

Estudio petrográfico y deformacional de las migmatitas aflorantes en el Río del Hato, municipio
de Piedecuesta, Santander

María Cristina Lizcano Ortega

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geóloga

Directora

Angelica Álvarez Naranjo

PhD en Geología Estructural y Tectónica

Codirector

Leonardo Palmera Sánchez

MSc en Geociencias

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2025

Dedicatoria

A Dios, por abrirme siempre las puertas hacia nuevas oportunidades, darme el valor y la seguridad para continuar adelante sin dudar.

A la memoria de mi padre y mi hermano, a quienes llevo siempre en mi corazón.

A mi querida madre Graciela Ortega, por apoyarme en cada etapa de mi vida, ser mi mayor inspiración y con su amor incondicional, impulsarme a soñar y lograr este objetivo.

Nada en la vida debe ser temido, solamente comprendido.

Ahora es el momento de comprender más para temer menos.

Marie Curie

Agradecimientos

A mi directora de trabajo de grado, Angélica Álvarez Naranjo, por su guía, dedicación y paciencia a lo largo de este proceso. Agradezco por ayudarme a recopilar datos y dedicar su tiempo a revisar mi trabajo. Además, admiro profundamente su entrega y entusiasmo, tanto en la práctica como en la enseñanza de la geología.

A mi codirector de trabajo de grado, Leonardo Palmera Sánchez por su acompañamiento, su constante disposición para orientar, discutir y compartir sus conocimientos. Agradezco su paciencia, apoyo y compromiso durante la realización de este proyecto.

A la Universidad Industrial de Santander (UIS), por brindarme la oportunidad de crecer académica y profesionalmente. A la Escuela de Geología, por su apoyo y su disposición para facilitar los recursos necesarios durante el desarrollo de este trabajo. Al Laboratorio de Preparación de Muestras de la Escuela de Geología por la elaboración de secciones delgadas.

A la Vicerrectoría de Investigación y Extensión, y al Laboratorio de Rayos X, por su valiosa colaboración en la realización del análisis de difracción de rayos X (DRX).

A los profesores Francisco Velandia y Daniel García, y a los integrantes del Semillero de Geología Estructural y Tectónica (SEGET) por el acompañamiento en campo y colaboración en la toma de muestras.

A mi madre, por tus palabras de aliento y apoyo mientras trabajaba en mi tesis. A mis perritas, por su compañía durante las jornadas de estudio.

Por último, a mis amigos y compañeros que estuvieron presentes en este camino, en especial a mi amiga Daniela Quintero y a mi grupo de amigos, Blqcks.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	12
1. Objetivos	14
1.1 Objetivo general	14
1.2 Objetivos específicos	14
2. Marco teórico	15
2.1 Migmatita y términos relacionados	15
2.1.1 Partes de las migmatitas	15
2.1.1.1 Paleosoma.	15
2.1.1.2 Neosoma	15
2.1.1.2.1 Leucosoma.	15
2.1.1.2.2 Residuo.	16
2.1.1.2.3 Melanosoma	16
2.1.2 Clasificación	16
2.2 Deformación	17
2.2.1 Rocas de falla	17
2.2.2 Milonitas	18
3. Marco geológico	19
3.1 Geología regional	19
3.2 Geología local	20
3.2.1 Neis de Bucaramanga	20
3.2.2 Cuarzomonzonita de La Corcova	21

3.3 Estructuras mayores	21
3.3.1 Falla de Bucaramanga.....	22
3.3.2 Fallas locales	22
4. Antecedentes	23
5. Metodología	25
5.1 Revisión preliminar de la información	25
5.2 Trabajo de campo.....	25
5.3 Trabajo de laboratorio.....	26
5.3.1 Descripción macroscópica	26
5.3.2 Análisis petrográfico y microestructural.....	26
5.4 Análisis de resultados	26
5.5 Elaboración del informe final	27
6. Resultados.....	27
6.1 Relaciones de campo.....	27
6.1.1 Zona de metatexitas	29
6.1.2 Zona de diatexitas	32
6.2 Petrografía.....	35
6.2.1 Paleosoma	36
6.2.1.1 Anfibolita (CL-02-1).....	36
6.2.1.2 Neis biotítico (CL-03-1).	38
6.2.2 Residuos.....	39
6.2.2.1 Neis biotítico con hornblenda (CL-04-1).....	40
6.2.2.2 Neis hornbléndico-biotítico (CL-01-1).....	42

6.2.3 Leucosomas.....	45
6.2.3.1 Tonalita (CL-04-1).....	45
6.2.3.2 Granodiorita (CL-07-1).....	46
6.2.3.3 Milonita (CL-08-1).	48
6.3 Estructuras.....	50
6.3.1 Estructuras pre-anatéticas.....	50
6.3.2 Estructuras sin-anatéticas	51
6.3.3 Estructuras post-anatéticas	52
7. Discusión.....	55
7.1 Características mineralógicas, texturales y microestructurales de las migmatitas	55
7.2 Implicaciones de la fusión parcial.....	58
7.2 Eventos tectono-metamórficos.....	60
7.2.1 D_n = Metamorfismo regional	60
7.2.2 D_{n+1} = Deformación dúctil, migmatización y emplazamiento de leucosomas.....	61
7.2.3 D_{n+2} = Metamorfismo dinámico, deformación dúctil	62
7.2.4 D_{n+3} = Metamorfismo dinámico, deformación frágil (cataclasis)	64
8. Conclusiones	66
9. Recomendaciones y limitaciones	67
Referencias Bibliográficas	68

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Composición mineral de las distintas partes de las migmatitas.....	35
Tabla 2. Composición mineral de las rocas de falla asociadas a las migmatitas	36

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Mapa conceptual de la clasificación de migmatitas	17
Figura 2. Distribución de los principales tipos de rocas de falla en relación con la profundidad en una zona de cizalla	18
Figura 3. Mapa geológico del área de estudio	23
Figura 4. Afloramientos de migmatitas metatexitas en el Río del Hato	31
Figura 5. Afloramientos de migmatitas diatexitas en el Río del Hato	33
Figura 6. Transición entre metatexitas y diatexitas al sur del área de estudio	34
Figura 7. Características petrográficas de la anfibolita (CL-02-1)	37
Figura 8. Características petrográficas del neis biotítico con plagioclasa y feldespato (CL-03-1)	39
Figura 9. Relación entre el residuo y el leucosoma en una metatexitita (CL-04-1).....	40
Figura 10. Características petrográficas del neis biotítico con hornblenda (CL-04-1).....	42
Figura 11. Características petrográficas del neis hornbléndico-biotítico (CL-01-1)	44
Figura 12. Características petrográficas del leucosoma tonalítico (CL-04-1)	46
Figura 13. Características petrográficas del leucosoma granodiorítico (CL-07-1).....	48
Figura 14. Características petrográficas de la milonita (CL-08-1)	49
Figura 15. Representación estereográfica de las foliaciones	50
Figura 16. Estructuras sin-anatéticas.....	52
Figura 17. Estructuras post-anatéticas de deformación dúctil	53
Figura 18. Estructuras post-anatéticas de deformación frágil	54
Figura 19. Mapa de distribución de las migmatitas en el Río del Hato	59

Lista de Apéndices

Los apéndices están disponibles en el Repositorio Institucional

Apéndice A. Morfologías en las migmatitas

Apéndice B. Descripción petrográfica de las muestras

Apéndice C. Afloramientos de campo

Apéndice D. Coordenadas de estaciones de campo

Apéndice E. Datos estructurales

Resumen

Título: Estudio petrográfico y deformacional de las migmatitas aflorantes en el Río del Hato, municipio de Piedecuesta, Santander*

Autor: Maria Cristina Lizcano Ortega**

Palabras Clave: migmatitas, deformación, metamorfismo regional, metamorfismo dinámico, Neis de Bucaramanga, Falla de Bucaramanga

Descripción: El Neis de Bucaramanga es la unidad más antigua del Macizo de Santander y está compuesta por neises pelíticos, máficos, cuarcitas, mármoles, anfibolitas y, de manera local, migmatitas. En el área del Río del Hato, vereda El Limonar (municipio de Piedecuesta, Santander), afloran migmatitas que se identifican por la presencia de componentes neosoma y paleosoma, así como por el desarrollo de morfologías estromática plegada, en parche, *schollen*, *schlieren* y nebulítica. Estas migmatitas se localizan próximas a la Falla de Bucaramanga, lo que las hace susceptibles a controles estructurales. El presente trabajo, a partir de relaciones de campo, así como de análisis petrográficos y microestructurales, permitió diferenciar los componentes del neosoma (leucosoma y residuo), clasificar las morfologías migmatíticas (metatexitas y diatexitas) y establecer una secuencia de al menos cuatro eventos deformacionales: un evento inicial de metamorfismo regional en facies anfibolita alta, seguido de deformación dúctil sin-anatética asociada a la migmatización y emplazamiento de leucosomas; posteriormente, un metamorfismo dinámico que generó foliaciones miloníticas bajo condiciones dúctiles de baja a media temperatura; y, finalmente, una deformación frágil sobreimpuesta a la deformación dúctil. Estos resultados permitieron relacionar las migmatitas con el Neis de Bucaramanga, estimar su grado de fusión parcial y vincularlas con los eventos deformacionales, aportando a la reconstrucción metamórfica y tectónica del área y a la comprensión de la historia geológica del Macizo de Santander.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Geología. Directora: Angelica Álvarez Naranjo. PhD en Geología Estructural y Tectónica. Codirector: Leonardo Palmera Sánchez. MSc en Geociencias.

Abstract

Title: Petrographic and deformational study of the outcropping migmatites in Río del Hato, Piedecuesta municipality, Santander*

Author(s): Maria Cristina Lizcano Ortega**

Key Words: migmatites, deformation, regional metamorphism, dynamic metamorphism, Bucaramanga Gneiss, Bucaramanga Fault

Description: The Bucaramanga Gneiss is the oldest unit in the Santander Massif and is composed of pelitic and mafic gneisses, quartzites, marbles, amphibolites, and, locally, migmatites. In the Río del Hato area, La Mata district (Piedecuesta municipality, Santander), there is occurrence of migmatite outcrops identified by the presence of neosome and paleosome components, as well as by the development of stromatic, folded, patch, *schollen*, *schlieren*, and nebulitic morphologies. These migmatites are located near the Bucaramanga Fault, making them susceptible to structural controls. This work, based on the field relationships, petrographic and microstructural analysis, allowed to differentiate the components of the neosome (leucosome and residue), classify the migmatitic morphologies (metatexites and diatexites) and establish a sequence of at least four deformational events: an initial event of regional metamorphism in high amphibolite facies, followed by syn-anatectic ductile deformation associated with migmatization and leucosomes emplacement; subsequently, a dynamic metamorphism that generated mylonitic foliations under low- to medium-temperature ductile conditions; and, finally, a brittle deformation superimposed on the ductile deformation. These results established a link between the migmatites and the Bucaramanga Gneiss Unit, allow an estimation of the degree of partial melting they experienced and also contributed to the understanding of the relationship with the deformational events. Altogether, this contributes to the reconstruction the metamorphic and tectonic evolution of the area and provides information for the understanding of the geological history of the Santander Massif.

* Bachelor Thesis

** Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: Angélica Álvarez Naranjo. PhD in Structural Geology and Tectonics. Co-director: Leonardo Palmera Sánchez. MSc in Geosciences.

Introducción

La anatexis o fusión parcial de las rocas, es un proceso complejo controlado por diversas variables, como las condiciones de presión y temperatura (P-T), la composición o fertilidad del protolito (capacidad de fundirse) y la presencia o ausencia de agua (Pawley et al., 2015). La fusión parcial ocurre en condiciones de facies de anfibolita a granulita (Clemens et al., 2020) y depende de las proporciones de cuarzo y feldespato, además de la cantidad de minerales hidratados como moscovita, biotita y hornblenda presentes en la roca (Thompson, 1996). Por lo tanto, para comprender el proceso de anatexis es necesario conocer el tipo de protolito, los eventos metamórficos asociados y las condiciones P-T (Yu et al., 2019). En este contexto, las migmatitas, como resultado de este proceso, ofrecen una ventana para entender el grado de fusión parcial experimentado, lo cual se refleja en sus partes y estructuras.

La unidad Neis de Bucaramanga está compuesta por neises pelíticos (neis biotítico, neis biotítico con sillimanita y granate), semipelíticos (neis cuarzofeldespático biotítico y sillimanítico) y neises máficos (neis hornbléndico), además de cuarcitas sillimaníticas y granatíferas, mármoles, anfibolitas y localmente, migmatitas (Amaya, 2012; Ureña, 2014; Mantilla et al., 2016b; Zuluaga et al., 2017; García-Ramírez et al., 2017). En el sector del Río del Hato, ubicado en el municipio de Piedecuesta (Figura 3), afloran migmatitas compuestas por neises biotíticos con o sin hornblenda, neises hornbléndico-biotíticos, anfibolitas, granodioritas y tonalitas. Aunque se han realizado estudios petrográficos y geoquímicos en diferentes sectores del Macizo de Santander para caracterizar las migmatitas y determinar sus condiciones de presión y temperatura (P-T), así como los eventos metamórficos que las han afectado (Urueña y Zuluaga, 2011; Amaya, 2012, 2016; Zuluaga et al., 2017), hasta la fecha no se han desarrollado investigaciones petrográficas ni microestructurales sobre las migmatitas que afloran en el Río del Hato. En consecuencia, el

conocimiento acerca de los procesos de fusión parcial y su influencia en la evolución metamórfica en el macizo sigue siendo limitado. Además, estas migmatitas preservan evidencias de eventos tectónicos a través de sus estructuras, lo que permite reconocer los episodios de deformación asociados con la Falla de Bucaramanga y sus sistemas adyacentes.

