



VIGILADA | MINEDUCACIÓN

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA CON ÉNFASIS EN MICROESTRUCTURAS
APLICADO A ROCAS MILONITIZADAS A LA ALTURA DE LA QUEBRADA
SINIFANÁ – ANTIOQUIA**

PETROLOGICAL CHARACTERISATION WITH EMPHASIS ON MICROSTRUCTURES
APPLIED TO THE MYLONITIC ROCK AT THE SINIFANÁ RAVINE - ANTIOQUIA

AUTOR:

JULIAN ARMANDO CALERO CASTAÑO

Trabajo de grado presentado como requisito para optar por el título de geólogo

ASESOR:

PhD. JOSÉ FERNANDO DUQUE TRUJILLO

UNIVERSIDAD EAFIT

Escuela de Escuela de Ciencias Aplicadas e ingeniería

Medellín, Colombia

2023

Agradecimientos

Primeramente un agradecimiento a mis padres Inés Mariela Castaño y Carlos Armando Calero, por su apoyo, confianza y disposición en todo mi proceso de formación, gracias.

Un agradecimiento especial a mi asesor, José Fernando Duque, por brindarme de su dedicación, compromiso, acompañamiento en las campañas de campo y enseñanzas impartidas en el aula de clase, gracias.

A los profesores del Pregrado de Geología, por los aprendizajes transmitidos los últimos 5 años. Un agradecimiento a Isabel Cristina Restrepo por su ayuda en la ideación del presente trabajo, Laura Mora por su compromiso y enseñanza, Camilo Bustamante y Marcela Jaramillo por los consejos en la formulación del trabajo, y Juan Felipe Paniagua por los consejos brindados en los momentos más oportunos, gracias.

A los laboratorios de geología y su personal: Ana Lucía Pérez, Wilton Echavarría y Leidy Carmona. Por su apoyo y gestión en las secciones delgadas que permitieron el desarrollo de este trabajo de grado.

A mis amigos más cercanos, Daniel Rodríguez, Juan Alberto Gutiérrez, Esteban Darío de Vargas y Brayan Camilo Restrepo, quienes me apoyaron durante todo el paso por la universidad, con sus consejos y acompañamiento, gracias.

CONTENIDOS

1. GENERALIDADES	2
1.1 Pregunta de investigación	2
1.2 Hipótesis	2
1.3 Objetivo general	2
1.4 Objetivos específicos	2
2. LOCALIZACIÓN	2
3. GEOLOGÍA	3
3.1 Geología regional	3
3.2 Geología local	4
3.2.1 Esquistos de Sabaletas – Complejo Arquía	4
3.2.2 Complejo Quebradagrande	5
3.2.3 Rocas Hipoabisales Porfídicas	5
3.3 Geología estructural	7
3.3.1 Falla Cauca – Almaguer	7
3.3.2 Falla Sabanalarga	7
4. MARCO TEÓRICO	7
4.1 Mecanismos de deformación	7
4.2 Deformación intracristalina	8
4.3 Recristalización interna	9
5. METODOLOGÍA	10
5.1 Trabajo de campo	10
5.2 Análisis petrográfico	10
6. RESULTADOS	11
6.1 Reconocimiento de campo y levantamiento de macizo rocoso	11
6.2 Descripción petrográfica y de microestructuras	15
6.2.1 Deformación dúctil	15
6.2.2 Deformación frágil	17
7. DISCUSIÓN	19
7.1 Análisis microestructural	19
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	26
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	28

Lista de figura

- Figura 1.** Localización de la zona de estudio: (A) Geología de local de la zona, marcando en color rojo la falla analizada la cual alberga la zona de cizalla, (B) Corte geológico esquemático. Modificado de Peláez (2016) y Pedraza (2020). 6
- Figura 2.** Reconocimiento de unidades geológicas y estructuras en afloramientos: (A) Se observa afloramiento al interior de la quebrada con fragmentos envueltos en la matriz, (B) Fragmento de mayor tamaño envuelto al interior de la matriz, (C) Indicadores cinemáticos de tipo estrías de falla “Slickensides” en afloramiento de zona de cizalla, y (D) afloramiento del Complejo Quebradagrande. 11
- Figura 3.** Diagrama de frecuencia para condiciones discontinuidades tomadas por levantamiento de macizo rocoso y los estereograma con los datos estructurales extraídos de campo, en color verde los datos tomados para la zona de cizalla y en azul para Quebradagrande: (A) Espaciado, (B) Persistencia, (C) Apertura, y (D) Rugosidad, los estereogramas (E) Diagrama con datos de diaclasas, (F) Datos de foliación y fallamiento para ambas unidades, (G) Diagrama de rosas con los datos de foliación y fallamiento para ambas unidades. 14
- Figura 4.** Fotografía de los minerales observados en petrología de las secciones delgadas analizadas: (A) Sección compuesta de Clorita, plagioclasa y matriz, en vista de nicoles paralelos, (B) Sección anterior en nicoles cruzados, (C) Cuarzo fracturado con relleno de carbonatos, y (D) Matriz provocado por deformación dúctil, vista en nicoles cruzados. 17
- Figura 5.** Microestructuras presentes en el análisis de sección delgada. (A) Porfiroclastos en deformación frágil. (B) Microfalla en mineral de plagioclasa. (C) Matriz con proceso de cataclasis y (D) Estructuras C’ – S presente en matriz de deformación dúctil. 19
- Figura 6.** Microtexturas en minerales de cuarzo: (A) Mineral de cuarzo con fracturas rellenas de minerales carbonatados?, (B) Mineral de cuarzo con fracturas rellenas y microestructuras de recristalización por método BLG, (C) Mineral de cuarzo entre fase de recristalización BLG y SGR, (D) Mineral de cuarzo con recristalización por método SGR. 21
- Figura 7.** Modelos de evolución, en color verde representando la corteza oceánica, en amarilló la continental y color gris la milonita: (A) Representación de la hipótesis 1, (B) Representación de la hipótesis 2 y (C) Representación de la hipótesis 3. 24

Lista de tablas

Tabla 1. Conteo mineralógico..... 15

Tabla 2. Conteo de alteraciones..... 16

Resumen

El análisis petrográfico y de características microestructurales, permiten conocer en mayor detalle la mineralogía, alteraciones y estructuras asociadas a procesos tectónicos que afectan los minerales en la roca. El presente trabajo se localiza próximo al corregimiento de Bolombo, sobre la margen derecha de la quebrada Sinifaná, y al interior de una quebrada tributaria de la cuenca. Donde se observa el desarrollo de una zona de cizalla que afecta a los Esquistos de Sabaletas y coloca en contacto con el Complejo Quebradagrande. Buscando comprender esta zona de cizalla, se realizó una caracterización mineralógica, a partir de petrografía con énfasis en las microestructuras, definiendo una protomilonita, que envuelve fragmentos de roca y minerales disgregados de cuarzo y plagioclasa, fracturados con microfallas y una diversidad en los porfiroclastos, microestructuras tipo S'-C y procesos de recristalización, que permitieron estimar posibles ambientes de evolución, además de ofrecer una correlación con el lineamiento propuesto por Peláez (2020) donde se desarrolla la presente zona de cizalla, afín al sistema de Falla del Sistema Cauca–Almaguer.

Palabras clave

Zona de cizalla, Petrografía, Microestructural, Milonita

Abstract

The petrographic analysis and microstructural characteristics allow us to know in greater detail the mineralogy, alterations and structures associated with tectonic processes that affect the minerals in the rock. The present work is located near the village of Bolombo, on the right bank of the Sinifaná stream, and inside a tributary stream of the basin. Here we observe the development of a shear zone that affects the Sabaletas Schists and places them in contact with the Quebradagrande Complex. In order to understand this shear zone, a mineralogical characterization was carried out, based on petrography with emphasis on the microstructures, defining a protomylonite, which involves rock fragments and disaggregated minerals of quartz and plagioclase, fractured with microfaulting and a diversity in the porphyroclasts, S'-C type microstructures and recrystallization processes, which allowed estimating possible evolutionary environments, as well as offering a correlation with the lineament proposed by Peláez (2020) where the present shear zone is developed, related to the Cauca-Almaguer Fault System.

Keywords

Shear zone, Petrography, Microstructural, Milonite

INTRODUCCIÓN

Las zonas de cizalla son producto de la concentración de la deformación a lo largo de una zona específica (Passchier & Trouw, 2005). Sus efectos incluyen la formación de rocas de fallamiento frágil y/o fallamiento dúctil, las cuales dependen de la profundidad y temperatura en la que se somete el esfuerzo (Fossen, 2010).

A partir de la deformación frágil se genera rocas cataclásticas o brechas de roca, cohesivas o no cohesivas; el primer tipo se caracteriza por presentar una matriz que envuelve fragmentos angulares y triturados, mientras que el segundo tipo carece de esta (Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2010). Por el otro lado, se presentan las rocas miloníticas, que son producto de la deformación dúctil, con una matriz orientada envolviendo fragmentos de roca o minerales denominados porfiroclastos (Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2010). La importancia de las zonas de cizalla radica en la información que se encuentra en los indicadores cinemáticos y características microestructurales, que ayudan a realizar la reconstrucción tectónica de una zona (Passchier & Trouw, 2005).

En Colombia se ubica parte de una gran zona de cizalla denominada Sistema de fallas Cauca–Romeral (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984; Vinasco y Cordani, 2012). Esta se compone por bloques altamente deformados y fracturados, con evidencia de metamorfismo dinámico y un comportamiento variado a lo largo de su traza (Cediel et al., 2003; Jaramillo et al., 2017; Vinasco, 2013). Sin embargo, la extensión de estas zonas de cizalla aún no ha sido definida correctamente a lo largo de toda su traza.

Como es el caso próximo al Municipio de Titiribí, donde algunos autores describen un esquisto negro (González y Calle, 1980) y otros como Pedraza (2020) describe un cuerpo de basalto con una ligera afectación estructural. Sin embargo, recorridos de campo sugieren la existencia de un zona de cizalla que afectan en gran medida a los esquistos de Sabaletas.

En el presente trabajo, se realiza una caracterización geológico-estructural con énfasis en la petrografía y microestructuras de este cuerpo, con apoyo de un análisis de datos estructurales y de discontinuidades, este trabajo identifica la mineralogía y cinemática de esta zona de cizalla.

1. GENERALIDADES

1.1 Pregunta de investigación

¿Cuáles son las principales características mineralógicas, microestructurales y tendencias de las continuidades presentes en la zona de cizalla, y cómo estas se relaciona los sistemas de fallas cercanos y su génesis?

1.2 Hipótesis

En el margen occidental de la Cordillera Central de los Andes colombianos, se encuentran las rocas hasta el momento descritas como esquistos de Sabaletas con una ligera afectación estructural, que realmente son esquistos afectados por una zona de cizalla a la altura de la quebrada Sinifaná, con procesos de metamorfismo dinámico y microestructuras que estimar su proceso de formación.

1.3 Objetivo general

Identificar las características mineralógicas, microestructuras y de tendencia en las discontinuidades que permitan comprender las características de la zona de cizalla ubicada a la altura de la quebrada Sinifaná.

1.4 Objetivos específicos

- Realizar un conteo mineralógico sistemático que permita establecer una clasificación para la zona de cizalla.
- Reconocer las principales texturas y efectos de recristalización en los cristales de cuarzo presentes en la zona de cizalla.
- Identificar los indicadores cinemáticos presentes en los afloramientos y en muestras microscópicas.
- Identificar las microestructuras y su relación con la formación de la zona de cizalla.
- Establecer una relación de la condición de discontinuidades de las unidades adyacentes con posible afectación derivada a la zona de cizalla.

2. LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se localiza en el municipio de Titiribí y próximo al corregimiento de Bolombolo, abarcando un área con límite inferior la actual vía Bolombolo-La Siria paralela a la quebrada Sinifaná, y un límite superior hasta la actual vía industrial del proyecto Pacifico 1. Perpendicular a la quebrada Sinifaná en las coordenadas 6° 0'14.81"N - 75°47'29.23"W, se

encuentra una quebrada tributaria a la Sinifaná, donde se encuentra el cuerpo milonítico del presente estudio. Esta zona se encuentra al interior de la plancha geológica 166 Jericó y sobre las planchas topográficas (escala 1:10.000) 166-I-B-1 y 166-I-B-2.

3. GEOLOGÍA

3.1 Geología regional

La interacción de las placas Nazca y Caribe con la placa Suramericana, ha tenido como consecuencia la distribución y formación de los Andes colombianos (Taboada *et al.*, 2000). Proceso que ha sufrido de tres principales variaciones a lo largo del tiempo: (i) la variación en la orientación de la convergencia a lo largo de la margen continental (Cortés *et al.*, 2005), (ii) cambios en la convergencia de la placa y (iii) variación en el ángulo de subducción (Bayona *et al.*, 2012; Bustamante *et al.*, 2016). Finalmente, se presenta un choque oblicuo de un arco oceánico denominado bloque Panamá-Chocó al norte de los Andes, provocando un cambio en la distribución tectónica y cerrando las principales cuencas al norte de los Andes (Pindell *et al.*, 2006; Ariza-Acero *et al.*, 2022). Estos procesos propiciaron la aparición de fallas con componente de rumbo de gran longitud, capaces de liberar los esfuerzos producto de la interacción entre las placas (Vinasco, 2019). Dichas fallas sufrieron los efectos de las variaciones en la subducción, con cambios en el régimen de esfuerzo, variando de un ambiente de transtensión a transpresión, y cambios en las componentes de movimiento con variación dextrales y sinestrales (van der Lelij *et al.*, 2016).

La Cordillera Central se constituye por un basamento metamórfico pre-Triásico cubierto por sucesiones sedimentarias, afectadas por intrusiones de cuerpos plutónicos originados en eventos magmáticos desde el Triásico (Cochrane *et al.*, 2014; Bustamante *et al.*, 2016; Spikings & Paul, 2019; Vinasco, 2019; Leal-Mejía *et al.*, 2019; Moreno-Sánchez *et al.*, 2020). En el flanco occidental de la Cordillera Central, se constituye de rocas de afinidad continental en contacto con rocas de afinidad oceánica de la Cordillera Occidental (Barrero, 1978; Nivia, 1987; Bourgois *et al.*, 1987; Rodríguez, 2010).

Estos dos tipos de roca están en contacto entre sí por la Zona de Cizalla de Cauca - Romeral (Vinasco, 2012, 2019), definida a partir de tres sistemas de fallas regionales las cuales corresponden a los sistemas Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao y San Jerónimo (Maya & González, 1995; Correa, 2007). Siendo este primero el responsable de marcar el límite entre las litologías

oceánicas y el basamento de la Cordillera Central (Case *et al.*, 1971; Nivia, 1996; López *et al.*, 2009; Vinasco, 2019).

3.2 Geología local

La zona de estudio se encuentra comprendida por unidades litológicas que abarcan edades desde el Paleozoico al Período Terciario, constituido por los Esquistos de Sabaletas (Tabares y Arredondo, 2006; Rodríguez y Jiménez, 2010; García, 2011; Rodríguez y Arango, 2013) pertenecientes al complejo Arquía (Maya y González, 1995), y descritos por Pedraza (2020) como Esquistos Verdes del Grupo Cajamarca. En el presente trabajo serán tratados como Esquistos de Sabaletas.

Por otra parte, se encuentra el Grupo Quebradagrande el cual se constituye en la zona por el miembro volcánico (Maya & González, 1995); y por las Rocas Hipoabisales Porfídicas y del Neógeno (López y Ramírez, 2006). A continuación, se detallan las unidades litológicas presentes en la zona de estudio, siguiendo un orden cronológico de la más antigua a la más reciente.

3.2.1 Esquistos de Sabaletas – Complejo Arquía

Esta unidad forma parte del Complejo Arquía Maya & González (1995), limitando al Este con la Falla Cascajosa y a la unidad Diorita de Pueblito. Este complejo corresponde a una formación de origen vulcano-sedimentario, la cual sufrió de procesos de metamorfismo dinámico hasta una facies esquisto verde–zona biotita, y deformación en régimen frágil con micro fracturación, cataclasis y maclado mecánico (García, 2011; Rodríguez y Arango, 2013).

La mineralogía de este complejo es variable. Sin embargo, es posible dividir los esquistos en subgrupos, un primero de características cuarzo-alumínicas el cual constituye en mayor proporción al Complejo Cajamarca, y un segundo grupo de esquistos constituido por cuarzo, sericita y grafito (Nivia, 2001). En campo se observan foliados, sin bandeamiento, con un fuerte desarrollo de esquistosidad, clivaje marcado y disposición paralela de los anfíboles, micas y algunos cuarzós; permitiendo clasificarlo en algunas zonas como esquisto anfibólico (Pedraza, 2020).

Su edad es objeto de controversias debido a los diferentes eventos tectónicos superpuestos. Vinasco (2001) obtiene edades Ar/Ar en micas de 127 ± 2 Ma, asociadas al último evento deformativo, generador de las micas e influenciado por el sistema de fallas Cauca-Romeral.

3.2.2 Complejo Quebradagrande

Descrito por Grosse (1926) como “Formación Porfirítica”, redefinida por Maya & González (1995) como “Complejo Quebradagrande, agrupa los miembros volcánicos y sedimentarios que afloran entre las fajas metamórficas del complejo Arquía (Moreno *et al.*, 2008).

Se compone de rocas de afinidad oceánica como basaltos, diabasas, espilitas, andesitas y rocas piroclásticas como tobas y aglomerados (González, 1980; Álvarez, 1983). Posee variaciones texturales que van desde masivas, afaníticas, faneríticas y porfiríticas con fenocristales de plagioclasa y piroxenos (Moreno *et al.*, 2008).

Al este de la zona de estudio, limita con la Formación Amagá mediante un contacto fallado y al oeste en contacto por la falla Cauca–Almaguer con los Esquistos Verdes (Peláez, 2016). Este grupo se observa acuñando a las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca a la altura del municipio de Santa Fe de Antioquia (Peláez, 2020).

Las edades de este complejo se encuentran en debate (Cardona *et al.*, 2020), asignando edades desde el Cretácico temprano hasta el Cretácico tardío a partir de bioestratigrafía (Botero y González, 1983). En su interior es afectado por cuerpos intrusivos con edades U-Pb 93 a 78 Ma (Villagómez *et al.*, 2011; Jaramillo *et al.*, 2017; Zapata *et al.*, 2018).

3.2.3 Rocas Hipoabisales Porfídicas

Esta unidad descrita por Grosse (1926), engloba los vestigios de origen volcánico como los cuellos ligados al suministro de material piroclástico de la Formación Combia, y posterior emplazamiento de cuerpos hipoabisales de textura porfídica; esta unidad sobresale en el área de la cuenca Amagá con geoformas expuestas como el Cerro Tusa y Cerro Corcovado, de orientación NNW a NNE y composición predominantemente andesítica (González, 1976; Calle y Gonzáles, 1980; López y Ramírez, 2006).

Esta unidad presenta variaciones en sus edades, Restrepo (1991) realizó dataciones K/Ar con edad correspondiente al Mioceno tardío (6.3 ± 0.7 Ma) en varios cuerpos intrusivos cerca al Municipio de Marmato. Además, se presentan otras dataciones realizadas por diversos autores arrojan edades desde los 6.8 ± 0.3 hasta los 10.6 Ma (González, 1976; Restrepo *et al.*, 1986; MacDonald, 1980; Toro, 1999).

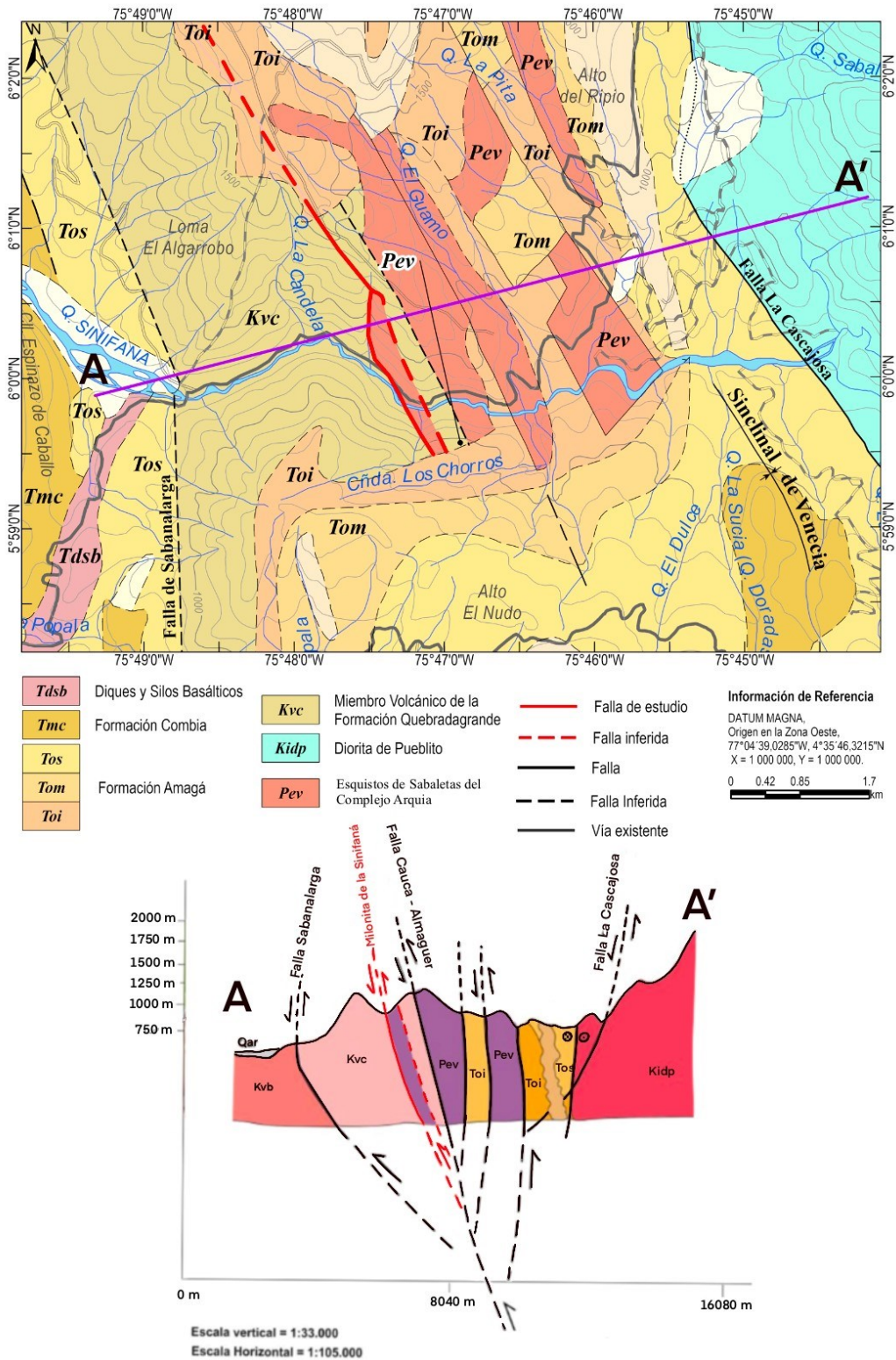


Figura 1. Localización de la zona de estudio: (A) Geología de local de la zona, marcando en color rojo la falla analizada la cual alberga la zona de cizalla, (B) Corte geológico esquemático. Modificado de Peláez (2016) y Pedraza (2020).

