

Análisis Petrográfico y Deformacional de las Rocas de los Esquistos de Chicamocha,
Transecta Cepitá – Jordán, Santander

Lorena Calderón Colmenares y Diego Alejandro Santiago Rojas

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geólogo(a)

Director

Leonardo Palmera Sánchez

M.Sc en Geociencias

Codirector

Francisco Alberto Velandia Patiño

PhD en Geociencias

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2025

Dedicatoria

A mi mamá, papá, hermana y abuelas.

A la memoria de mis abuelos.

A cada estudiante foráneo que extraña su hogar y lucha cada día por lograr sus sueños.

Diego Alejandro Santiago Rojas

A mi mamá, por ser siempre mi motivación y mi ejemplo.

Lorena Calderón Colmenares

Agradecimientos

En mí siempre habrá agradecimiento a Dios por guiarme en el camino de la vida, volviendo mis sueños realidad. Mi familia que llena mi corazón cada día de motivos para continuar brillando, gracias a Adriana, Alonso, Gabriela, Josefina, Blanca, Zeus, Flaco y Lola, quienes me impulsaron a terminar lo que empecé.

Desde un inicio la UIS me brindó las mejores amistades que jamás habría imaginado tener. Ana Gabriela, Andrés y Jerry, quienes siempre seremos los más patos. María Paula y Alejandro, con los que viví momentos foráneos inolvidables. Mago, jamás dejándome desfallecer entre risas, llantos y traumas. Ronald e Inti, quienes me apoyaron en momentos de soledad. Dana, quien hizo este proyecto posible. Karol y Eduardo, con quienes pasamos por días de estrés. Cada integrante de Evangelización UIS a quienes mantendré en mi corazón: Kevin, Angie, Camilo, Karen, Sara, Sergio y Checho.

En mi travesía por Geología UIS encontré el amor por la geología estructural, gracias a la profesora Angélica Álvarez, quien me impulsó a creer en lo bueno que soy y el talento que tengo.

A mi compañera Lorena, quien continuó en este proyecto a pesar de los años. A los profesores Leonardo Palmera y Francisco Velandia, quienes confiaron en mí para hacer de este trabajo el mejor posible.

Finalmente, a cada persona que estuvo en mi camino desde el 2018 hasta el presente, por brindar su grano de arena en el trayecto de un estudiante de geología.

Diego Alejandro Santiago Rojas

Agradecimientos

Gracias principalmente a mi familia, especialmente a mi mamá que me ha demostrado toda la vida que las mujeres somos fuertes y capaces de cumplir nuestras metas por sí mismas, a mi nona que siempre me apoyó en todo desde pequeña, a mi tío Juan Paulo que siempre me dijo que estaba orgulloso de mí y a Elías por siempre estar dispuesto a ayudarme a la hora y en el momento que fuera.

Quiero también agradecer a todas las personas maravillosas que la universidad me permitió conocer, a Ana que siempre me aceptó con mis errores, a Ronald que trasnochó conmigo todas las noches estudiando y escuchando música juntos, a mi compañero Diego que me tuvo toda la paciencia del mundo en la realización de esta tesis y a Andrés, la mejor persona que la universidad me permitió conocer y mi compañero de vida, que siempre me motivó y acompañó en este proceso.

Lorena Calderón Colmenares

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	15
1 Localización	16
2 Problemática y Justificación	17
3 Objetivos	20
3.1 Objetivo General	20
3.2 Objetivos Específicos	20
4 Antecedentes y Marco Geológico	20
5 Marco Teórico	23
5.1 Deformación Dúctil	23
5.2 Deformación Frágil	24
5.3 Zonas de Cizalla	24
5.4 Fundamentos de Análisis de Tensores de Esfuerzos	25
6 Metodología	26
7 Resultados	28
7.1 Petrografía	28
7.1.1 Rocas Metamórficas	29
7.1.1.1 Sección A	29
7.1.1.1.1 Esquisto Bimicáceo con Granate	31
7.1.1.1.2 Esquisto Moscovítico con Granate	33
7.1.1.1.3 Cuarcita con Moscovita	34
7.1.1.1.4 Esquisto Granatífero con Estaurolita	34

7.1.1.2 Sección B.	35
7.1.1.2.1 Esquisto Moscovítico con Biotita.	36
7.1.1.2.2 Esquisto Cuarzo Moscovítico con Biotita.....	39
7.1.2 Rocas Íneas	41
7.1.2.1 Pegmatitas.	41
7.1.2.2 Granodiorita.	42
7.1.2.3 Monzogranito.....	44
7.1.2.4 Riolita.....	45
7.1.3 Hidrotermalismo	45
7.1.3.1 Eventos Hidrotermales.....	46
7.1.4 Cuaternarios	46
7.1.4.1 Depósitos de Abanico (Qa).....	46
7.2 Geología Estructural	47
7.2.1 Foliación.....	47
7.2.2 Diques y Venas de Composición Ígnea	48
7.2.2.1 Diques Monzograníticos y Granodioríticos.....	49
7.2.2.2 Pegmatitas.	49
7.2.3 Cizallamiento	50
7.2.4 Venas de Cuarzo	52
7.2.5 Diaclasas	54
7.2.6 Tensores de Esfuerzos.....	56
7.2.6.1 Síntesis de Tensores de Esfuerzos.	56
7.2.6.1.1 Tensor E - W.....	57

7.2.6.1.2 Tensor NW.....	57
7.2.6.1.3 Tensor N - S.....	58
7.2.7 Rasgos Geomorfológicos.....	58
8 Discusión.....	61
9 Conclusiones.....	69
10 Recomendaciones.....	71
Referencias Bibliográficas.....	73

Lista de Tablas

	Pág
Tabla 1 <i>Inversión de Esfuerzos mediante planos de fracturas en familias de diaclasas</i>	56
Tabla 2 <i>Inversión de esfuerzos mediante planos de familias de diaclasas</i>	57

Lista de Figuras

	Pág
Figura 1 <i>Localización del área de estudio</i>	17
Figura 2 <i>Mapa generalizado del Nororiente Colombiano</i>	21
Figura 3 <i>Esquema metodológico del trabajo de investigación</i>	26
Figura 4 <i>Mapa geológico de la zona de estudio</i>	29
Figura 5 <i>Afloramiento de la Sección A</i>	30
Figura 6. <i>Moscovita fish en esquistos bimicáceos con granate</i>	31
Figura 7 <i>Moscovita y biotita microplegada en esquistos bimicáceos con granate</i>	32
Figura 8 <i>Afloramiento de la Sección B</i>	35
Figura 9 <i>Porfiroblastos de clinocloro posttectónico en esquistos moscovíticos con biotita</i>	37
Figura 10 <i>Fábrica C en esquistos moscovíticos con biotita</i>	38
Figura 11 <i>Vena de cuarzo con forma de sigma en esquistos moscovíticos con biotita</i>	39
Figura 12 <i>Fábrica C y foliación oblicua en esquistos cuarzo moscovíticos con biotita</i>	40
Figura 13. <i>Venas no recrystalizadas de cuarzo en esquistos cuarzo moscovíticos con biotita</i>	41
Figura 14 <i>Afloramiento de pegmatita con y sin moscovita</i>	42
Figura 15 <i>Rasgos denotativos de orientación preferencial de granos en granodiorita</i>	44
Figura 16 <i>Diagrama de Streckeisen con porcentajes recalculados</i>	45
Figura 17 <i>Diagramas de rosas y contornos de datos de foliación Sn</i>	48
Figura 18 <i>Diagramas de rosas y contornos de datos de diques</i>	49
Figura 19 <i>Diagramas de rosas y contornos de datos de venas pegmatíticas</i>	50
Figura 20 <i>Zona de cizalla en esquistos moscovíticos con biotita</i>	51
Figura 21 <i>Indicadores cinemáticos a causa del cizallamiento</i>	52

Figura 22. <i>Diagramas de rosas y contornos de datos de venas de cuarzo</i>	53
Figura 23 <i>Diagramas de rosas y contornos de datos de diaclasas</i>	54
Figura 24 <i>Afloramiento de esquistos cuarzo moscovíticos con biotita</i>	55
Figura 25 <i>Mapa morfoestructural (escala 1:25.000) de la zona de estudio</i>	59
Figura 26 <i>Zona de depósito y facetas triangulares</i>	60
Figura 27 <i>Corte geológico del área de estudio de A- A'</i>	60

Lista de Apéndices

Los apéndices están disponibles en el Repositorio Institucional

Apéndice A. Descripción petrográfica de las muestras en campo con lámina delgada

Apéndice B. Galería de fotografías de los depósitos de tipo abanico evidenciados en campo

Apéndice C. Recopilación del total de datos estructurales tomados en campo por estación

Apéndice D. Diagramas de rosas y contornos de datos de fracturas por estación

Apéndice E. Diagramas de rosas y contornos de datos de familias de diaclasas reconocidas en la zona de estudio

Glosario

Análisis litoestructural: El estudio combinado de la litología (tipos de rocas) y las estructuras geológicas presentes en ellas (como pliegues, fallas, foliación), con el fin de comprender la historia de deformación de una zona.

Escisión: se refiere a la división o separación de una unidad geológica más grande en unidades más pequeñas y distintas debido a procesos geológicos, a menudo relacionados con la deformación.

Mecanismos de deformación: Procesos físicos por los cuales las rocas cambian de forma y volumen bajo la acción de esfuerzos, como fracturamiento, plegamiento, cizalla, recristalización, etc.

Temperaturas de deformación: Las temperaturas a las que ocurrieron los procesos de deformación en las rocas, las cuales pueden ser estimadas a partir de la mineralogía y las texturas presentes.

Transecta: Un perfil o sección a lo largo de una línea definida en el terreno, utilizado para muestrear y estudiar las variaciones de las características geológicas (litología, estructuras) a través de una región.

Zona/Facie de deformación/metamórfica: Conjunto de condiciones de presión y temperatura bajo las cuales una roca ha sido deformada y/o metamorfizada, resultando en una asociación particular de minerales y texturas.

Resumen

Título: Análisis Petrográfico y Deformacional de las Rocas de los Esquistos de Chicamocha, Transecta Cepitá – Jordán, Santander*

Autor: Lorena Calderón Colmenares y Diego Alejandro Santiago Rojas**

Palabras Clave: Deformación, Petrografía, Macizo de Santander, Tensores de esfuerzos, Esquistos de Chicamocha, Metamorfismo dinámico

Descripción: La Formación Silgará, una unidad geológica fundamental del Macizo de Santander, ha sido objeto de numerosos estudios debido a su compleja historia tectónica. Este trabajo se centra en la reconstrucción de la evolución tectonometamórfica de los Esquistos de Chicamocha, una unidad producto de la escisión de la Formación Silgará, a través de un análisis litoestructural detallado de una transecta ubicada entre los municipios de Cepitá y Jordán Sube.

Mediante un enfoque multidisciplinario que combina trabajo de campo, análisis petrográfico y estructural, se ha logrado caracterizar las rocas y estructuras presentes en la zona de estudio. Se realizaron análisis petrográficos detallados para identificar las diferentes litologías, minerales y texturas, así como para determinar la zona, facie y temperaturas de deformación a las que fueron sometidas las rocas durante su formación. Además, se llevó a cabo un análisis estructural a escala meso y microscópica para identificar los principales mecanismos de deformación, pliegues, fallas y zonas de cizalla.

Se identificaron tres fases de deformación, cada una asociada a un régimen de esfuerzos particular. Los modelamientos de tensores determinaron la orientación de los esfuerzos principales durante cada fase deformativa, lo que a su vez permitió reconstruir la evolución tectonometamórfica del área de estudio.

Los resultados de este estudio contribuyen a una mejor comprensión de la evolución geológica del Macizo de Santander, en el Cañón de Chicamocha.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Geología. Director: Leonardo Palmera Sánchez. M.Sc en Geociencias. Codirector: Francisco Alberto Velandia Patiño. PhD en Geociencias.

Abstract

Título: Petrographic and Deformational Analysis of the Chicamocha Schist rocks, Cepitá-Jordán Transect, Santander *

Autor: Lorena Calderón Colmenares y Diego Alejandro Santiago Rojas **

Key Words: Deformation, Petrography, Santander Massif, Stress tensors, Chicamocha Schists, Dynamic metamorphism

Description: The Silgará Formation, a fundamental geological unit within the Santander Massif, has been the subject of numerous studies due to its complex tectonic history. This research focuses on reconstructing the tectonometamorphic evolution of the Chicamocha Schists, a unit resulting from the incision of the Silgará Formation, through a detailed lithostructural analysis of a transect located between the municipalities of Cepitá and Jordán Sube.

Employing a multidisciplinary approach that combines fieldwork, petrographic, and structural analysis, we have characterized the rocks and structures present in the study area. Detailed petrographic analyses were conducted to identify the various lithologies, minerals, and textures, as well as to determine the metamorphic zone, facies, and deformation temperatures experienced by the rocks during their formation. Additionally, a meso- and microscopic structural analysis was carried out to identify the primary deformational mechanisms, such as folds, faults, and shear zones.

Different phases of deformation were identified, each associated with a particular stress regime. Stress tensor modeling determined the orientation of the principal stresses during each deformational phase, which in turn allowed for the reconstruction of the tectonometamorphic evolution of the study area.

The results of this study contribute to a better understanding of the geological evolution of the Santander Massif, particularly in the Chicamocha Canyon.

* Degree Work

** Faculty of Physico-Chemical Engineering, School of Geology. Thesis Supervisors: MSc Leonardo Palmera, PhD Francisco Alberto Velandia Patiño

Introducción

La evolución geológica del nororiente colombiano está estrechamente relacionada a los eventos que ocurrieron durante la formación del Macizo de Santander, siendo la Formación Silgará en sentido Ward et al. (1973), una de las unidades más representativas de esta región tectonoestratigráfica ubicada al noreste de la Cordillera Oriental (Cordani et al., 2005; Restrepo-Pace y Cediél, 2010; Mantilla-Figueroa et al., 2013; Van Der Lelij, 2013).

Las rocas de la Formación Silgará son de origen metamórfico e incluyen cuarcitas, mármoles, metabasitas, neises, rocas calcosilicatadas, esquistos semipelíticos y pelíticos, filitas y metalimolitas. Su formación está asociada a las distintas fases del evento orogénico Famatiniano durante el Ordovícico-Silúrico (Ward et al., 1973; García et al., 2005; Mantilla-Figueroa et al., 2016a, b; García-Ramírez et al., 2019). Estructuralmente, en el suroeste del Macizo de Santander, la Formación Silgará está afectada por la zona de cizalla vinculada a la Falla de Bucaramanga, así como por otras estructuras deformacionales asociadas a las fallas de los Santos y del Suárez (García et al., 2005; Mantilla-Figueroa et al., 2016a, b; García-Ramírez et al., 2019; Velandia, 2017).

Comprender los eventos que dieron origen a las litologías y estructuras de la Formación Silgará es fundamental para reconstruir los procesos geológicos que han afectado al Macizo de Santander. En las últimas décadas, diversas investigaciones han abordado esta unidad, destacándose la propuesta de su subdivisión en tres unidades: Esquistos de Chicamocha, Filitas de San Pedro y Esquistos de Silgará (Mantilla-Figueroa et al., 2016). Estos estudios se han centrado en análisis regionales, principalmente geocronológicos y deformacionales, por lo que la información a escala local sigue siendo limitada, especialmente en lo referente a tensores de

esfuerzo y microtectónica, aspectos clave para sustentar un modelo de evolución tectonometamórfica de estas rocas aflorantes.

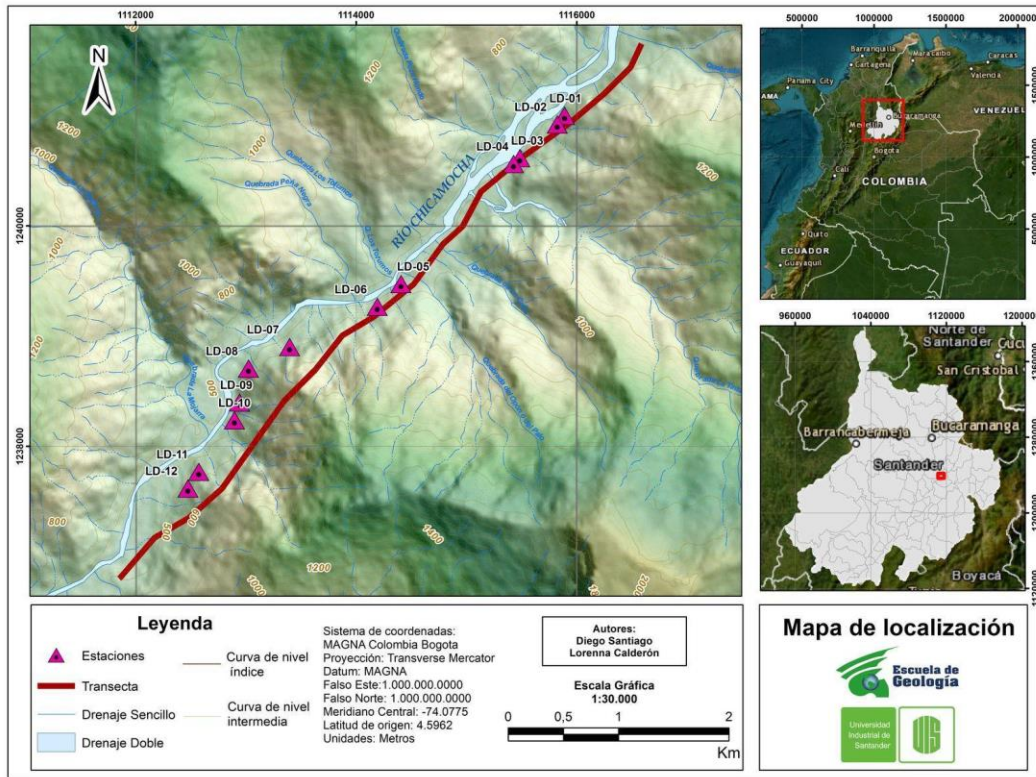
La presente investigación tiene como objetivo determinar la reconstrucción de eventos tectonometamórficos a partir del estudio de las rocas aflorantes de los Esquistos de Chicamocha en la transecta entre los municipios de Cepitá y Jordán Sube, considerando la reactivación contraccional durante Cenozoico y la consecuente inversión cinemática, asociada con el inicio de la Orogenia Andina (Caballero *et al.*, 2013; Amaya *et al.*, 2020; Horton *et al.*, 2020). Para lograr esto, se realizará un análisis petrográfico y deformacional, a partir de cartografía morfoestructural, geológica, y tratamiento de datos estructurales a escala meso (superficies de falla estriadas y no estriadas, diaclasas, foliaciones metamórficas y venas) y microscópica (mecanismos de deformación en muestras y secciones delgadas orientadas).

1 Localización

El área de estudio se ubica geológicamente en el flanco suroccidental del Macizo de Santander, y geográficamente entre los municipios de Cepitá y Jordán Sube, en el departamento de Santander. Abarca una extensión de 14 km y un área aproximada de 25 km² (Figura 1), haciendo parte de las planchas 135 San Gil y 136 Málaga del Servicio Geológico Colombiano, a escala 1:100.000, específicamente en las planchas 135IIB y 136IA a escala 1:25.000. El área de estudio será una transecta de 8,24 Kilómetros que se encuentra limitada por las coordenadas planas:

NW: X= 1'242.000; Y= 1'110.000 NE: X= 1'242.000; Y= 1'115.000

SW: X= 1'236.000; Y= 1'110.000 SE: X= 1'236.000; Y= 1'115.000

Figura 1*Localización del área de estudio*

Nota. Base cartográfica tomada y modificada de la hoja 135 y 136 del IGAC.

2 Problemática y Justificación

El basamento cristalino del macizo de Santander (MS), en la región de la Cordillera Oriental, se compone principalmente de rocas metamórficas como Gneis de Bucaramanga (del Precámbrico Tardío) y Formación Silgará (Ordovícico) e ígneas, como las pertenecientes al Triásico - Jurásico (INGEOMINAS, 2008).