El presente trabajo tiene como objetivo aportar información sobre las migmatitas aflorantes en el municipio de Piedecuesta a partir del análisis petrográfico de sus componentes principales, paleosoma, neosoma y residuos, complementando con el estudio de sus microestructuras. Con ello, se pretende caracterizar la composición de cada componente, identificar las morfologías migmatíticas que permitan inferir el grado de fusión parcial alcanzado y, finalmente, reconstruir la historia deformacional registrada en estas rocas.

1. Objetivos

1.1 Objetivo general

Realizar un estudio de la petrografía y la deformación a escala mesoscópica y microscópica de las migmatitas del Neis de Bucaramanga que afloran en el sector del Río del Hato.

1.2 Objetivos específicos

Describir las características mineralógicas, rasgos texturales y microestructurales de las migmatitas con el fin de identificar y diferenciar el paleosoma y el neosoma.

Clasificar las diferentes morfologías de las migmatitas para inferir el grado de fusión parcial.

Reconocer los eventos deformacionales que afectaron a las migmatitas para definir su relación con las estructuras mayores y el contexto tectónico del área de estudio.

2. Marco teórico

2.1 Migmatita y términos relacionados

La migmatita, según el Subcomité de Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS (Fettes et al., 2007), es una roca de silicato caracterizada por una heterogeneidad a escala mesoscópica o megascópica, con partes oscuras que suelen mostrar características de rocas metamórficas y partes claras que presentan un aspecto plutónico.

2.1.1 Partes de las migmatitas

Las migmatitas se componen de diferentes partes, las cuales pueden ser diferenciadas en mayor o menor grado de acuerdo con la intensidad del proceso.

2.1.1.1 Paleosoma. Comprende la parte de la migmatita que no fue afectada por la fusión parcial y que conserva estructuras previas al evento anatético, como foliaciones y estratificación (Sawyer, 2008a). En cuanto a la microestructura de la roca, esta puede permanecer sin cambios o presentar alteraciones menores en el tamaño, la forma y la orientación de los granos (Sawyer, 2008a; Pawley et al., 2013).

2.1.1.2 Neosoma. Corresponde a las nuevas partes formadas y reconstruidas a partir de la fusión parcial del protolito (Sawyer, 2008a). El neosoma puede estar sometido a segregación, donde el fundido y la fracción sólida se separan en residuo o mesosoma, melanosoma y leucosoma (Sawyer, 2008a, b)

2.1.1.2.1 Leucosoma. Es la parte más clara del neosoma en las migmatitas, compuesto principalmente por feldespato y cuarzo, resultado de la fusión parcial de la roca (Sawyer, 2008a). Su composición no siempre corresponde al fundido anatético, ya que puede haber cristalización fraccionada y segregación del fundido (Sawyer, 2008a). Los leucosomas se clasifican según su

origen en *in situ* y en la fuente o inyectados (desplazados de su fuente) (Sawyer, 2008a; Pawley *et al.*, 2013).

2.1.1.2.2 Residuo. Es la parte del neosoma que constituye la fracción sólida remanente tras la fusión parcial y la extracción del fundido (Sawyer, 2008a). Anteriormente denominado “mesosoma”, este término resulta inadecuado por referirse solo al color de la roca y no a sus características petrogenéticas, por lo que en este trabajo se emplea “residuo” junto con su índice de color (leucocrático, mesocrático o melanocrático) (Sawyer, 2008a).

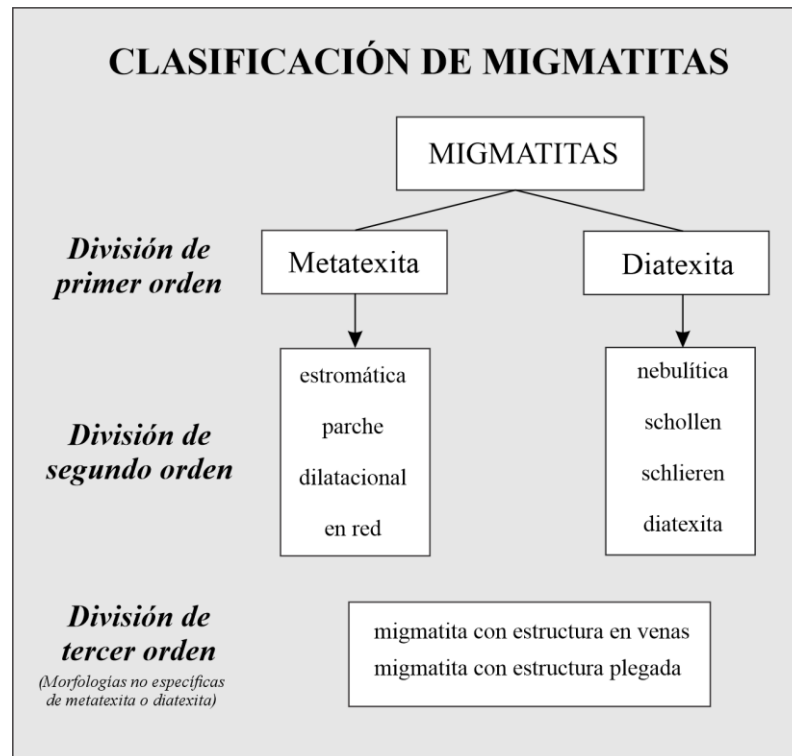
2.1.1.2.3 Melanosoma. Es la parte del residuo rica en minerales oscuros como biotita, granate, cordierita, ortopiroxeno, hornblenda, clinopiroxeno y rara vez olivino (Sawyer, 2008a). En este trabajo, el término melanosoma se empleará para designar el residuo melanocrático dispuesto en bandas, bordeando o intercalado con los leucosomas.

2.1.2 Clasificación

Sawyer (2008a) propone una clasificación morfológica de las migmatitas (Figura 1), basada en la anteriormente establecida por Mehnert (1968) considerando tres aspectos: la cantidad de fundido, las morfologías representativas del proceso de fusión parcial y las geometrías resultantes.

Figura 1

Mapa conceptual de la clasificación de migmatitas



Nota. Clasificación basada en los criterios de Sawyer (2008a).

2.2 Deformación

2.2.1 Rocas de falla

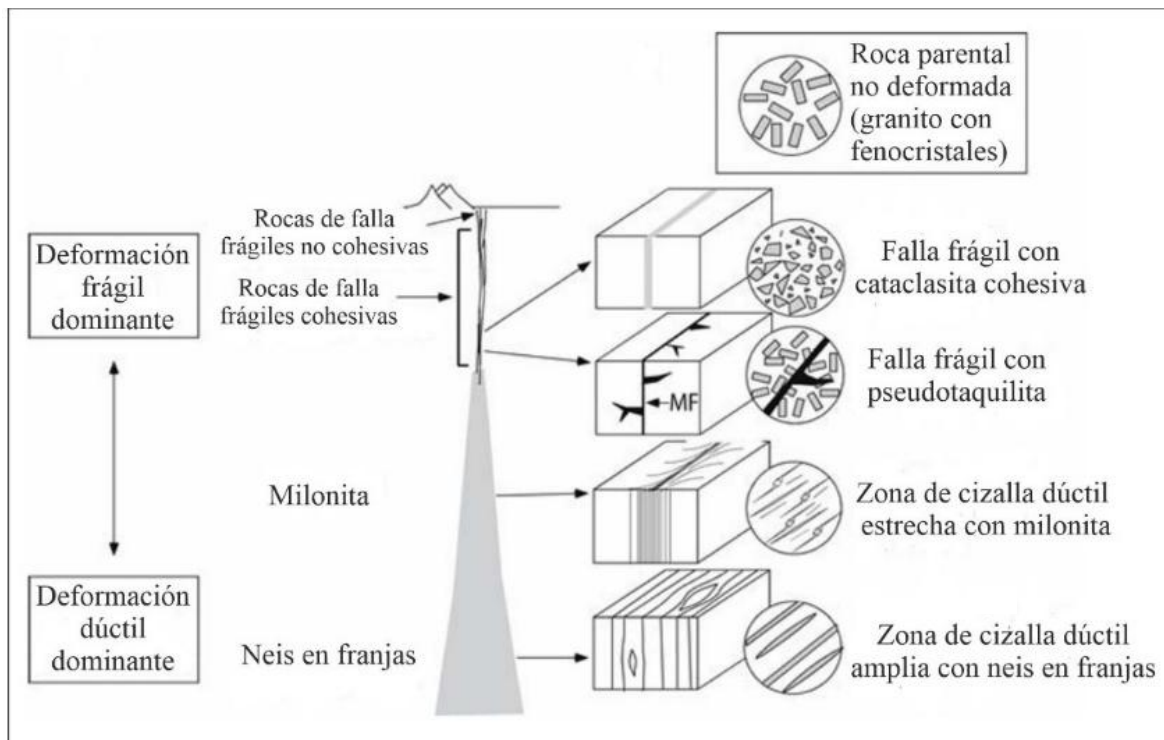
Las rocas formadas en zonas de falla se denominan rocas de falla (Figura 2) y se clasifican según su grado de cohesión, la proporción entre clastos gruesos y matriz de grano fino, así como por la presencia o ausencia de foliación (Fossen, 2010). Estas rocas se originan a partir de procesos de deformación frágil, condicionados por factores como la litología, la presión confinante y la temperatura, entre otros (Sibson, 1977; Schmid & Handy, 1991; Fossen, 2010). Las rocas cohesivas se dividen en cataclasitas y pseudotaquilitas, mientras que las rocas no cohesivas se clasifican en brecha de falla y *gouge* de falla (Sibson, 1977; Passchier & Throw, 2005; Fossen, 2010; Fossen, 2016).

2.2.2 Milonitas

Por otro lado, las rocas formadas en zonas de cizalla a mayores profundidades y temperaturas que las rocas de falla se denominan milonitas (Figura 2). Se trata de rocas foliadas, afectadas por mecanismos de deformación dúctil, que experimentan reducción del tamaño de grano y recrystalización. Su clasificación se basa en el porcentaje de matriz recrystalizada y en la proporción de fragmentos no recrystalizados, denominados porfiroblastos (Sibson, 1977; Schmid & Handy, 1991; Passchier & Trouw, 2005).

Figura 2

Distribución de los principales tipos de rocas de falla en relación con la profundidad en una zona de cizalla



Nota. La geometría y el tipo de roca de falla varían con la profundidad y el grado metamórfico. No se incluye escala vertical, ya que la transición entre deformación dúctil y deformación frágil depende de varios factores. Tomado y modificado de Passchier & Trouw (2005).

3. Marco geológico

3.1 Geología regional

Colombia está localizada en la región de los Andes del Norte, también conocida como el Bloque de los Andes del Norte (Trenkamp et al., 2002), una región sometida a una intensa deformación influenciada por la interacción en un punto triple entre la placa continental Sudamericana y las placas oceánicas del Caribe y Nazca (Cortés et al., 2005). Esta configuración tectónica ha dado origen a tres principales cinturones montañosos: la Cordillera Occidental, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental (Cediel et al., 2003). El Macizo de Santander está situado al norte de la Cordillera Oriental y forma parte del margen sureste del bloque de Maracaibo (Velandia et al., 2020). Se define estructuralmente como un bloque levantado de rocas del basamento (Restrepo–Pace, 1995) y se encuentra limitado al oeste por la Falla Bucaramanga con una tendencia norte-norte-occidente (Van der Lelij et al., 2016) y al este por el sistema de fallas Pamplona-Cubogón-Mercedes (García et al., 2005).

Las rocas que conforman el basamento cristalino del Macizo de Santander se han agrupado en las unidades metamórficas; Neis de Bucaramanga de edad Mesoproterozoico-Neoproterozoico (Cordani et al., 2005), Esquistos del Silgará (referida en trabajos de Royero & Clavijo, 2001; Mantilla et al., 2016a, b) de edad Ordovícico inferior (Mantilla et al., 2016b), Ortoneis y Metasedimentitas de Guaca-La Virgen (anteriormente denominada Formación Floresta Metamorfoseada) de edad Pre-Devónico (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2016a). Estas rocas se encuentran intruidas por varios stocks, plutones y batolitos del magmatismo Silúrico temprano con edades U-Pb de 442 Ma (Van Der Lelij, 2013; Botello et al., 2014) y magmatismo Triásico-Jurásico con edades Rb-Sr y U-Pb de 210 Ma (Dörr et al., 1995; Goldsmith et al., 1971; Royero & Clavijo, 2001). Estos cuerpos intrusivos del Jurásico, que afloran

en el sur y centro del macizo, están representados por el Granito de Pescadero, la Cuarzomonzonita Santa Bárbara, la Cuarzomonzonita de La Corcova y el Batolito de Mogotes, cuya composición varía desde granitos hasta dioritas (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001).

3.2 Geología local

3.2.1 Neis de Bucaramanga

El Neis de Bucaramanga está conformado principalmente por paraneises pelíticos, semipelíticos y arenosos, además de esquistos. En menor proporción, se presentan neises calcáreos, mármoles, neises hornbléndicos, anfibolitas y, de manera local, migmatitas (Ward *et al.*, 1973). Las condiciones máximas de metamorfismo registradas por esta unidad corresponden a la facies de anfibolita alta, dentro de la zona de la sillimanita (Mantilla *et al.*, 2016b). De acuerdo con Ward *et al.* (1973), la asociación mineral de andalucita y sillimanita con cordierita indica bajas presiones y altas temperaturas. Por otro lado, García *et al.* (2005) señalan que el metamorfismo de esta unidad se caracteriza, en términos generales, por una trayectoria P-T de sentido horario, con condiciones de presión media y alta temperatura, que varían entre 5.0 y 9.5 kbar y entre 630 y 727 °C. A esta unidad se le asigna una edad del Meso-Proterozoico, siendo la máxima edad de depositación del protolito entre ~1200-1300 Ma según edades U-Pb en zircones detríticos (Cordani *et al.*, 2005). Los eventos metamórficos que han afectado esta unidad están temporalmente vinculados con los ocurridos en la orogenia Grenvilliana (Orinoquiense-Putumayense en Colombia; Restrepo-Pace, 1995), que afectó el margen este de Laurentia a finales del Meso-Proterozoico y principios del Neo-Proterozoico, entre ~ 1100 y 980 Ma (Cordani *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2016b).

