentran acompañadas de carbonatos y en otros sectores son cortadas por venas de carbonatos.

Las principales características microtectónicas observadas en secciones delgadas fueron bandas *kink*, extinción ondulosa, bahías de reacción, micas tipo *fish*, *window structure*, deformación tipo *twins*, microfisuras intragranulares, transgranulares e intergranulares, lamelas de deformación, microvenas y microbrechas. Así mismo se observaron desplazamientos en venas y cristales indicando cizalla sinestral, lo cual es relacionable con la actividad de la Falla Bucaramanga.

Dentro de la zona de estudio no es evidente si la Falla Bucaramanga afecta a la Falla Umpalá o viceversa, ya que a lo largo del valle del Río Umpalá, las fallas se encuentran cubiertas por un depósito cuaternario y las características geomorfológicas representan principalmente la dirección de sus trazos.

Se reconocieron los tipos de fracturas presentes en la zona de estudio diferenciadas a partir de su desplazamiento según McClay (1987). Se generaron diagramas rosa y se analizó la tendencia preferencial de las fracturas concluyendo que la orientación principal es noroeste-sureste, en ángulos a los cuales se forman estructuras tipo riedel en relación a la dirección de la Falla Bucaramanga, así mismo se observó que el grado de fracturamiento aumenta en las zonas cercanas al *gouge* de falla y al trazo de la falla, y disminuye a medida que se alejan de estas.

Los datos de fallas normales tomados dentro de la zona de estudio podrían estar relacionados con un esfuerzo local distensivo, coherente con la apertura de la cuenca de tracción presente a lo largo del valle de río Umpalá.

En base a los datos de planos de falla tomados en campo, así como a la evidencia de grandes planos de falla reportados con anterioridad por algunos autores, se define

como estilo estructural de la Falla Bucaramanga en la zona de estudio una flor positiva caracterizada por la presencia de fallas inversas con componente en rumbo.

## **17. RECOMENDACIONES**

Realizar estudios estructurales en el Gneis de Bucaramanga que permitan caracterizar la actividad de la Falla Bucaramanga en rocas metamórficas, con el fin de determinar el grado de afectación en términos de sus propiedades geomecánicas.

Realizar estudios estructurales a lo largo de la Falla Umpalá con el fin de cuantificar el grado de deformación que imprime esta falla, en relación con la impresa por la Falla Bucaramanga, y así determinar diferencias en términos de resistencia a la deformación para las unidades litoestratigráficas afectadas.

## BIBLIOGRAFÍA

ACOSTA, J. 2002. Estructura tectónica y modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Publicaciones geológicas especiales de Ingeominas. Publicación N°.25 ISSN-0120-078X.

ALBERDING, H. 1957. Applications of principles of wrench-fault Tectonics of Moody and Hill to northern South-America. Bulletin of the Geological Society of America. 1(68), pp. 785-790.

ALLEN, A.R. 1979. Mechanism of frictional fusion in fault zones. Journal of Structural Geology. 1(3), pp. 231-243.

BARRERO, D., Pardo, A., Vargas, C and Martínez, J. 2007. Colombian Sedimentary Basins. Agencia Nacional de Hidrocarburos, 91p.

BEER, F.P, Russell, J. and Eisenberg, E. 1994. Mecánica vectorial para ingenieros, estática. McGrawhill. No. 8, pp 1-631.

BLENKINSOP, Tom. 2002. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Kluweracademic publishers, pp. 1- 163.

BOINET, T., Bourgois, J., Bellon, H. and Toussaint, J. 1985. Age et repartition du magmatism Premesozoique des Andes de Colombie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturalles, 300(2), pp. 445-450.

BOINET, T., Burgois, J., Mendoza, H. y Vargas, R. 1989: La Falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la Orogenia Andina. *Geología Norandina*, 11, pp. 3-10, Bogotá.

BRODIE, K., Fettes, D., Harte, B. and Schmid, R. 2007. Structural terms including fault rock terms. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 01.02.07, pp. 1-14.