En los últimos años se han realizado estudios en la región suroccidental del Macizo de Santander, que consideran a la Formación Silgará y han permitido determinar las facies y edad del metamorfismo, así como correlacionar la deformación regional del área con la acción de la Falla de Bucaramanga, como lo sugieren Osorio et al., (2008) y Villamizar et al., (2015). La

caracterización petrográfica del MS también logró corroborar la ocurrencia de los eventos tectonometamórficos Quetame-Caparonensis y su influencia en las rocas de la Formación Silgará (Cordani et al., 2005; Restrepo-Pace y Cediél, 2010; Mantilla-Figueroa et al., 2013; Van Der Lelij, 2013). También se ha definido la cinemática de sus fallas mayores y su modelo estructural (Velandia, 2017; Velandia et al., 2017), como es el caso de las fallas de Bucaramanga y Guamalito, que denotan un predominio tectónico transpresivo, presentando configuración en flor positiva que exhuma rocas de la zona de transición frágil-dúctil en su bloque colgante (Velandia et al., 2020; García y Villamizar, 2021).

Las rocas que afloran en la región de estudio delimitada por la transecta entre Jordán Sube y Cepitá, permitieron definir el tipo de metamorfismo de la Formación Silgará a partir de las paragénesis minerales, especialmente en función de los polimorfos del aluminio (Ríos y García, 2001), rocas que posteriormente fueron denominadas por Mantilla-Figueroa et al., (2016) como Esquistos de Chicamocha, donde identificaron paragénesis que indican que el metamorfismo ocurrió en condiciones de facies esquistos verdes y el pico metamórfico alcanzó la parte baja de la zona del granate, sin embargo en esta localidad también han sido reportadas zonas de la estauroilita-cianita y silimanita (Ríos y García, 2001). Además, esta área se encuentra estructuralmente controlada por la Falla de Aratoca, de edad pre-cretácica, con dirección SE que afecta gran parte del complejo metamórfico del MS, donde se evidencian familias de diaclasas con tres sentidos marcados (NNW-SSE, NW-SE y NE-SW), los cuales concuerdan con el rumbo de fallas menores cartografiadas en la Mesa de Los Santos y podrían estar relacionadas con fallas inferidas adyacentes a esta estructura (Julivert y Tellez, 1963).

Aunque se han estudiado los eventos tectónicos y metamórficos que influyeron en la evolución del Macizo de Santander y su relación con los Esquistos de Chicamocha, estos

corresponden a una interpretación regional, por lo que pueden verse limitados a la hora de explicar el desarrollo de estructuras y facies metamórficas de zonas puntuales, como bien sectores donde aflora la unidad, en vías recientemente inauguradas entre los municipios de Jordán Sube y Cepitá.

Se ha encontrado que los análisis microtectónicos son de gran utilidad para identificar mecanismos deformacionales en una zona y que permiten reconstruir a escala local los eventos tectonometamórficos que ocurrieron (Armijo et al., 1982). El área propuesta para este estudio no cuenta con investigaciones que utilicen este método en dicha escala, por lo que un análisis microtectónico, desde un enfoque petrográfico y deformacional, examinando muestras a nivel meso y microscópico, así como relaciones con fallas regionales, puede contribuir al conocimiento evolutivo del Macizo de Santander y los Esquistos de Chicamocha, ya que permitiría añadir nueva información sobre la evolución de esta unidad, además de esclarecer la correlación entre deformación y evento, desde un punto de vista local. Considerando los aspectos mencionados previamente, se propone realizar un análisis petrográfico y deformacional en las rocas aflorantes de los Esquistos de Chicamocha, en correlación con la Falla de Aratoca y en una transecta entre los municipios de Cepitá y Jordán. Esto, agregará valiosa información sobre la evolución tectonometamórfica de la zona relacionando litoestratigráficamente la unidad aflorante con la deformación a escala meso y microscópica.

3 Objetivos

3.1 Objetivo General

Realizar un análisis petrográfico y deformacional a escala meso y microscópica en las rocas aflorantes de los esquistos de Chicamocha en una transecta entre los municipios de Cepitá y Jordán. Sube.

3.2 Objetivos Específicos

Realizar un análisis petrográfico para determinar paragénesis y facies metamórficas.

Definir el régimen deformacional que se ha desarrollado en los Esquistos de Chicamocha a partir de mecanismos de deformación en muestras orientadas y no orientadas.

Realizar un análisis de rasgos geomorfológicos a escala 1:25.000 asociado a los sistemas de falla que afectan la zona de estudio.

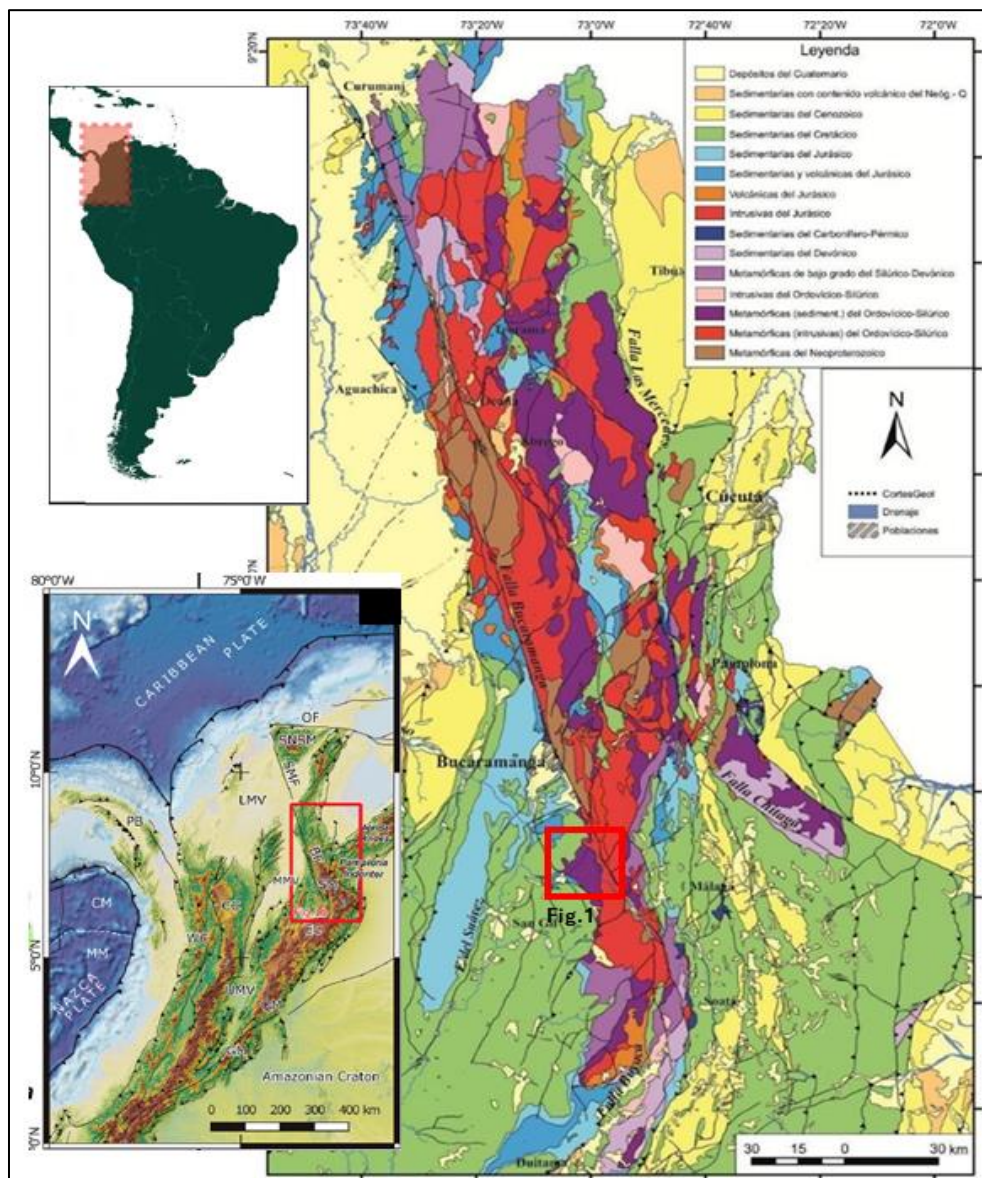
Realizar una reconstrucción de eventos tectonometamórficos de los Esquistos de Chicamocha en la región de estudio.

4 Antecedentes y Marco Geológico

El Macizo de Santander, junto a otros macizos como Garzón, Quetame y Floresta, conforma la Cordillera Oriental Colombiana (Restrepo y Toussaint, 1988; Case et al., 1990; Cooper et al., 1995; Restrepo-Pace et al., 1997). Para la región tectonoestratigráfica del MS (Figura 2), las rocas aflorantes de su basamento cristalino se han agrupado en las siguientes unidades metamórficas: Neis de Bucaramanga, Formación Silgará y Ortoneis (Ward et al., 1973; Clavijo, 1994; Restrepo-Pace, 1995; Moreno-Sánchez et al., 2005).

Figura 2

Mapa generalizado del Nororiente Colombiano.



Nota. Se ilustran todas las litologías y fallas mayores que conforman el Nororiente Colombiano. Tomado de Velandia, F. (2017).

Las edades asignadas para las unidades del MS indican una compleja historia evolutiva desde el Mesoproterozoico hasta el Jurásico temprano (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; RestrepoPace et al., 1997; Cordani et al., 2005; García et al., 2005; Restrepo-Pace y Cediel, 2010;

Mantilla-Figueroa et al., 2012; Van der Lelij, 2013; Mantilla-Figueroa et al., 2016a, b; Van der Lelij et al., 2016a; Zuluaga et al., 2017). Además, se ha encontrado que su desarrollo ocurrió principalmente por metamorfismo regional, con evidencias locales de metamorfismo dinamo-térmico (Ward et al., 1973; García et al., 2005; Mantilla y García, 2018).

Para la Formación Silgará, específicamente, se ha propuesto su escisión en tres unidades metamórficas distintas según dataciones por análisis U-Pb en zircones: Esquistos de Silgará, Esquistos de Chicamocha y Filitas de San Pedro, asociando las dos primeras al metamorfismo de la Orogenia Famatiniana en el Ordovícico-Silúrico, mientras que las Filitas de San Pedro se consideran la unidad más joven, relacionada con el Evento Orogénico Famatiniano Menor en el Ordovícico Tardío (Mantilla-Figueroa et al., 2016a, b). En la zona específica entre los municipios de Cepitá y Jordán Sube, para los Esquistos de Chicamocha, Ríos y García (2005) reportan zonas con presencia de estauroлита y granate, además de definir la ocurrencia de los tres polimorfos del aluminio (andalucita, cianita y sillimanita).

El Macizo de Santander ha sido sometido a eventos deformativos a lo largo de su historia, producto de los tres tipos regímenes de esfuerzo: transcurrancia, compresión y distensión, influenciados por el movimiento actual de los Andes del Norte (Audemard y Audemard, 2002). Se han identificado estructuras mayores que controlan el cambio de rumbo de la Cordillera Oriental, como las fallas de Haca, Villa Caro, Bucaramanga y Lebrija (Velandia et al., 2017). Estas fallas, junto con otras estructuras menores, han generado un régimen transpresivo en el macizo (Figura 2) (Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018), evidenciado en zonas de intensa deformación, como el Sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta (Kammer, 1999; Taboada et al., 2000; Sarmiento, 2001; Cediell et al., 2003; Velandia, 2005; Acosta et al., 2007).

El Sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta ha sido dividido en tres sectores descritos de norte a sur de la siguiente forma: Zona occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, el sector de la Falla de Algarrobo, y el sector correspondiente a la Falla de Bucaramanga (Ujueta, 2003; Cuellar et al., 2012). Según Velandia (2017), esta última falla hace parte de la configuración en flor positiva de Bucaramanga que exhuma rocas de la zona de transición frágil-dúctil en su bloque colgante, como es el caso de la Formación Silgará (García et al., 2005; Mantilla-Figueroa et al., 2016a, b; García Ramírez et al., 2019), en conjunto con fallas longitudinales del MS, como la Falla de Lebrija y la Falla Guamalito (Velandia, 2017).

5 Marco Teórico

Se presentan los aspectos teóricos de las estructuras/unidades observadas y reconocidas en este estudio. Así mismo, se exponen de manera general los fundamentos teóricos de los métodos utilizados para analizar los datos estructurales.

5.1 Deformación Dúctil

La deformación dúctil está relacionada con las zonas de cizalla y representadas por el desarrollo de milonitas (Fossen, 2016) que se forman en condiciones aproximadas de temperatura y presión desde los 300°C hasta los 850°C, con presencia de una fase de fundido de 3Kbar a 9Kbar respectivamente (Passchier y Trouw, 2005). Bajo estas circunstancias, los granos experimentan deformación dúctil, que implica un cambio en su forma sin llegar a la fractura (Sibson, 1983; Rutter, 1986; Hirth y Tullis, 1994; Gleason y Tullis, 1995; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010; Davis et al., 2011). Este tipo de procesos ocurre a través de mecanismos que generan microestructuras características de este tipo de comportamiento, como deformación intracristalina (Passchier y Throw, 2005; Blenkinsop, 2002), maclado mecánico (Passchier y Trouw, 2005;

Blenkinsop, 2002; Vernon, 2004) y recristalización dinámica (Passchier y Trouw, 2005; Blenkinsop 2002; Vernon 2004, Fossen, 2016; Faleiros, 2010).

5.2 Deformación Frágil

La deformación frágil se caracteriza por la alteración permanente de la forma de los minerales, producto de la ruptura de los enlaces atómicos, los cuales no se restauran posteriormente (Song y Cao, 2021) y da lugar a la rotura y fracturación de la roca que se comporta de un modo rígido (Passchier y Trouw, 2005; Passchier, C. W., Trouw, R.A.J., Wiersma, D.J, 2010). Este tipo de deformación se presenta en flujos cataclásticos, microfracturamiento, deslizamiento por fricción en los límites de grano (Vernon, 2004; Fossen, 2016) y disolución por presión (Passchier y Trouw, 2005).

5.3 Zonas de Cizalla

La zona de cizalla es una región de intensa deformación que suele contener componentes de rotación que reflejan el desplazamiento lateral de varios segmentos de la roca caja (Passchier y Trouw, 2005). Según Davis y Reynolds (1996), es una estructura ancha formada bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles compuesta por rocas de la serie milonítica.

Las rocas que constituyen las zonas de cizalla se clasifican en rocas de fallas y rocas de zonas de deformación. Las rocas de fallas (regímenes frágiles) se clasifican en dos grandes grupos: cohesivas y no cohesivas, que involucran brechas, cataclasitas, gouge de falla y pseudotaquilitas (Sibson, 1977; Magloughlin y Spray, 1992; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010) y las rocas de zonas de deformación (dúctiles), abarcan los grupos generales de las milonitas y los gneises striped (Spry, 1969; Bell y Etheridge, 1973; White *et al.*, 1980; Tullis *et al.*, 1982; Hanmer y Passchier, 1991; Passchier y Trouw, 2005; Trouw *et al.*, 2010). Durante la deformación, los mecanismos de

deformación frágil y dúctil pueden coexistir e intercambiarse, acompañando la evolución de las zonas de cizalla (e.g. Fousseis *et al.*, 2006; Pennacchioni y Mancktelow, 2007).

5.4 Fundamentos de Análisis de Tensores de Esfuerzos

Los datos estructurales en escala de afloramiento para un sector específico tienen la finalidad de interpretar, deducir y proponer el campo de esfuerzos o tensor de paleo-esfuerzos que ha provocado la deformación para una zona definida. Según Forero-Ortega *et al.*, (2020), la medición de indicadores cinemáticos variados como estrías de falla, fracturamiento, estilolitos y diversas estructuras de mecanismos dúctiles, permiten definir de forma aproximada la deformación presente. Las estrías en superficies de falla se desarrollan a lo largo de líneas que siguen el máximo esfuerzo de cizalla (Wallace, 1951; Bott, 1959), lo que permite analizar rasgos superficiales, de tal forma que, al determinar tensores de esfuerzos locales, usando datos adquiridos en campo y estableciendo similitudes entre estos, se puede generar una representación más regional del tensor de esfuerzos (Velandia, 2017; Forero-Ortega *et al.*, 2020). Mediante el uso de técnicas de inversión de esfuerzos, se puede separar un conjunto inicial de datos heterogéneos (Delvaux y Sperner, 2003; Velandia *et al.*, 2020) en subconjuntos de datos homogéneos, ya que cada población de fallas representa un solo evento tectónico, generado bajo un solo tensor de esfuerzos regional (Angelier, 1979), siendo los subconjuntos de datos homogéneos un reflejo de estados de esfuerzos contemporáneos o paleoesfuerzos (Delvaux y Sperner, 2003) y de la temporalidad de la deformación (Velandia *et al.*, 2020).

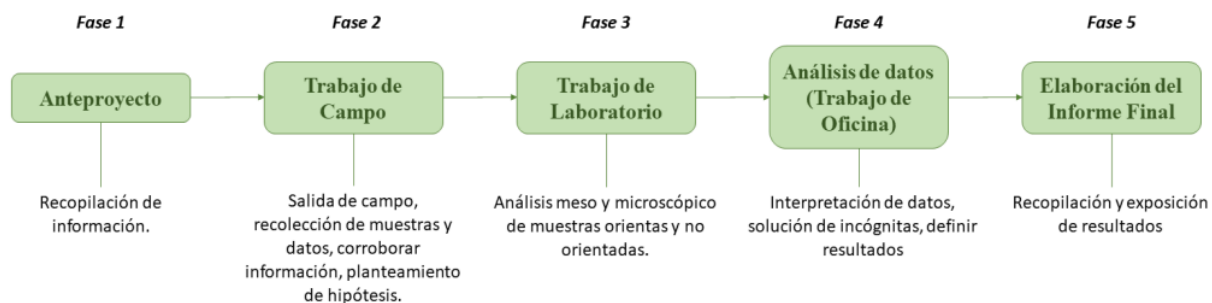
Para computarizar el procesamiento de este tipo de datos, utilizando las condiciones mecánicas planteadas por Anderson (1951) y los conceptos cinemáticos establecidos por Wallace (1951) y Bott (1959), se utilizan softwares como TectonicsFP y Win-Tensor.

6 Metodología

El estudio se desarrolló en cinco fases (Figura 3). Inició con el anteproyecto, donde se diagnosticó el área mediante revisión bibliográfica para conocer antecedentes geológicos y recopilar insumos cartográficos. En la fase de precampo, la fotointerpretación de imágenes satelitales permitió identificar lineamientos, fallas reportadas y evaluar la geología de la zona, definiendo puntos de interés para la recolección de datos en campo. Como resultado, se obtuvo un mapa geológico y estructural preliminar.

Figura 3

Esquema metodológico del trabajo de investigación.



Nota. Fases y actividades del trabajo de investigación.

La segunda fase del proyecto correspondió al trabajo de campo, centrado en la recolección de muestras orientadas y no orientadas, considerando el tipo de contacto entre unidades. Además, se realizaron mediciones estructurales, incluyendo indicadores cinemáticos de fallas principales, diaclasas y foliaciones, junto con observaciones geomorfológicas. Esta información permitió desarrollar un análisis petrográfico y deformacional a escala 1:25.000 de la zona de estudio.

En la tercera fase, correspondiente al trabajo de laboratorio, se siguió la clasificación de rocas metamórficas propuesta por la SCMR en su versión de Schmid et al. (2007). Primero, se llevó a cabo un análisis mesoscópico para describir texturas, estructuras y composición

mineralógica. Posteriormente, mediante el análisis microscópico de secciones delgadas de muestras orientadas y no orientadas, se identificaron microestructuras, paragénesis mineral, facies y zonas metamórficas, así como los mecanismos de deformación presentes en la zona. En el caso de las muestras orientadas, se realizaron análisis específicos de deformación frágil y dúctil a escala microscópica, con el objetivo de evidenciar los efectos de la cizalla y las características microestructurales asociadas.