3.3 Geología estructural

La zona de estudio se encuentra ubicada al interior del Sistema de Fallas Cauca – Romeral (Toussaint y Restrepo, 1984; Mejía, 1984). Sistema al cual se le atribuyen al menos siete episodios de movimiento que inician desde el Triásico – Jurásico Inferior (Kellog *et al.*, 1983; Sierra *et al.*, 2011; Vinasco y Cordani, 2012). En la zona de estudio, como parte de este sistema, se presenta la Falla Sabanalarga Este, que separa el Complejo Quebradagrande y la Formación Amagá. Y la Falla Cauca-Almaguer al oeste, que separa el Complejo Quebradagrande y el complejo Cajamarca. Ambas fallas se observan con orientación N-S a NNW-SSE (Peláez, 2020).

3.3.1 Falla Cauca – Almaguer

Posee componente principal inversa y secundaria sinextral, presenta fuertes expresiones geomorfológicas al norte de la zona de estudio. Limita al este con los Esquistos Verdes del Complejo Arquía afectando de forma variable este complejo con efecto dinámico (Peláez, 2020).

3.3.2 Falla Sabanalarga

Esta falla presenta dos trazas principales, una denominada Sabanalarga Oeste y Sabanalarga Este. Esta última se extiende desde la cuenca de Amagá, colocando en contacto la Formación Amagá con el Complejo Quebradagrande; y se caracteriza por presentar una componente inversa con buzamiento hacia el este y orientación N-S (Montes *et al.*, 1999; Peláez, 2020).

4. MARCO TEÓRICO

4.1 Mecanismos de deformación

Según los mecanismos de deformación los cuales involucran variables como la profundidad, temperatura y presión, pueden clasificar modelos frágiles, frágiles-dúctiles y dúctiles (Lillo y Oyarzun, 2013). Ligados además a la respuesta cuantitativa de las rocas ante los esfuerzos (Means, 1976; Poirier, 1980; Twiss & Moores, 1992).

La deformación frágil se caracteriza por presentar mecanismos como fracturamiento y fallamiento. Se desarrolla entre los 5-10 km de profundidad (Davis *et al.*, 2011). Los sistemas de fallas generados bajo estos regímenes presentan subzonas con variación en el grado de deformación que pueden variar de subparalelas a oblicuas entre sí, también conocida como morfología anastomosada (Davis y Reynolds, 1996).

Por otro lado, la deformación dúctil se caracteriza por presentar mecanismos de deformación plástica a semiplástica (Davis & Reynolds, 1996). Se desarrolla en la corteza media o inferior entre los 15-40 km de profundidad, y genera zonas mayormente conocidas como zonas de cizalla (Davis & Reynolds, 1996).

4.2 Deformación intracristalina

Los cristales pueden deformarse internamente sin fracturarse, este movimiento interno es llamado defecto de red, que es parte un proceso conocido como deformación intracristalina (Passchier & Trouw, 2005). Estos defectos puntuales donde faltan o sobran átomos o moléculas en la red como vacantes intersticiales o defectos lineales, también se conocen como dislocaciones, las cuales no visibles en microscopía óptica (McLaren, 1991; Passchier & Trouw, 2005). Sin embargo, un gran número de dislocaciones similares pueden generar una ligera curvatura en el cristal, como resultado, el cristal no se extingue homogéneamente en polarizadores cruzados; efecto conocido como extinción ondulatoria (Passchier & Trouw, 2005).

Internamente los cristales sin presencia de dislocaciones en su red cristalina cuentan con una energía de deformación interna, la cual es afectada una vez los cristales son inducidos a procesos de deformación y dislocación; el aumento de la energía es proporcional al aumento en la longitud de las dislocaciones por volumen del cristal, también conocido como densidad en las dislocaciones (Passchier & Trouw, 2005). Esto introduce un nuevo termino conocido como recuperación, que engloba los mecanismos de reducción de densidad de dislocaciones (Passchier & Trouw, 2005).

En otras palabras, la recuperación es el resultado de las agrupaciones en redes planas regulares de las dislocaciones de un cristal (Passchier & Trouw, 2005). Estas redes fragmentan los cristales conocidos en subgranos, pudiéndose imaginar como dos fragmentos que han rotado ligeramente uno con respecto al otro, dependiendo su orientación de las dislocaciones acumuladas (Trepied *et al.*, 1980; Passchier & Trouw, 2005). Esto en sección delgada, se observa como zonas en las que los cristales presentan variación en la extinción en los subgranos (Subdivisiones) internas de un cristal, como la textura “Chessboard” en minerales de cuarzo (den Brok, 1992; Passchier & Trouw, 2005).

4.3 Recristalización interna

La movilidad interna de los subgranos (recristalización) puede contribuir a la reducción de la densidad de dislocaciones en cristales deformados (Poirier, 1985; Drury y Urai, 1990; Jessell, 1987; Passchier & Trouw, 2005). Existen principalmente tres mecanismos de recristalización que pueden operar durante la deformación en función de la temperatura y los esfuerzos aplicados en la roca, estos son el abombamiento (BLG), rotación de subgranos (SGR) y recristalización por migración en alta temperatura (GBM) (Hirth y Tullis, 1992; Dunlap *et al.*, 1997; Stipp *et al.*, 2002; Passchier & Trouw, 2005).

El abombamiento (BLG) ocurre a baja temperatura, debido a la movilidad de los subgranos con una alta densidad de dislocaciones (Shigematsu, 1999; Stipp *et al.*, 2002). Formando un abombamiento con el crecimiento de nuevos cristales pequeños e independientes con la composición del cristal anfitrión en los límites del subgrano (Stipp *et al.*, 2002).

La rotación de subgranos (SGR) ocurre comúnmente en procesos de deformación dúctil, cuando las dislocaciones presentan una relativa facilidad para ascender de un plano de red a otro, proceso conocido como dislocación escalonada, esto provoca que el ángulo entre la red cristalina aumente gradualmente, hasta que el subgrano se desliga de su red anterior y comienza a cristalizar en un plano intermedio de forma independiente (Passchier & Trouw, 2005). De esta forma, los granos más antiguos tienden a ser reemplazados por los subgranos procedentes de redes de granos más reciente, dando lugar a transiciones graduales, además, los subgranos nuevos cuentan con las mismas dimensiones de los originales, pero con formas alargadas (Nishikawa y Takeshita, 2000; Nishikawa *et al.*, 2004).

Por último, la recristalización por migración se caracteriza por desarrollarse a altas temperaturas (GBM), donde el límite de los subgranos y dislocaciones ceden ante la temperatura, provocando la recristalización en nuevos granos (Guillopé y Poirier, 1979; Urai *et al.*, 1986; Stipp *et al.*, 2002). Esta recristalización coexiste con los granos originales hasta una recristalización completa, los nuevos granos suelen presentar límites no definidos o ameboides, ópticamente no se observan procesos de deformación (Passchier & Trouw, 2005). Esto quiere decir que no se observa extinción ondulatoria ni subgranos en su interior.

Finalmente, los procesos de recristalización mencionados pueden coexistir de forma simultánea o en una fase transitoria de un mismo ambiente (Lloyd and Freeman, 1994). Además,

es necesario considerar que la recristalización en cristales depende de la magnitud de los esfuerzos y de la temperatura, así mismos factores como la velocidad de deformación, la tensión diferencial, la química de los minerales y la influencia de los fluidos en la resistencia de enlaces (Passchier & Trouw, 2005).

5. METODOLOGÍA

5.1 Trabajo de campo

Se realizaron tres campañas de campo abarcando la zona de análisis (Figura 1), enfocándose en el entendimiento de la geología regional, relaciones de campo y toma de datos estructurales en la zona de estudio.

La exposición rocosa es amplia en la zona, se observan afloramientos con variaciones en el nivel de meteorización de leve a altamente meteorizados, además, de encontrarse moderadamente afectados por la tectónica regional. Durante una de las campañas se realizó un levantamiento de macizo rocoso según el método desarrollado por Bieniawski (1979) y Bieniawski (1984), a lo largo de la exposición de la quebrada que drena a la quebrada Sinifaná. Este levantamiento brinda información referente a la condición de la milonita con respecto a la roca adyacente a esta.

5.2 Análisis petrográfico

Se analizaron cuatro secciones delgadas de rocas extraídas de la CZMS, estas muestras obtenidas por métodos de perforación a rotación de una pulgada de diámetro, las secciones fueron cortadas perpendicular a la dirección principal del plano de foliación (XY). Se realizó un conteo sistemático según recomendaciones de la *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR, 2007)*, y clasificación de microestructuras para milonitas según *Passchier & Trouw (2005)*, *Bell & Hammond (2016)* y *Finch et al. (2022)*. Reconociendo la mineralogía, microestructuras y texturas. Con separación de 1mm para cada uno de los puntos, obteniendo entre 450 a 730 puntos según el tamaño de la muestra. Las fotografías presentes en las figuras que se observan a lo largo del texto fueron tomadas por medio de una cámara AxioCam ERc5s integrado en un microscopio ZEISS dispuesto para el análisis por los laboratorios de petrología de la Universidad EAFIT.

6. RESULTADOS

6.1 Reconocimiento de campo y levantamiento de macizo rocoso

Se realizó un reconocimiento de la geología local (Figura 2) y se llevó a cabo 5 levantamientos de macizos rocosos ubicados a lo de la zona de estudio. Para esta tarea se seleccionaron afloramientos con un largo mayor a 5m y baja a nula presencia de vegetación (<25%) que impidiera la toma sistemática de información.

Con el fin de comparar las condiciones del macizo para la zona de cizalla y la roca adyacente, se realizaron 3 levantamientos para la zona de cizalla, ubicados en zona alta, media y baja cercana a la desembocadura de la quebrada.

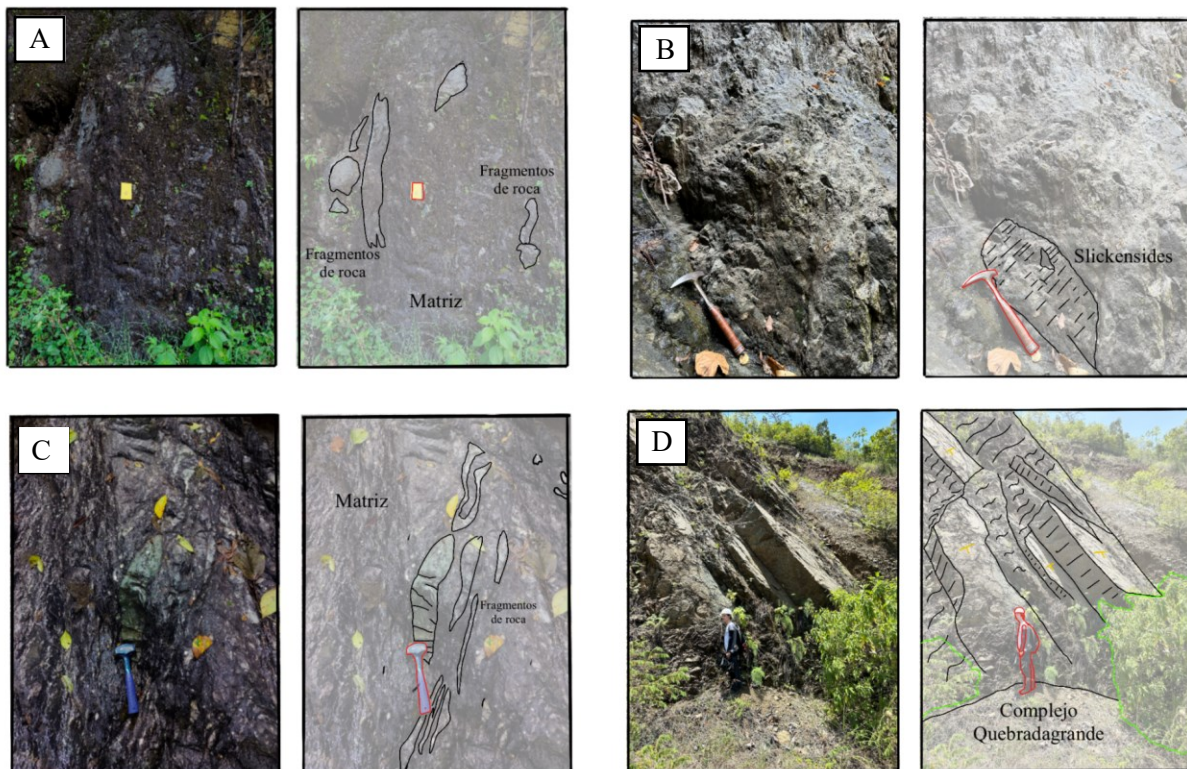


Figura 2. Reconocimiento de unidades geológicas y estructuras en afloramientos: (A) Se observa afloramiento al interior de la quebrada con fragmentos envueltos en la matriz, (B) Fragmento de mayor tamaño envuelto al interior de la matriz, (C) Indicadores cinemáticos de tipo estrías de falla “Slickensides” en afloramiento de zona de cizalla, y (D) afloramiento del Complejo Quebradagrande.