3.2.2 Cuarzomonzonita de La Corcova

La Cuarzomonzonita de La Corcova fue descrita inicialmente por Ward *et al.* (1973) y, posteriormente, referida como Plutón de La Corcova por Royero y Clavijo (2001). Más adelante, Rodríguez *et al.* (2016) la denominaron Monzogranito de La Corcova. Texturalmente, presenta variaciones que incluyen una fase cuarzomonzonítica porfirítica y una fase menor de grano fino rica en biotita (Ward *et al.*, 1973). Su composición mineralógica está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y minerales accesorios como apatito y circón (Royero & Clavijo, 2001). De acuerdo con Rodríguez *et al.* (2016), la unidad está compuesta por monzogranitos, sienogranitos, cuarzodioritas, cuarzomonzonitas y tonalitas. En cuanto a su geocronología, las primeras estimaciones reportaron una edad de 195 ± 7 Ma (Triásico–Jurásico), basada en dataciones K/Ar en moscovita y relaciones de campo (Ward *et al.*, 1973). Estudios recientes con dataciones U-Pb en circón señalaron edades de cristalización entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Rhetiano–Sinemuriano), con valores de 204.8 ± 6.1 Ma y 202.7 ± 1.2 Ma (Rodríguez *et al.*, 2016).

3.3 Estructuras mayores

La región SW del Macizo de Santander presenta un sistema de cizallamiento en bloques con rumbo norte-sur a noreste (Royero & Clavijo, 2001), y evidencia de deformaciones transcurrente, compresiva y distensiva relacionadas con el movimiento tectónico actual de los Andes del Norte (Audemard & Audemard, 2002). Se interpreta mediante un modelo transpresivo con una flor positiva en fallas longitudinales paralelas de rumbo sinistral (Velandia, 2017). Adyacente a la Falla de Bucaramanga, los bloques muestran deformación tipo dominó, mientras que las fallas internas tienen cinemática dextral (Restrepo-Pace, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Velandia, 2017).

3.3.1 Falla de Bucaramanga

La Falla de Bucaramanga es un segmento del Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga y constituye una estructura regional de gran extensión (Ujueta, 2003). Esta falla delimita rocas de basamento de edades Precámbrica, Paleozoica y Mesozoica al este, separándolas de depósitos sedimentarios del Cretácico y Cenozoico al oeste (Velandia, 2017). Se considera un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinestral y orientación NNW (Taboada et al., 2000; Cediel et al., 2003; Ujueta, 2003; Velandia et al., 2020), con un desplazamiento lateral estimado de al menos 100 a 110 km (Campbell, 1965; Tschanz et al., 1974), a la cual se asocian los trazos de fallas menores tipo R (sintéticas) y R' (antitéticas) (Velandia, 2017).

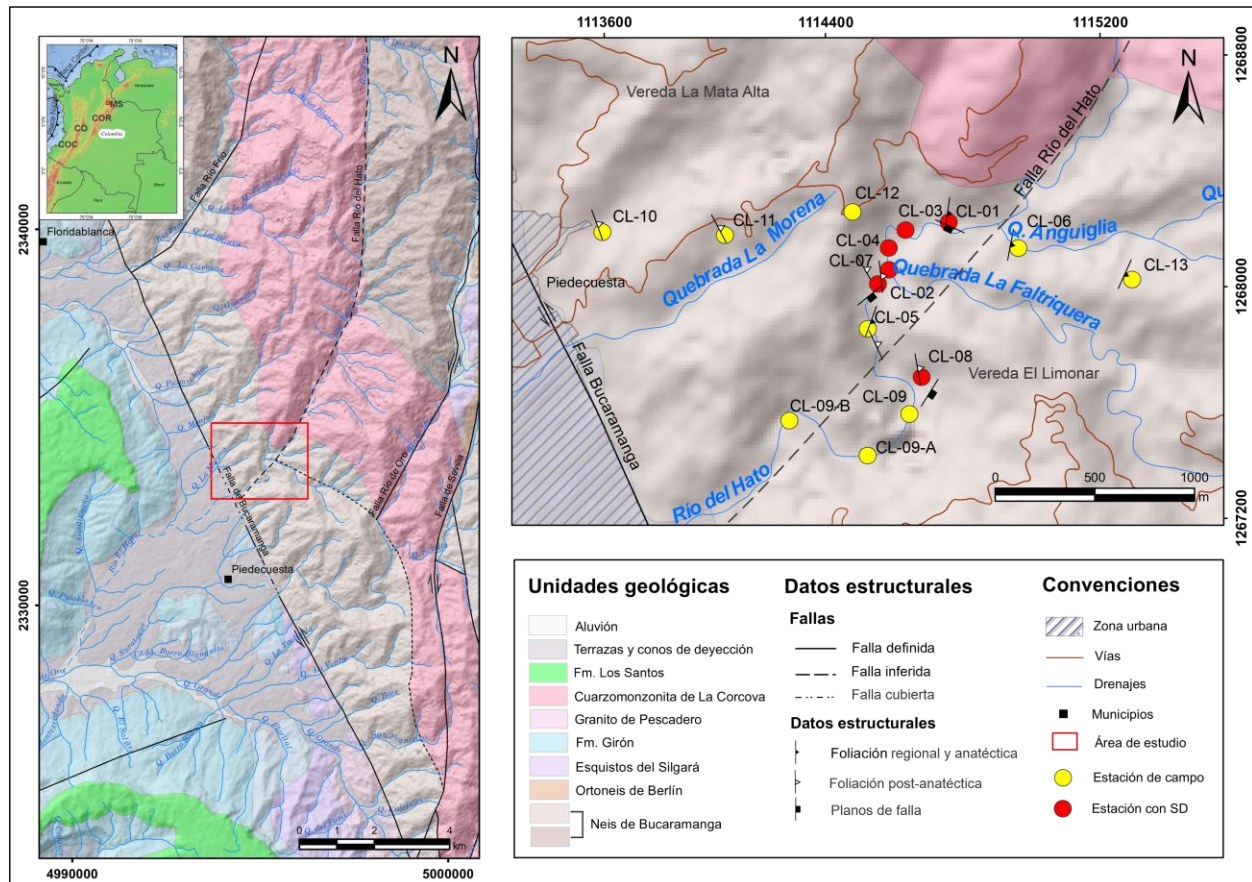
3.3.2 Fallas locales

Entre las estructuras locales se destacan las fallas Río Frío, Río del Hato (inferida por Ward *et al.* 1973) y Río de Oro, con orientación NE-SW, las cuales controlan el patrón de drenajes en el área (Hincapié & Veloza, 2009) (Figura 3). La Falla Río Frío corresponde a una estructura de rumbo con cinemática sinestral y componente inverso (Hincapie & Veloza, 2009). En esta, el bloque E se encuentra elevado, estableciendo un contacto fallado entre las rocas metamórficas Proterozoicas del Neis de Bucaramanga y las rocas ígneas Jurásicas de la Cuarzomonzonita de La Corcova (Hincapié & Veloza, 2009). La Falla Río del Hato es una estructura con orientación NE-SW, identificada a partir de un lineamiento fotogeológico, que se observa en el límite oriental del cuadrángulo H12 Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973). La Falla Río de Oro fue definida por Ward *et al.* (1973) como Falla de Tona y posteriormente renombrada por Bejarano y Navas (2018) como Falla Río de Oro. Se trata de una estructura regional de orientación NNE-SSW, cinemática sinestral y ligera componente inversa, con un plano de falla inclinado al W y con vergencia al este (Bejarano & Navas, 2018). La Falla del Río de Oro se desprende de la Falla Bucaramanga con

dirección NE controlando el cauce del Río de Oro, hasta su nacimiento en cercanías al alto el Picacho (Ward et al., 1973).

Figura 3

Mapa geológico del área de estudio



Nota. Geología tomada y modificada de Gómez et al. (2023) y Ward et al. (1977). Modelo digital de elevación tomado de Alaska Satellite Facility (ASF) (2011). Base cartográfica tomada del IGAC (2015).

4. Antecedentes

Ward *et al.* (1973) propuso formalmente el nombre Neis de Bucaramanga para referirse a la unidad compuesta por rocas metasedimentarias de alto grado de metamorfismo con edades de 945 ± 40 Ma determinadas mediante análisis K-Ar en hornblenda de un neis hornbléndico. En sus

trabajos, señala zonas de migmatitas caracterizadas como paraneises mezclados con neis augen y neis granítico.

Urueña-Suárez & Zuluaga (2011) describen al Neis de Bucaramanga como una unidad migmatítica, dado el desarrollo de leucosomas (lentes cuarzo-feldespáticos, diques y pegmatitas) que generan rocas heterogéneas con dominios oscuros metamórficos y claros de aspecto plutónico. Las condiciones metamórficas, basadas en asociaciones minerales como cuarzo, plagioclasa (andesina), biotita, sillimanita, feldespato potásico y moscovita, indican un rango de 5.5–7.2 kbar y 660–750 °C.

Amaya (2012) caracterizó petrográfica y petrológicamente las migmatitas del Neis de Bucaramanga en el sector El Ciruelo-La Corcova, donde identificó mesosomas de neis sillimanítico-biotítico y anfibolita, junto a leucosomas de composición granodiorítica, tonalítica y granítica. Su formación la atribuye a la intrusión de magmas y la fusión parcial de rocas metasedimentarias, favorecida por una alta disponibilidad de agua.

Amaya (2016) llevó a cabo una evaluación geocronológica mediante el método U-Pb en circones de los leucosomas presentes en las migmatitas del Neis de Bucaramanga, con el propósito de correlacionar su formación con el proceso metamórfico que originó las migmatitas. Sus resultados indican que la mayor población de circones en tres muestras de leucosomas se agrupa en torno al límite Cámbrico-Ordovícico, con un pico metamórfico cercano a los ~460 Ma. Esta edad es interpretada como el punto máximo de la migmatización, vinculado a la orogenia Famatiniana (Ordovícico medio). El inicio del metamorfismo se sitúa en 524 ± 39 Ma, mientras que la finalización del evento metamórfico ocurrió hacia finales del Silúrico. En este periodo, observa una disminución en la población de circones, lo que marca el cese de la migmatización y la deformación en la evolución del neis.

Zuluaga *et al.* (2017) realizaron un estudio geotermométrico y geobarométrico en las migmatitas del Neis de Bucaramanga. Sus resultados petrológicos y geoquímicos indican que estas rocas alcanzaron un pico metamórfico en condiciones de granulita, con temperaturas de hasta 800 °C, seguido por un evento metamórfico posterior de baja presión que sobreimprimió las migmatitas.

5. Metodología

La metodología empleada para el desarrollo de este proyecto de investigación se divide en cinco fases, dirigidas a alcanzar los objetivos planteados.

5.1 Revisión preliminar de la información

Esta fase incluyó una revisión bibliográfica sobre las migmatitas del Neis de Bucaramanga y los análisis estructurales asociados, utilizando fuentes académicas y del Servicio Geológico Colombiano. Además, se realizó fotointerpretación de imágenes satelitales para delimitar el área de estudio considerando la distribución de las migmatitas, los lineamientos estructurales presentes y las vías de acceso.

5.2 Trabajo de campo

En esta fase, se realizó el reconocimiento geológico del área, identificando litologías aflorantes y recolectando muestras orientadas para análisis microtectónico. Las migmatitas se describieron siguiendo la SCMR-IUGS (Fettes *et al.*, 2007) y las clasificaciones de Mehnert (1968) y Sawyer (2008a) (Apéndice A – Tabla A1), empleadas también para estimar el grado de fusión parcial según el volumen de leucosomas. Asimismo, se caracterizaron rocas de falla y se recopilaron datos estructurales en regímenes frágil y dúctil, registrando fracturas, planos de falla, foliaciones y lineaciones de estiramiento mineral.

5.3 Trabajo de laboratorio

5.3.1 Descripción macroscópica

Se realizó la descripción macroscópica de las muestras recolectadas en campo con el fin de identificar sus características texturales, estructurales y su composición mineralógica, además de llevar a cabo el correspondiente registro fotográfico. A partir de este análisis, se seleccionaron seis muestras representativas para la elaboración de secciones delgadas pulidas.

5.3.2 Análisis petrográfico y microestructural

El análisis petrográfico se realizó en el Laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología, utilizando un microscopio de luz transmitida marca Nikon y modelo Eclipse 50i POL, equipado con una cámara especializada para la captura de microfotografías. Este análisis consistió en un estudio detallado de las texturas, microestructuras y mineralogía de cada sección. Las rocas metamórficas se clasificaron según la nomenclatura de Schmid *et al.* (2004) y las rocas ígneas según el diagrama QAPF de Streckeisen (1976). Para el análisis microtectónico, se determinaron los mecanismos de deformación y los indicadores cinemáticos siguiendo los criterios de Passchier & Trouw (2005) y Trouw *et al.* (2010).

5.4 Análisis de resultados

En esta fase, los datos estructurales y microestructurales se procesaron y representaron mediante diferentes programas, con el objetivo de analizar la orientación de foliaciones, planos de falla y pliegues. Esta interpretación permite integrar la información de campo con los resultados de laboratorio para establecer relaciones entre los estilos estructurales y las condiciones de deformación registradas en las migmatitas.

5.5 Elaboración del informe final

Una vez analizados e interpretados los datos, se procedió a la elaboración del informe final. En este informe se presentan los resultados obtenidos y las conclusiones alcanzadas a lo largo del trabajo. El informe incluye los métodos aplicados, mapas, figuras, tablas, registros fotográficos y anexos correspondientes.

6. Resultados

6.1 Relaciones de campo

En este apartado se describen las características macroscópicas de las litologías reconocidas en las estaciones de campo, con énfasis en los cambios mineralógicos, las relaciones estructurales y las morfologías migmatíticas.