BURBANK, D. S. and ANDERSON, R.S. 2001. Tectonic geomorphology. Blackwell Science. 1 (1), pp 1-287.

BURG, J.-P. Structural Geology and Tectonics. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich. 2011, 155 P.

CAMPBELL, C. J. 1968. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Fourth Caribbean geological Conference (1965), pp.1-30, Trinidad W.I.

CAICEDO, L., Palmera, L., Plata, L., Rojas, J. 2013. Seminario de investigación análisis de la geología regional del Macizo de Santander. Proyecto de grado. Dirigido por Francisco Velandia y Julián López. Universidad Industrial de Santander, facultad Físico-Químicas. 325 pp.

CASTELLANOS A. O.M., Ríos R. C. A., Takasu, A. 2004. Sector-zoned garnets from pelitic schists of the Silgara Formation in the Mutiscua area, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Boletín de Geología*, 26(42), pp. 8-18.

CEDIEL, F., Shaw, R.P and Cáceres, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block. In: Bartolini, C., Buffler, T and Blickwede, J. (Eds.), the Circum-Gulf of Mexico

and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG Memoir, 1(79), pp. 815-848.

CLAVIJO, J., Mantilla, F.L.C., Pinto, J., Bernal, L. y Pérez, A. 2008. Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental. Boletín de Geología UIS, 1(30), pp. 45-62.

COLLETA, B., Roure, F., Detoni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H. and Gou, I. 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. Tectonics, 5(16), pp. 777-794.

CONNOR ZEEB., Gomez-Rivas, E., Bons, P and Blum, F. 2013. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. The American Association of Petroleum Geologists. 9 (97), 22 P.

CORDANI, U., Cardona, A., Jimenez, D., Liu, D and Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. Geological Society, London, Special Publications, 1(246), pp. 329-346.

CUÉLLAR, M. A., López, J.A., Osorio, J.A y Carrillo, E.J. 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 2(34), pp. 73-10.

CRUZ, N., Carrillo, J. y Mantilla, L. 2014. Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfíricas aflorantes en la Quebrada Ventanas (Municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): Implicaciones metalogenéticas. Boletín de Geología, 1 (36), p. 103-118.

DANA-Hurbolt., 1959. Manual de mineralogía. Tratado moderno para la enseñanza de universidades y escuelas especiales y guía de ingenieros de minas y geólogos. Editorial Reverté, 2(4). 303p.

DAVIS, G. H., Kluth, C.F and Reynolds, S. J. 2012. structural geology of rocks and regions. 3, pp. 1-861.

DIEDERIX, H. 2004. Neotectónica: análisis morfotectónico del terreno para la evaluación del riesgo sísmico. Curso corto (notas de clase). INGEOMINAS. Universidad de Caldas. Manizales-Colombia, pp 1-240.

DONATO, M. Roberto. 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrografía y estructura interna y significado tectónico, sierra grande de Córdoba. Facultad de ciencias exactas, física y naturales, universidad nacional de cordoba, Cordoba argentina. Revista asociación geológica de argentina 1 (48), pp. 21-32.

DÖRR, W., Grösser, J., Rodríguez, G. and Kramm, U. 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. Journal of South American Earth Sciences, 1(8), pp. 187-194.

DUQUE CARO, H. 1980: Geotectónica y evolución de la región Noroccidental de Colombia. Boletín Geológico, 3(23), pp. 5-37, Bogotá.

ETAYO-SERNA, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinoza, A., Gonzáles, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramirez, C., Zambrano, F., Duque-Caro, H., Vargas, R., Nuñez, A., Alvarez, J., Ropán, C., Cardozo, E., Galvis, N. y Sarmiento, L. 1983. Mapas de Terrenos Geológicos de Colombia. Ingeominas, pp.1-14.

EVANS, J. 1977. Geological and Geochemical reconnaissance in the Central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. U. S. Geological Survey (edits), 43p.

FORERO, A. 1990. Journal The Basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South American. Journal South America Earth Sciences, 2(3), pp. 141 -151.