En la cuarta fase del proyecto se llevó a cabo el procesamiento y análisis de datos obtenidos en campo y durante el trabajo de laboratorio. En cuanto a los datos estructurales, se usó el software libre Stereonet versión 9.0.6 (Allmendinger et al., 2013) para diagramas de rosas para analizar los planos de falla e identificar las direcciones de foliación, diaclasas, venas, diques, y así darles un sentido espacial. El método aplicado para el análisis de Inversión de Esfuerzos (Sperner y Zweigel, 2010) fue mediante el software libre Win-Tensor 5.0.1, al cual se le indicó que los datos representan fracturas por cizalla (criterio identificado como M: “with shear movement”), haciendo uso de métodos clásicos de coherencia mecánica, como el método de Diedros Rectos Mejorado (I.R.Dihedr) y el de Optimización Rotacional (R. Optim). Los datos utilizados para el análisis de tensores de esfuerzos se adquirieron de planos de fracturas de los segmentos de transecta en donde afloran rocas de la unidad Esquistos de Chicamocha. Así, se logró definir un régimen deformacional para el área y se propuso un análisis morfoestructural de la zona a escala 1:25.000, según la metodología expuesta por Velandia (2017). Finalmente, se hizo una correlación entre la información microtectónica y los análisis mesoestructurales, asignándoles un contexto geológico a partir de la interpretación dada a la petrografía metamórfica y se procedió a plantear una propuesta de reconstrucción de eventos tectonometamórficos para las rocas aflorantes en la zona de estudio, culminando el proyecto con la fase 5 de redacción del documento.

7 Resultados

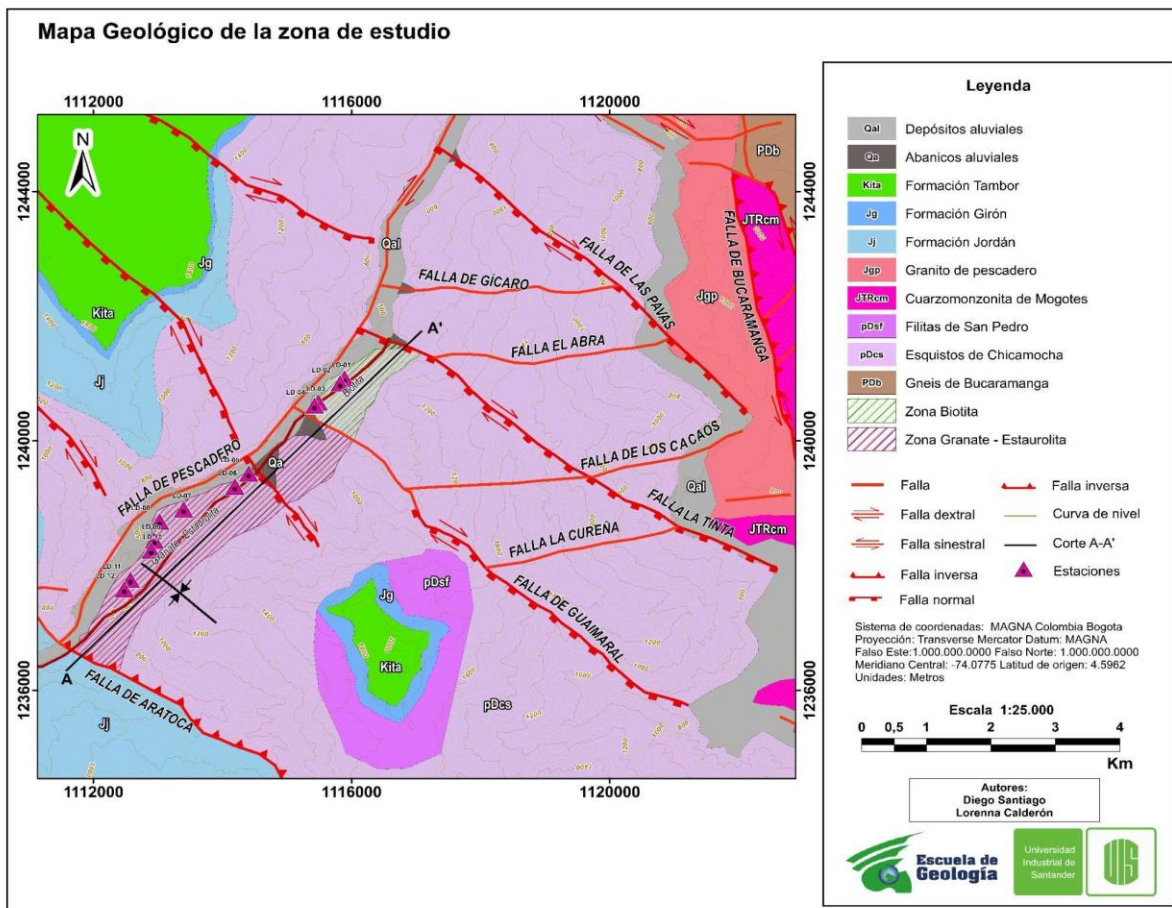
El trabajo de campo y los análisis de laboratorio permitieron determinar las litologías aflorantes en la transecta entre los municipios de Cepitá y Jordán Sube, así como identificar los diferentes mecanismos de deformación a escala mesoscópica y microscópica que se presentan en la zona. El mapa geológico (Figura 4) corresponde al control cartográfico y la compilación de la información más actualizada y detallada de la zona.

7.1 Petrografía

Esta información se recopiló a partir de los datos obtenidos en campo, en conjunto con la información obtenida de 22 muestras recolectadas (orientadas y no orientadas). De estas, se seleccionaron las 8 muestras que mejor representaban las características litológicas y deformacionales de la zona, para la preparación y análisis de láminas delgadas. Con esta información se realizó el mapa geológico de la zona de estudio (Figura 4).

Figura 4

Mapa geológico de la zona de estudio



Nota. Modificado a partir de Mantilla et al. (2016), Boletín de Geología, 38 (1): 33-50.

7.1.1 Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas aflorantes del área de estudio se dividieron en dos secciones definidas por control estructural: Sección A y Sección B.

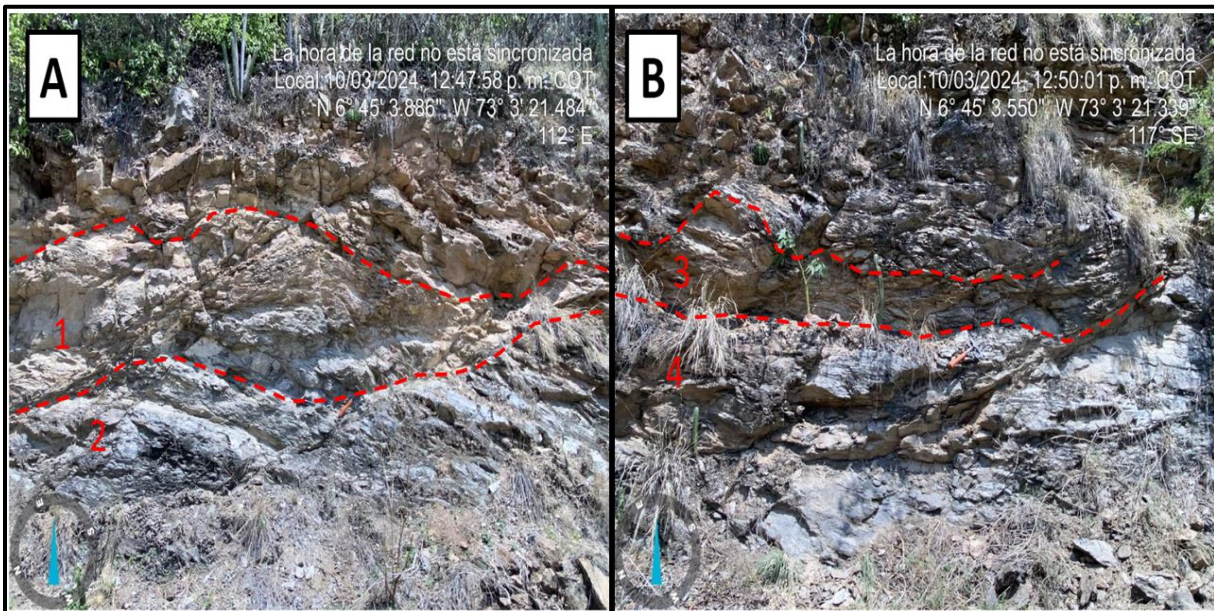
7.1.1.1 Sección A. La sección A de la transecta está delimitada al oeste por la Falla de Aratoca y al Este por la Falla de Guaimaral, compuesta por los afloramientos encontrados en las estaciones LD-05 hasta LD-12.

Esta sección está conformada por esquistos bimicáceos, moscovíticos con granate con intercalaciones de cuarcitas con moscovita, presentando un grado de meteorización bajo y una

estructura esquistosa bien desarrollada (Figura 5). En el caso de las cuarcitas, esta estructura es localmente foliada. La sección está intruida por diques de composición monzogranítica y granodiorítica, los cuales presentan una orientación subparalela a la foliación. Además, se evidencian pegmatitas y venas de cuarzo asociadas al hidrotermalismo. Localmente, esta unidad ha sido afectada por metamorfismo de dislocación, mostrando evidencias de milonitización. Se encuentra en contacto fallado con la Formación Jordán.

Figura 5

Afloramiento de la Sección A

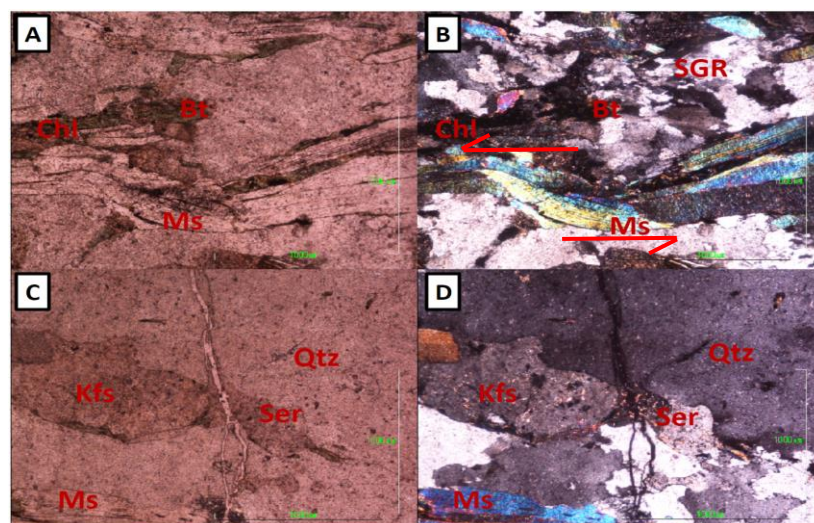


Nota. (A) Fotografía de campo de intercalación de cuarcitas con moscovita (1) y esquistos cuarzo muscovíticos (2). (B) Fotografía de campo intercalación de esquistos cuarzo muscovíticos (3) y cuarcitas masivas (4).

7.1.1.1.1 Esquisto Bimicáceo con Granate. Las muestras metapelíticas presentan una tonalidad que varía de grisácea a verdosa, con sectores naranjas debido a la oxidación. Exhiben un brillo platinado a sedoso, un tamaño de grano medio a grueso y un grado de meteorización de bajo a medio. Afloran en capas regulares intercaladas con cuarcitas y se encuentran en las estaciones LD-11 y LD-12. Estas rocas poseen una estructura esquistosa bien desarrollada, con venas de entre 2 cm y 10 cm de grosor, lentes de cuarzo y diques de composición monzogranítica de aproximadamente 20 cm de grosor, dispuestos subparalelos a la foliación. Asimismo, presentan pegmatitas con una dirección similar al plano de Sn. Por otro lado, se observan venas de cuarzo menores a 2 cm que atraviesan las litologías mencionadas. De manera local, se evidencian procesos de milonitización y replegamientos asociados, los cuales afectan tanto a los esquistos como a los cuerpos magmático-hidrotermales. Estos procesos generan una reorientación de las foliaciones y una reducción en el tamaño de grano.

Figura 6.

Moscovita fish en esquisto bimicáceo con granate



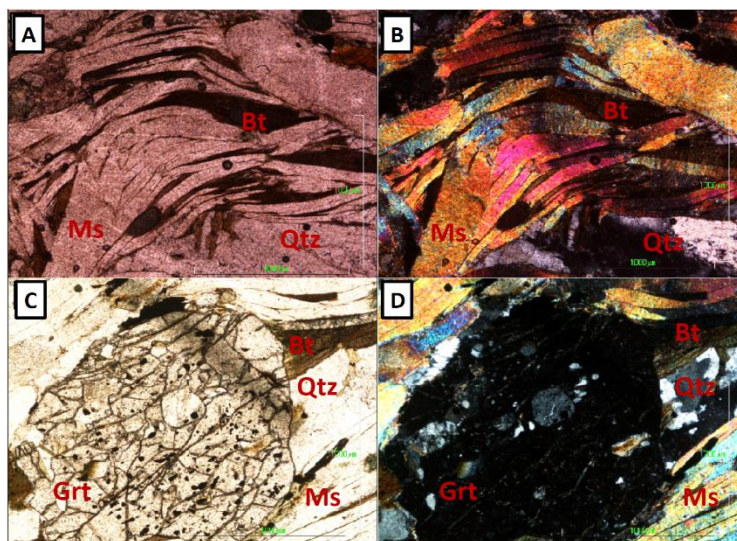
Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa recristalización de tipo bulging en cuarzo, inicios de rotación de subgranos (SGR), moscovita fish con una posible cinemática

sinestral y alteración de biotita a clorita. **(B)** Misma fotografía A en xpl. **(C)** Fotografía en ppl con objetivo en 5x, presencia de fracturamiento transgranular y alteración a sericita. **(D)** Misma fotografía A en xpl.

Mineralógicamente, presenta moscovita (43%), biotita (18%), cuarzo (23%), granate (2%), feldespato (%5), plagioclasa (%5), turmalina (2%) y opacos (1%), también se presenta clorita (alteración de la biotita) y sericita (alteración de la plagioclasa). En algunos sectores se observaron porfiroblastos de cuarzo, con relación axial 1:2 y 1:3, mientras que, en los granates, se encuentra una relación axial 1:1. Además, se observan venas de epidota y fracturas concordantes y discordantes con los planos de la foliación.

Figura 7

Moscovita y biotita microplegada en esquistó bimicáceo con granate



Nota. **(A)** Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observan moscovita y biotita microplegada, con presencia de cuarzo. **(B)** Misma fotografía A en xpl. **(C)** Fotografía en ppl con objetivo en 5x, presencia de granate, cuarzo, moscovita y biotita. **(D)** Misma fotografía C en xpl.

A partir del análisis microscópico, se identificó una textura porfiroblástica en matriz granolepidoblástica con variación de tamaños de grano de fino a grueso. Se reconocieron

mecanismos de deformación dúctil en cuarzo con extinción ondulante y desarrollo de subjuntas, desarrollo de subgranos, recristalización principalmente de tipo bulging en cuarzo y en menor proporción de tipo rotación de subgranos, además, se observó kinking y extinción ondulante en moscovita (Figura 7). Los mecanismos de deformación frágil, están evidenciados por el alto grado de alteración de la plagioclasa a sericita a lo largo de toda la muestra, además de un alto contenido de fracturas trasgranulares e intergranulares en cuarzo, en algunos casos rellenas de opacos y biotita, así como fracturas trasgranulares en los porfiroblastos de plagioclasa y feldespato potásico (Figura 6). La paragénesis que se identificó fue $Ms+Bt+Qtz+Pl+Kfs+Grt$. Adicionalmente, se encontró una fábrica C sobreimpresa al primer evento tectonometamórfico, de forma paralela a subparalela a la foliación con moscovita fish (Figura 6) exhibiendo una cinemática sinistral.

7.1.1.1.2 Esquisto Moscovítico con Granate. Presentan una tonalidad grisácea con sectores naranjas debido a la oxidación, un grado de meteorización medio, un brillo metálico a sedoso y un tamaño de grano medio. Afloran en capas regulares, intercaladas con cuarcitas foliadas, y se encuentran en las estaciones LD-09 y LD-10. Estas rocas exhiben una estructura esquistosa bien desarrollada, la cual ha sido afectada por plegamiento. Además, se observa la presencia de venas de cuarzo de grosor inferior a 1 cm, dispuestas de manera paralela al plano de foliación.

Mineralógicamente, la roca está compuesta por moscovita (51%), biotita (10%), cuarzo (23%), granate (2%), feldespato (5%), plagioclasa (5%), turmalina (2%) y minerales opacos (1%). En algunos sectores, la muestra presenta porfiroblastos de cuarzo con una relación axial de 1:2 y 1:3, mientras que los granates exhiben una relación axial de 1:1. La roca presenta fracturas concordantes con los planos de foliación. Además, se observan venas paralelas a la foliación que han sido afectadas por plegamiento, al igual que toda la roca. Asimismo, se identifican mecanismos

de deformación frágil, como la alteración de la plagioclasa a sericita, manifestada en la variación del tamaño del grano y la textura.

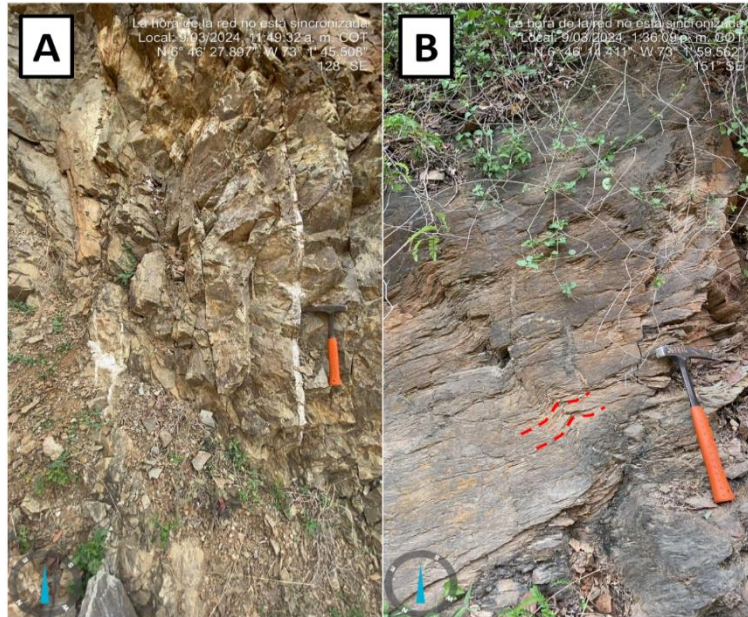
7.1.1.1.3 Cuarcita con Moscovita. Roca de composición cuarzofeldespática que presenta tonalidades grisáceas a verdosas, aflora únicamente en la estación LD – 9 intercalada con esquistos bimicáceos con granate. La roca presenta una estructura masiva y un grado de meteorización medio. De forma local, se observan zonas con leve orientación, así como venas de cuarzo con un espesor de entre 0.1 y 0.3 cm. Mineralógicamente, está compuesta por cuarzo (95%) y moscovita (5%). Además, en algunas zonas presenta pirita en una proporción aproximada del 3%. Las secciones foliadas desarrollan una estructura esquistosa con un aumento en el contenido de moscovita, lo que se atribuye a una zona de cizalla producto del metamorfismo de dislocación. Esta variedad foliada, en términos mineralógicos, está compuesta por cuarzo (80%), moscovita (15%) y biotita (5%). En algunos casos, la muestra contiene venas de cuarzo de entre 0.3 y 0.5 mm de espesor, dispuestas en paralelo al plano de foliación y también afectadas por la cizalla.