Hacia la margen derecha de la quebrada se observan afloramientos del Miembro Volcánico de la Formación Quebradagrande correspondientes a basaltos (Figura 2D). A la que se le realizaron dos levantamientos, uno próximo a la zona de cizalla con el fin de evaluar estructuras, y otro a aproximadamente 100m hacia el NW, como levantamiento de control sin influencia de la zona de cizalla. Sobre la margen izquierda no se realizó una toma de sistemática de datos, debido a una fuerte afectación estructural, y una densa capa vegetal que imposibilitó la toma de datos confiables. Con base en los datos tomados de los 5 levantamientos de macizo rocoso, se realizó un análisis de frecuencia. Iniciando con el espaciamiento entre discontinuidades, se observa una variación de juntas a muy separadas para la zona de cizalla, mientras que muy juntas a separadas para Quebradagrande (Figura 3A). Para el caso de las persistencias, predomina una variación de bajas a altas tanto para la ZCS como para Quebradagrande (Figura 3B). La apertura presenta características entreabierta a muy cerrada tanto para la zona de cizalla como para Quebradagrande, con un ligero aumento en la tendencia de este último a tener aberturas muy cerradas (Figura 3C). Finalmente, la rugosidad de las discontinuidades para la zona de cizalla es ondulada-rugosa a plana-rugosa, mientras que para Quebradagrande se observa ondulada-rugosa y se destaca la aparición de estrías de fallas (Slickenside) (Figura 3D).

En la Figura 3, se puede observar el comportamiento del macizo rocoso representando en color verde los datos procedentes de la milonita, mientras que en color azul los procedentes de Quebradagrande. A partir de ellos se observa una tendencia a tener un espaciamiento entre discontinuidades muy separadas a juntas para la milonita, mientras que para Quebradagrande varía de muy juntas a separadas (Figura 3A). Para el caso de las persistencias, predomina una variación de bajas a altas tanto para las milonitas como para Quebradagrande (Figura 3B). La apertura presenta características entreabierta y muy cerrada tanto para las milonitas como para Quebradagrande, con un ligero aumento en la tendencia de este último miembro a tener aberturas muy cerradas (Figura 3C). Finalmente, la rugosidad de las discontinuidades para la milonita es ondulada-rugosa a plana-rugosa, mientras Quebradagrande se observa con una mayor tendencia a ondulada-rugosa y se destaca la aparición de estrías de fallas (Slickenside) (Figura 3D).

Por último, buscando conocer las tendencias estructurales se analizaron los datos tomados en el levantamiento de macizo rocoso en dos grupos, mediante el programa de DIPS y STERONET. Un primer conjunto donde se agrupan las familias de diaclasas de ambas litologías

(acumulando un total de 66 datos estructurales) (Figura 3E) y un segundo conjunto donde se agrupan los datos de fallas y cizallas presentes en la zona de estudio para ambas litologías (los cuales acumulan un total de 23 datos estructurales) (Figura 3F). Este segundo conjunto de datos es igualmente utilizado para graficar el diagrama de rosas, con el fin de visualizar la orientación de las estructuras (Figura 3G).

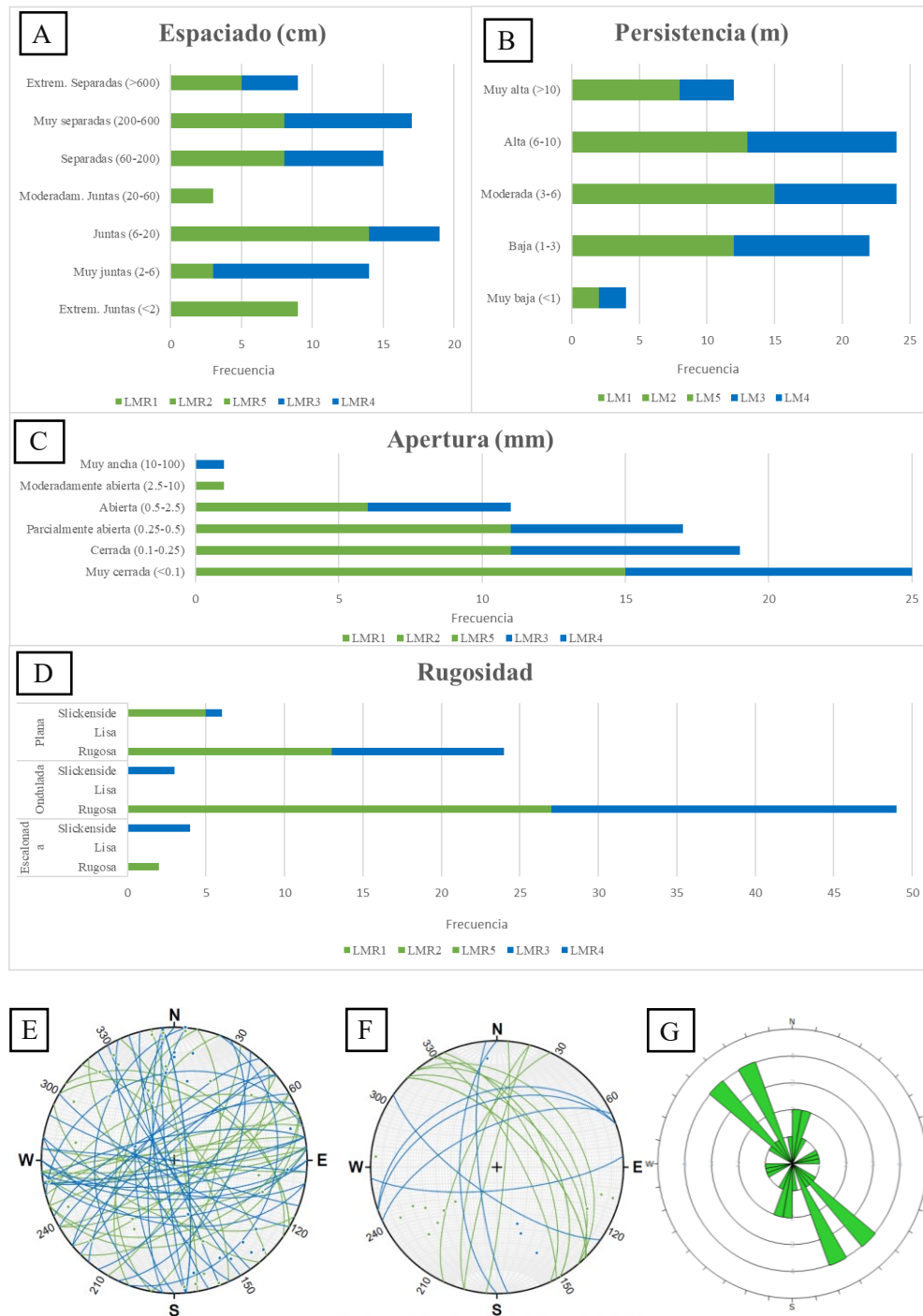


Figura 3. Diagrama de frecuencia para condiciones discontinuidades tomadas por levantamiento de macizo rocoso y los estereograma con los datos estructurales extraídos de campo, en color verde los datos tomados para la zona de cizalla y en azul para Quebradagrande: (A) Espaciado, (B) Persistencia, (C) Apertura, y (D) Rugosidad, los estereogramas (E) Diagrama con datos de diaclasas, (F) Datos de foliación y fallamiento para ambas unidades, (G) Diagrama de rosas con los datos de foliación y fallamiento para ambas unidades.

6.2 Descripción petrográfica y de microestructuras

Se extrajo una muestra procedente de uno de los fragmentos de roca envuelta por la matriz, buscando observar la deformación frágil y estructuras presentes (Muestra SN-25). La Tabla 1, presenta la mineralogía presente en las muestras de la zona de cizalla.

Las abreviaciones de los minerales usadas en las figuras fueron tomadas de [Whitney & Evans \(2010\)](#).

6.2.1 Deformación dúctil

La deformación dúctil presente en la zona de cizalla se observa en las muestras SN-17, SN-15 y SN-20. A continuación, se presenta un compilado de los hallazgos en el conteo y propiedades mineralógicas.

Tabla 1. Conteo mineralógico.

Información de la muestra			Conteo de minerales				Fragmento de roca
Muestra	Localización	Unidad	Matriz	Cuarzo	Opaco	Plagioclasa	
		Milonita de la					
SN - 15		Sinifaná	43	10	7	0	40
	6° 0'8.08"N	Milonita de la					
SN - 17		Sinifaná	40	33	5	0	23
	75°47'29.67"	Milonita de la					
SN - 20	W	Sinifaná	34	7	3	0	56
		Milonita de la					
SN - 25		Sinifaná	40	30	3	26	0

Los fragmentos líticos presentan tamaños entre 4 a 14mm, distribuidos a lo largo de la sección en forma de porfiroclasto de tipo σ y δ siguiendo las estructuras S1 (Figura 4D). Se presenta una composición heterogénea en los líticos, donde predominan minerales de cuarzo, plagioclasa y minerales opacos. Ocasionalmente se observa un mineral altamente alterado a serpentina, en una fase avanzada de alteración que no permite la identificación del mineral original.

La matriz se observa a lo largo de todas las secciones, y se compone principalmente de grafito y fragmentos de roca completamente homogenizados. Envolviendo fragmentos líticos (porfiroclastos) con procesos de alteración a serpentina, clorita y sericita. En algunas secciones se observan minerales opacos siguiendo la foliación (S1) de la deformación dúctil. Puntualmente, en la sección SN-15 se observa la mejor exposición de microestructuras de tipo C'-S (Figura 5A).

El cuarzo presenta tamaños entre 1 a 6mm, principalmente distribuidos al interior de algunos fragmentos líticos y en la matriz como porfiroclasto. En su mayoría se encuentran fracturados y rellenos por minerales carbonatados (Figura 4C), además con variaciones en las extinciones tipo "Chessboard" y extinción ondulatoria, siendo esta primera la más frecuente, y con procesos de recristalización de tipo BLG, SGR y posiblemente SGM?.

Dentro del grupo de los minerales opacos se pueden diferenciar dos minerales, un primero afín a la matriz de la milonita, identificado como grafito y el segundo mineral descrito como piritita, agrupados y distribuidos puntualmente en sectores específicos de las secciones siguiendo los planos S1 con tamaños siempre menores a 2mm.