En el área de estudio, el Neis de Bucaramanga presenta una composición predominantemente máfica, representada por neises biotíticos, neises biotíticos con hornblenda y neises hornbléndicos, con niveles subordinados de anfibolitas. Estas litologías se observan de color gris oscuro a gris claro en muestras frescas y tonalidades pardo-ocres en muestras meteorizadas, como resultado de la oxidación de los minerales ferromagnesianos. Los neises máficos exhiben una estructura bien definida con tamaños de grano medio a fino. Por otro lado, las anfibolitas, de color gris oscuro a negro, exhiben una estructura foliada con tamaño de grano medio a fino. Estos neises muestran evidencias de haber sido afectados por procesos de migmatización en distintos niveles, es decir que varía el grado de fusión parcial entre ellos. Esto se reconoce en la presencia de leucosomas tonalíticos a granodioríticos distribuidos en paleosomas y en residuos conformados por neises biotíticos con hornblenda, neises hornbléndicos biotíticos y anfibolitas. En conjunto, estas asociaciones conforman migmatitas caracterizadas por niveles mesocráticos y melanocráticos, que corresponden al residuo y al melanosoma, respectivamente, así como por

niveles leucocráticos que representan al leucosoma. La disposición de estos componentes da lugar a morfologías características tanto de metatexitas como de diatexitas dentro del área de estudio. En términos de distribución espacial, las metatexitas se localizan principalmente en los sectores norte y sur del área de estudio, mientras que las diatexitas se concentran en la parte central-oriental (Figura 19). Para los fines de este estudio, los afloramientos se agruparon en zonas dominadas por metatexitas y diatexitas siguiendo un orden de norte a sur, en el sentido aguas abajo del río.

Las litologías del Neis de Bucaramanga se encuentran intruidas por diques discordantes de composición monzogranítica. Estos cuerpos ígneos presentan espesores que varían desde algunos centímetros hasta varios metros, son de color blanco en muestras frescas y adquieren tonalidades pardo-oscuras en muestras meteorizadas. Exhiben texturas holocristalinas, faneríticas a porfiríticas, con fenocristales de feldespato potásico. Mineralógicamente, se diferencian de los leucosomas por su mayor contenido de biotita y hornblenda, así como por el color rosado del feldespato potásico. En la estación CL-09 aflora un cuerpo monzogranítico irregular, en contacto fallado con metatexitas (Figura 18a). En el área de estudio, estos intrusivos han sido asociados con la unidad Cuarzomonzonita de La Corcova descrita por Ward et al. (1973) o con el Monzogranito de La Corcova definido por Rodríguez et al. (2016). Además, se observan diques de microgabro (también denominados doleritas o diabasas por Mantilla y García, 2018) que intruyen los neises máficos migmatíticos. Estos diques suelen tener un espesor promedio de entre 50 cm a 1 m. Por su parte, los diques monzograníticos se encuentran localmente milonitizados, lo cual se evidencia en la orientación de los cristales de feldespato potásico y biotita (Apéndice C – Figura C4).

Adicionalmente, las rocas de este sector muestran evidencias de alteración hidrotermal, principalmente caracterizada por una intensa sericitización de las plagioclasas. También, se

identifican venas y venillas de cuarzo, tanto concordantes como discordantes con la foliación de las rocas metamórficas, las cuales podrían estar relacionadas a un evento hidrotermal.

6.1.1 Zona de metatexitas

Las metatexitas se localizan en el noreste y sureste del área de estudio, a lo largo del Río del Hato, vereda El Limonar.

Entre las morfologías observadas, predominan la estromática (70 vol.%), seguida por la plegada (20 vol.%) y la de tipo parche (10 vol.%).

El paleosoma se presenta como neises biotíticos, neises biotíticos con hornblenda, neises hornbléndicos y anfibolitas. Los neises presentan tamaño de grano medio a fino (5 a > 1 mm) y exhiben una foliación S_n , definida por un bandeamiento composicional, con alternancia de bandas oscuras, ricas en biotita y hornblenda y bandas claras compuestas por plagioclasa, feldespato potásico y, en menor proporción, cuarzo. Las anfibolitas, aunque aparecen como cuerpos irregulares y esporádicos, presentan tamaño de grano medio (1 a 5 mm) con una foliación interna que es paralela a la foliación S_n de los neises, además de que su forma lenticular o irregular está orientada también con la estructura general de la roca dominante.

El neosoma en las metatexitas está constituido aproximadamente por 60 vol.% de residuo y 40 vol.% de leucosoma (Figura 4). En algunos casos, el neosoma no se encuentra segregado en leucosoma. Un ejemplo se observa en la Figura 4e, donde el neosoma desarrolla una foliación S_{n+1} subparalela a la foliación S_n preservada en el paleosoma. En este afloramiento, la zona más clara respecto al paleosoma podría interpretarse como un leucosoma; sin embargo, debido a su alto contenido de minerales máficos, producto de reacciones asociadas al proceso de fusión parcial, resulta más preciso denominarla neosoma.

Los residuos son predominantemente mesocráticos, de tonalidades que varían entre gris oscuro y gris claro, con tamaño de grano medio a fino ($5 > 1$ mm), estructura néisica y espesores variables. Se clasifican como neis hornbléndico-biotítico y neis biotítico con hornblenda. El residuo melanocrático o melanosoma, está constituido principalmente por biotita y hornblenda, dispuestas en capas finas de 2 a 5 mm de espesor, con estructura esquistosa y grano fino. Este se observa comúnmente bordeando, de manera continua o discontinua, los leucosomas *in situ* y los generados en la fuente (Figura 4a, b, c).

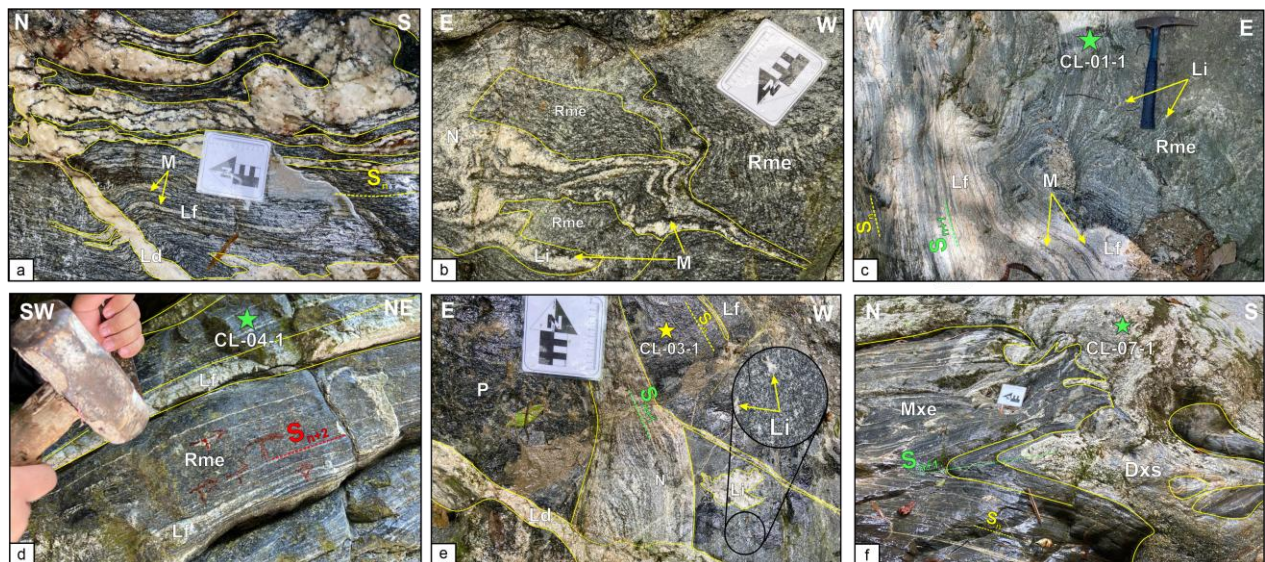
Los leucosomas exhiben una textura fanerítica, inequigranular con cristales de grano grueso (> 5 mm) y composiciones que varían entre tonalitas y granodioritas. La proporción de biotita y hornblenda difiere entre afloramientos, lo que da lugar a tonalidades desde blanco hasta blanco grisáceo. En cuanto a sus formas de ocurrencia, el leucosoma se presenta de tres formas: (i) en la fuente (70 vol.%), caracterizado por geometrías tabulares paralelas y concordantes con la foliación tectónica S_n del paleosoma. Los leucosomas presentes en los neises biotíticos con hornblenda se caracterizan por su color claro, disposición concordante, bordes rectos y alta relación de aspecto. Presentan composición tonalítica y espesores milimétricos a centimétricos, dispuestos en bandas comúnmente bordeadas por melanosomas formados por delgadas capas de biotita y hornblenda (Figura 4a, c, d). Los leucosomas en los neises hornbléndicos-biotíticos son de color grisáceo, composición granodiorítica y se disponen tanto de manera concordante como discordante respecto a la foliación S_n , desarrollando pliegues apretados y disarmónicos (Figura 4b, c). (ii) *In situ* (5 vol.%), generalmente se asocian a la morfología en parche, apareciendo como cuerpos irregulares de espesores entre 1 mm y 10 cm, con bordes difusos. Con frecuencia, estos parches de leucosoma adoptan formas sinuosas, cuneiformes o incluso plegadas, y se encuentran rodeados por melanosomas (Figura 4b, c, e). Y (iii) en forma de diques o venas (25 vol.%),

comúnmente de composición tonalítica, dispuestos de manera discordante con la foliación S_n y en algunos casos, integrados al leucosoma estromático, con espesores de apenas unos pocos centímetros (Figura 4a, e).

En la Figura 4f se observa la transición de una migmatita metatexita a una diatexita, indicando un aumento del grado de fusión parcial en sentido N-S. En la diatexita se observan balsas características de la morfología *schollen*, que parecen desprenderse de la metatexita y transformarse progresivamente en geometrías tabulares, redondeadas y lenticulares a medida que se incorporan a esta. La foliación S_{n+1} se manifiesta en pliegues asimétricos con orientación E-W, asociados a eventos de deformación sin-anatéticos, cuyos planos axiales son transversales a la foliación S_n (Figura 4f).

Figura 4

Afloramientos de migmatitas metatexitas en el Río del Hato



Nota. a) Metatexita estromática con leucosomas en la fuente (Lf) tonalíticos, intercalados con melanosomas (M) de biotita y hornblenda, atravesada por un leucosoma en dique (Ld) tonalítico. b) Leucosomas in situ (Li) granodioríticos formando metatexita en parche plegada en un residuo mesocrático (Rme) de neis hornbléndico-biotítico. c) Metatexita estromática y plegada. d) Metatexita estromática modificada por la foliación milonítica S_{n+2} . e) Neosoma (N) en paleosoma (P) de neis biotítico atravesado por diques tonalíticos (Ld); morfología en parche de leucosoma *in situ* (Li). f) Contacto transicional entre metatexita estromática (Mxe) y diatexita *schollen* (Dxs); plegamiento asimétrico define eje S_{n+1} , con leucosomas boudinados y balsas deformadas.

6.1.2 Zona de diatexitas

A diferencia de las metatexitas, las diatexitas exhiben una apariencia intrusiva debido a la abundancia del neosoma. Los afloramientos de diatexitas se localizan en el centro del área de estudio, en la confluencia de la Quebrada La Faltriquera con el Río del Hato, con una extensión aproximada de 150 m (Figura 5). Hacia el sureste aparece otro cuerpo menor, de unos 100 m de extensión, que expone únicamente la morfología *schollen* (Figura 7). En conjunto, estos afloramientos evidencian un aumento en el grado de fusión parcial con el desarrollo de morfologías *schollen* (80 vol.%), nebulítica (15 vol.%) y *schlieren* (5 vol.%) (Figura 5 y Figura 6). También, se reconocen diatexitas formadas exclusivamente por neosoma, sin una morfología distintiva, denominadas diatexitas masivas (Figura 5a) (White et al., 2005).

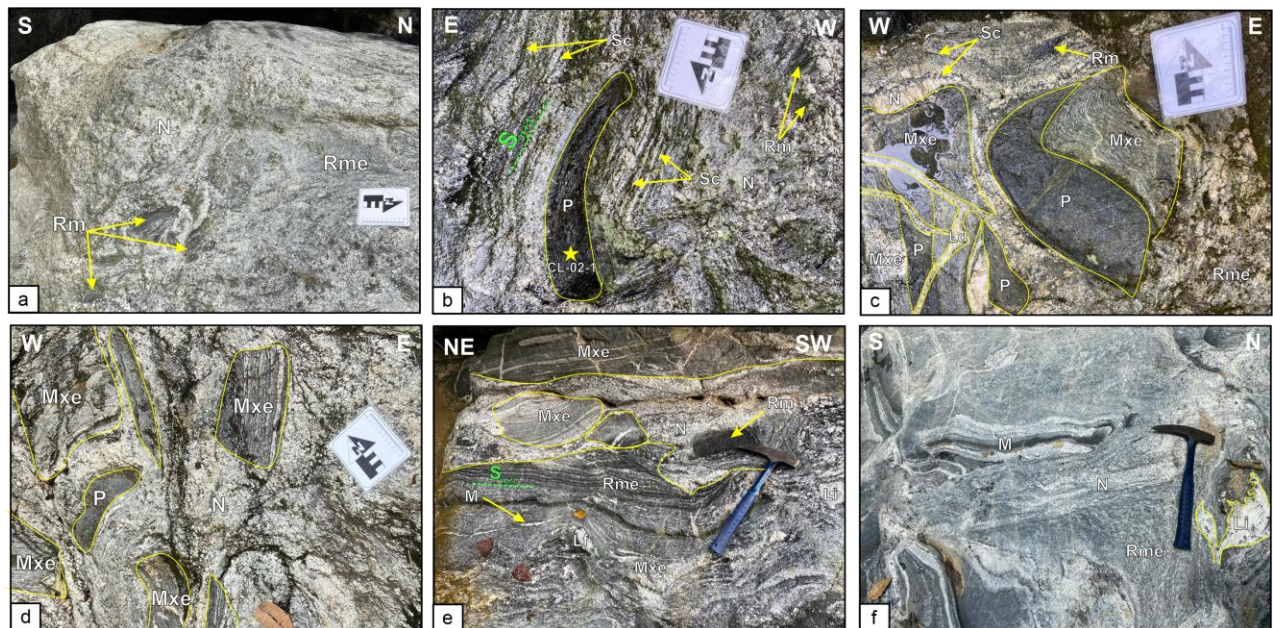
El neosoma es heterogéneo, de carácter mesocrático y color blanco grisáceo, con textura fanerítica, inequigranular y de grano grueso a muy grueso (5–10 mm). Su composición varía entre tonalítica y granodiorítica, siendo la granodiorita la que presenta una mayor proporción de biotita y hornblenda. Dado que sus componentes no se encuentran claramente segregados, resulta difícil estimar la proporción entre leucosoma y residuo. Sin embargo, se infieren valores de fundido superiores al 80 vol.%.