7.1.1.1.4 Esquisto Granatífero con Estauroлита. Roca metapelítica encontrada como clasto rodado en uno de los abanicos aluviales de la zona, proporcionando información sobre una litología que no aflora directamente sobre la vía. Se localiza en un escarpe entre las estaciones LD-09 y LD-10, a una distancia de 70-100 metros ladera arriba. Presenta una estructura esquistosa bien desarrollada, la muestra exhibe una tonalidad grisácea oscura y tonalidades naranjas como producto de la oxidación, grado de meteorización medio, con un brillo metálico a sedoso y una textura porfidoblastica en matriz granolepidoblastica. Mineralógicamente la muestra contiene cuarzo (40%), muscovita (30%), granate (20%), biotita (5%), estauroлита (5%), en algunos casos la muestra presenta porfiroblastos de granate y estauroлита la cual puede llegar a alcanzar los 6cm.

7.1.1.2 Sección B. La sección B de la transecta está delimitada al oeste por la Falla de Guaimaral y al Este por la Falla La Tinta, compuesta por los afloramientos encontrados en las estaciones LD-01 hasta LD-04.

Figura 8

Afloramiento de la Sección B



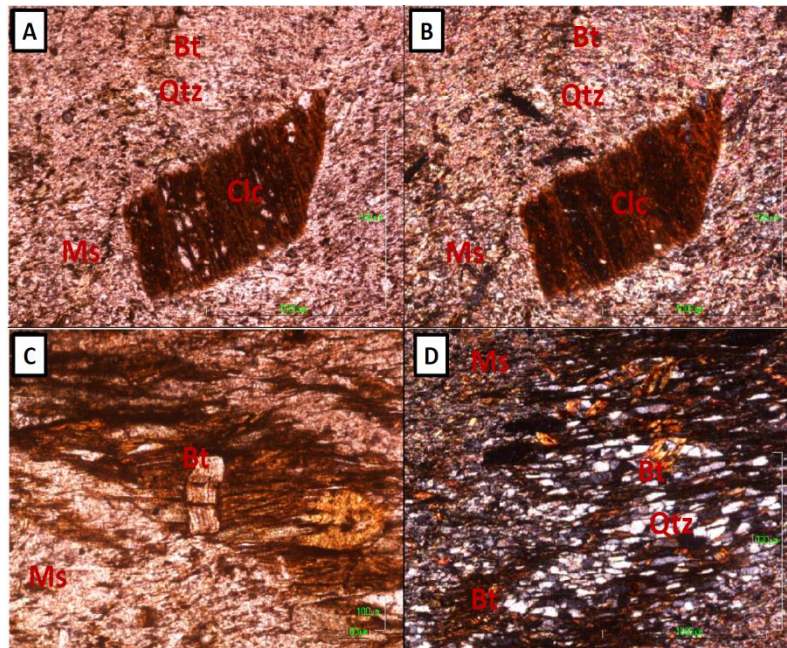
Nota. **(A)** Fotografía de campo de esquistos moscovíticos con biotita. **(B)** Fotografía de campo de esquistos moscovíticos con biotita replegados.

Esta sección está conformada por esquistos de composición pelítica, con una esquistosidad de grano fino bien desarrollada y una apariencia filítica debido al tamaño de grano (Figura 8). No obstante, la presencia de biotita permite clasificarlos como esquistos. Corresponde a la sección de menor temperatura dentro de la transecta y se encuentra limitada por la Falla de Guaimaral y el extremo noreste (NE) del perfil. Hacia la falla, se observa un aumento tanto en la deformación como en la complejidad composicional. Además, esta sección es intruida por rocas ígneas.

7.1.1.2.1 Esquisto Moscovítico con Biotita. Rocas que exhiben una tonalidad parda y con sectores naranjas a causa de la oxidación, aflora como capas regulares que sufrieron basculamiento y se encuentran en la estación LD – 2 y LD – 3. Se observó meteorización de grado bajo, con un brillo sedoso, un tamaño de grano fino, presenta una estructura esquistosa bien desarrollada. Mineralógicamente la muestra se encuentra constituida por moscovita (58%), cuarzo (14%), biotita 1 (18%), opacos (2%), clinocloro (1%) y biotita 2 (7%). En algunos sectores la muestra posee porfiroblastos de biotita con una relación axial 1:2. La roca presenta fracturas y venas de cuarzo de 0.3 a 30 cm de cuarzo tanto paralelos como cortando el plano de foliación en las cuales el tamaño de grano disminuye notoriamente debido a la deformación. Se determinan porfidoblastos como clinocloro con base en la propuesta realizada por Bonilla (2025) que usó DRX para para rocas en esta misma localidad. El clinocloro es de post tectónico y ocurre de forma local en esta litología (Figura 9), concentrado en zonas próximas a venas gruesas de cuarzo (30 cm aproximadamente) con orientación NE, además la roca desarrolla un cambio textural dando una apariencia más ‘arenosa’.

Figura 9

Porfiroblastos de clinocloro postectónico en esquistos moscovíticos con biotita



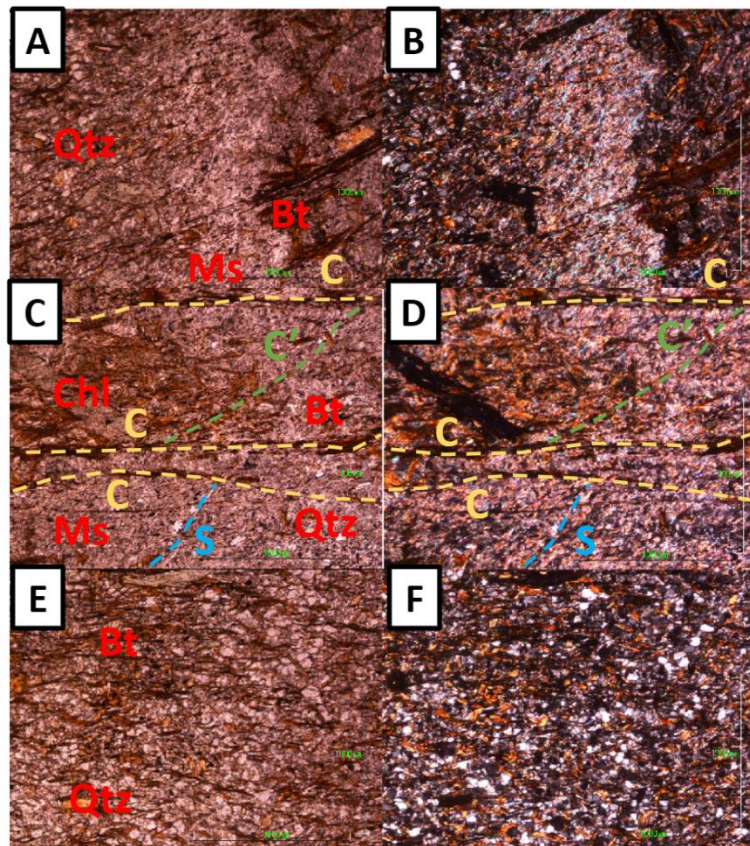
Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa clinocloro postectónico, moscovita y biotita con presencia de cuarzo. (B) Misma fotografía A en xpl. (C) Fotografía en ppl con objetivo en 10, presencia de biotita microplegada. (D) Fotografía en xpl con objetivo en 5x, presencia de biotita microplegada.

A partir del análisis microscópico, se identificó una paragénesis mineral compuesta por Qtz + Ms + Bt. La roca presenta una estructura esquistosa principal, con una foliación continua de grano fino que le confiere una apariencia filítica y una textura granolepidoblástica equigranular. Se reconocieron mecanismos de deformación dúctil, como extinción ondulante y bulging en cuarzo, así como la formación de subjuntas y el desarrollo de subgranos. Se identifica una segunda foliación (S_{n+1}) asociada con cizallamiento, donde se reconocen estructuras sintaxiales dominadas por cuarzo y una segunda generación de biotita observada en foliación oblicua (Figura 10). También se observaron kinking en moscovita, microplegamientos a lo largo de la foliación,

fábrica C-C', sigmoides de cuarzo y clorita con cinemática dextral (Figura 11). Las venas de cuarzo se encuentran deformadas y han sufrido recristalización, evidenciada por mecanismos como la formación de subjuntas y la rotación de subgranos. La deformación frágil se manifiesta a través de fracturas intragranulares, oxidación de minerales opacos y alteración de biotita a clorita.

Figura 10

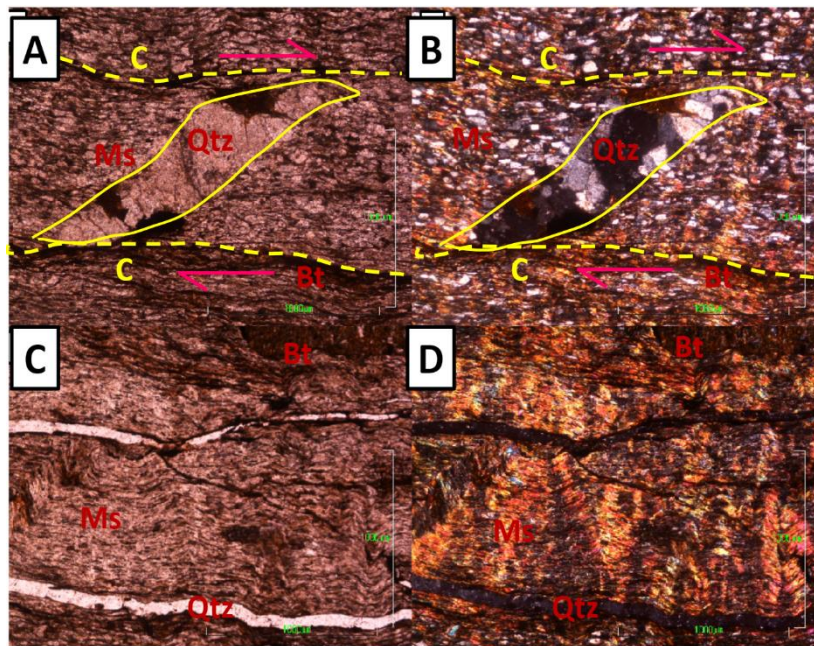
Fábrica C en esquistos moscovíticos con biotita



Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa rotación de subgranos. (B) Misma fotografía A en xpl. (C) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, fábrica C marcada por la orientación de las biotitas. (D) Misma fotografía C en xpl. (E) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, inicios de rotación de subgranos en cuarzo, con esquistosidad marcada. (F) Misma fotografía E en xpl.

Figura 11

Vena de cuarzo con forma de sigma en esquistos moscovíticos con biotita.



Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa la fábrica C y una vena de cuarzo con forma de sigma con cinemática dextral. (B) Misma fotografía A en xpl. (C) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, presencia de moscovita microplegadas y venas de cuarzo que no están totalmente recristalizadas. (D) Misma fotografía A en xpl.

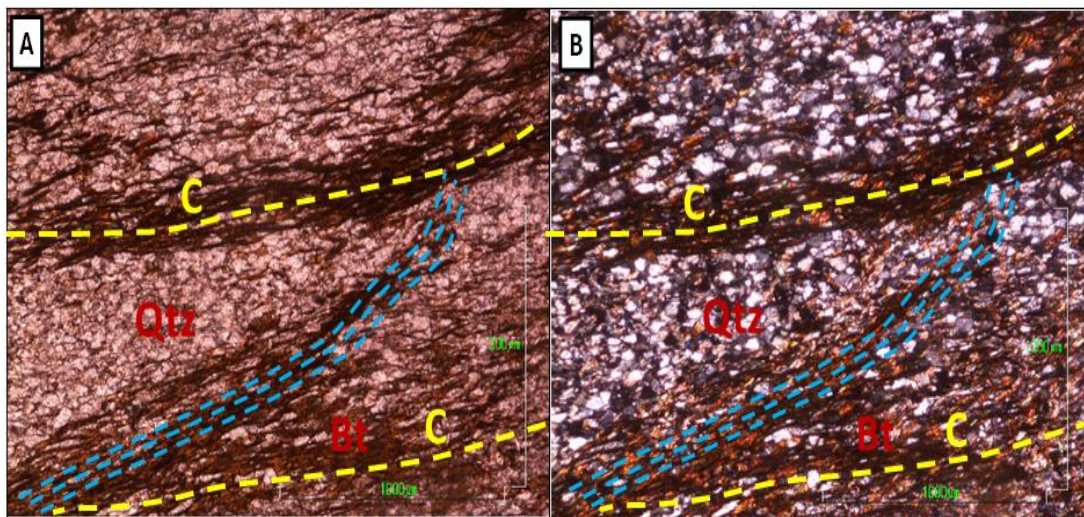
7.1.1.2 Esquisto Cuarzo Moscovítico con Biotita. Las rocas exhiben una tonalidad grisácea verdosa con matices beige claro y tonos naranjas debido a la oxidación. Presentan un tamaño de grano fino, un grado de meteorización medio y un brillo sedoso. Afloran en capas regulares que han sufrido basculamiento y se encuentran en las estaciones LD-1 y LD-2 intercalados con los esquistos moscovíticos con biotita. Además, poseen una estructura esquistosa bien desarrollada. Mineralógicamente, están compuestas por moscovita (34%), biotita (5%), cuarzo (58%), clorita (1%) y minerales opacos (2%). En las zonas de cizalla próximas a las venas

de cuarzo NE, la muestra contiene porfiroblastos de clinocloro (Bonilla, 2025) con una relación axial de 1:1 y 1:2.

La roca presenta fracturas tanto concordantes como discordantes con los planos de foliación. Asimismo, se observa la presencia de venas de entre 3 y 4 mm de espesor, junto con un aumento en la apariencia arenosa de la roca.

Figura 12

Fábrica C y foliación oblicua en esquistos cuarzo moscovítico con biotita



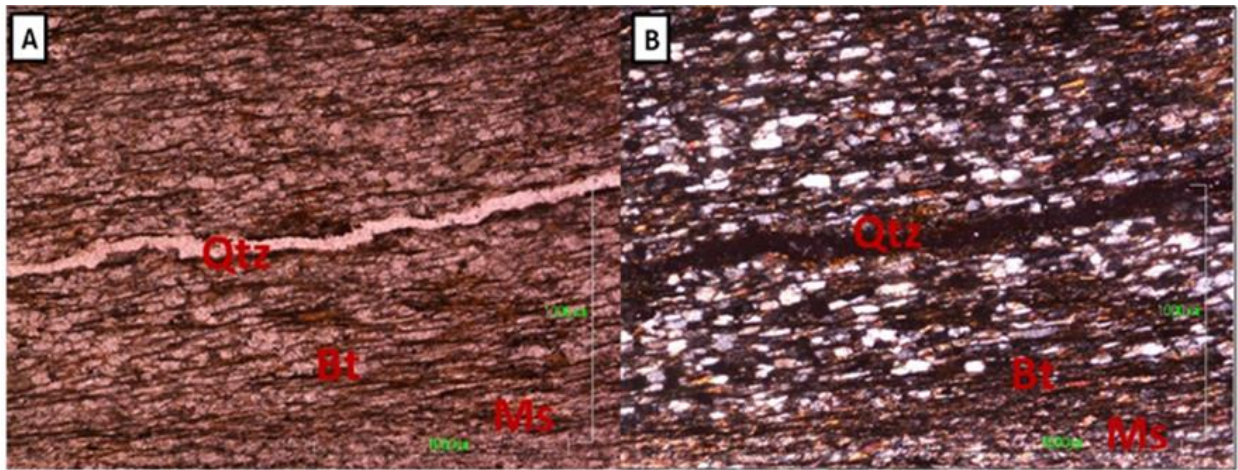
Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa la fábrica C y foliación oblicua (líneas azules). (B) Misma fotografía A en xpl.

A nivel microscópico, se identificó una paragénesis compuesta por Qtz + Ms + Bt. La roca presenta una estructura esquistosa con una foliación continua (Sn) de grano fino, textura granolepidoblástica y evidencia de estructura milonítica (Sn+1). Se observaron mecanismos de deformación dúctil como: extinción ondulante en cuarzo, bulging en cuarzo, recristalización por rotación de subgranos, generación de subjuntas, formación de fábrica C-C', y una foliación oblicua respecto a Sn (Figura 12). Asimismo, se identificaron mecanismos de deformación frágil, entre ellos, procesos de oxidación en minerales opacos y alteración de biotita a clorita. De manera local,

esta litología muestra una mayor afectación por cizallamiento, evidenciando un cambio textural y composicional en la estación LD-3, donde se reconoce una transición hacia protomilonita (Figura 13).

Figura 13.

Venas no recristalizadas de cuarzo en esquistos cuarzo moscovíticos con biotita

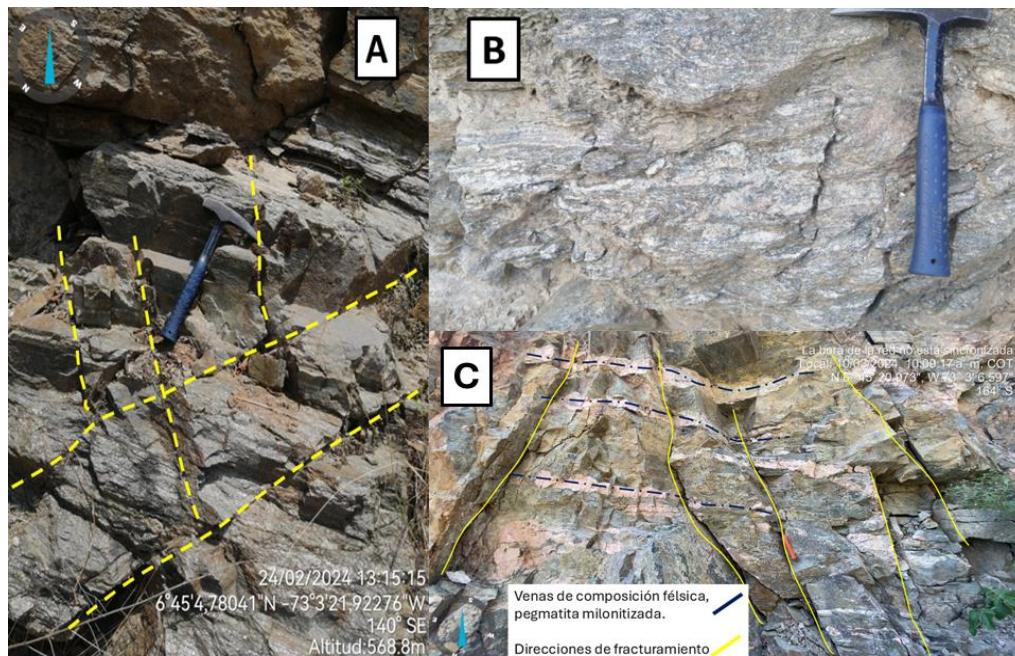


Nota. (A) Fotografía en ppl con objetivo en 5x, se observa una vena de cuarzo no recristalizada paralela a la foliación. (B) Misma fotografía A en xpl.

7.1.2 Rocas Íneas

Corresponde a los cuerpos ígneos (Figura 16) que se presentan en forma de diques y venas cortando las rocas metamórficas de forma paralela y subparalela a sus planos de foliación.

7.1.2.1 Pegmatitas. Esta litología exhibe tonalidades grisáceas con un brillo vítreo y se presenta en forma de venas de entre 1 cm y 15 cm de grosor, las cuales se disponen paralelas a la foliación de los esquistos y cuarcitas de la sección A en la estación LD - 9 (Figura 14). Mineralógicamente la roca está compuesta de feldespato potásico (53%), cuarzo (20%), plagioclasa (6%) y moscovita (21%). Presenta un grado alto de deformación frágil, aflorando en capas regulares evidenciando fracturas en varias direcciones.

Figura 14*Afloramiento de pegmatita con y sin moscovita*

Nota. (A) Pegmatitas con moscovita afloramiento afectadas por fracturamiento con tonalidades brillantes por la mica, (B) Estructura pegmatítica en la roca, (C) Pegmatitas sin moscovita en afloramiento afectadas por fracturamiento.