FOSSEN, H. 2010. Structural geology. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York, 481p.

GRELYS, S., Alam, M y Elberg, M. 2007. Aplicación del método de elementos finitos en la simulación de zonas susceptibles a movimientos de masa en la franja costera del estado Carabobo, Venezuela. Revista ciencia e ingeniería. 2(29), pp 199-206.

GOLDSMITH, R., Marvin, R.F. and Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, pp. D44-D49.

GÓMEZ, Juan. 2012. Guía de geológica del manto de Mondoñedo, pp 1-21.

HOBBS, B. E., Means, W. D. & Williams, P.F., (1981). Geología Estructural. Ediciones Omega, Barcelona. 518 p.

IDÁRRAGA GARCIA, J. & Romero, J. 2010. Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 1(29), pp. 849-860.

INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA -INGEOMINAS- 1997. Geología de la plancha 121 Cerrito. Escala 1:100.000. Compilado por: Ward, D. E; Goldsmith, R., U.S. Geological Survey, y Cruz, B. J; Jaramillo, L. C y Vargas, R.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICO MINERAS –INGEOMINAS- 1988. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1.500.000 con Memoria Explicativa, Bogotá.

INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN E INFORMACIÓN GEOCIENTÍFICA, MINERO-AMBIENTAL Y NUCLEAR -INGEOMINAS- 1999. Geología del Departamento de Santander. Escala 1:300.000. Compilado por: Royero, G. J. M. y Vargas, H. R.

INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA -INGEOMINAS- 2006. Mapa geológico de Colombia. Escala 1:2.800.000. Compilado por: Gómez, J., Nivia, A., Jiménez, D., Montes, N., Sepúlveda J., Osorio, J., Tejada M., Penagos, M., Gaona, T., Diederix, H. y Uribe, H.

IRVING, E.M. 1971: La evolución estructural de los Andes más Septentrionales de Colombia. – Boletín Geológico, Ingeominas, 2(19), pp.1-90. Bogotá.

JACKSON, J.A., 1997, Glossary of Geology. American Geological Institute. Alexandria, Virginia. Springer, 3(4), pp, 1-769.

JULIVERT, M. 1959. Geología de la Vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. Boletín de Geología. 1(3), pp. 15-34.

KENKMANN, T., Hornemann, U and Stoffler, D. 2000. Experimental generation of shock-induced pseudotachylites along lithological interfaces. Meteoritics & Planetary Science 35, pp. 1275-1290.

KIVER, E. y Harris, D. 1999. Geology of U.S. Parklands. John Wiley & Sons, Inc. 5<sup>TH</sup> Edition. 912 p.

LIN, A. 1994. Microlite Morphology and Chemistry in Pseudotachylite, from the Fuyun Fault Zone, China. *The Journal of Geology*, 3 (102), pp. 317-329.

LIN, A. 1996. Injection veins of crushing-originated pseudotachylite and fault gouge formed during seismic faulting. *Engineering Geology*. ELSEVIER. 43, pp. 213-224.

LIN, A. 1999. Roundness of clasts in pseudotachylites and cataclastic rocks as an indicator of frictional melting. *Journal of Structural Geology*. 21, pp. 473-478.

LIN, A. 1999. S-C cataclastic in granitic rock. *Tecnophysics*, 1(304), pp.257-273.

LIN, A. 2001. S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the nojima fault zone, Japan and their implications for tectonic history. *Journal of structural geology* 23, pp. 1167-1178.

LIN, A. 2008. Fossil Earthquakes: The Formation and Preservation of Pseudotachylites. *Springer* 111 (111), pp. 17-46.

LÓPEZ, J. A., Cuéllar, M. A., Osorio Naranjo, J. A., Bernal Vargas, L. E. y Cortés Castillo, E. 2008: Pseudotaquilas 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*, 2(30), pp. 1-14.

MANTILLA, L. C. 2003. Guía de laboratorio de petrología ígnea. Universidad Industrial de Santander, pp 117-118.