A nivel de alteración se observa que el 74% de los puntos contados cuentan con un tipo de alteración principalmente arcilla (57%) afectando la matriz y algunas plagioclasas, seguido de alteración a sericita (27%) afectando principalmente las plagioclasas (Figura 4A-B), ocasionalmente se observan minerales altamente alterados a serpentina (10%) y finalmente alterados a clorita a minerales homogenizados en la matriz (6%).

Por otra parte, 10% de los puntos identificados contaron con fluidos ricos en carbonatos, ubicados al interior de las fracturas de los cuarzos tanto internos en la matriz, como los ubicados en los fragmentos de roca.

Tabla 2. Conteo de alteraciones

Información de la muestra			Alteraciones			
Muestra	Localización	Unidad	Serpentina	Clorita	Sericita	Arcilla
SN - 15		Milonita de la Sinifaná	17	6	6	71

SN - 17		Milonita de la Sinifaná	22	1	3	74
SN - 20	6° 0'8.08"N	Milonita de la Sinifaná	0	10	37	53
SN - 25	75°47'29.67"W	Milonita de la Sinifaná	0	7	61	31

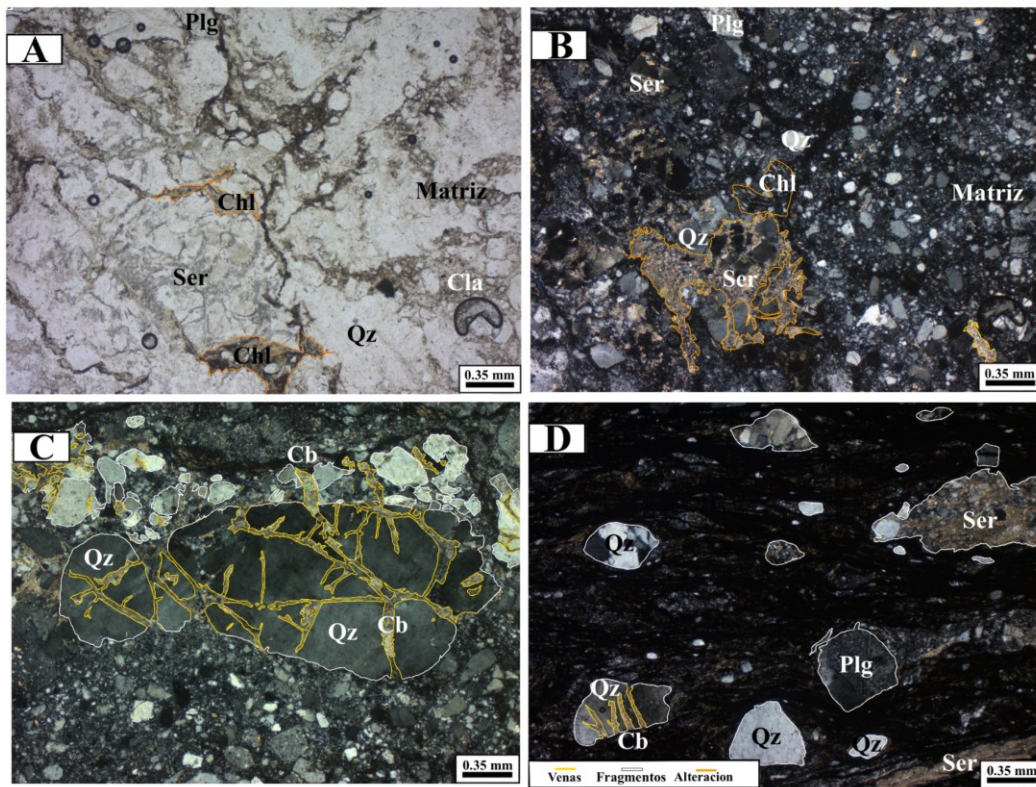


Figura 4. Fotografía de los minerales observados en petrología de las secciones delgadas analizadas: (A) Sección compuesta de Clorita, plagioclasa y matriz, en vista de nicols paralelos, (B) Sección anterior en nicols cruzados, (C) Cuarzo fracturado con relleno de carbonatos, y (D) Matriz provocado por deformación dúctil, vista en nicols cruzados.

6.2.2 Deformación frágil

A diferencia de las secciones anteriores donde se observa los efectos de la deformación dúctil, la sección SN-25 se caracteriza por presentar deformación frágil al ser una muestra tomada del interior de uno de los fragmentos de roca (menor a 1m) envuelto en la matriz (Figura 5D).

A lo largo de la sección se observa una matriz cataclástica envolviendo minerales de cuarzo y plagioclasa con formas angulares, tamaños menores a 1mm, algunos de estos fragmentos con orientación del movimiento (Figura 5B) y con alteraciones a arcilla en su interior.

Los minerales de cuarzo presentan tamaños desde 1 hasta 4mm, leve a altamente afectados por la cataclasis según su posición cerca a al movimiento, al igual que las secciones en deformación dúctil, con la aparición de carbonatos entre las fracturas. Además, el cuarzo presenta variación en la extinción, predominando la de tipo ondulatorio.

A diferencia de las secciones anteriores, se observa un aumento considerable en la cantidad de cristales de plagioclasa llegando a medir hasta 10mm, y afectados por deformación frágil formando microfallas (Figura 5C). A lo largo de la sección se observa una zona de mayor debilidad donde se desarrolla la matriz cataclástica, esta zona de mayor debilidad facilitó el ingreso de una vena compuesta de carbonatos y fluidos, los cuales afectan aquellos cristales más cercanos a esta zona con una mayor alteración a arcilla. Finalmente, se exhibe “kink bands” y maclas de tres tipos: Carlsbad, Albita y ocasionalmente Periclina.

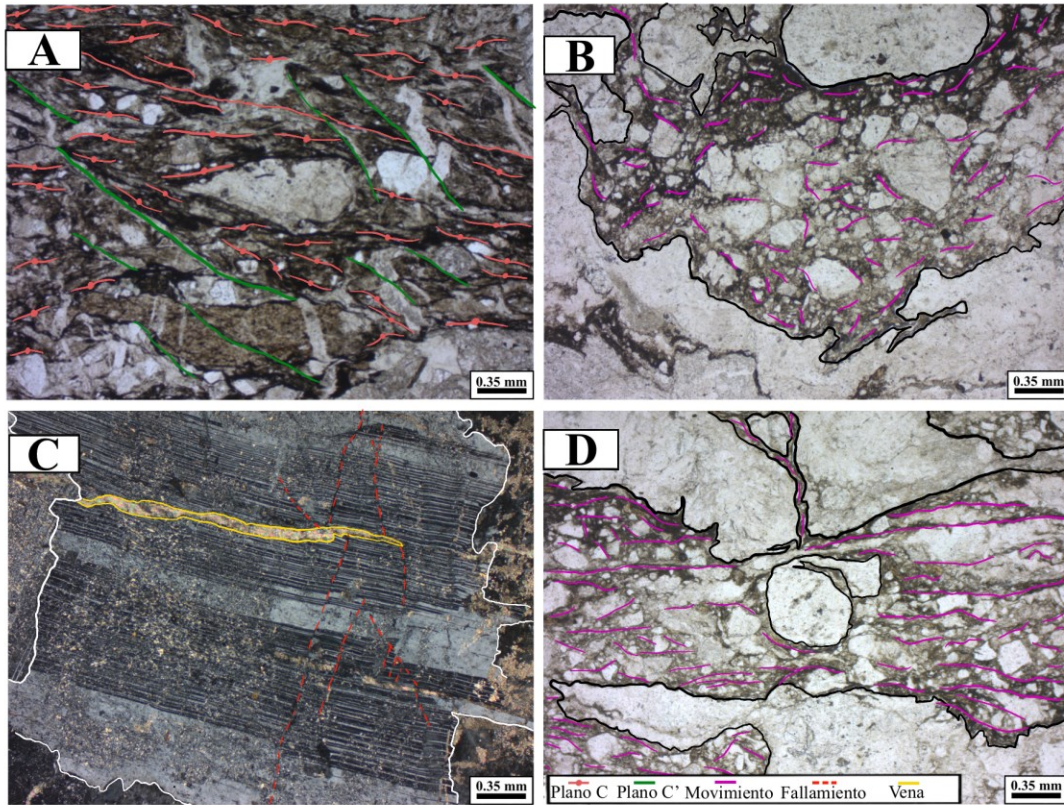


Figura 5. Microestructuras presentes en el análisis de sección delgada. (A) Porfiroclastos en deformación frágil. (B) Microfalla en mineral de plagioclasa. (C) Matriz con proceso de cataclasis y (D) Estructuras C' - S presente en matriz de deformación dúctil.

7. DISCUSIÓN

7.1 Análisis microestructural

El análisis de petrografía permite determinar que la zona de cizalla cuenta en promedio con un 39% de la roca como matriz, por consiguiente, según Spry (1969); Sibson (1977); SCMR (2007) se encuentra entre el rango de 10-50% de matriz para ser considerada una protomilonita.

A nivel mineralógico es importante tener presente las condiciones de temperatura y profundidad necesarias para el desarrollo de un fallamiento dúctil, por consiguiente la mineralogía presente en las secciones puede tener una diversidad en la proveniencia de los minerales. Considerando lo anterior, fue posible determinar la existencia de al menos tres unidades geológicas, presentes en la composición de la zona de cizalla. Una primera probablemente afín al Complejo Arquía, compuesto por esquistos verdes y esquistos grafitosos, la segunda compuesta por un posible basalto o gabro altamente alterado a serpentina, y finalmente, una tercera compuesta

principalmente por cuarzo y plagioclasa, clasificada como una Tonalita. Seguido del basalto/gabro y finalmente el esquistos con contenido de grafito, este último compone la mayor parte de la matriz de la Milonita de la Sinifaná. Proceso de ruptura y homogenización de las unidades geológicas es descrito White *et al.*, (1980), Behrmann & Mainprice (1987), Fliervoet *et al.*, (1997) y Ji *et al.*, (2004). Es importante comprender el papel que desempeña la reología en el proceso de formación de porfiroclastos, donde la composición más competente favorece la formación de estos (Passchier y Simpson, 1986). Los porfiroclastos en la sección se componen mayoritariamente de cuarzo y minerales opacos, aunque también se observan porfiroclastos de un posible protolito máfico. La tonalita se caracteriza por presentar una alta competencia definida por su composición rica en cuarzo siendo los principales formadores de los porfiroclastos. Se observa una fragmentación del núcleo y ligera formación de microestructuras bordeando los porfiroclastos de tipo σ y δ que permiten determinar una componente de movimiento de tipo sinetral (Figura 5D) afín al sistema de fallas Cauca - Almaguer descrito por (Chica *et al.*, 1984; Peláez, 2020).

Producto del proceso de milonización, se desarrollaron bandas de clivaje en la cizalla, proceso descrito por (Ji *et al.*, 2004) y como se observa en la Figura 5A, de tipo C' indicada a partir de los minerales desviados a una trayectoria principal denominada (S), observándose que las estructuras C' avanzan fácilmente por la matriz que es fuertemente foliada, pero con dificultad por los fragmentos de roca los cuales intenta evitar. A estas bandas de clivaje se le asocia a una posible variación en la dirección, ángulo o intensidad de los esfuerzos.

Algunas de estas estructuras mencionadas se comparten para la deformación frágil, donde se observa la matriz producto del proceso de cataclisis compuesta principalmente por cuarzo y plagioclasa, esta última presenta microestructuras tipo falla con desplazamiento como se observa en la Figura 5B. Además, se observa presencia de fluidos y precipitaciones de minerales carbonatados, que conllevaron igualmente a una disminución del grado temperatura necesario para la formación de mecanismos de recristalización de tipo BLG.