Localmente se encuentra otra variedad de pegmatita sin moscovita que aflora en la estación LD - 7 intruyendo a los esquistos y granodiorita en forma de venas entre 1 cm y 15 cm de grosor, presenta tonalidad rosada con brillo vítreo, tamaño de grano muy grueso y se compone mineralógicamente de feldespato potásico (65%), cuarzo (23%) y plagioclasa (12%). Se encuentran altamente deformadas, exhibiendo milonitización y sigmas que muestran una cinemática dextral.

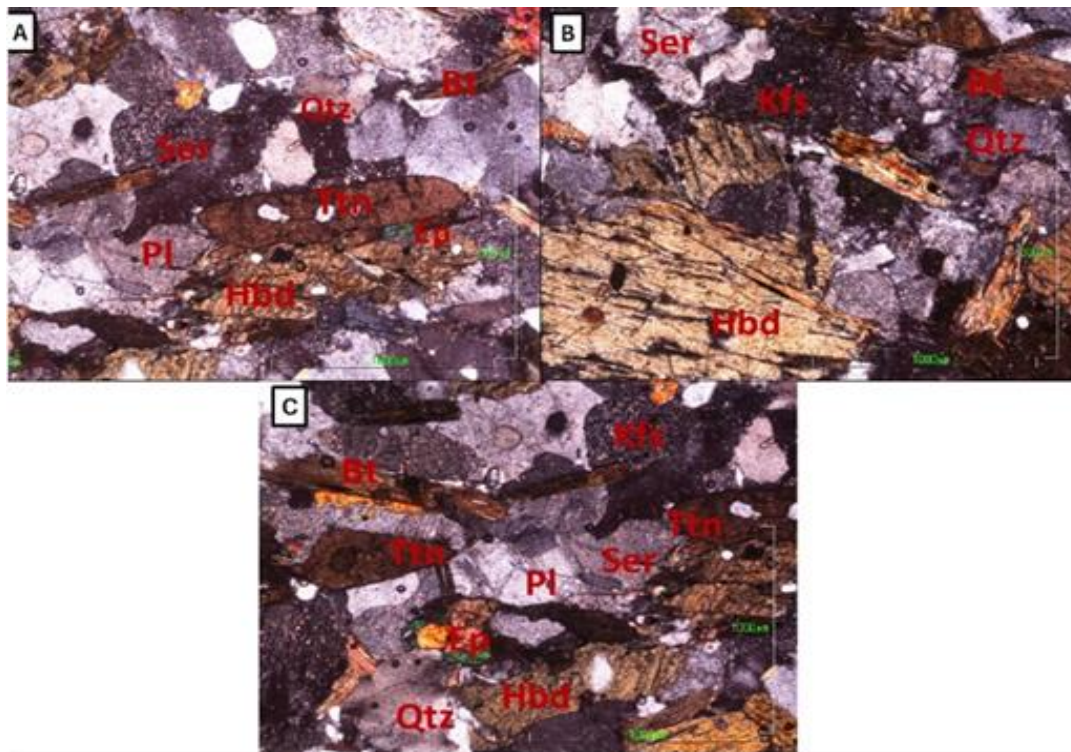
7.1.2.2 Granodiorita. Se presentan en forma de diques con tonalidad gris oscuro, presentando una estructura foliada en forma de bandas, tiene una textura fanerítica y se compone mineralógicamente de cuarzo (33%), feldespato potásico (16%), plagioclasa (26%), biotita (10%),

hornblenda (9%), epidota (2%), titanita (2%). Aflora en la estación LD-7, encontrándose a forma de dique intruyendo a los esquistos bimicáceos de la Sección A y dispuesto de forma paralela a la foliación, con rasgos denotativos de orientación preferencial de granos. Se identificó una disminución en la textura de la roca cerca de la zona más afectada por la deformación dúctil, denotando un proceso de milonitización. Se encuentra cortado por venas de composición pegmatítica y cuarzosas con espesores de 0.5 mm y 4 cm.

Microscópicamente se encuentran evidencias de que la estructura está asociada a cizalla basados en mecanismos de deformación dúctil como la extinción ondulante, formación de subjuntas, bulging e inicios de rotación de subgranos en cuarzo (Figura 15). Así mismo se identificaron mecanismos de deformación frágiles como las fracturas transgranulares e intergranulares, alteraciones a clorita, sericita y epidota en toda la muestra.

Figura 15

Rasgos denotativos de orientación preferencial de granos en granodiorita



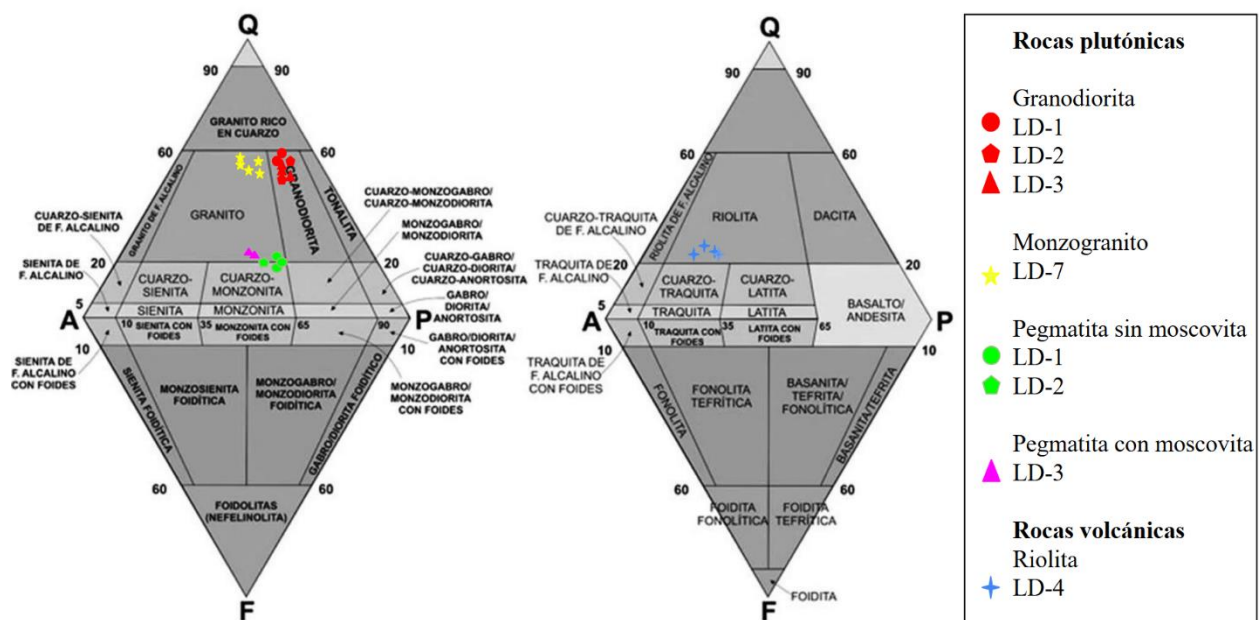
Nota. (A) Fotografía en xpl con objetivo en 5x, se observan minerales como hornblenda, titanita, plagioclasa, Biotita y alteración de hornblenda a epidota. (B) Fotografía en xpl con objetivo en 5x, se encuentran los mismos minerales con un porfiroblasto de hornblenda. (C) Fotografía en xpl con objetivo en 5x, presenta una leve foliación marcada por la orientación de minerales como hornblenda, titanita y biotita.

7.1.2.3 Monzogranito. Diques con una textura fanerítica, holocristalina y presenta tonalidades leucocráticas. Mineralógicamente está compuesto por feldespato potásico (28%), plagioclasa (33%), cuarzo (16%), biotita (10%), anfíboles (9%), epidota (2%), titanita (2%). Aflora en la estación LD - 1 intruyendo los esquistos moscovíticos con biotita de la Sección B en capas uniformes paralelas a la foliación y en la estación LD - 9 cortando a la Sección A de forma subparalela al plano de la foliación de los esquistos moscovíticos con granate.

7.1.2.4 Riolita. Roca ígnea volcánica que aflora únicamente en la estación LD – 4, cuenta con una estructura masiva con una matriz formada principalmente de feldespato potásico, con cristales angulares embebidos en esta matriz, según la forma de los cristales la roca presenta una textura hipidiomorfa, los tamaños de los cristales son de fino a medio. Mineralógicamente la roca está compuesta por cuarzo (21%), plagioclasa (22%), feldespato potásico(45%), hornblenda (5%) y biotita (7%). El afloramiento presenta 3 familias de diaclasas con direcciones N-S, NW-SE y E-W, que cortan la roca y la hacen percibir bastante destruida a simple vista.

Figura 16

Diagrama de Streckeisen con porcentajes recalculados.



7.1.3 Hidrotermalismo

Eventos hidrotermales evidenciados tanto en las rocas metamórficas como en las litologías ígneas, mediante la presencia de venas de cuarzo que se encuentran paralelas a la foliación y que cortan a la misma con espesores variables de <1 cm – 30 cm.

7.1.3.1 Eventos Hidrotermales. Los eventos hidrotermales en la zona se manifiestan a través de venas de cuarzo con espesores que varían entre 0.2 cm y 30 cm. En la Sección A, estas venas aprovechan el plano de foliación para extenderse de forma paralela, con dimensiones menores a 2 cm en los esquistos bimicáceos con granate y los esquistos moscovíticos con granate.

En la Sección B, las venas de cuarzo suelen cortar el plano de foliación, alcanzando espesores de hasta 30 cm en los esquistos moscovíticos con biotita. Las estas venas están controladas por una zona de cizalla y en la zona de contacto con los esquistos se desarrolla un halo de aproximadamente 40 cm donde cambia su textura por una más ‘arenosa’, resaltando estructuras sintaxiales y la aparición de porfidoclastos de clorita (clinocloro). En menor proporción, se encuentran venas de cuarzo de entre 1 y 2 cm, así como venas de cuarzo y de biotita \pm magnetita de 3 a 4 mm en los esquistos cuarzo-moscovíticos con biotita. En ambas unidades, estas venas presentan deformaciones, como plegamientos y cizallamiento, observables a escala mesoscópica y microscópica.

Por otro lado, los diques granodioríticos, que intruyen los esquistos moscovíticos con biotita (Sección B), también están cortados por venas de cuarzo que atraviesan la roca en sentido E-W.

7.1.4 Cuaternarios

Los depósitos presentes en el área de estudio corresponden a abanicos aluviales, los cuales aportan información sobre la evolución de la zona. Además, permiten identificar litologías que no afloran en la carretera, pero que pueden observarse unos metros ladera arriba (Apéndice C).

7.1.4.1 Depósitos de Abanico (Qa). Se observa la presencia de estos depósitos principalmente a lo largo del trazo de la falla de Pescadero. Están compuestos por materiales con tamaños de grano que varían desde arcilla hasta grava, presentando una morfología bastante

angular y tonalidades grisáceas amarillentas. Grandes acumulaciones de estos depósitos cubren las áreas cercanas al cauce del río Chicamocha y la pendiente definida por las rocas metamórficas, las cuales constituyen la principal fuente litológica del material depositado. Asimismo, se identifican bloques rodados de esquistos muscovíticos y bimicáceos, algunos con presencia de estaurolita y granate, los cuales provienen de una zona ubicada entre 70 y 100 metros ladera arriba. Esto sugiere una estimación del límite de la zona de granate-estaurolita, dado que la presencia de estaurolita no ha sido identificada en afloramiento dentro del área de estudio.

7.2 Geología Estructural

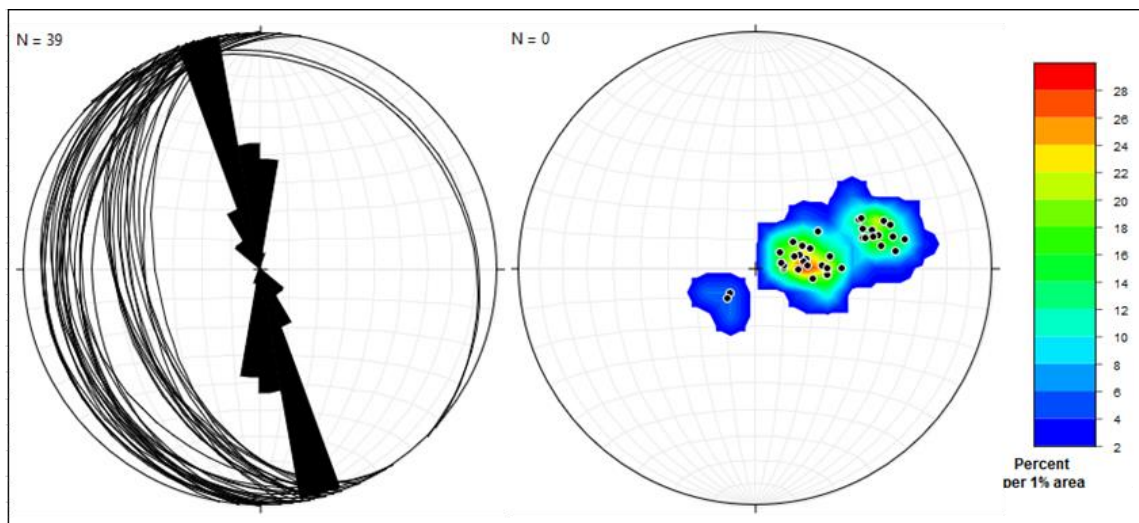
Este apartado detalla los datos estructurales obtenidos en el área de estudio, incluyendo morfoestructuras, foliaciones, venas, diques y planos de fractura. Estos datos fueron procesados y analizados utilizando los softwares libres Stereonet 9.0.6 y Win-Tensor 5.0.1, permitiendo caracterizar los rasgos deformacionales presentes en la zona.

7.2.1 Foliación

Las foliaciones (Sn) se consideran evidencia del primer evento metamórfico que dio origen a las rocas metamórficas. En total, se recolectaron 39 mediciones de foliación, las cuales fueron procesadas mediante el software libre Stereonet 10.4.6. Este análisis permitió generar diagramas de rosas, que muestran las direcciones predominantes de Sn a lo largo de la zona de estudio, así como el correspondiente diagrama de contornos de polos. Estos contornos fueron calculados con incrementos de área del 1% y con intervalos variables para mejorar la visibilidad de los gráficos (Figura 17).

Figura 17

Diagramas de rosas y contornos de datos de foliación S_n



Las foliaciones registradas en las rocas de la Sección A evidencian un cambio de rumbo que oscila entre 150° y 315° . En las paradas LD-11 y LD-12, se observan rumbos con buzamiento hacia el NE, mientras que en las paradas LD-09 y LD-10, las rocas presentan una inclinación hacia el SW, tendencia que se mantiene hasta el final de los afloramientos de esta unidad metamórfica. Por otro lado, en las rocas de la sección B, las foliaciones se distinguen por estar basculadas con buzamientos hacia el SW, con un azimut de rumbo que varía entre 155° y 173° . Estos datos sugieren que las rocas metamórficas de la sección A se encuentra estratigráficamente por encima de la sección B (Figura 17).

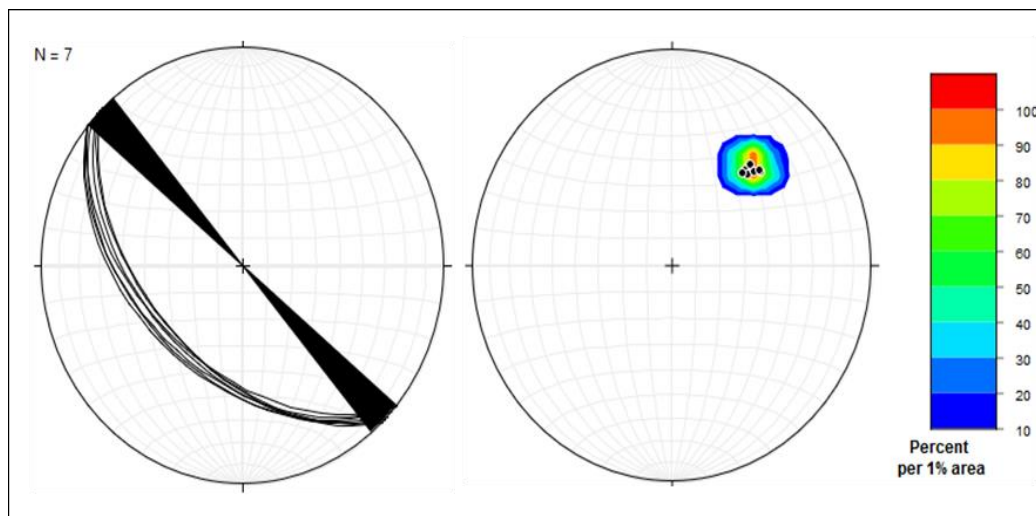
7.2.2 Diques y Venas de Composición Ígnea

En total se tomaron 21 datos de venas y diques de composición ígnea que cortan las rocas metamórficas que afloran en la zona de estudio, aplicando el mismo tratamiento utilizado para las foliaciones.

7.2.2.1 Diques Monzograníticos y Granodioríticos. El control de las rocas ígneas plutónicas se llevó a cabo mediante la toma de datos en las superficies de contacto definidas por la intrusión en la roca caja. Todos los diques monzograníticos y granodioríticos que cortan las unidades metamórficas presentes en el área de estudio lo hacen en dirección NW-SE, como se muestra en la Figura 18.

Figura 18

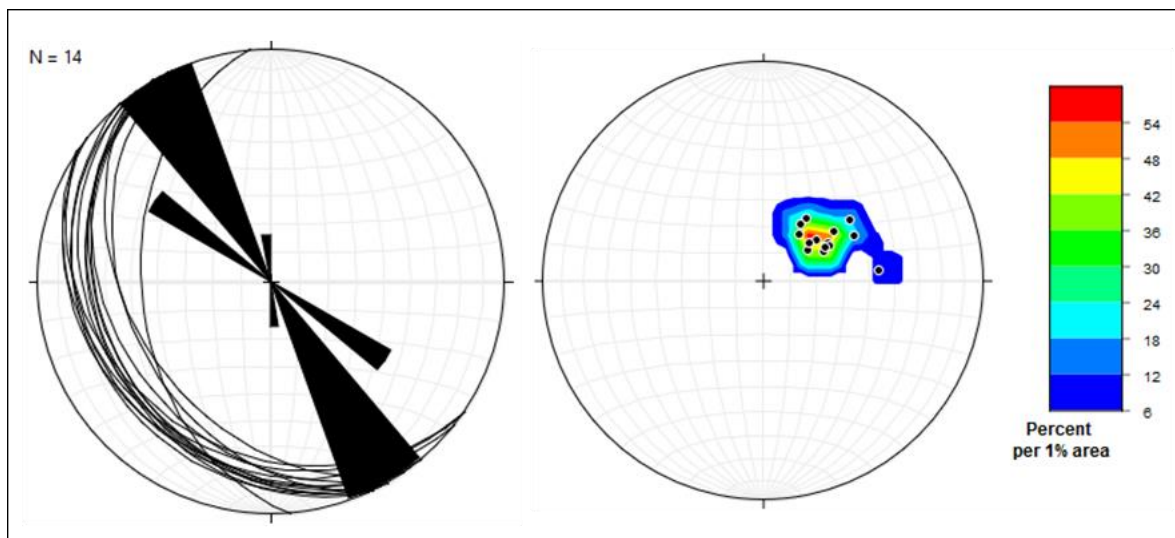
Diagramas de rosas y contornos de datos de diques



7.2.2.2 Pegmatitas. Se disponen en forma de venas con rumbos que oscilan entre 128 y 175 de azimuth de rumbo (Figura 19). Los esquistos y cuarcitas de la sección A son afectados por venas de composición pegmatítica (su variación con moscovita) que exhiben dirección preferencial NW-SE (paralelas a la foliación de los esquistos que las contienen). De igual forma, se encuentran venas de pegmatita (su variación sin moscovita) cortando el dique granodiorítico definiendo un comportamiento NW-SE hacia el inicio de la estación LD-07, orientación que va alterando al N-S a medida que se avanza (en sentido SW, hacia el municipio de Jordán) por este afloramiento.