El residuo se clasifica en dos tipos: (i) residuo melanocrático o melanosoma, conformado por neises hornbléndicos, neises hornbléndico-biotíticos y, en menor proporción, anfíbolitas. (ii) El residuo mesocrático, constituye la fracción más abundante y aparece mezclado dentro del neosoma en forma masiva, con límites difusos. Este último está compuesto principalmente por hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita, y se diferencia del resto del neosoma por la predominancia de minerales ferromagnesianos, correspondiendo a neises biotíticos con hornblenda.

En el neosoma se observa una foliación magmática S_{n+1} , definida por la orientación de fenocristales euhedrales de plagioclasa y por agregados de biotita y hornblenda dispuestos en forma de *schlieren*. Estos *schlieren* se presentan como bandas melanocráticas, con espesores que varían entre 2 y 5 mm, que pueden ser rectilíneas o sinuosas con formas más irregulares y discontinuas, distribuidas dentro del neosoma (Figura 5b, c).

Figura 5

Afloramientos de migmatitas diatexitas en el Río del Hato



Nota. a) Diatexita masiva con neosoma (N), acumulación de residuo mesocrático (Rme) a la derecha y parches dispersos de residuo melanocrático (Rm). b) Diatexita *schollen* con balsas de paleosoma (P) y parches de residuos melanocráticos (Rm) en un neosoma mesocrático con *schlieren* (Sc). c) Diatexita *schollen* con balsas de paleosoma (P) y metatexita estromática (Mxe) deformados; Leucosomas en dique (Ld) cortando las balsas de manera discordante. d) Diatexita *schollen* con balsas de paleosoma (P) y metatexita estromática (Mxe) rotados. e) Bloque de metatexita estromática (Mxe) atravesado por un diatexita *schollen* con balsas de residuo melanocrático (Rm) y de esta misma en un neosoma (N) mesocrático. f) Diatexita nebulítica con un neosoma (N) mesocrático con acumulaciones de melanosoma (M) y leucosomas *in situ* (Li) difusos.

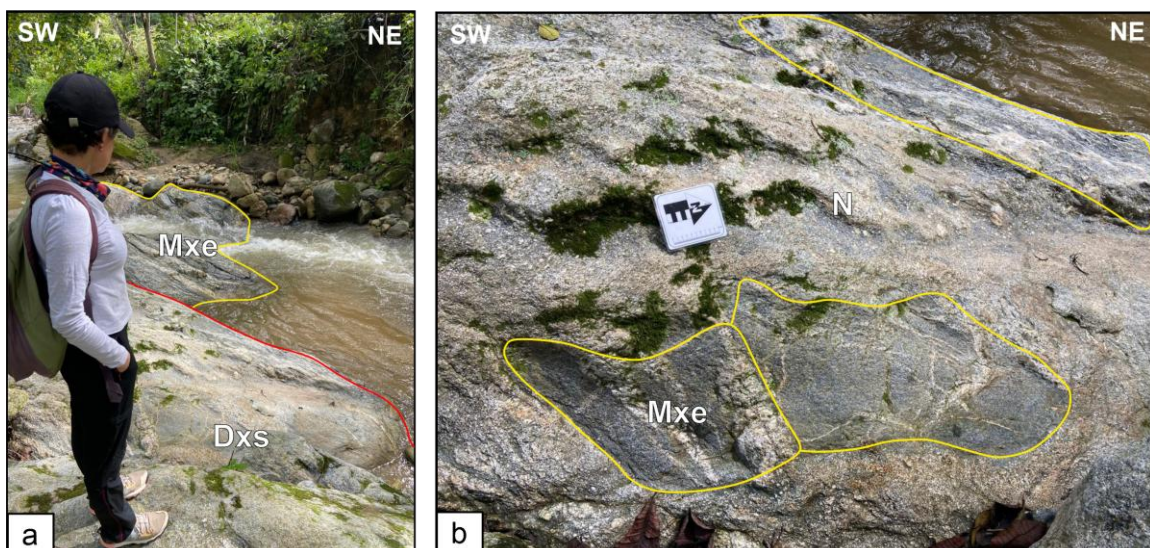
Las diatexitas *schollen* se encuentran ampliamente distribuidas en esta zona y se caracterizan por una masa de neosoma que contiene numerosas balsas tabulares de distintos

tamaños, denominados *schollen*. Dichas balsas corresponden al paleosoma, residuos y metatexitas estromáticas con dimensiones que varían entre 10 cm a 1 m (Figura 5 y Figura 6). Algunas están atravesadas por leucosomas en dique, generados a partir del fundido de las diatexitas (Figura 5c), mientras que otras muestran formas elongadas y orientadas según la foliación magmática, alineadas con los *schlieren* o, en ciertos casos, aparecen rotadas y deformadas con una leve geometría sigmoidal (Figura 5b, c).

Las balsas de metatexitas estromáticas son muy abundantes, llegando a alcanzar bloques de hasta 1 m de tamaño, lo que sugiere que la transición entre metatexitas y diatexitas está cerca. Estos bloques contienen mayores proporciones de fundido que las observadas previamente en la zona de metatexitas y presentan capas de residuo mesocrático con leucosomas estromáticos de composición tonalítica, bordeados por niveles de melanosoma constituidos por hornblenda y biotita (Figura 5e). De este modo, la morfología *schollen* disminuye progresivamente a medida que se aleja de la zona de transición con las migmatitas metatexitas, dando paso a la nebulítica (Figura 5f).

Figura 6

Transición entre metatexitas y diatexitas al sur del área de estudio



Las diatexitas nebulíticas se presentan de manera restringida en zonas donde los *schollen* ya han desaparecido. Se caracterizan por un neosoma mesocrático difuso, con textura fanerítica, de grano medio a fino (5 a <1 mm), formando parches azules grisáceos y claros marcadamente nebulíticos. En algunos sectores también se observan parches melanocráticos elongados, alineados con la foliación magmática, que evidencian un progresivo grado de segregación de las partes residuales del neosoma (Figura 5f).

6.2 Petrografía

Este apartado presenta la descripción y clasificación microscópica de seis secciones delgadas: dos paleosomas, una metatexita (leucosoma y residuo), una diatexita (leucosoma), un residuo mesocrático y una milonita con posible protolito de diatexita. Los leucosomas se clasificaron según Streckeisen (1976), mientras que los paleosomas y residuos se clasificaron de acuerdo con la IUGS-SCMR (Schmid et al., 2007). Las abreviaturas minerales utilizadas corresponden a la propuesta de Whitney & Evans (2010). Las microestructuras de fusión parcial y deformación se identificaron con base en los criterios de Sawyer (2008a) y Passchier & Trouw (2005). La composición mineralógica de las secciones se resume en la Tabla 1 y la Tabla 2.

Tabla 1

Composición mineral de las distintas partes de las migmatitas

Sección	Parte de la migmatita	Clasificación	Composición mineralógica (%)											
			Qtz	Pl	Mc	Or	Hb	Bt	Ep	Ms	Ttn	Ap	Zrn	Opq
CL-02-1	Paleosoma	Anfibolita	5	29			65				0,4	0,1	0,2	0,3
CL-03-1	Paleosoma	Neis biotítico	5	27		10		56	0,8		0,2		0,2	0,8
CL-04-1	Leucosoma	Tonalita	35	57	2	3			2			<1		<1
	Residuo mesocrático	Neis biotítico con hornblenda	8	18	6		20	46	0,6		0,8	0,3		0,3
CL-07-1	Leucosoma	Granodiorita	52	37	5			2	2	1		<1		<1

Tabla 2
Composición mineral de las rocas de falla asociadas a las migmatitas

Sección	Roca de falla	Parte de la migmatita	Tipo Composición	Composición mineralógica (%)												
				Porfiroclastos (P)								Matriz (M)				
				Qtz	Mc	Pl	Bt	Hb	Ep	Opq	Total P	Qtz	Ser	Mc	Bt	Total M
CL-01-1	Proto cataclasita	Residuo mesocrático	Máfica	18	13	6	20	31	<1	<1	90	2	4		4	10
CL-08-1	Milonita	Leucosoma	Cuarzo-feldespático	22	10	8					40	28	20	4	8	60

6.2.1 Paleosoma

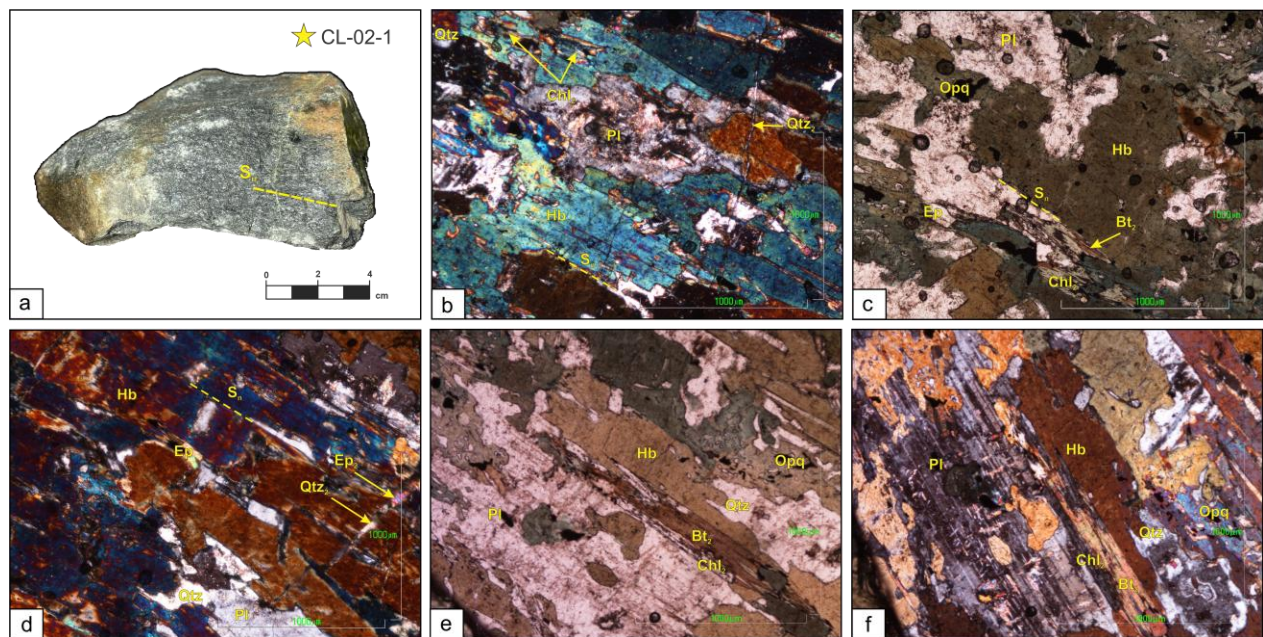
A nivel microscópico, fueron clasificados composicionalmente como anfíbolita (Figura 7) y neis biotítico (Figura 8).

6.2.1.1 Anfíbolita (CL-02-1). A nivel microscópico, la roca presenta un tamaño de grano medio, con textura granonematoblástica, homeoblástica y una foliación continua (S_n) definida por la orientación preferencial de blastos prismáticos y tabulares alargados de hornblenda (Figura 7d). Los minerales principales son hornblenda (65%), plagioclasa (29%) y cuarzo (5%). Como minerales accesorios se identifican titanita (0,4%), circón (0,2%), apatito (0,1%) y minerales opacos (0,3%). En cuanto a los minerales de alteración producto de intemperismo o hidrotermalismo, se presenta biotita, clorita, epidota y sericita. La hornblenda subidioblástica, de forma tabular, y presenta textura poiquiloblástica con numerosas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, epidota y minerales opacos (Figura 7e, f). Su pleocroísmo varía verde claro a verde oliva, con cortes basales de tonalidad café. Se observan intercrecimientos entre cristales de hornblenda y plagioclasa, esta última con un alto grado de sericitización (Figura 7b, e, f). En algunos cristales se observa macla simple y asociación con plagioclasa y cuarzo (Figura 7b, d). La plagioclasa es en su mayoría xenoblástica, aunque en ciertos casos se presenta como subidioblástica con formas tabulares, mostrando maclas polisintéticas. En menor proporción, la

plagioclasa muestra *kinking* en sus maclas. Además, presenta inclusiones de cuarzo y epidota, así como una fuerte alteración a sericita en el núcleo de los blastos (Figura 7b). El cuarzo presenta extinción ondulante, es xenoblástico con bordes irregulares y se encuentra en contacto neto con la hornblenda y la plagioclasa (Figura 7b). De manera general, se reconocen vetillas de cuarzo y cuarzo + epidota, de unas pocas micras de espesor, dispuestas en forma discordante respecto a la foliación S_n (Figura 7b, d). La paragénesis mineral corresponde a hornblenda + plagioclasa (Figura 7d).