Al interior de los porfiroclastos, principalmente los compuestos por cuarzo se observa fracturas en su mayoría rellenas de fluidos ricos en carbonatos (Figura 6A-B), en algunas secciones con presencia de deformación, estos son indicios que permiten estimar dos posibles hipótesis en la génesis de la roca. Una donde ingresa los fluidos en un evento sintectónico al principal evento deformativo que desarrolló el cizallamiento dúctil en la roca. Y otra hipótesis, con el ingreso de los

fluidos posteriores al principal evento deformativo y posterior precipitación en los diferentes espacios de acomodación dispuestos por el primer evento, pero que sufrió un segundo evento generador de la deformación actualmente presente.

Por otra parte, se observa una diversidad en las texturas al interior de los cuarzos, la presencia de subgranos, extinción ondulatoria y tipo “Chessboard”, además de texturas propias de recristalización de mecanismos BLG y SGR. Estas texturas dan indicios a variaciones en la temperatura y esfuerzos puntuales en diferentes partes de la sección y permiten una reconstrucción de la historia tectónica de la roca.

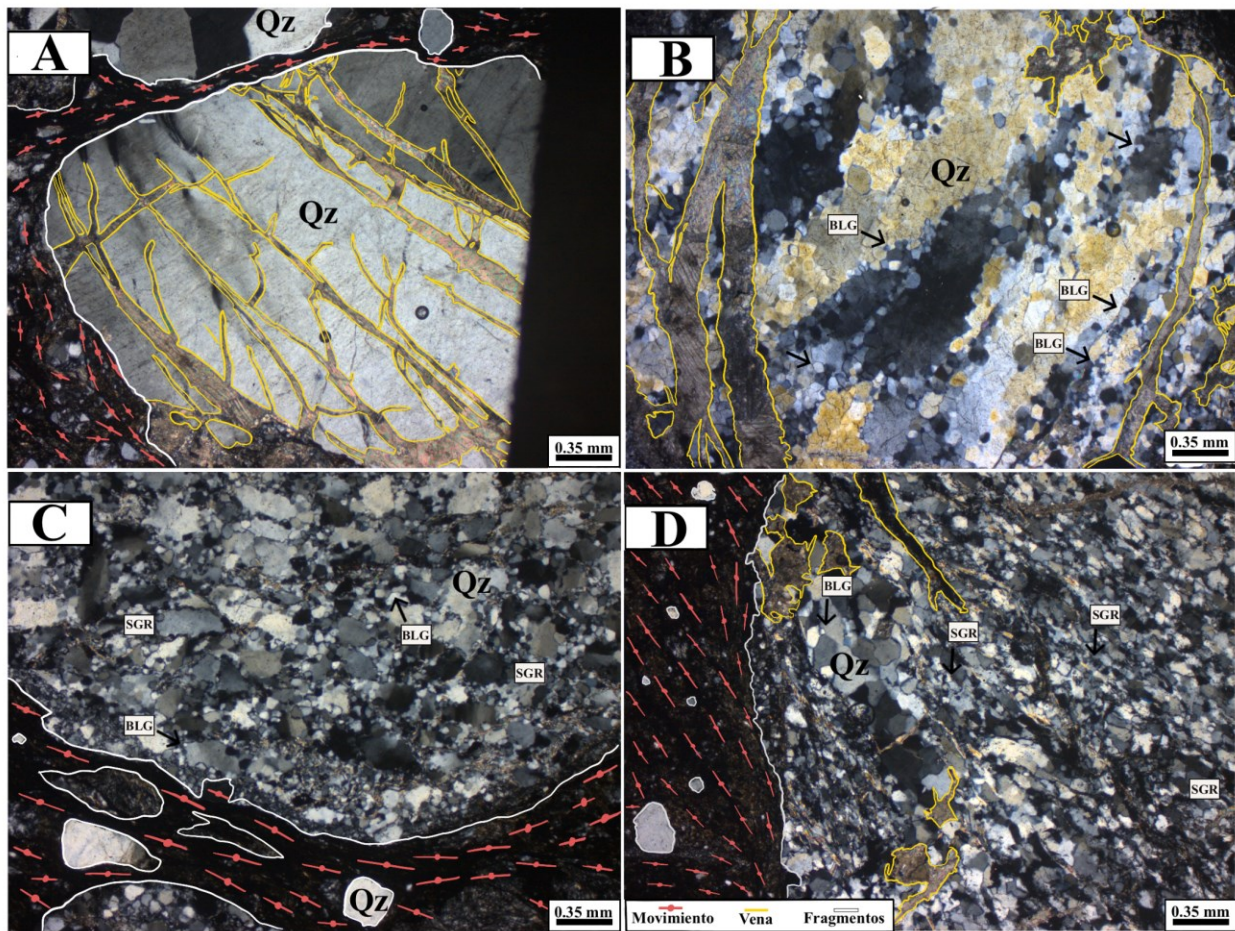


Figura 6. Microtexturas en minerales de cuarzo: (A) Mineral de cuarzo con fracturas rellenas de minerales carbonatados?, (B) Mineral de cuarzo con fracturas rellenas y microestructuras de recristalización por método BLG, (C) Mineral de cuarzo entre fase de recristalización BLG y SGR, (D) Mineral de cuarzo con recristalización por método SGR.

La textura tipo “Chessboard” producto de una acumulación de dislocaciones y formación de subgranos abunda en la sección (Figura 6B). En menor medida se observa la textura extinción ondulatoria principalmente en cristales de cuarzo de mayor tamaño indicando al igual que la textura anterior procesos de dislocación sin llegar a la presencia de generar subgranos, estas dos texturas indican una variación en los esfuerzos y temperatura que experimentó la roca. Esta hipótesis en la variación se puede ligar con los procesos de recristalización iniciando mecanismos BLG (Figura 6A), los cuales se caracterizan por ambientes de temperaturas bajas a medias, que se puede correlacionar con los esfuerzos y temperaturas propios del ambiente donde se desarrolló la milonitización. Sin embargo, también se observa textura de tipo SGR considerada de ambientes de temperatura media, y ligada a procesos de movimiento, coexistiendo con la textura BLG y puntualmente posible textura SGM propia de ambiente de alta temperatura.

Una consideración a tener en cuenta es el papel de los fluidos observados en las fracturas de cuarzo, el cual permitió un proceso denominado debilitamiento hidrolítico (Luan and Paterson, 1992; Kronenberg, 1994) de los minerales debido a la difusión de fluidos en su red (Post and Tullis, 1998; Passchier & Trouw, 2005), En el caso de minerales como el cuarzo, al aumentar el espacio de poros por la presencia de agua, disminuye la resistencia para el desarrollo de dislocaciones en el cuarzo (Luan & Paterson, 1992; Post *et al.*, 1996). Favoreciendo el desarrollo de subgranos y recristalización de altas temperaturas, sin necesidad de llegar a estas. Esto, ligado a un aumento en la disolución por presión, debido a la disminución del tamaño de grano, facilitando la generación de nuevas aperturas y grietas para los fluidos (Rutter, 1976; Stel, 1981). Sin embargo, la presencia de fluidos no permite explicar la coexistencia de recristalización en la sección. Considerando lo anterior, se consideran diferentes hipótesis que permiten definir la formación de la roca:

(i) La primera hipótesis propone que los fragmentos de roca presentes en las secciones delgadas se formaron a diferentes profundidades y con variación en los grados de temperatura, favorecieron un desarrollo diferencial de las texturas y recristalización. Posteriormente, estos fragmentos de roca llegan a la superficie gracias a los movimientos causados por los esfuerzos (Figura 7A). Proceso descrito por Passchier & Trouw (2005).

(ii) Una segunda hipótesis correlaciona el cuerpo intrusivo cercano a la zona de cizalla, es producto de un arco volcánico cercano a la presente zona de falla descrito por Rodríguez *et al.* (2012), el cual a profundidad intruyó cerca al sistema de falla, cristalizando a la par que se deforma

y generando un aumento de temperatura, además de implicar un aumento en los fluidos hidrotermales que favorecieron la formación y diversidad textural de baja y alta temperatura, además de la presencia de fluidos en los cristales de cuarzo (Figura 7B).

(iii) Finalmente, una tercera hipótesis evalúa el papel que cumple el tamaño de los granos como receptores diferenciales de los esfuerzos, esto conllevaría a la formación diferencial de texturas en los cristales de cuarzo según el proceso descrito por [Hacker et al. \(1992\)](#) (Figura 7C).

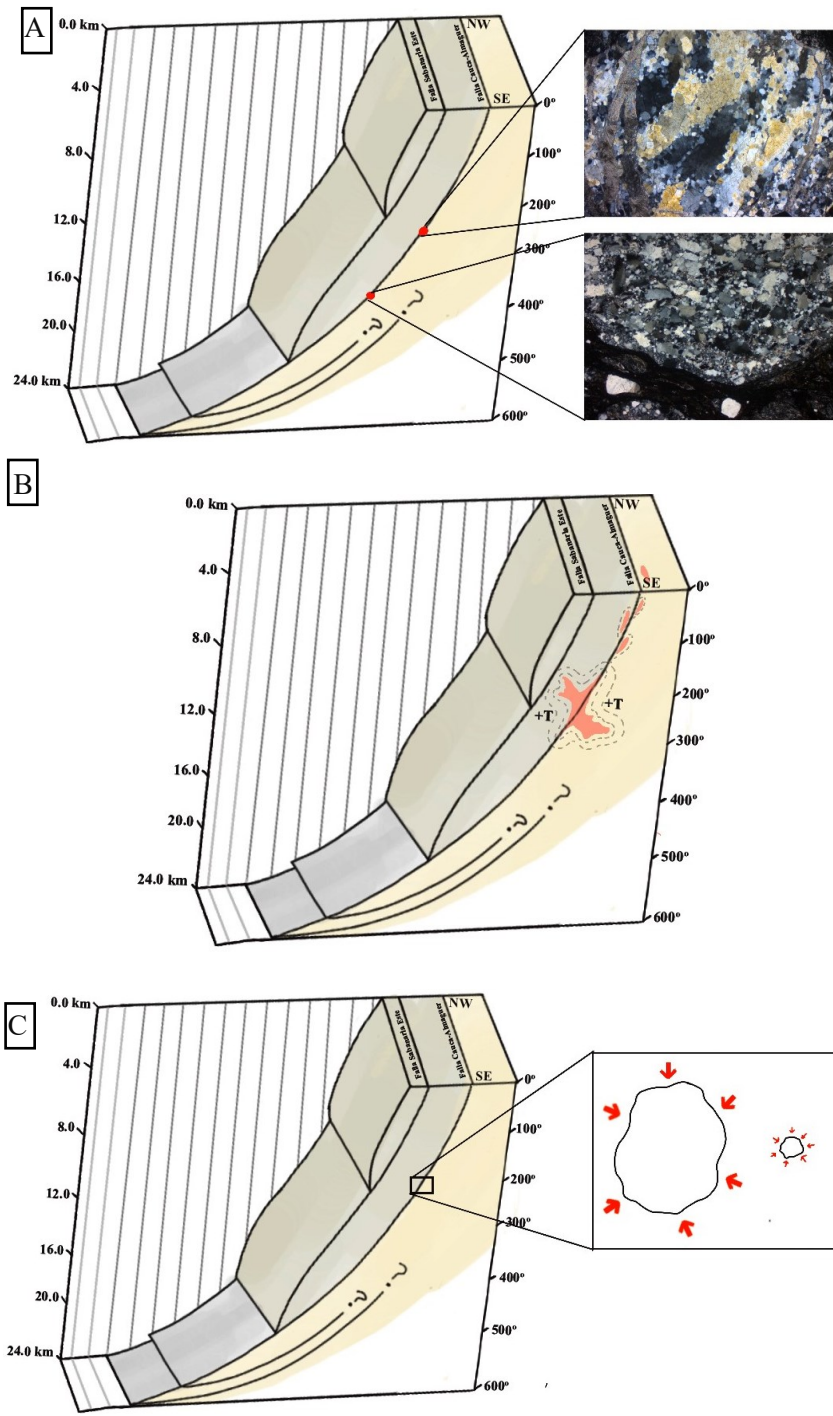


Figura 7. Modelos de evolución, en color verde representando la corteza oceánica, en amarilló la continental y color gris la milonita: (A) Representación de la hipótesis 1, (B) Representación de la hipótesis 2 y (C) Representación de la hipótesis 3.