Figura 19

Diagramas de rosas y contornos de datos de venas pegmatíticas

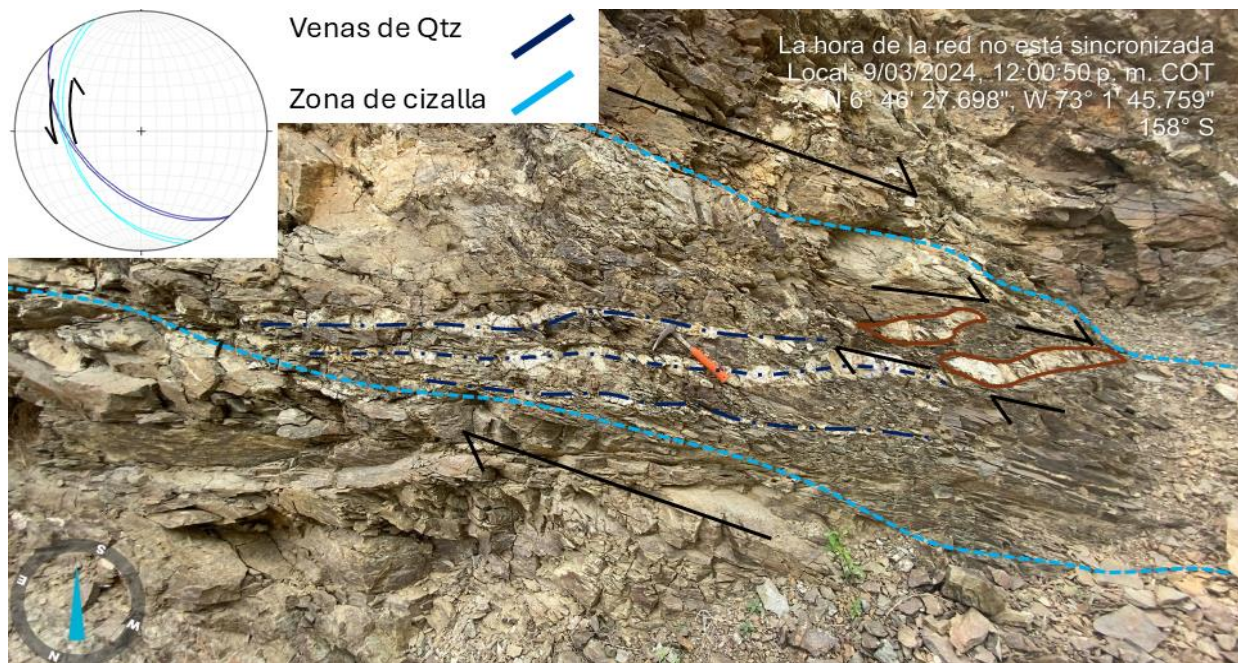


7.2.3 Cizallamiento

A lo largo del área de estudio se identifican zonas de cizalla con direcciones preferenciales S_{n+1} , evidenciando un movimiento sinistral. En los esquistos, diques, pegmatitas y venas asociados a la sección A, las zonas de cizalla se desplazan paralelas a la foliación de la roca, con una orientación NW-SE. Esta deformación es observable tanto a escala mesoscópica (afloramientos) como microscópica (láminas delgadas). Por otro lado, en los esquistos de la sección B, las zonas cizalladas presentan una orientación NNW-SSE, con una diferencia de aproximadamente 30° respecto a los de la sección A. En este caso, el movimiento aparente es sinistral, acompañado de venas de cuarzo deformadas en la misma dirección (Figura 20). Cabe destacar que las zonas de cizalla se hacen más evidentes en ambas unidades a medida que se acercan a las fallas oblicuas de dirección NW-SE; cuanto más próximas a estas estructuras, mayor es la evidencia de deformación.

Figura 20

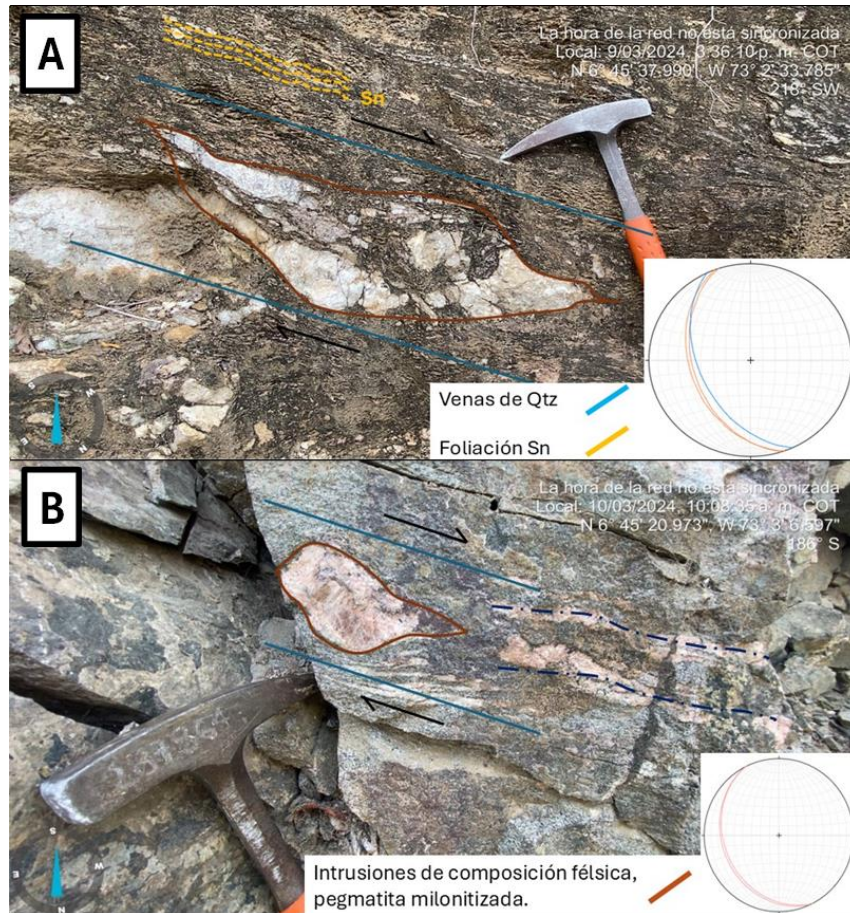
Zona de cizalla en esquistos moscovíticos con biotita



Nota. Esquistos moscovíticos con biotita cizallados en sentido horario con venas de cuarzo deformadas.

Las rocas ígneas también presentan evidencias de cizallamiento, manifestadas en una apariencia bandeada y una ligera reorientación de sus minerales, siguiendo una dirección subparalela al sentido en el que intruyen en la roca caja (NW-SE) (Figura 21B).

A escala mesoscópica, los indicadores cinemáticos del cizallamiento se observan en sigmoides de cuarzo dentro de los esquistos bimicáceos con granate y en pegmatitas sin moscovita deformadas, producto de la milonitización. En ambos casos, estos rasgos evidencian esfuerzos de cizalla sinestral (Figura 21B).

Figura 21*Indicadores cinemáticos a causa del cizallamiento*

Nota. (A) Venas de Qtz deformadas en esquistos de la sección A, mostrando cizalla con sentido horario paralela a la foliación. (B) Granodiorita con intrusiones de pegmatita sin Ms milonitizada, mostrando deformación en sentido horario.

7.2.4 Venas de Cuarzo

En total se tomaron 33 datos de venas de cuarzo que intruyen las rocas metamórficas e ígneas que afloran en la zona de estudio, aplicando el mismo tratamiento utilizado para las foliaciones.

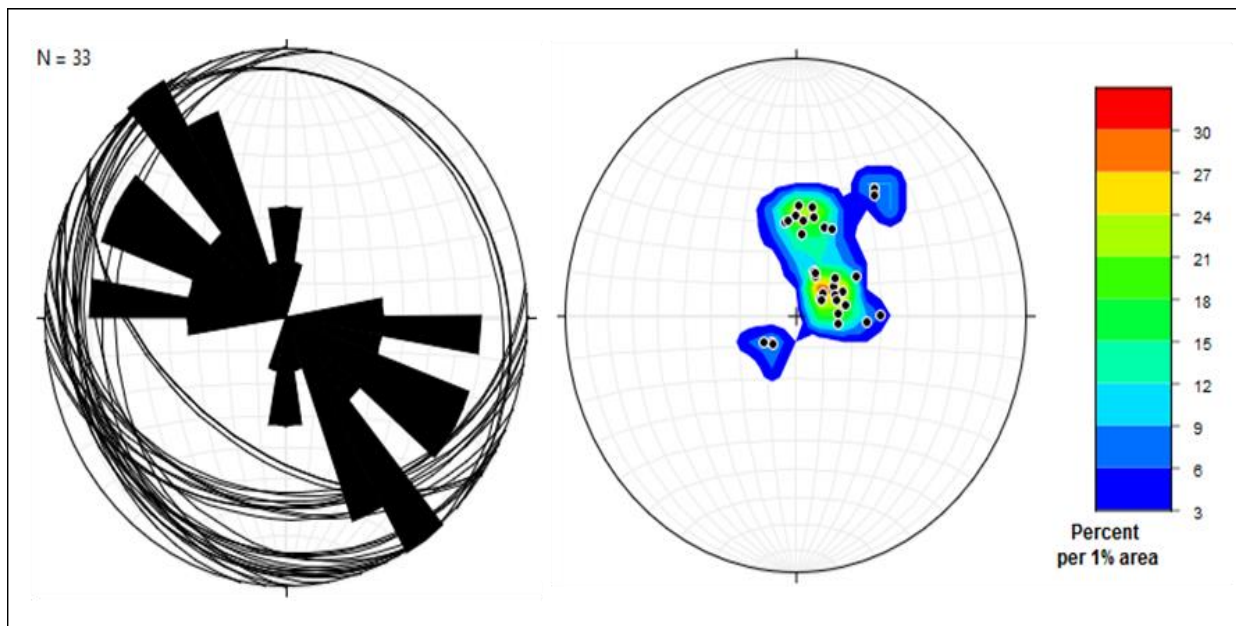
Las venas de cuarzo afectan las rocas metamórficas a lo largo de toda la transecta. En la sección A, estas venas muestran una disposición predominantemente paralela a la foliación Sn,

con una orientación principal NW-SE. En algunos casos, se observan plegadas, siguiendo el patrón de deformación descrito para la foliación en estas rocas. Por su parte, la sección B presenta venas de cuarzo dispuestas en múltiples direcciones. Algunas siguen la orientación de la foliación S_n , con un rumbo predominante NW a NNW, mientras que otras rellenan espacios con dirección N-S y E-W (Figura 22).

En el caso de las rocas ígneas afectadas por venas de cuarzo, se observan cortando los diques de monzogranito con direcciones marcadas E-W, variando su azimuth levemente hacia el norte en algunos casos (variación de 10 a 15 grados). Los diques granodioríticos también son afectados por venas de cuarzo que poseen comportamientos subparalelos a las venas pegmatíticas anteriormente mencionadas (sección 7.2.2.2), mostrándose deformadas por efecto de la cizalla sobre impuesta en la roca caja.

Figura 22.

Diagramas de rosas y contornos de datos de venas de cuarzo

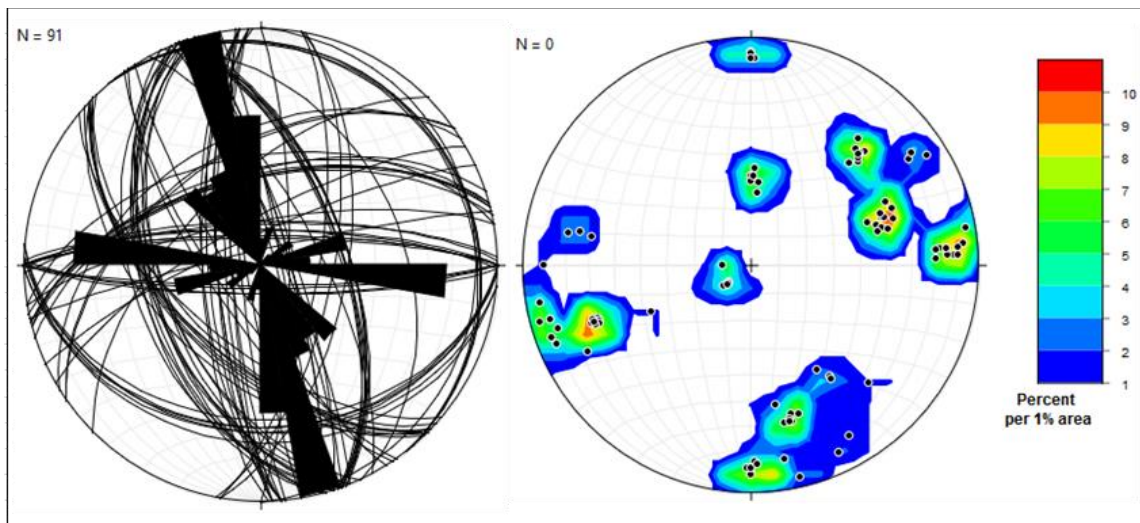


7.2.5 Diaclasas

La adquisición de datos de planos de fracturas se llevó a cabo en 10 estaciones de campo donde se midieron un total de 91 planos de diaclasas, cabe resaltar que los datos obtenidos en algunas estaciones cercanas se agruparon para obtener resultados más robustos (Ver Apéndice D). Estos datos se trataron de la misma forma que la información anteriormente presentada, usando el software libre Stereonet 10.4.6, permitiendo observar las direcciones de fracturamiento que exhiben en su totalidad (Figura 23).

Figura 23

Diagramas de rosas y contornos de datos de diaclasas



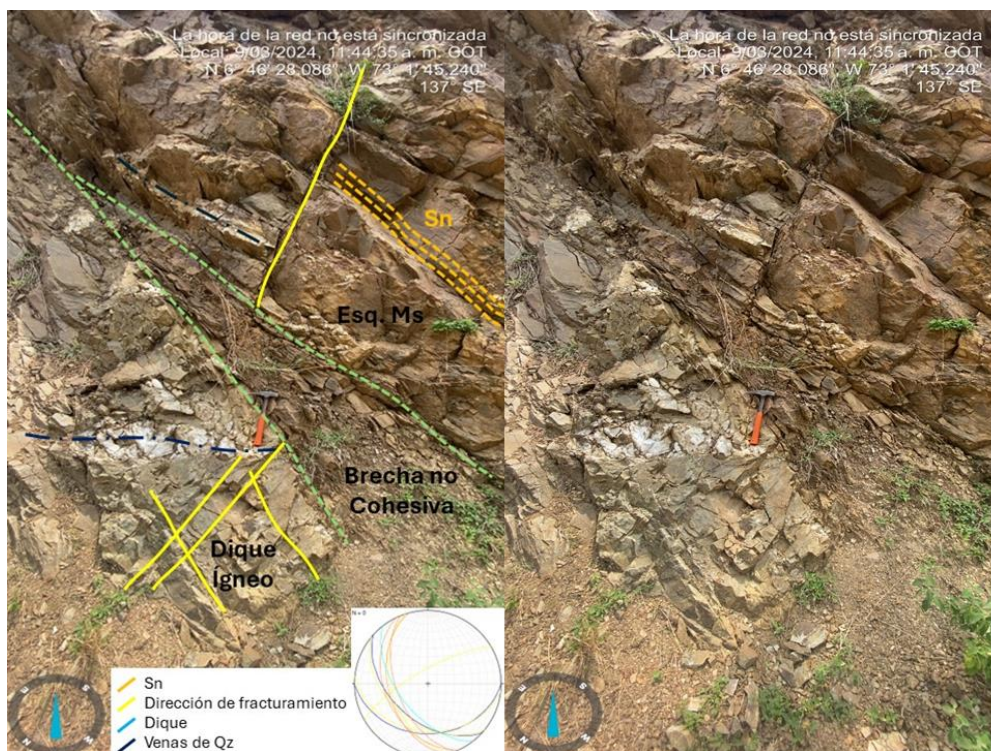
Con el total de datos de fracturas recopilado por estación, se busca identificar las familias de diaclasas principales en la zona para posteriormente ser analizadas en conjunto con los tensores de esfuerzos. Se agruparon los datos de acuerdo con la semejanza de su azimut, identificando 5 familias de diaclasas predominantes en el área de estudio, cuyos diagramas de rosa y contornos de polos se presentan en el Apéndice E, aunque cabe resaltar que los datos de diaclasas están espacialmente distribuidos en diversas direcciones, la familia 1 con dirección NNW-SEE posee la

mayoría de los datos (29,67%) y representa el máximo observado en el diagrama de rosas del total de datos.

Los datos de venas y diques muestran una tendencia NW-SE que se asemeja a la familia 4 de diaclasas, con algunas variaciones en dirección E-W (familia 2 de diaclasas) y N-S (familia 3 de diaclasas) (Figura 24), en concordancia con las evidencias recolectadas en campo que exhiben las rocas metamórficas que presentan venas de cuarzo y diques plutónicos/pegmatíticos aprovechando planos fracturados.

Figura 24

Afloramiento de esquistos cuarzo moscovíticos con biotita



Nota. Se marcan las principales direcciones de fracturamiento, intrusión ígnea y venas de cuarzo afectando esquistos cuarzo moscovíticos con biotita.

7.2.6 Tensores de Esfuerzos

Se realiza el procesamiento de datos agrupando primeramente por familia de diaclasas (Ver Apéndice E), de manera que los tensores resultantes muestren el comportamiento de los esfuerzos que pudieron originar los diferentes sentidos de fracturamiento que estas representan. En la Tabla 1 se exhiben los resultados del método de inversión de esfuerzos para el conjunto de datos que se está trabajando, obteniéndose un total de 7 tensores.

Tabla 1








Inversión de Esfuerzos mediante planos de fracturas en familias de diaclasas

Familia	Tensor	Método	Gráfico	N	n	N total familia	Ejes de Esfuerzos			CV	R	R'	Shmax	QRt	Régimen de Esfuerzos
							σ_1	σ_2	σ_3						
E-W	JI-01	R.Optim		19	16	16	265.26	132.55	006.22		0,89	1,11	94	D	Transtensivo
ENE-WSW	JI-02	R.Optim		13	11	11	084.09	335.63	175.25		0,65	1,35	86	E	Ruñido puro
NNW-SSE	JI-03	R.Optim		27	17	27	339.17	186.71	071.08		0,98	1,02	160	D	Transtensivo
	JI-04	I. R. Dihedr		10	8		051.55	150.19	251.28	2,8	0,5	1,55	173	E	Ruñido puro
N-S	JI-05	R.Optim		17	11	17	019.10	162.78	287.07		0,58	1,42	17	E	Ruñido puro
	JI-06	I. R. Dihedr		6	4		177.63	004.27	273.03	31,9	0,88	0,85	3	E	Transtensivo
NW-SE	JI-07	I. R. Dihedr		15	10	15	211.63	315.07	049.26	24,6	0,5	1,43	144	E	Ruñido puro

Nota. Los parámetros mostrados son los arrojados por el software durante el procesamiento de los datos. N total: número de planos de fracturas por subconjunto de tensor de esfuerzos; n total: número de datos utilizados para la inversión del tensor de esfuerzos; σ_1 , σ_2 , σ_3 : orientación ejes de esfuerzo; Counting Deviation: Desviación de Conteo en el método de Diedros Rectos Mejorado; R: radio de esfuerzos = $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; R': índice de régimen de esfuerzos; Shmax: esfuerzo horizontal máximo; QRt: factor de calidad.