Figura 7

Características petrográficas de la anfibolita (CL-02-1)



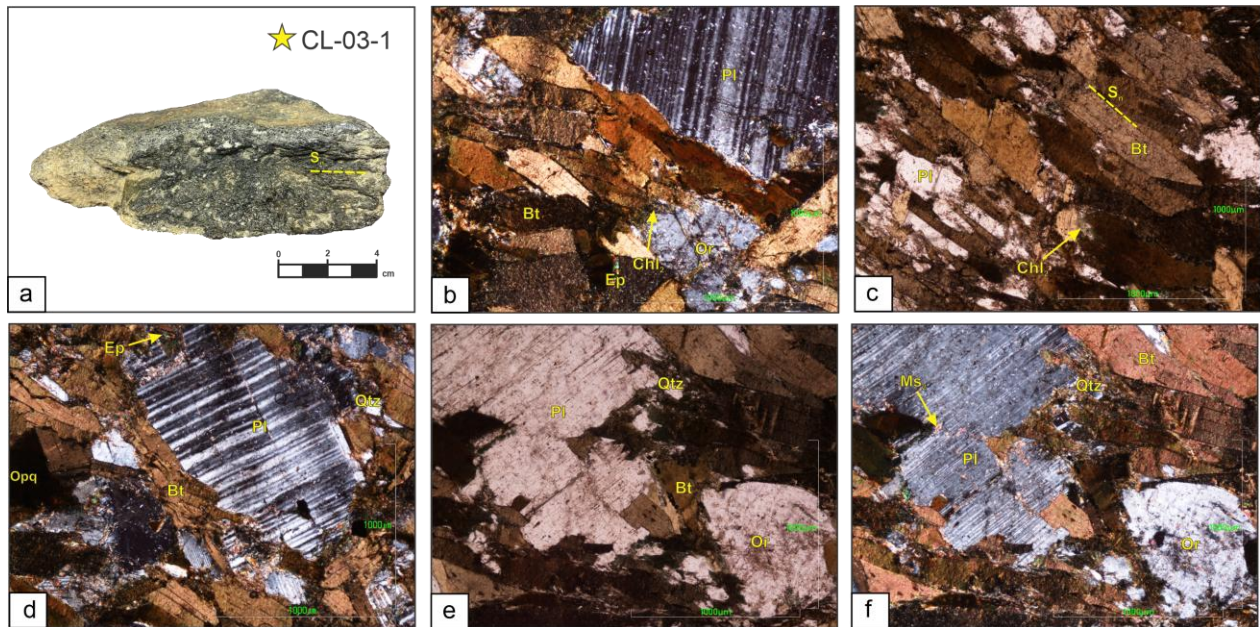
Nota. a) Aspecto general de la anfibolita (CL-02-1) en muestra de mano. b) Estructura principal, foliación S_n y mineralogía de la roca. c) Hornblenda siendo reemplazada por biotita y clorita; Textura poikiloblástica en la hornblenda (esquina inferior izquierda) con numerosas inclusiones de cuarzo. d) Plagioclasa alterada a sericita; vetillas hidrotermales de cuarzo. e-f) Intercrecimientos entre cristales de hornblenda y plagioclasa sericitizada observados en nicols paralelos y cruzados.

6.2.1.2 Neis biotítico (CL-03-1). La roca presenta tamaño de grano medio a fino, textura granolepidoblástica, heteroblástica y una foliación S_n definida por la orientación preferencial de la biotita. Los minerales principales son biotita (56%), plagioclasa (27%), ortosa (10%) y cuarzo (5%). De manera ocasional, se presentan minerales accesorios como epidota (0,8%), circón (0,2%), titanita (0,2%) y minerales opacos (0,8%). Como minerales de alteración se identifican clorita y sericita.

La biotita se presenta en agregados finos con hábito laminar, asociada a plagioclasa y ortosa. Muestra alteración parcial a clorita desde los bordes hacia el centro (Figura 8b, c). La plagioclasa es subidioblástica, de tamaño medio a grueso, con maclas polisintéticas tipo albita, comúnmente flexionadas (Figura 8d). Contiene inclusiones de cuarzo y epidota, y en menor proporción presenta alteración a sericita. Tanto la biotita como la plagioclasa exhiben microplegamientos y *kinking*, producto de la deformación post-anatética (Figura 8b, d, f). El cuarzo aparece como individuos subidioblásticos de forma tabular, tamaño de grano fino y con extinción ondulante típica, asociados a la biotita y la plagioclasa. La ortosa se presenta como individuos subidioblásticos, de grano medio, con contactos netos con plagioclasa y biotita, y de forma localizada con cuarzo. Además, muestra alteración parcial a caolín. Los blastos de ortosa y plagioclasa exhiben microfracturamiento intragranular sobreimpuesto (Figura 8a, d). La epidota se presenta en asociación con plagioclasa y biotita. La titanita aparece como cristales idioblásticos finos asociados a la biotita. El circón y el apatito, de tamaño muy fino, se observan principalmente como inclusiones en la plagioclasa. La paragénesis mineral está conformada por biotita + plagioclasa + ortosa + cuarzo (Figura 8d).

Figura 8

Características petrográficas del neis biotítico con plagioclasa y feldespato (CL-03-1)



Nota. a) Aspecto general del neis biotítico con plagioclasa y feldespato (CL-03-1) en muestra de mano. b) Estructura principal y mineralogía de la roca, *kinking* en biotitas y microfracturas intragranulares en plagioclasa y ortosa. c) Foliación S_n definida por biotita. d) Microplegamiento y *kinking* en plagioclasa y biotita. e-f) Intercrecimientos entre cristales de biotita y plagioclasa, con moscovita secundaria en su interior, observados en nicóles paralelos y cruzados.

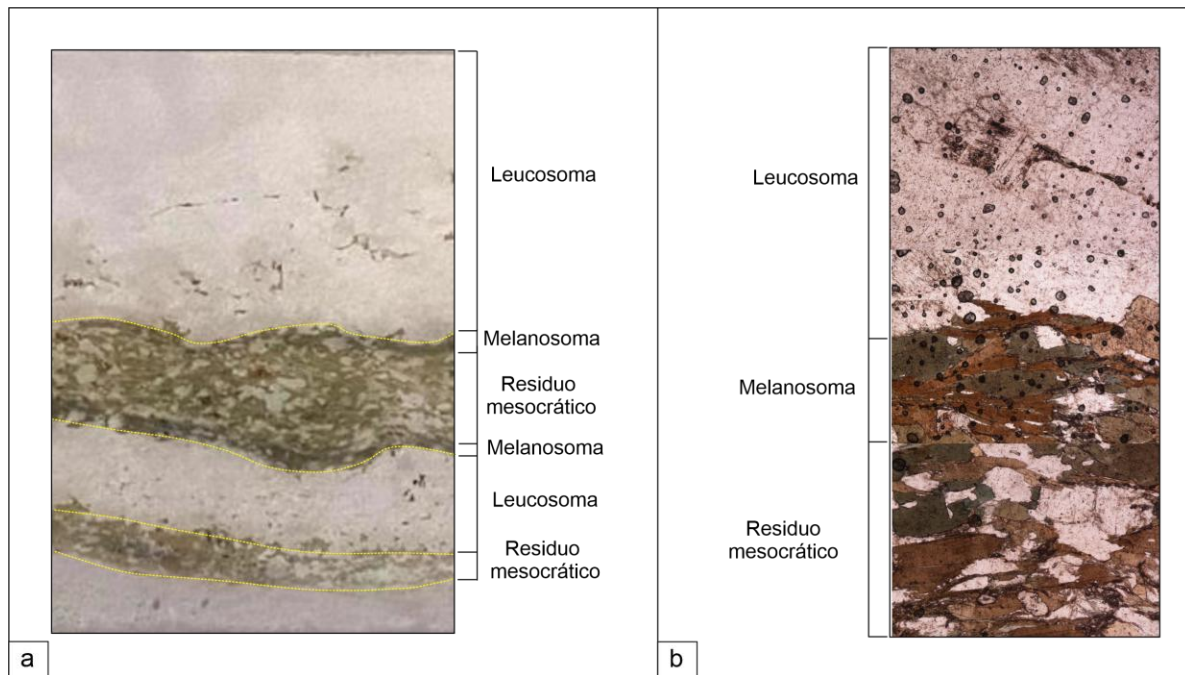
6.2.2 Residuos

Los residuos son de aspecto metamórfico y corresponden a neis biotítico con hornblenda (Figura 10) y neis hornbléndico-biotítico (Figura 11).

El residuo de la muestra CL-04-1 proviene de una metatexita estromática, donde se observan residuos mesocráticos adyacentes a capas de residuo melanocrático dispuestas en forma de melanosoma (Figura 9). Estos se originan por el incremento en la interacción del paleosoma con el fundido, constituyendo la fracción sólida que resistió al proceso anatéctico. Ambos residuos presentan una composición similar, clasificándose como neises biotíticos con hornblenda, aunque con variaciones en el contenido de plagioclasa y feldespato. En este apartado se describirá el residuo, con énfasis en el mesocrático, que es el predominante en esta sección delgada.

Figura 9

Relación entre el residuo y el leucosoma en una metatexita (CL-04-1)



Nota. a) Sección delgada de la muestra CL-04-1 que muestra las distintas partes del neosoma en una metatexita estomática. Se observan capas delgadas melanocráticas de melanosoma en contacto en ambos lados con el leucosoma y el residuo mesocrático. b) Microfotografías del aspecto general de la sección delgada CL-04-1 en nicols paralelos.

6.2.2.1 Neis biotítico con hornblenda (CL-04-1). Microscópicamente, la roca exhibe una textura granolepidoblástica y homeoblástica, con un tamaño de grano medio a fino, y presenta una estructura neísica. Se observa un bandeamiento composicional de biotita y hornblenda alternando con feldespato potásico y cuarzo, además de texturas poiquiloblásticas, simplectíticas y bordes embahados producto de la fusión de biotita y hornblenda (Figura 10).

El residuo mesocrático está compuesto por biotita (46%), hornblenda (20%), plagioclasa (18%), cuarzo (8%) y feldespato potásico (6%). Como minerales accesorios se identifican titanita (0,8%), epidota (0,6%), apatito (0,3%) y minerales opacos (0,3%). Entre los minerales de alteración, producto del intemperismo o de procesos hidrotermales, se reconoce clorita. El melanosoma se observa de manera restringida en la sección delgada, adyacente al residuo

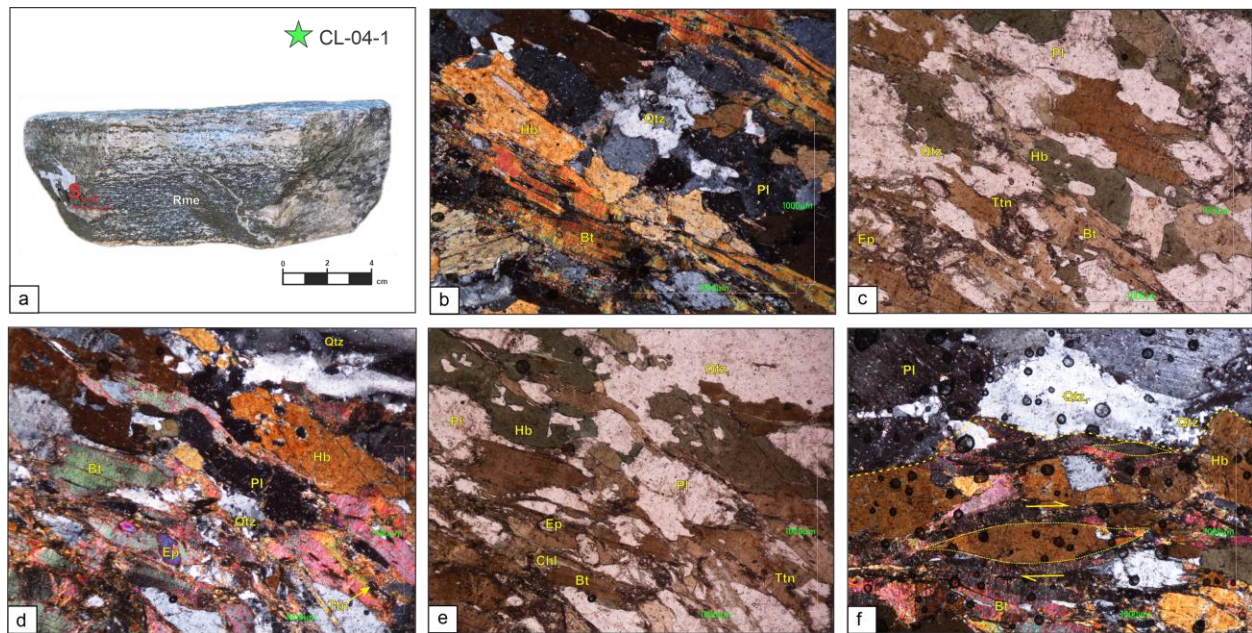
mesocrático. Presenta una textura granolepidoblástica y está constituido por biotita alterada a clorita, hornblenda, plagioclasa y cuarzo, además de accesorios como titanita y circón (Figura 10f).

La biotita se presenta de dos tipos; biotita residual caracterizada por presentar bordes irregulares y anhedrales en forma de bahías y textura simplectítica con cuarzo, además de coloraciones marrón-rojizas, mostrando un marcado pleocroísmo. También, se encuentra parcialmente alterada a clorita, con inclusiones de apatito (Figura 10c,d). La biotita neoformada conformada por biotitas subhedrales a euhedrales en agregados hojosos de tamaño de grano fino con poca alteración a clorita y sin inclusiones (Figura 10c, d, e). En algunos casos, la biotita presenta blastos microplegados, *kinking* y formas *fish*, asociadas a la deformación post-anatética (Figura 10b, d, f). La hornblenda se presenta como individuos subidioblásticos de color marrón a verde, con cortes longitudinales de hábito prismático y cortes basales que muestran exfoliación en dos direcciones (Figura 10d). Exhibe textura poiquiloblástica con inclusiones de plagioclasa y cuarzo redondeados (Figura 10c, d, e), y algunos blastos presentan bordes en forma de bahías, lo que representa la fase residual de este mineral (Figura 10c, e). La plagioclasa es subidioblástica, de grano medio, con bordes redondeados y macla polisintética poco desarrollada y deformada, mostrando en algunos casos recristalización por bulging. También presenta inclusiones de cuarzo redondeado, circón, epidota, incluida la variedad clinozoisita, y apatito. El cuarzo es xenoblástico y presenta extinción ondulante y recristalización por rotación de subgranos (Figura 10b, d). La titanita se presenta en agregados subidioblásticos finos asociados a la biotita (Figura 10d).