MANTILLA, L. C., Valencia, V. A., Barra, F. Pinto, J. y Colegial, J. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander, 1(31), pp. 31-43.

MANTILLA, L.C., Bissig, T. and Cottle, J. 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). Journal of South American Earth Sciences, 1(38), pp. 1-12.

MCCLAY, K. R. 1987. The Mapping of Geological Structures. Department of Geology Royal Holloway and Bedford New College University of London, Primera Edición, pp. 8-168.

MENDOZA H. y Jaramillo, L. 1979. Geología y geoquímica del área de California, Santander. -Boletín Geológico Ingeominas, 1(22), pp. 3-52.

MOJICA, J. y Villarroel, C. 1984. Contribución al conocimiento de las unidades Paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; departamento de Boyacá) y en especial de la Formación Cuche. Geología Colombiana, 1(13), pp. 55-80.

MORA, A. y García, A. 2006. Cenozoic Tectono-Stratigraphic Relationships between the Cesar Sub-Basin and the Southeastern Lower Magdalena Valley Basin of Northern Colombia. AAPG Annual Convention, pp. 2-12.

MORALES, P. 1965. A contribution to the knowledge of the Denonian faunas of Colombia. Boletín de Geología UIS, 1(19), pp. 51- 94.

MORENO, G. y García O. 2006. Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. Geología Colombiana, 31 (31), pp. 73-104.

NIEMEYER, H., Berríos, H., Ruiz, M.D. 2004. Temperaturas de formación en cataclasitas triásicas de la Cordillera Domeyko ,Antofagasta, Chile. *Andean Geology*. Servicio Nacional de Geología y Minería Chile. 1 (31), pp. 3-18

NIETO, S. A., Alaniz, A. S. y Tolson, J. G. 2003. Características y criterios de identificación de las Pseudotaquilitas asociadas a la falla de los planes, La Paz, B. C. S. *GEOS*, 3(23), pp. 295-301.

ORDÓÑEZ-CARMONA, O., Restrepo, J.J. and Pimentel, M.M. 2006. Geochronological and isotropical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(21), pp. 372-382.

Osorio, J., Hernández, C., Torres, E. y Botero, P. 2008. Modelo geodinámico del Macizo de Santander. Instituto Colombiano de Geología y Minería –INGEOMINAS- Proyecto G1-07, pp. 1-152. Bogotá.

PASSCHIER, C.W., and Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer–Verlag. Berlín, Segunda Edición, revisada y alargada, 366 p.

PARIS, G., Machette, M.N., Dart, R.L. and Haller, K.N. 2000. Map and database of quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. U.S. Geological Survey (USGS), Report 00-0284, pp. 1-61., Denver, Colorado, USA.

PIÑON, 2004. *Apuntes de geología*. Universidad autónoma de México. 76 p.

POCOVÍ *et al.*, 1992, Observaciones sobre las fracturas de diaclasas plumosas. Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza. *GEOGACETA*, pp. 94-97.

RAASVELT, H.C. 1956. Fallas de Rumbo en el Nordeste de Colombia. *Revista del Petróleo*, 7(64), pp.19-26, Bogotá.

RADICE, Stefania., Arangue, Jonatan., Fagiano , Marcelo R., Pinotti, Lucio. P y Cristofolini, Eber A. 2012. Análisis petrológico estructural del basamento encajonante del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba 2 (28), pp. 1-13.

RESTREPO-Pace, P.A. 1995. Late Precambrian to early mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data. The University of Arizona, Tucson, 195p.

RESTREPO-Pace., P., Ruiz, J., Geherels, G., and Cosca. M. 1997. Geochronological and Nd isotopic data og Grenville-age rocks in the Colombian Andes news constraints for Late Proterozoic – Early Paleozoic paleoambiental reconstructions of the Americas. Earth and Planetary Science Letters, 150, pp. 427-441.

ROD, E. 1956. Strike-Slip Faults of Northern Venezuela.-Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 3(40), pp.457- 476.