7.2.6.1 Síntesis de Tensores de Esfuerzos. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos por el método de inversión de esfuerzos aplicado en familias de diaclasas y en el total de datos de fracturas recolectadas, se pudo discernir un conjunto de tensores que representan los esfuerzos que actúan sobre las rocas en el área de estudio, sintetizando según sus orientaciones (Shmax) y régimen de esfuerzos (Tabla 2).

Tabla 2*Inversión de esfuerzos mediante planos de familias de diaclasas*

Dirección tensores de esfuerzos	Régimen de esfuerzos		No. Tensores	Id. Tensores
E-W (Shmax: 90)		Transtensivo	2	JJ-01
		Rumbo puro		JJ-02
NW-SE (Shmax: 152)		Transtensivo	2	JJ-03
		Rumbo puro		JJ-07
N-S (Shmax: 000/180 ± 20)		Rumbo puro	3	JJ-04
		Rumbo puro		JJ-05
		Transtensivo		JJ-06
Total			7	

Nota. Se muestran las tres orientaciones de tensores sintetizadas con los regímenes de esfuerzo en que ocurren.

7.2.6.1.1 Tensor E - W. Los resultados que recaen bajo esta dirección de esfuerzos son los distinguidos en los tensores JJ-01 y JJ-02, que exhiben direcciones de Shmax similares de 086 y 094, respectivamente. Está controlado por regímenes de esfuerzo transtensivo y de rumbo puro, que provienen del conjunto de datos denominado como familia 2 (E-W) y familia 5 (ENE-WSW) de diaclasas (Ver Apéndice E).

7.2.6.1.2 Tensor NW - SE. Los tensores JJ-03 y JJ-07 conforman los esfuerzos que muestran esta orientación preferencial con Shmax entre 110 y 160. A su vez, estos tensores están constituidos por las familias 1 (NNW-SSE) y 4 (NW-SE) de diaclasas, que representan la mayor cantidad de datos de fracturas recolectados en el área de estudio con un total de 27 planos (Ver Apéndice E). Se identifican los mismos regímenes de esfuerzos en acción que en el tensor E-W.

7.2.6.1.3 Tensor N - S. Este sentido de esfuerzos está controlado por los tensores JJ-04, JJ-05 y JJ-06, que exhiben regímenes de esfuerzo de rumbo puro (en el caso de los dos primeros) y transtensivo (el último). Está constituido por la familia 3 (N-S) de diaclasas (Ver Apéndice E), y a su vez, representa el menor número de fracturas recolectadas con un total de 23 planos, con respecto a las 2 orientaciones ya mencionadas.

7.2.7 Rasgos Geomorfológicos

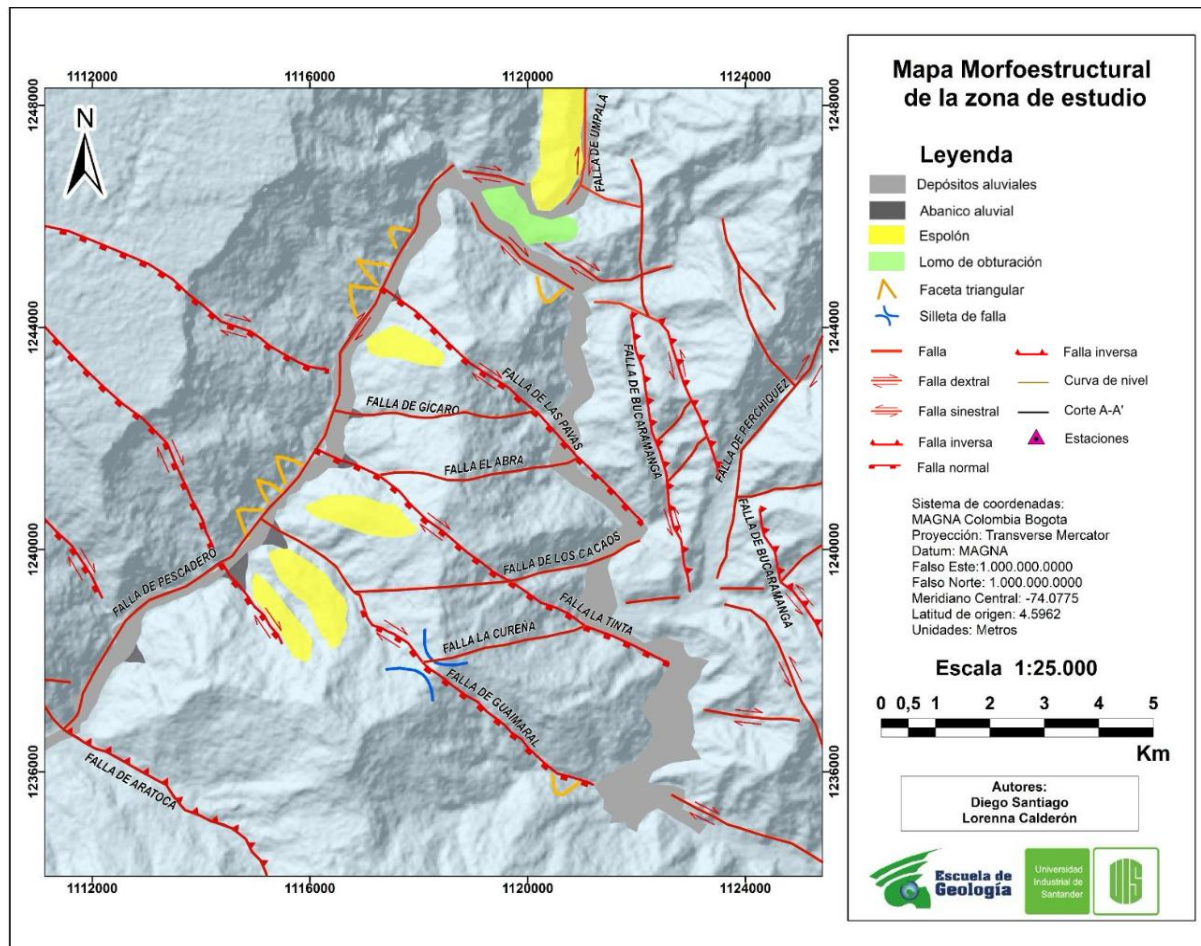
El mapa de morfoestructuras fue realizado a partir de los trabajos de carácter estructural y geomorfológico para la zona de estudio, con apoyo de interpretaciones regionales y de áreas adyacentes (Díaz y Salcedo, 2014; Villamizar, 2014; Galvis, 2016; Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018; Velandia et al. 2020; García y Villamizar, 2021), los cuales permitieron definir la compleja geometría de las morfoestructuras en la zona de estudio.

Haciendo uso de mapas de sombras y los criterios morfoestructurales especificados en Velandia (2017), se definieron las geoformas relacionadas con las estructuras presentes en la zona de estudio (Figura 25) como abanicos aluviales, espolones, lomos de obturación y silletas de falla.

Se reconocen fallas con sentido NW-SE a NNW-SSE, como la Falla de Guaimaral, la Falla La Tinta y la Falla de Las Pavas, que presentan una actitud normal-dextral (Figura 27); se encuentran definidas por grandes zonas de depósito (marcando su trazo en control de drenajes), que al finalizar su encuentro con el cauce del Río Chicamocha, definen abanicos aluviales de gran magnitud, evidenciados por sectores de cultivo y asentamiento, además de otros a menor escala, que indican el estado activo de las estructuras presentes. Se encontró que las fallas con sentido WNW-ESE, como la Falla de Los Cacaos, la Falla de Gícaro, Falla La Cureña y Falla El Abra, se disponen antitéticamente a las fallas primeramente mencionadas.

Figura 25

Mapa morfoestructural (escala 1:25.000) de la zona de estudio



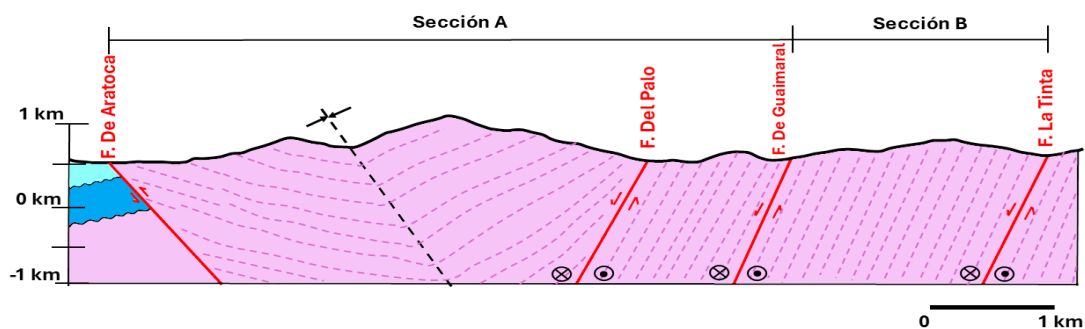
Nota. Modelos de elevación digital en resolución de 12.5 m descargados del satélite ALOS PALSAR del servicio de la NASA-Alaska Satellite Facility (2015).

En intersección entre el cauce del Río Umpalá y el Río Chicamocha se da el cambio en rumbo del trazo de la Falla de Bucaramanga, transformándose en sentido más N-S (cambio de rumbo alrededor de 30°) (Velandia y Bermúdez, 2018), en el que se define un aumento topográfico marcado como lomo de obturación, por el cambio en rumbo mencionado.

Figura 26*Zona de depósito y facetas triangulares*

Nota. Zona de depósito de un gran abanico aluvial a lo largo del trazo del Río Chicamocha y facetas triangulares perpendiculares a la Falla de Pescadero.

A lo largo del trazo del Río Chicamocha, se muestra la aparición de facetas triangulares (Figura 26) en conjunto con altos geográficos, como espolones dispuestos perpendiculares al cauce del río.

Figura 27*Corte geológico del área de estudio de A- A'*

Nota. Línea de corte A-A' ubicada en la figura 4.

La Falla de Aratoca se evidenció al inicio del corredor de la transecta, debido al cambio litológico entre las rocas de los Esquistos de Chicamocha en contacto con la Formación Jordán, mostrando una actitud inversa.

8 Discusión

La transecta que conecta Jordán Sube con la vía nacional del Chicamocha se encuentra al suroeste del Macizo de Santander y está conformada por rocas ígneas y metamórficas. Estas rocas han sido afectadas por procesos de cizallamiento, los cuales han generado los rasgos deformacionales que pueden observarse en la actualidad.

La sección A de la transecta incluye esquistos bimicáceos, cuarzo-muscovíticos y muscovíticos con granate, además de esquistos granatíferos con estaurolita (como bloque rodado), intercalados en algunos sectores con cuarcitas de estructura masiva a localmente foliada. Estas presentan foliaciones con rumbos que oscilan entre 150° y 315° (dirección NW-SE) (Figura 17). La foliación presenta mecanismos de deformación dúctiles como extinción ondulante, formación de subjuntas, desarrollo de subgranos y recristalización, principalmente de tipo bulging y en menor porcentaje rotación de subgranos, lo que sugiere una temperatura de deformación entre $450\text{-}550^\circ\text{C}$, según Passchier y Trouw (1996). La paragénesis mineral ($\text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Grt}$) en los esquistos bimicáceos con granate indica que estas rocas representan un nivel superior dentro de la zona del granate, cercano a la zona de la estaurolita (García et al., 2005). Considerando la presencia de bloques rodados de esquistos con estaurolita en abanicos aluviales, provenientes de niveles cercanos a los afloramientos de esta sección, se correlaciona con la posible presencia de la zona de la estaurolita metros ladera arriba. Esta propuesta surge debido a la ausencia de un afloramiento o una expresión geomorfológica que permita delimitar con precisión el límite entre estas zonas.

La sección B comprende esquistos moscovíticos con biotita y esquistos cuarzo moscovíticos con biotita. Estas rocas se caracterizan por estar basculadas, con buzamientos hacia el SW y un azimut de rumbo que varía entre 155° y 173° (Figura 8, 24). Para esta sección se identificaron mecanismos de deformación dúctiles como extinción ondulante en cuarzos y en menor porcentaje formación de subjuntas y desarrollo de subgranos, lo que nos indica una posible temperatura de deformación entre $300-400^\circ\text{C}$, según Paschier y Trouw (1996). La paragénesis mineral que se identificó en esta sección fue $Qtz+Ms+Bt$, ubicando a estas rocas en la facie esquistos verdes en la zona de la biotita, su foliación planoparalela se asemeja a una textura filítica, pero se determinó esquistos por encontrarse biotita en sección delgada.

Las secciones A y B presentan diferencias significativas en su paragénesis mineral, lo que indica un rango de presión y temperatura (P-T) metamórfico más elevado para los esquistos de la sección A en comparación con los de la sección B. Esta diferenciación también se evidencia en las estructuras de foliación y en el tamaño de grano, siendo este último mayor en la sección A. Aunque ambas secciones conforman una secuencia metamórfica que transiciona por la facie esquistos verdes, pasando por la zona de la biotita (sección B), hasta la zona del granate (sección A), dicha secuencia se encuentra invertida. Es decir, las rocas formadas a mayores temperaturas (sección A) están sobrepuestas a aquellas formadas a temperaturas más bajas (sección B).

Las rocas metamórficas en el área de estudio se correlacionan con los Esquistos del Chicamocha, definidos por Mantilla et al. (2016). Con base en las litologías descritas, la sección A se asocia con la zona de granate-estauroлита, mientras que la sección B corresponde a la zona de biotita. La presencia de estauroлита en campo permite afirmar que la serie metamórfica es de tipo barroviense, lo cual respalda los análisis de García et al. (2005), quienes reconstruyeron la evolución estructural y metamórfica de la anteriormente denominada Formación Silgará, a partir

de estudios petrográficos y geoquímicos. Este evento metamórfico ha sido asociado con la orogenia principal famatiniana (conocida localmente como Quetame-Caparonensis, de edad Ordovícico Temprano), con un rango de edades U-Pb entre ~490 y 450 Ma (Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa et al., 2016; van der Lelij et al., 2016a).

Se distinguen dos tipos de pegmatitas una con moscovita (21%) y otra sin moscovita. En ambos casos, las venas de pegmatitas se observan paralelas a la foliación de los esquistos bimicáceos de la sección A. El alto contenido de moscovita indica una composición peraluminosa, lo que permite correlacionarlas con el porcentaje de moscovita reportado por Ferreira (2017) para el Granito de Durania, el único cuerpo peraluminoso identificado en el Macizo de Santander. Según Botello (2014), este cuerpo ígneo presenta variaciones litológicas determinadas por la cantidad de feldespato y plagioclasa. Además, su formación se data en 442.6 ± 7.4 Ma, de acuerdo con la datación U-Pb en circones de muestras alteradas y meteorizadas de granito. Este evento magmático, correspondiente al Ordovícico, se considera el más antiguo registrado en el Macizo de Santander.

Las pegmatitas sin moscovita, junto con los diques de granodiorita, monzogranito y riolitas, se asocian al Granito de Pescadero, según sus relaciones de corte y características mineralógicas, representando expresiones de este cuerpo a diferentes profundidades. Estas litologías han sido comparadas con las reportadas por Correa et al. (2020). De acuerdo con Goldsmith et al. (1971), mediante dataciones radiométricas K-Ar en biotitas, este evento magmático se estableció en 193 ± 6 Ma. Posteriormente, Van der Lelij (2013), utilizando el método U-Pb en circón, determinó una edad de 199.1 ± 1.3 Ma, ubicándolo entre el final del Triásico y el inicio del Jurásico.

El segundo evento tectonometamórfico en la zona corresponde a un metamorfismo dinámico de dislocación, el cual se interpreta como el principal responsable de la deformación observada en las rocas del área.

La foliación S_n en los esquistos de la sección A se encuentra afectada por pliegues generados por una fase de compresión sobreimpuesta, con una dirección de acortamiento NE-SW. Este proceso ha dado lugar a plegamientos, cuyos planos axiales, con orientación NW, definen el trazo de una sinforma a escala de mapa (Figura 4). Como resultado de este evento de cizallamiento, se establece una nueva orientación, denominada S_{n+1} . A escala mesoscópica, esta unidad presenta sigmoides y venas de cuarzo deformadas (Figura 24A), además de fábricas C-C' con un sentido de cizalla sinistral. A nivel microscópico, se identifican mecanismos de deformación como extinción ondulante en cuarzos y moscovitas, recristalización por rotación de subgranos (Figura 7) y la presencia de "moscovita fish" con orientación sinistral (Figura 6).

La sección B presenta características deformacionales similares a las de la sección A. Sin embargo, debido a su composición mineralógica, las expresiones de deformación son más evidentes. En esta sección, la foliación S_{n+1} se observa con mayor claridad y definición, marcada por micas totalmente estiradas y una reducción en el tamaño de grano del cuarzo. De manera local, se identifican estructuras sintaxiales. A escala de afloramiento, se determina una cinemática sinistral para la cizalla (Figura 20). Adicionalmente, el análisis microestructural en muestras orientadas revela una relación C-C', evidenciando una cinemática aparente de tipo dextral (Figura 11). A escala microscópica, esta foliación se caracteriza por la presencia de recristalización tipo bulging, rotación de subgranos y deformación intracrystalina.

Este evento dinámico también se evidencia en las rocas ígneas mediante la milonitización de las pegmatitas sin moscovita, que se reportan intruyendo a la granodiorita en sentido NW

(Figura 19), con cizallamiento de característica sinestral (Figura 20), además de mecanismos de deformación dúctil como bulging y desarrollo de subjuntas.

Con base en los mecanismos de deformación la foliación S_{n+1} ocurre a una temperatura de deformación entre 350-450 °C según Passchier & Throw (2005).

Las características de cizallamiento bajo una configuración de esfuerzos sinestral se interpretan como actuales, desarrolladas en condiciones de deformación frágil-dúctil y semi-frágil, posiblemente a menor profundidad. Estas condiciones han dejado las huellas de deformación que hoy exhiben las rocas. Sin embargo, debido a la presencia de datos que sugieren una cinemática dextral, se podría plantear que el dinamismo inicial de la zona estuvo dominado por este tipo de esfuerzo. Posteriormente, el sistema habría sido reactivado en condiciones opuestas, en concordancia con lo propuesto por Kammer et al. (2020). Esta inversión tectónica ha sido previamente documentada en el suroeste del Macizo de Santander, donde su evolución ha estado controlada por la acción de la Falla de Bucaramanga. Recientemente, se ha propuesto que esta estructura estuvo activa durante el Triásico tardío, cuando aparentemente presentaba un comportamiento dextral con un componente normal en buzamiento, dentro de un régimen transtensivo (Kammer et al., 2020). Posteriormente, durante la orogenia andina, la cinemática dominante pasó a ser sinestral (Julivert, 1958; Campbell, 1968; Duque-Caro, 1980; Boinet et al., 1989; Paris et al., 1989; Paris & Romero, 1994; Osorio et al., 2008; Diederix et al., 2009; Jiménez et al., 2015; Velandia & Bermúdez, 2018; Velandia et al., 2020). Adicionalmente, se identificó un componente inverso que promovió el aumento topográfico del Macizo de Santander, en concordancia con estudios previos (García-Delgado et al., 2019, 2020; Siravo et al., 2020; Velandia et al., 2021).

Se identificaron varios episodios hidrotermales evidenciados por venas de cuarzo. En el caso de la unidad más antigua se observan venas desde 0.2 cm hasta 1.5 cm de grosor que se formaron aprovechando la foliación S_n (con orientación preferencial NW-SE). Estas venas presentan recristalización tipo bulging ya que se observaron afectadas por cizalla. Para la sección, se identifican venas de hasta 30 cm de espesor con una geometría variable: algunas paralelas a la foliación principal (S_n) y otras cortándola, siguiendo las direcciones de las familias de diaclasas 2, 3 y 5 (Figura 20, 21, 24). Este evento generó de forma local cambios texturales en los esquistos moscovíticos con biotita dando una apariencia arenosa, además de desarrollar biotita secundaria, porfidoblastos de clorita posiblemente clinocloro (Bonilla, 2025) y vetilleo de Bt+Mt. Así mismo se presentan venas que se encuentran replegadas junto con la foliación y venas no recristalizadas.