En esta muestra se reconocen evidencias de deformación posteriores al evento anatético, registradas en cuarzo, plagioclasa y biotita. La paragénesis mineral para este residuo está representada por biotita + hornblenda + plagioclasa + cuarzo (Figura 10).

Figura 10

Características petrográficas del neis biotítico con hornblenda (CL-04-1)



Nota. a) Aspecto general del neis biotítico con hornblenda (CL-04-1) en muestra de mano. b) Estructura principal y mineralogía de la roca, *kinking* en biotitas, textura simplectítica por intercrecimientos de biotita con cuarzo y plagioclasa. c-d) Cuarzo con recrystalización de tipo *bulging* y rotación de subgranos; observado en nicols paralelos y cruzados. e) Hornblenda y biotita con bordes embahados. f) Contacto entre el leucosoma y el melanosoma; micas *fish* de biotita, indicando cinemática dextral definida por la foliación post-anatética S_{n+2} .

6.2.2.2 Neis hornbléndico-biotítico (CL-01-1). A nivel microscópico, la roca exhibe una textura granonematoblástica y cataclástica, con marcada heterogeneidad en el tamaño de grano, que varía de fino a grueso. Se reconocen alteraciones hidrotermales en forma de vetillas de epidota y cuarzo, así como microfracturamientos intragranulares y transgranulares asociado a procesos cataclásticos.

Este residuo se clasifica como mesocrático y está compuesto en un 90% por porfiroblastos de hornblenda (31%), biotita (20%), cuarzo (18%), plagioclasa (13%) y feldespato potásico (6%). Como minerales accesorios se identifican epidota (0,8%), circón (0,7%), minerales opacos (0,5%)

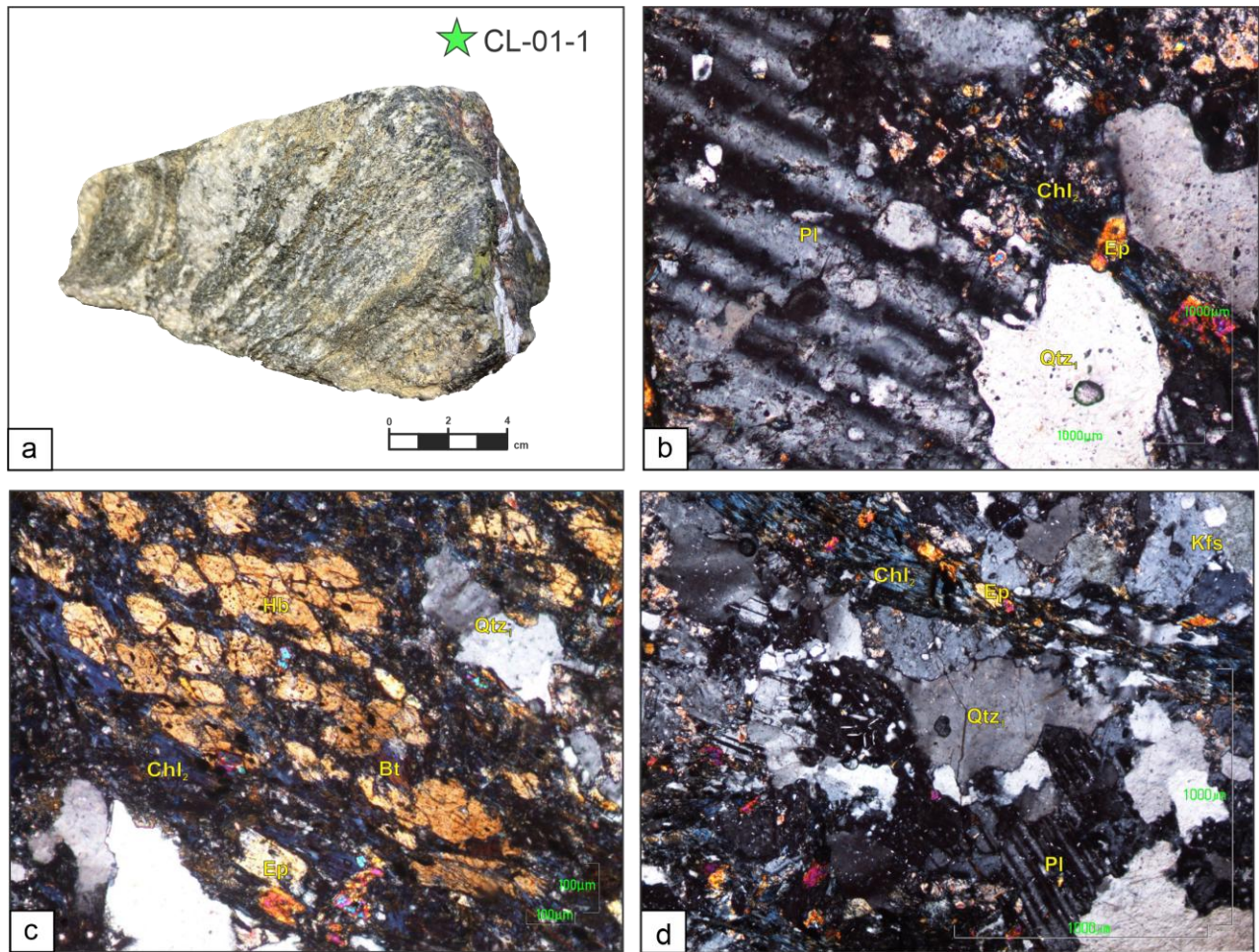
y apatito (0,2%). Entre los minerales de alteración, producto del intemperismo o de procesos hidrotermales, se reconocen clorita y epidota. El 10% restante corresponde a una matriz conformada por biotita (4%), sericita (4%) y cuarzo (2%), lo que permite clasificar esta roca como una proto-cataclasita, según Sibson (1977), derivada del neis hornbléndico-biotítico. La roca exhibe una textura granonematoblástica y la distribución de los blastos es heteroblástica. Entre las texturas, se encuentran típicas de fusión parcial como simplectítica y/o vermicular, poiquilítica, pertítica y mirmequítica.

La hornblenda es subidioblástica y presenta textura esquelética, generalmente alterándose a biotita, clorita y epidota. Presenta inclusiones de plagioclasa, cuarzo y minerales opacos. La biotita aparece en agregados hojosos de blasto fino, con hábito laminar, alterada casi en su totalidad a clorita (Figura 11c). El cuarzo se presenta en forma xenoblástica, con marcada extinción ondulante, recrystalización por *bulging* y rotación de subgranos. También, se presentan texturas de intercrecimiento vermicular y/o simplectítico de cuarzo con plagioclasa y feldespato potásico (Figura 11b). La plagioclasa presenta bordes lobulados en contacto con el cuarzo y desarrolla textura mirmequítica, caracterizada por inclusiones vermiculares de cuarzo, así como textura poiquilítica en cristales grandes con cuarzoes redondeados de diferentes tamaños, producto de reacciones de fusión parcial (Figura 11b, d). Internamente desarrolla maclas de deformación, evidenciadas por maclas irregulares con terminaciones en cuña, y recrystalización de tipo *bulging* (Figura 11d). Hay un alto grado de alteración, principalmente sericitización y presencia de fracturas abiertas y vetillas de epidota y cuarzo. La plagioclasa y el feldespato presentan fracturas intragranulares, mientras que el cuarzo muestra fracturas intra y transgranulares, como resultado de una deformación frágil post-anatética (Figura 11d).

La paragénesis mineral para este residuo está representada por hornblenda + biotita + plagioclasa + cuarzo (Figura 11c).

Figura 11

Características petrográficas del neis hornbléndico-biotítico (CL-01-1)



Nota. a) Aspecto general del neis hornbléndico-biotítico (CL-01-1) en muestra de mano. b) Texturas simplectítica entre el cuarzo y la plagioclasa, textura poiquilítica en plagioclasa. c) Hornblenda en asociación con epidota y biotita cloritizada casi en su totalidad. d) Aspecto cataclástico y mineralogía de la roca, textura mirmequítica en plagioclasa, pertitas en flama en feldespato potásico, extinción ondulante en cuarzo, recristalización de tipo bulging, rotación de subgranos en cuazo, fracturas intragranulares en plagioclasa y feldespato y intra, inter y transgranulares en cuarzo.

6.2.3 *Leucosomas*

Los leucosomas presentan un aspecto ígneo y corresponden composicionalmente a tonalita (Figura 12) y granodiorita (Figura 13), así como a una milonita con un posible protolito de diatexitita (Figura 14).

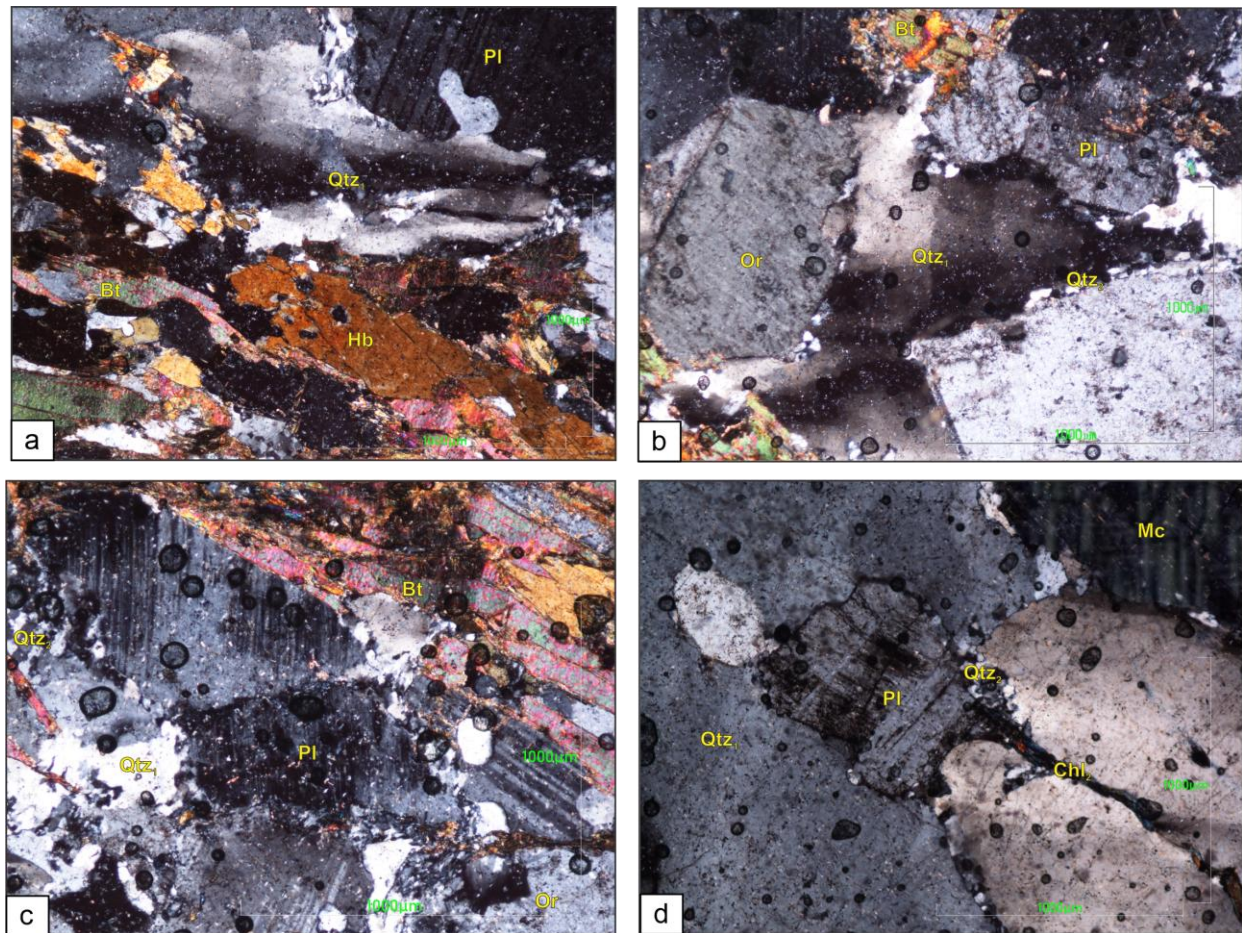
6.2.3.1 Tonalita (CL-04-1). Corresponde a un leucosoma en un neis biotítico con hornblenda. A escala microscópica, el leucosoma exhibe una leve orientación, definida por el alineamiento de minerales máficos o por la presencia de cristales de cuarzo aplastados y estirados (Figura 12a, b). Se caracteriza por una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular y subidiomórfica, con cristales de tamaño medio a grueso. Sus minerales principales son plagioclasa (58%), cuarzo (35%), ortosa (3%), microclina (2%) y biotita (3%). Como minerales accesorios se identifican circón (0,7%) y apatito (0,3%). Por su parte, la sericita, clorita y epidota corresponden a productos de intemperismo o de procesos hidrotermales. Las texturas que se identifican de exsolución como micropertítica en ortosa y poiquilítica en plagioclasa y ortosa.