7.2 Análisis de estructuras y relaciones de campo

A nivel de afloramiento se observa una diversidad en las tendencias de las discontinuidades (Figura 3) para la zona de cizalla y el Complejo Quebradagrande, se observa una alta correspondencia entre las dos unidades a nivel de la apertura, espaciado y persistencia de las discontinuidades. Esto puede estar ligado a procesos tectónicos de la zona de cizalla en un cambio del régimen de dúctil a frágil de corto periodo y baja afectación, o al desarrollo conjunto de las discontinuidades de ambas unidades ligadas a procesos tectónicos regionales (sistemas satélites), con posible influencia de los sistemas de fallas ubicados a ambos lados de la zona de estudio.

Peláez (2020) describe la zona de estudio como un entorno transpresivo, propicio para la generación de conjuntos de fracturas, que comúnmente se desarrollan bajo un estado de deformación frágil. Estas estructuras se conocen como fracturas de tipo Antiriedel (R'), Riedel (R) y planos P (Fossen, 2010), y se caracterizan por su desarrollo con un ángulo específico con respecto al movimiento de la zona de cizalla principal (McClay, 1987; Davis y Reynolds, 1996).

Además, Peláez (2020) describe como resultado de la dinámica y continuo cambio en la zona de cizalla, es posible que las fracturas R y R' experimenten cierta rotación, proceso que da lugar a un tercer conjunto de fracturas correspondientes a los planos P (Davis y Reynolds, 1996; Fossen, 2010). De igual forma es importante conocer que las milonitas contienen comúnmente dos o incluso tres foliaciones inclinadas entre sí en pequeño ángulo (Passchier & Trouw, 2005). En la zona de estudio con ayuda del estereograma es posible visualizar dos tendencias en el desarrollo de la zona de cizalla, una primera de orientación NW-SE, y una segunda de tendencia NE-SW. Esta variación es atribuida a un cambio en la distribución de los esfuerzos, sin embargo, no se descarta que sean propios al proceso de formación de la zona de cizalla.

Por medio de los estereogramas se puede observar en color una distribución alta variación en las direcciones de las principales familias de diaclasas, también conocidas como discontinuidades en la zona de estudio. Sin embargo, se observan estructuras de tipo Riedel (R) asociadas a la zona de cizalla, distribuyéndose, de baja persistencia (1-3m), en algunos casos cortando la foliación de la zona de cizalla.

Por otra parte, se pueden observar familias de discontinuidades sin un patrón aparente, las cuales se pueden atribuir a eventos tectónicos posteriores, o al proceso de exhumación o “relajamiento” del macizo rocosos durante su ascenso desde su punto de formación. Cortés et al. (2005), plantea que el pasado del noroeste de los Andes colombianos los sistemas de fallas presentaron un movimiento lateral izquierdo con una orientación N-S, y que gracias a la colisión del bloque Panamá -Choco los esfuerzos migraron a una orientación NW-SE, como por ejemplo los sistemas de fallas cercanos Sabanalarga Este, Cauca–Almaguer, La Cascojosa) (Gómez, 2007; Peláez, 2020). Esta orientación además coincide con las estructuras que se han identificado en la zona de cizalla siendo posible correlacionar con el modelo de evolución descrito por los autores anteriores.

Adicionalmente, se observan estructuras con tendencia E-W, correlacionadas por Peláez (2020) como producto de la intrusión de pórfidos menores posteriores a las tendencias anteriormente mencionadas, observados en las diferentes campañas en cercanías a la presente milonita descrita.

Peláez (2016) y Estrada (2020), definen que la orientación de los paleotensores de esfuerzos obtenidos en las unidades litológicas que conforman la presente zona de estudio, reflejan modelos de distribución andersoniano. Característicos de sistemas de falla de rumbo con carácter compresivo. Además, de definir un lineamiento inferido por métodos foto interpretativos, entre el sistema de Falla Sabanalarga Este y Cauca-Almaguer, confirmando en el presente estudio su existencia y posible afinidad a los paleontensores analizados.

En el presente estudio no se evalúa la posible asociación de la zona de cizalla con la neotectónica en la zona de estudio. Page (1986) caracteriza el sistema de falla de Sabanalarga como un sistema tectónicamente activo con afectaciones moderadas, esto considerando un desplazamiento de 0.3mm/año. Por otra parte, caracteriza el Sistema de Falla Cauca con un desplazamiento de 0.05mm/año. Teniendo en cuenta la ubicación de la zona de cizalla en el medio de estos dos sistemas.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Los análisis petrográficos permitieron establecer una clasificación para la zona de cizalla como una protomilonita, con un interior compuesto por una matriz compuesta de grafito y

minerales de afinidad máfica completamente meteorizados envolviendo fragmentos líticos en su interior como cristales de cuarzo y plagioclasa. Por otra parte, se observa una fuerte presencia de alteraciones a sericita, arcilla, clorita y serpentina. Como un aporte al presente estudio, se recomienda realizar un muestreo para petrografía en zona superior de la quebrada con el fin de conocer la variación mineralógica a lo largo de la zona de cizalla.

- La presencia de microestructuras fue clave en la identificación de la cinemática, además de apoyar en estimaciones en las condiciones de temperatura y esfuerzos durante el proceso de milonitización.
- Se recomienda la realizar análisis adicionales como anisotropía magnética, geoquímica y datación con métodos de Ar/Ar y U-Pb para las muestras tomadas de la zona de cizalla y al cuerpo ígneo cercano. Esto con el fin de determinar con mayor precisión la edad del último evento deformativo y del cuerpo ígneo que permita aportar o contrastar el modelo de evolución más adecuado para la formación de los procesos de recristalización presentes en la roca.
- Durante el reconocimiento de la zona previo al desarrollo de las campañas de campo, evidencian condiciones en la geomorfología que sugieren la presencia de lineamientos con tendencia similar a la presente quebrada.
- Los levantamientos de macizo rocoso y toma de datos estructurales permite asociar a la zona de cizalla y el Complejo Quebradagrande, a un proceso de afectación tectónica regional, además de facilitar la visualización de la dirección de la zona de cizalla y su afinidad con el sistema de fallas Cauca-Almaguer.
- Se recomienda la identificación en la zona superior, en cercanías al municipio de Titiribí del avance de este lineamiento y evaluación de indicios de neotectónica para depósitos o en suelos, que permitan identificar movimientos recientes en el sistema de fallas capaces de aportar a la información presentada por [Page \(1986\)](#).

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvarez, A. J. (1983). Geología de la cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos. *Boletín Geológico*, 26(2), 1–175.
<https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol26.2.1983.53>
- Ariza-Acero, M. M., Spikings, R., Beltrán-Triviño, A., Ulianov, A., & von Quadt, A. (2022). Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the basement of the Chocó-Panamá Block in Colombia. *Lithos*, 412–413, 106598.
<https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2022.106598>
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., & Ibañez-Mejía, M. (2012). Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau–continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332, 97–111.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.015>
- Bayona, G. (2018). El inicio de la emergencia en los Andes del norte: una perspectiva a partir del registro tectónico-sedimentológico del Coniaciano al Paleoceno. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42(165), 364-378.
<https://doi.org/10.18257/raccefyn.632>
- Bieniawski, Z. (1979). *The Geomechanics Classification In Rock Engineering Applications*. ISRM Congress.
- Bieniawski, Z.T. (1984). *Rock mechanics design in mining and tunneling*. United States.
- Behrmann, J. H., & Mainprice, D. (1987). Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for superplastic flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, 140(2), 297–305.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90236-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90236-8)
- Bell, T. H., & Hammond, R. L. (1984). On the Internal Geometry of Mylonite Zones. *The Journal of Geology*, 92(6), 667–686.

<http://www.jstor.org/stable/30070500>

Bourgeois, J., Toussaint, J.-F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Acevedo, A. P., Parra, E., & Tournon, J. (1987). Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, 143(4), 307–327.

[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90215-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90215-0)

Botero, G. y González, H. (1983). Algunas localidades fosilíferas de la cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, No. 7, 15 – 27 pp.

Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A., & Vervoort, J. D. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Geological Society of America Bulletin*, 128(11–12), 1762–1779.

<https://doi.org/10.1130/B31307.1>

Case, J. E., Duran S, L. G., López, A. R., & Moore, W. R. (1971). Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panama. *GSA Bulletin*, 82(10), 2685–2712.

[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2685:TIWCA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2685:TIWCA]2.0.CO;2)

Calle, B., González, H. (1980). Geología y Geoquímica de la plancha 166. Jericó. Informe No. 1882. Bogotá. Ingeominas, 222 pp.

[URL](#)

Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Valencia, V., Zapata, S., Pardo–Trujillo, A., Schmitt, A.K., Mejía, D. & Arenas, J.C. (2020). Cretaceous record from a Mariana– to an Andean–type margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, p. 335–373. Bogotá.

<https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>

Cediel, F., Shaw, R.P., 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*, vol. 79. AAPG Memoir, pp. 805–845.

Tectonic Assembly of the Northern Andean Block

- Chica, A. 1984. Elementos para análisis de estructuras geológicas. Medellín. Universidad Nacional de Colombia.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., & Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190–191, 383–402.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Correa, A. M. (2007). Petrogênese e evolução do Ofiolito de Aburrá, Cordilheira central dos Andes Colombianos. Tesis de doctorado. Universidade de Brasília. Brasília-DF.
[URL](#)
- Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1), 29–58.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020>
- Davis, G.H. and Reynolds, S. (1996). *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley. 493 – 534 pp.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., & Kluth, C. F. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Den Brok, B. (1992). An experimental investigation into the effect of water on the flow of quartzite [Tesis doctoral, Rijksuniversiteit to Utrecht]. *Geol Ultraject* 95.
[URL](#)
- Drury, M. R., & Urai, J. L. (1990). Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172(3), 235–253.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90033-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90033-5)
- Dunlap, W. J., Hirth, G., & Teyssier, C. (1997). Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*, 16(6), 983–1000.
<https://doi.org/10.1029/97TC00614>

- Estrada Restrepo, J. P. (2020). Cinemática y cálculo de paleotensores de esfuerzo para el conjunto principal de fallas en el proyecto Túnel de Amagá [Trabajo de grado, Universidad EAFIT]. Repositorio Institucional Universidad EAFIT. [URL](#)
- Finch, M. A., Bons, P. D., Weinberg, R. F., Llorens, M. G., Grier, A., & Gomez-Rivas, E. (2022). A dynamic atlas of interference patterns in superimposed, opposite sense ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 165, 104739. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104739>
- Fliervoet, T. F., White, S. H., & Drury, M. R. (1997). Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in greenschist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, 19(12), 1495–1520. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00076-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00076-X)
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. United Kingdom. University press, Cambridge. 190-288 pp.
- García, D. (2011). Caracterización de la deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, parte norte de la Cordillera Central de Colombia [Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia]. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/7629>
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N. E. R., Tejada, M. L. A., Jiménez, D. M. M., Sepúlveda, M. J. O & Mora, M. P. (2007). Mapa geológico de Colombia escala 1: 1.000. 000. Instituto Colombiano de Geología y Minería.
- Gómez, J., Montes, N. E., Alcárcel, F. A., Almanza, M. F., & Madrid, C. A. (Eds.). (2015). *Compilando la geología de Colombia: una visión a 2015 (Vol. volumen 33)*. Libros del Servicio Geológico Colombiano. <https://libros.sgc.gov.co/index.php/editorial/catalog/book/69>
- González, H. (1976). Geología del Cuadrángulo J-8, Sonsón. Informe 1704. Ingeominas.