El desarrollo del conjunto de esfuerzos en condiciones de deformación frágil-dúctil y semi-frágil, como consecuencia del previo metamorfismo dinámico en el área, se evidencia en el sistema de fallas y fracturas observadas a escala mesoscópica y microscópica. El análisis de estos datos permitió la identificación de tres tensores principales (sección 7.2.6) que controlan la deformación frágil en la zona de estudio: E-W, NW-SE y N-S. La acción del tensor E-W en el Macizo de Santander ha sido previamente considerada como reciente (García y Villamizar, 2020), con una actividad inicial durante el Eoceno tardío-Oligoceno, dentro de un régimen principalmente transpresivo y compresivo (Velandia, 2017). Además, se ha propuesto que la convergencia entre las placas de Nazca y Caribe con la placa suramericana podría estar asociada con la orientación de este tensor (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Cortés et al., 2005; Villamizar et al., 2024). Otros autores a su vez, consideran que el mecanismo de periferia de placas responsable de estos campos de esfuerzos se atribuye con la colisión del Arco Panamá-Chocó (Taboada et al., 2000; van der Lelij et al., 2016b; Amaya et al., 2017; Amaya et al., 2020).

Las relaciones de corte reportadas en campo para las familias de diaclasas 2 y 5 (Ver Apéndice E) que originan esta configuración de esfuerzos, permiten corroborar las ideas previamente mencionadas, con excepción del régimen de esfuerzos resultante, que define un componente de rumbo puro en esta dirección. Los otros dos tensores resultantes del análisis de inversión de esfuerzos, han sido interpretados como variaciones locales del primer tensor E-W, que genera direcciones deformativas NW-SE y N-S (García y Villamizar, 2020) que se evidencia en todo el corredor de la zona, desde los resultados obtenidos por venas y diques (Figura 18, 19 y 22), así como las dos tendencias principales que muestran todo el conjunto de diaclasas, conjugadas entre sí (con un ángulo aproximado de 70°) (Figura 25), cuya relación permite inferir un tensor aproximado a 125° de azimut (semejante a los resultados obtenidos bajo estas configuraciones de esfuerzos).

Con base en los datos recopilados de S_n en las rocas metamórficas, se puede definir la Falla de Guaimaral como un contacto fallado, en el cual la zona de la biotita se encuentra por debajo de la zona del granate, estableciendo así una secuencia estratigráfica inversa entre ambas (Figura 27). Los modelos de zonificación metamórfica de los Esquistos de Chicamocha sugieren una gradación térmica vertical, donde los minerales índices indican picos de temperatura más elevados en las zonas más profundas (García & Ríos, 2001; Ríos et al., 2003; Mantilla et al., 2016a). En este contexto, y siguiendo la secuencia estratigráfica de las rocas aflorantes en la región, se interpreta un arreglo de fallas con dirección NW-SE y buzamiento al SW, el cual genera desplazamientos, basculamientos y limitaciones en la continuidad de las unidades. Como resultado, las foliaciones S_n en los esquistos de la sección B quedan subparalelas a esta orientación, lo que indica un límite estructuralmente controlado por la acción de la Falla de Guaimaral.

Como se evidencia en la Figura 4, los esquistos de la sección A se encuentran en contacto con rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico, que se explica por la presencia de la denominada Falla de Aratoca, de actitud inversa con buzamiento al NE (Jullivert y Tellez, 1973), que exhuma las rocas metamórficas presentes en el área de estudio. La actividad de esta falla se limita cronológicamente por la secuencia estratigráfica de formaciones sedimentarias afectadas, de manera que, se define su origen posterior a la Formación Girón del Jurásico Superior (Ward et al., 1973; Rabe, 1974) y su final entre la discordancia Jurásico-Cretácico (Cediel, 1968), debido a que la estructura se divide en algunos sectores fosilizada por los sedimentos de la Formación Tambor, que no se disponen afectados por estos esfuerzos (Jullivert y Tellez, 1973).

En el modelo propuesto por Boinet et al. (1985), se explica la existencia de zonas de extrusión hacia el SW del Macizo de Santander con estructuras oblicuas con tendencia NE y NW, siguiendo los criterios de una colisión de “indenter-type” (caracterizado por campos de esfuerzos con patrón radial) (p. ej., Davy y Cobbold, 1988; Marshak, 2004). Trayectorias de esfuerzo radial fueron observadas recientemente a partir del análisis de datos de deslizamiento de fallas para esta zona del MS (Velandia et al., 2020). El acortamiento máximo orientado W-E reportado por Velandia et al. (2020) y García-Delgado et al. (2022) podría explicar la cinemática dextral calculada por Villamizar et al. (2024) para las estructuras de rumbo NE como la Falla del Perchiquez, la Falla de Umpalá y en concordancia con estas, la Falla de Pescadero. La existencia de esta última estructura es también soportada por la evidencia de rasgos geomorfológicos como espolones organizados en patrón perpendicular al trazo de la Falla de Pescadero (Figura 25), en conjunto con facetas triangulares ubicadas paralelas al rumbo aparente de la mencionada falla (Figura 26).

La acumulación de sedimentos clasificados como depósitos de abanico (Qa) son definidos como los depósitos hacia la base de la ladera del piedemonte formado por las rocas metamórficas e ígneas previamente mencionadas. Los Qa se disponen en un patrón relacionado con el rumbo de las fallas NW-SE, encontrándose la depositación al final del trazo del fallamiento en contacto el cauce del Río Chicamocha. Se puede interpretar este arreglo de abanicos como evidencia reciente de la actividad deformativa en el área.

Teniendo en cuenta lo discutido, se puede afirmar que las rocas en la zona de estudio exhiben características específicas que permiten diferenciar los eventos tectono-metamórficos que las han afectado a través del tiempo. En primera instancia, se define la depositación del protolito que es afectado por el metamorfismo regional que originó las rocas metamórficas, seguido del emplazamiento de las litologías ígneas, para posteriormente iniciar la actividad del cizallamiento en dirección NW a NNW que afecta las litologías preexistentes. Este metamorfismo dinámico originó los rasgos deformacionales de régimen dúctil a frágil y el ascenso de los fluidos hidrotermales que cristalizan en venas de cuarzo aprovechando planos de tensión definidos por fracturas. Al final, se dan los eventos supérgenos relacionados con la continuidad activa de los esfuerzos deformativos, en conjunto con la depositación de sedimentos de tipo abanico.

9 Conclusiones

El análisis petrográfico permitió determinar las paragénesis y facies metamórficas de las rocas que afloran en el área de estudio relacionadas con los Esquistos de Chicamocha. Para la sección A se encontró presencia de granate y tamaños de grano más gruesos, posicionándose en la facie esquistos verdes zona del granate; mientras que para la sección B se encontró biotita y una foliación con tamaño de grano más fino, ubicándola en la facie esquistos verdes zona de la biotita. Pese a sus similitudes composicionales se realizó la escisión de sección A y B por sus diferencias

en estructuras de foliación, tamaño de grano y paragénesis mineral, indicando un rango de presión y temperatura (P-T) metamórfico distinto entre ellas. Se evidencia una secuencia metamórfica invertida entre las secciones A y B de facie esquistos verdes zona de la biotita a zona de granate, ubicando a las rocas de temperaturas más bajas (sección B) suprayaciendo a las de mayor temperatura (sección A).

El primer evento de deformación dúctil se originó debido a un metamorfismo regional, el cual generó la foliación Sn. En esta etapa, se identificaron diversos mecanismos de deformación en ambas unidades. En la sección A, se observaron procesos como la recristalización tipo bulging, la formación de subjuntas y el desarrollo de subgranos. Por su parte, en la sección B, se evidenciaron mecanismos como el kinking y la extinción ondulante. Posteriormente, se registró un segundo evento de deformación, de carácter dúctil a frágil-dúctil, asociado a un metamorfismo de dislocación. En esta fase, se desarrollaron estructuras C y foliaciones oblicuas con cinemática dextral. Entre los mecanismos identificados se encuentran la recristalización por rotación de subgranos y la presencia de micas fish con movimiento sinistral. Finalmente, los rasgos más frágiles de este evento se manifiestan en la formación de fracturas intragranulares y la alteración de plagioclasa a sericita en ambas unidades.

En el área de trabajo se presentan rasgos geomorfológicos de ambiente estructural comprendidos por lomos de obturación, silleta de falla, espolones y facetas triangulares, acompañados por depósitos en abanico de ambiente aluvial. Todas estas geoformas son la evidencia en superficie de los regímenes de esfuerzo que han afectado la región a través del tiempo: los lomos de obturación son visibles en la cuña en donde se produce el cambio en rumbo de la Falla de Bucaramanga; las facetas triangulares y espolones, dispuestos paralelos y perpendiculares respectivamente, al trazo de la Falla de Pescadero; la silleta de falla marcando el trayecto NW de

la Falla de Guaimaral; los abanicos aluviales recibiendo aporte de cantos rodados de las rocas metamórficas afectadas por el sistema de fallas en la zona.

La evolución geológica grabada en las rocas del área de estudio (asociadas con los Esquistos de Chicamocha), está marcada por tres eventos tectono-metamórficos. Como primer evento se define el metamorfismo regional, que originó la orientación inicial de las rocas, las cuales fueron intruidas por cuerpos ígneos (pegmatitas asociadas al Granito de Durania, así como rocas plutónicas y volcánicas correlacionadas con el Granito de Pescadero). Para posteriormente ser sometidas a un segundo evento de metamorfismo de dislocación, dando paso a los mecanismos deformativos que exhiben las rocas desde lo dúctil a lo más frágil. Finalmente, un tercer evento de hidrotermalismo es identificado por la presencia de venas de cuarzo en toda el área, que ha cambiado la composición y textura original de las rocas.

10 Recomendaciones

Realizar estudios de difracción de rayos X que permitan identificar la génesis del mineral que se menciona como Clinocloro en litologías reconocidas en las láminas delgadas de las muestras de la sección B, así como análisis en las venas de cuarzo cercanas a la unidad de manera que se pueda afirmar su composición y los eventos post y/o sintectónicos que estas exhiben y su asociación con un metamorfismo hidrotermal, para dar claridad a los eventos deformacionales que presenta la roca y sus características petrográficas.

Efectuar dataciones radiométricas mediante métodos U-Pb en las rocas ígneas que exhibe la Unidad C en la zona de estudio, de modo que sea posible restringir la cristalización de los fundidos temporalmente y correlacionarse con los eventos de deformación que han ocurrido para el Macizo de Santander y con la Cordillera Oriental en un contexto más regional.

Ejecutar estudios de caracterización de las venas de cuarzo para determinar temporalidad, de forma que se pueda interpretar la ocurrencia de uno o más eventos hidrotermales en la zona de estudio.

Verificar mediante datos de exhumación la actividad de la Falla de Aratoca, y correlacionarse con la deformación que pueden exhibir sus zonas aledañas, de modo que se defina un rango más preciso de tiempo para la actividad de este régimen de esfuerzos local y su contexto geológico regional en el Macizo de Santander.

Referencias Bibliográficas

Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., Mora, H. (2007). Strike-slip deformation within the Colombian Andes. *Deformation of the Continental Crust*. Geological Society of London, Special Publications 272, 303-319.

Amaya, S. (2016). *Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, Departamento de Santander*. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 174 p.

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

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3-4), T17-T26.

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

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

Bell, T.H., Etheridge, M.A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* 6, 337–348.

Blenkinsop, T.G. (2002). *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.

Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine* 96, 109-117.

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

Cao, L., Huang, C., Zhou, D. C., Hu, Y., Lih, T. M., Savage, S. R., ... & Zhao, G. (2021). Proteogenomic characterization of pancreatic ductal adenocarcinoma. *Cell*, 184(19), 5031-5052.

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

Clavijo, J. 1994. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Informe interno INGEOMINAS, 67p.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., ... & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG bulletin*, 79(10), 1421-1442.

Cordani, U., Cardona, A., Jimenez, D., Liu, D., and Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville Belt. In: Vaughan, A., Leat, P., Pankhurst, R., (Eds), *Terrane processes at margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 246:329-346.

Cortés, M., Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29-58.

Cortés, M., Angelier, J., Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics* 24 (1).

Cuéllar Cárdenas, M. A., López Isaza, J. A., Osorio Naranjo, J. A., & Carrillo Lombana, E. J. (2013). ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO BUCARAMANGA DEL SISTEMA DE FALLAS DE BUCARAMANGA (SFB) ENTRE LOS MUNICIPIOS DE PAILITAS Y CURUMANÍ, CESAR - COLOMBIA. Boletín De Geología, 34(2). Recuperado a partir de

<https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/3113> Davis, G. H., Reynolds, S. J., & Kluth, C. F. (1996). Structural geology of rocks and regions, Jhon Wiley & Sons. Inc. New York.

Davis, G.H., Reynolds, S.J., Kluth, C.F. (2011). Structural geology of rocks and regions. Third edition. John Wiley & Sons, Inc. 839 p.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, K., Ruzhich, V., San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics 282, 1–38.

Delvaux, D., Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (Nieuwland D. Ed.). Geological Society, London, Special Publications 212, 75-100.

Diederix, H., Torres, E., Hernández, C., Botero, P. (2008). Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosimológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga. Informe interno Ingeominas 85 p.

Diederix, H., Hernández, C., Torres, E., Osorio, J., Botero, P. (2009). Resultados preliminares del primer estudio paleosimológico a lo largo de la Falla de Bucaramanga. XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa. Memorias 18 p.

Faleiros, F. M., da Cruz Campanha, G. A., da Silveira Bello, R. M., & Fuzikawa, K. (2010). Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1-4), 193-214.

Forero-Ortega, A.J.; Velandia, F.; Barragán-Coy, E.K. (2020). Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el suroriente del Macizo de Santander (Colombia). *Boletín de Geología*, 42(2), 129-145. doi: 10.18273/revbol.v42n2-2020007.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 463 p.

Fossen, H., Cavalcante, G.C.G. (2017). Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews* 171, 434- 455.

Freitas de, M., Froncolin, J., Cobbold, O. (1997). The structure of the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia. VI Simposio Bolivariano “Exploración petrolera en las cuencas subandinas”. Cartagena. Memorias II, 38-41.

Fusseis, F., Handy, M.R., Schrank, C. (2006). Networking of shear zones at the brittle to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain). *Journal of Structural Geology* 28, 1228

García, C., Ríos, C., Castellanos, Ó.M.A. (2005). Medium-pressure metamorphism of the Silgará Formation in the central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: constraints for a collision model. *Boletín de Geología* 27(2), 43-68.

García-Ramírez, C. A., Casadiegos-Agudelo, L., & Castellanos-Melendez, M. P. (2019). Petrología y geoquímica de los Esquistos del Silgará en el area de Silos, Macizo de Santander, Colombia. *Dyna*, 86(209), 271-280.

Gleason, G. C., Tullis, J. (1995). A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics* 247(1), 1-23.

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

Hirth, G., Tullis, J. (1994). The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99(B6), 11731-11747.

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

Julivert, M., & Tellez, N. (1963). Sobre la Presencia de Fallas de edad Precretácica y Post-Girón (Jura-triásico) en el Flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín De Geología*, (12),5-17. Recuperado a partir de <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/5651>

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

Lister, G.S., Snoke, A.W. (1984). SC mylonites. *Journal of Structural Geology* 6(6), 617-638.

Londoño, J.M., Quintero, S., Vallejo, K., Muñoz, F., Romero, J. (2019). Seismicity of Valle Medio del Magdalena basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 92, 565-585.

Magloughlin, J.F., Spray, J.G. (1992). Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics* 204, 197–204.

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

Mantilla-Figueroa, F.L.C., Bissig, T., Valencia, V., and Craig, H. 2013. The magmatic history of the Vetás-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 235-249.

Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. 2016. Propuesta de escisión de la denominada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38 (1): 33-50.

Mantilla-Figueroa, L.C., García, C.A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología* 40(1), 123-144.

Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1991). Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13(6), 735-738.

Moreno-Sánchez-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A.d.J., y Castillo-González, H. 2005. La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá, pp. 1-7

Osorio, J. A., Hernandez, C., Torres, E., & Botero, P. (2008). Modelo geodinámico del Macizo de Santander. Informe interno Subdirección de Geología Básica. INGEOMINAS, 113.

Passchier, C., & Throw, R. (2005). *Microtectonics*. (2da ed.). Springer.

Pennacchioni, G., Mancktelow, N.S. (2007). Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology* 29, 1757-1780.

Pulido, O. (1980). Geología de las planchas 135 (San Gil) y 151 (Charalá) cuadrángulo I-12 escala 1: 100.000. Memoria explicativa, Servicio Geológico Colombiano (INGEOMINAS).

Ramsay, J.G., Graham, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 786-813

Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of structural Geology* 2(1-2), 83-99.

Ramsay, J. G., Huber, M. I., & Lisle, R. J. (2000). The techniques of modern structural geology: Applications of continuum mechanics in structural geology (Vol. 3). Elsevier.

Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes.

Episodes Journal of International Geoscience, 11(3), 189-193.

Restrepo-Pace, P.A. 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph.D Thesis, University of Arizona, 195p.

Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G., & Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 427-441.

Restrepo-Pace, P.A., and Cediel, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 764-771.

Rosenberg, H. (2003). *Die deutschen Banknoten ab 1871*. 14. Auflage. Regenstauf.

Rutter, E.H. (1986). On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics* 122, 381-387.

Sarmiento, L. (2001). Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. PhD. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 296 p. Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J. 2007. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01/02/07.

Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 21, Issue 4, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>.

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

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

Simpson, C., & Wintsch, R. P. (1989). Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2), 261-275.

Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p. Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 171-190.

Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5), 787-813.

Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J. (2010). *Atlas of Mylonites – and Related Microstructures*. Springer.

Tullis, J.T., Snoke, A.W., Todd, V.R. (1982). Significance of petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology* 10, 227–230.

Van Der Lelij, R. 2013. *Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study*. Thèse de doctorat, Univ. Genève, 4581: 248. <http://archive-ouverte.unige.ch/unige:31653>.

Consultada marzo 21 de 2014.

Van der Lelij, R., Spikings, R., Mora, A. (2016). Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos* 248-251, 220–239.

Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A. (2016a). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research* 31, 271–294.

Van der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., Mora, A. (2019). Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana. *Gondwana Research* 66, 227-245.

Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes LANDSAT TM. *Boletín de Geología* 27(1), 81-94.

Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. PhD Tesis. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.

Velandia, F.; García, H.; López, J.; Bermúdez, M.; Zuluaga, C.; Taboada, A. (2017). Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. Conferencia: XVI Congreso Colombiano de Geología - III Simposio de Exploradores. Tomado de: <https://www.researchgate.net/publication/320004238>

Velandia, F., Bermúdez, M.A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology* 115, 190–207.

Vernon, R.H. (2004). A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 650 p.

Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology* 59(2), 118-130.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., and Restrepo, H. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander: *Boletín Geológico*, 21(1-3): 1-132.

White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Humphreys, F.J. (1980). On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* 2(1-2), 175-187.

Zapata, S., Cardona, A., Montes, C., Valencia, V., Vervoort, J. & Reiners, P. (2012): Separation of the GuajiraBonaire pair: 65-50Ma exhumation followed by 300 km right-lateral transtensional deformation. *GEOLOGÍA COLOMBIANA. Edición X Semana Técnica de Geología e Ingeniería Geológica*. 37 (1), 33-34. Bogotá

Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., Bernet, M. (2017) Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos* 274-275, 123–1.

Zuluaga, C.A., López, J.A. (2018). Ordovician Orogeny and Jurassic Low-Lying Orogen in the Santander Massif, Northern Andes (Colombia). In: Cedié, F., Shaw, R.P. (editors), *Geology and Tectonics of northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean junction*. Series: *Frontiers in Earth Sciences*, Springer, 195-250.