ROHRBAUGH Jr. M., Dunne, W. M. and Mauldon, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. AAPG Bulletin, v. 86, no. 12 (December 2002), pp. 2089–2104.

ROSELLO, E. A. 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N°5, pp. 19-43.

ROYERO, G. J. y Clavijo, J. 2001. Mapa geológico generalizado departamento de Santander.- Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear -INGEOMINAS-. Escala 1: 400.000, pp. 7-77.

ROD, E. 1956. Strike-Slip Faults of Northern Venezuela.-Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 3(40), pp.457- 476.

RUDOLPH, A. J., Trouw·Cees, W. , Passchier·Dirk, J. Wiersma. 2010. Atlas of Mylonites- and related microstructures. Springer. Verlag Berlin Heidelberg , pp. 1-305.

RUEDA, L. y Villamizar, D. 2014. Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachiri-Turbay, Santander, Colombia. Proyecto de grado. Dirigido por Carlos García y Elieser Uribe. Universidad Industrial de Santander, facultad Físico-Químicas. 129 pp.

SALINAS, R. 1983. Geología Plancha 76 "Ocaña". Resumen Ingeominas, pp.11, Bogotá.

SHAUN, L.L. Barker. 2005. Pseudotachylyte-generating faults in Central Otago, New Zealand. Department of Geology, University of Otago, P.O. Box 56, Dunedin, New Zealand. Elsevier. Tectonophysics. 397, pp. 211 – 223.

SIBSON, R. H. 1975. Generation of Pseudotachylyte by Ancient Seismic Faulting. 43, pp. 775-794.

SNOKE, A. W., Tullis, Jan. y Todd, V. R. 1998. Fault-related Rocks a photographic atlas. Editorial Princeton (New Jersey): Princeton University Press, cop. 1998, pp. 3-615.

SWANSON, M. T. 1992. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte. Department of Geosciences, University of Southern Maine, Gorham, ME 04038, USA. Elsevier. 204, pp. 223-242.

TWISS, R. J., and Moores, E. M. 1992. Structural Geology: New York, Freeman, 532 p.

TOLSON, G. 1996. Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. Depto. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M., pp. 1-9.

TORO, G. D., Pennacchioni, G., Teza, G. 2005. Can pseudotachylytes be used to infer earthquake source parameters? An example of limitations in the study of exhumed faults. ELSEVIER .402, pp. 3-20.

TORO, Jaime. 1990. The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia. Thesis the master of science. University of Arizona, pp. 2-60.

TSCHANZ, C. M., Jimeno, A. y Cruz, J. 1969. Mapa Geológico de Reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Escala 1:200.000, Ingeominas, Bogotá.

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, UNAL. 1(28), pp. 133-153. Bogotá.

VAN DER PLUIJM, B. A. and Marshak, S. 2004. Earth structure an introduction to structural geology and tectonics. W. W. Norton & Company, Inc. second edition, pp. 1-673.

VAN DER PLUJI, R. 2013. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis doctoral. Dirigida por Urs Schaltegger y Richard Spikings. Universidad de Ginebra, facultad de Ciencias. 247 pp.

VILLAMIL T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecolog*, 153, pp. 239-275.

WARD, D., Goldsmith, Jimeno, R., Cruz, J., Restrepo, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona departamento de Santander. Instituto nacional de investigaciones geológico-mineras. 1-3(21): 1-32.

WHITNEY, D. L and EVANS, B.W. Abbreviations for name of rock- forming minerals. 2010. *American mineralogist*, No 95, pp 185-187.

YOUNG, G.A., Bellizzia, A., Renz, H.H., Johnson, F.W., Robie, R.H. & Masvall, J. 1956. Geología de las Cuencas Sedimentarias de Venezuela y de sus Campos Petrolíferos. *Boletín de Geología, Publicación especial No.2*, pp.1-140, Caracas.

ZALOHAR. 2012. Cosserat analysis of interactions between intersecting faults; the wedge faulting. *Journal of Structural Geology* vol 37, pp105-123.