Bogotá, 174 pp.

Grosse, E. (1926). El Terciario Carbonífero de Antioquia. D. Reimer-E. Vohsen, Berlin. 361 pp.

Guillope, M., & Poirier, J. P. (1979). Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B10), 5557–5567.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB084iB10p05557>

Hacker, B. R., Yin, A., Christie, J. M., and Davis, G. A. (1992), Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended Middle Continental Crust inferred from quartz grain sizes in the Whipple Mountains, California, *Tectonics*, 11(1), 36–46,
[doi:10.1029/91TC01291](https://doi.org/10.1029/91TC01291)

Hirth, G., & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145–159.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y)

Jaramillo, J. S., Cardona, A., León, S., Valencia, V., & Vinasco, C. (2017). Geochemistry and geochronology from Cretaceous magmatic and sedimentary rocks at 6°35' N, western flank of the Central cordillera (Colombian Andes): Magmatic record of arc growth and collision. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 460–481.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.012>

Jessell, M. W. (1987). Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1007–1014.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90008-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90008-3)

Ji, S., Jiang, Z., Rybacki, E., Wirth, R., Prior, D., & Xia, B. (2004). Strain softening and microstructural evolution of anorthite aggregates and quartz–anorthite layered composites deformed in torsion. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 377–390. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.021>

Kellogg, J. N., Godley, V. M., Ropain, C., & Bermudez, A. (1983). Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America. In Trabajo presentado en la 10a

Conferencia Geológica del Caribe (pp. 18-31).

Kronenberg, A.K. (1994). Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. In: Heaney PJ, Prewitt CT, Gibbs GV (eds) *Silica: physical behavior, geochemistry, and materials applications*. Mineral Soc Am Rev Mineral, 29, 123–176

Leal-Mejía, H., Shaw, R. P., & Melgarejo i Draper, J. C. (2019). Spatial-Temporal Migration of Granitoid Magmatism and the Phanerozoic Tectono-Magmatic Evolution of the Colombian Andes. In F. Cediél & R. P. Shaw (Eds.), *Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction* (pp. 253–410). Springer International Publishing.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_5

Lillo, J., & Oyarzun, R. (2013). *Geología Estructural Aplicada a la Minería y Exploración minera*. Principios básicos. Ediciones GEMM-Aula2punto.net.

Lloyd, G. E., & Freeman, B. (1994). Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology*, 16(6), 867–881.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90151-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90151-1)

López, A., Ramírez, D. 2006. Registro del vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas. [Trabajo de grado, Universidad EAFIT]. Repositorio Institucional Universidad EAFIT.
[URL](#)

López C., M. C., Moreno-Sánchez, M., & Audemard M., F. A. (2009). Deformación tectónica reciente en los pie de montes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca. *Boletín de Geología*, 31(1), 11–29.
<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349632020001>

Luan, F. C., & Paterson, M. S. (1992). Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 301–320.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/91JB01748>

Maya, M., & González, H. (1995). Unidades litodémicas en la cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 44–57.

<https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol35.2-3.1995.316>

MacDonald, W. D. (1980). Anomalous paleomagnetic directions in late tertiary andesitic intrusions of the Cauca depression, Colombian Andes. *Tectonophysics*, 68(3–4), 339–348.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90183-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90183-3)

McClay, K. (1987). *The mapping of geological structures*. Geological Society of London, Handbook Series.

McLaren, A. C. (1991). *Transmission Electron Microscopy of Minerals and Rocks*. Cambridge University Press

Means, W. D. (1976). *Stress and Strain*. Springer New York.

<https://doi.org/10.1007/978-1-4613-9371-9>

Mejía, Mario. (1984). Geoquímica de la plancha 130 “Santa Fe de Antioquia” y 146 “Medellín Occidental”. Informe INGEOMINAS, Medellín, 376.

Montes, N.E, Sandoval, A, Vergara, H. (1999). Mapa de fallas activas de Colombia. Escala 1: 1. 500. 000. INGEOMINAS.

Moreno, M., Gómez, A. de J. y Toro, L. (2008). Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Ciencias de la Tierra*, 22, 27-38.

<https://revistas.unal.edu.co/index.php/rbct/article/view/1808>

Moreno, M., Gómez, A., & Buitrago, J. (2020). Paleozoic of Colombian Andes: New paleontological data and regional stratigraphic review. *The Geology of Colombia*, 1, 167-203.

<https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09>

Nivia, A. (1987). *The geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic sequences. SW Colombia*. [Master’s of Philosophy thesis, University of Leicester]. Reino Unido.

Nivia, A. (1996). The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1–2), 59–68.

[https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00027-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00027-2)

- Nivia, A. (2001). Mapa Geológico del Departamento del Valle. Memoria explicativa. Ingeominas: 148.
- Nishikawa, O., & Takeshita, T. (2000). Progressive lattice misorientation and microstructural development in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. *Journal of Structural Geology*, 22(2), 259–276.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00147-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00147-9)
- Nishikawa, O., Saiki, K., & Wenk, H.-R. (2004). Intra-granular strains and grain boundary morphologies of dynamically recrystallized quartz aggregates in a mylonite. *Journal of Structural Geology*, 26(1), 127–141.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00082-8)
- Restrepo, J.J. (1986). Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Universidad Nacional, Medellín, 276p
- Rodríguez, G., Arango, M. I., & Bermúdez, J. G. (2012). Batolito de Sabanalarga, plutonismo de arco en la zona de sutura entre las cortezas oceánica y continental de los Andes del Norte. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (32), 81-98.
<https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/71052>
- Rodríguez, G., & Arango, M. I. (2013). Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*, 35(2), 65-81.
<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349631997005>
- Rodríguez-Jiménez, J. (2010). Fábrica y emplazamiento de la Diorita de Pueblito, NW cordillera Central de Colombia: análisis de fábrica magnética y mineral [Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia].
<https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/7152>
- Rutter, E. H., & Elliott, D. (1976). The Kinetics of Rock Deformation by Pressure Solution [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 283(1312), 203–219.
<http://www.jstor.org/stable/74639>

- Page W. D. Woodward-Clyde Consultants & Interconexión Eléctrica SA. (1986). Seismic geology and seismicity of northwestern Colombia. Woodward-Clyde Consultants.
- Passchier, C. W. (1986). Flow in natural shear zones—the consequences of spinning flow regimes. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(1), 70–80.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90133-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90133-0)
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A. (2005). *Microtectonics*. Springer Berlin Heidelberg, 25–243.
- Pedraza, P. (2020). *Geología del Corredor Vial Amagá - Bolombolo (Antioquia)*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Peláez, E. (2016). Obtención De Paleoesfuerzos Del Sistema De Fallas Cauca-Romeral En El Sector Norte De La Cuenca Amagá, Entre Las Localidades De Titiribí Y Quebrada Sinifaná. [Trabajo dirigido de grado, Universidad EAFIT]. Repositorio Institucional Universidad EAFIT.
<http://hdl.handle.net/10784/12164>
- Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., & Draper, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 4(1-2), 303-341.
<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=50540217>
- Poirier, J. P. (1980). Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2), 135–142.
[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90043-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90043-7)
- Poirier, J. P. (1985). *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press.
- Post, A., & Tullis, J. (1998). The rate of water penetration in experimentally deformed quartzite: implications for hydrolytic weakening. *Tectonophysics*, 295(1–2), 117–137.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00145-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00145-0)
- Post, A. D., Tullis, J., & Yund, R. A. (1996). Effects of chemical environment on dislocation

creep of quartzite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), 22143–22155.

<https://doi.org/10.1029/96JB01926>

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

<https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>

Shigematsu, N. (1999). Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. *Tectonophysics*, 305(4), 437–452.

[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00039-6)

Sierra, G. M & Marín, M. I. (2012). Amagá, Cauca and Patía Basins. In: Cediél, F. (editor), *Petroleum Geology of Colombia*, 2, Agencia Nacional de Hidrocarburos and Universidad EAFIT, 104 p. Medellín.

Spikings, R. & Paul, A. 2019. The Permian – Triassic history of magmatic rocks of the northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent assembly and disassembly. In: Gómez, J. & Pinilla–Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36, p. 1–43. Bogotá.

<https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.01>

Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford

Stel, H. (1981). Crystal growth in cataclasites: Diagnostic microstructures and implications. *Tectonophysics*, 78(1–4), 585–600.

[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90030-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90030-5)

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861–1884.

[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)

Taboada, A., Rivera, L. A., 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.
<https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Tabares, G. y Arredondo, L. (2006). Caracterización petrogénica y edad de las rocas asociadas a los Complejos Arquía y Quebradagrande e intrusivos y extrusivos asociados a la Ploco Acuerdo Específico No. 009-2004. Cartografía geológica de 135 km² entre los municipios de Angelópolis y Heliconia (Departamento de Antioquia, Colombia). Medellín: Ingeominas – Universidad Nacional de Colombia.
- Toussaint, J.F., y Restrepo, J.J. 1984. Fallamientos superpuestos del Sistema de Cauca – Romeral (S.L.) en los alrededores de Medellín (Flanco Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia). Memorias I conferencia de riesgos geológicos en el Valle de Aburrá, Medellín. Diciembre 3 al 6
- Toro, G., Restrepo, J. J., Poupeau, G., Saenz, E., & Azdimousa, A. (1999). Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano-sedimentaria de Irra (Caldas). *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (13), 28-34.
- Trépiéd, L., Doukhan, J. C., & Paquet, J. (1980). Subgrain boundaries in quartz theoretical analysis and microscopic observations. *Physics and Chemistry of Minerals*, 5(3), 201–218.
<https://doi.org/10.1007/BF00348570>
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (1992). *Structural Geology* Freeman. New York, NY.
- Urai, J. L., Means, W. D., & Lister, G. S. (1986). Dynamic recrystallization of minerals (pp. 161–199).
<https://doi.org/10.1029/GM036p0161>
- van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., & Mora, A. (2016). 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.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>

- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., & Vasconcelos, P. (2001). $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in the central Cordillera of Colombia: evidence for an upper triassic regional tectonomagmatic event. In Extended Abstracts. <https://repositorio.usp.br/directbitstream/8ce47f85-337c-44af-b1c0-423eb218db90/1390478.pdf>
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M., & Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 355–371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>
- Vinasco, C., y Cordani, U. (2012). Episodios De Reactivación Del Sistema De Fallas De Romeral En La Parte Nor-Occidental De Los Andes Centrales De Colombia a Través De Resultados ^{39}Ar - ^{40}Ar Y K-Ar. *Boletín Ciencias de la Tierra* 32, 111-124. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/12045>
- Jaramillo, J. S., Cardona, A., León, S., Valencia, V., & Vinasco, C. (2017). Geochemistry and geochronology from Cretaceous magmatic and sedimentary rocks at $6^{\circ}35' \text{ N}$, western flank of the Central cordillera (Colombian Andes): Magmatic record of arc growth and collision. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 460–481. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.012>
- Vinasco, C. (2019). The romeral shear zone. In *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. p. 833-856. Springer Nature Switzerland. doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_12
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3–4), 875–896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), p. 185-187. [URL](#)

- 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. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90048-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90048-6)
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J. S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A., & Castañeda, J. P. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207–226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>