El cuarzo aparece anhedral con extinción ondulante muy marcada, recristalización dinámica por *bulging* y rotación de subgranos (Figura 12a, b, c). Con frecuencia, se observa el cuarzo vermicular cuando está en intercrecimiento con la plagioclasa y los feldespatos (Figura 12a). También se presenta como inclusiones redondeadas (asociado a un origen neoformado) dentro de la ortosa y la plagioclasa. La plagioclasa se presenta en cristales suhedrales que exhiben maclas de deformación con terminaciones en cuña, a veces flexionadas, además de recristalización por *bulging* (Figura 12c, d). Algunos cristales muestran terminaciones en forma de cúspide o desarrollan bordes lobulados en contacto con el cuarzo (Figura 12a, d). El feldespato potásico se observa principalmente como ortosa con textura micropertítica (Figura 12b), mientras que la microclina, menos frecuente, se identifica por su macla en tartán (Figura 12d). La biotita aparece

de manera ocasional rellenando los intersticios entre cristales de plagioclasa, feldespato y cuarzo, y comúnmente se encuentra alterada a clorita (Figura 12d).

Figura 12

Características petrográficas del leucosoma tonalítico (CL-04-1)



Nota. a) Contacto entre el melanosoma y el leucosoma; contactos lobulados entre plagioclasa y cuarzo. b) Textura micropertítica en ortosa; recrystalización dinámica por *bulging* y rotación de subgranos en cuarzo. c) Plagioclasa con inclusiones redondeadas de cuarzo y macla de deformación; recrystalización por *bulging* y rotación de subgranos en cuarzo. d) Plagioclasa con bordes lobulados en contacto con el cuarzo.

6.2.3.2 Granodiorita (CL-07-1). Corresponde al neosoma de una diatexita.

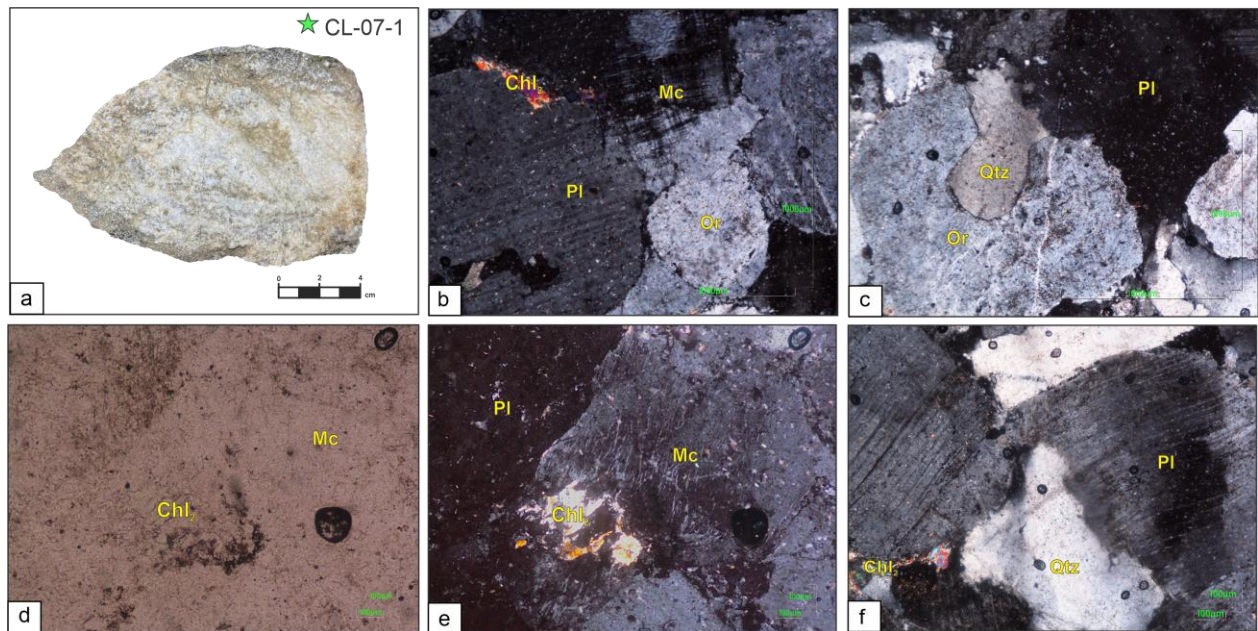
Microscópicamente exhibe una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular y subidiomórfica, con cristales de tamaño medio a grueso. Su mineralogía principal está representada por cuarzo

(45%), plagioclasa (37%), microclina (10%), ortosa (5%) y biotita (2%). Como minerales accesorios se identifican circón (0,5%), apatito (0,4%) y opacos (0,1%). La sericita, clorita y epidota corresponden a productos de intemperismo o procesos hidrotermales. Asimismo, se reconocen texturas asociadas a fusión parcial, como micropertítica en feldespato potásico tipo microclina, mirmequítica de plagioclasa y cuarzo, poiquilítica en plagioclasa (Figura 13).

El cuarzo, de grano medio a fino, es abundante y se caracteriza por una marcada extinción ondulante, acompañado de recristalización predominantemente por *bulging* y, en menor medida, por rotación de subgranos (Figura 13e, f). También aparece como inclusiones redondeadas dentro de la plagioclasa. La plagioclasa, de grano medio, presenta textura mirmequítica con intercrecimientos de cuarzo en su interior y poiquilítica con inclusiones de cuarzo redondeados (Figura 13b), además de maclas de deformación, microplegamientos y *kinking* en algunos cristales (Figura 13f). También muestra bordes irregulares, donde se observan pequeños agregados recristalizados de plagioclasa por *bulging* (Figura 13f). Hacia los bordes, evidencia alteración a sericita, la cual rellena los intersticios. La ortosa se observa en cristales subhedrales a redondeados, de grano medio, con contactos lobulados interpretados como evidencias de fundido, además de presentar alteración parcial a caolín (Figura 13c). La microclina se distingue por su macla de tartán y lamelas de exsolución de tipo micropertítica (Figura 13b, d). La biotita aparece casi en su totalidad alterada a clorita (Figura 13c, d).

Figura 13

Características petrográficas del leucosoma granodiorítico (CL-07-1)



Nota. a) Aspecto general de la granodiorita (CL-07-1) en muestra de mano. b) Textura mirmequítica en microclina en contacto con plagioclasa. c-d) Pertitas en flama en cristal de microclina; clorita secundaria producto de alteración de la biotita. e) Contacto lobulados entre ortosa y cuarzo; recrystalización de tipo bulging y rotación de subgranos en cuarzo. f) Macla de deformación, microplegamiento y *kinking* en plagioclasa; recrystalización de tipo bulging en plagioclasa y cuarzo.

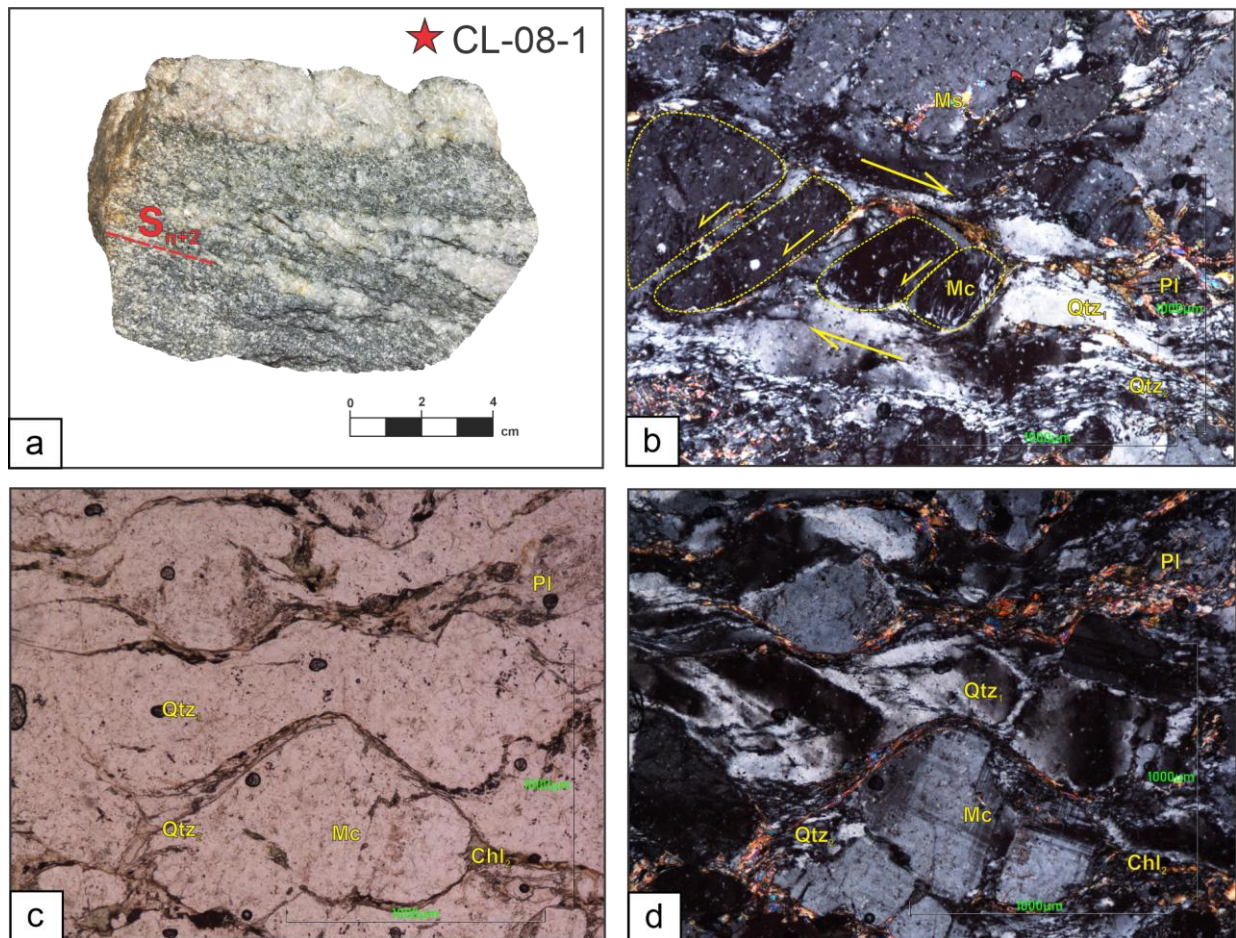
6.2.3.3 Milonita (CL-08-1). Microscópicamente, exhibe estructura milonítica y augen, con textura porfidoblástica en una matriz lepidogranoblástica. Su composición es predominantemente cuarzofeldespática, lo que sugiere un protolito correspondiente al neosoma granodiorítico de una diatexita.

La matriz está compuesta por cuarzo (27%), sericita (20%), biotita (8%), microclina (4%), circón (0,5%) y minerales opacos (0,5%). Los porfiroblastos corresponden a cuarzo (22%), microclina (10%) y plagioclasa (8%). Como minerales de alteración se presentan clorita y sericita. Los porfiroblastos de feldespato potásico corresponden principalmente a microclina, con texturas peritíticas. La plagioclasa muestra textura mirmequítica con cuarzo y una intensa alteración a

sericita, llegando a generar blastos de muscovita secundaria. El cuarzo es xenoblástico, alargado y de formas lenticulares, con extinción ondulante, recrystalización dinámica por *bulging* y rotación de subgranos. Además, se observa cuarzo dispuesto en franjas de deformación (Trouw *et al.*, 2010), con una marcada extinción ondulante (Figura 14b, d).

Figura 14

Características petrográficas de la milonita (CL-08-1)



Nota. a) Aspecto general de la milonita (CL-08-1) en muestra de mano. b) *Boudinage* en dominó en porfiroblastos de microclina fracturados, indicando cinemática dextral; franjas de deformación de cuarzo y recrystalización por *bulging* y rotación de subgranos; textura perítica en microclina y mirmequítica de cuarzo y plagioclasa. c-d) Estructura principal, foliación S_{n+2} definida por la biotita.

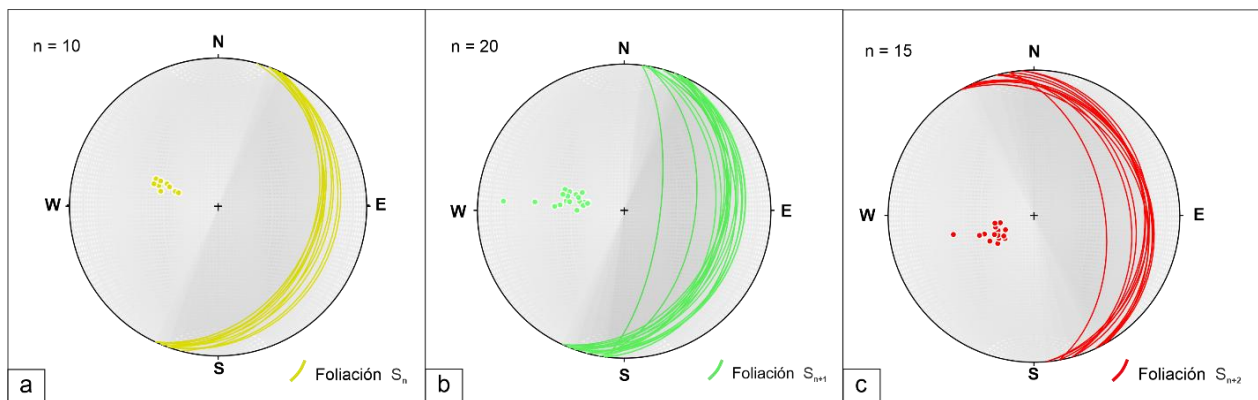
La milonita registra un sentido de cizallamiento dextral a escala microscópica, evidenciado por la disposición en dominó de cristales de microclina, rasgo que resulta concordante con la cinemática de los porfiroclastos tipo σ observados a escala mesoscópica (Figura 17). Sobre esta fábrica milonítica se superpone un evento cataclástico, responsable de generar microfracturación intra y transgranular en cristales de cuarzo y feldespatos potásico, lo que indica una etapa posterior de deformación frágil superimpuesta al régimen dúctil.

6.3 Estructuras

Las rocas del área de estudio presentan distintas tendencias de foliación (Figura 15) que evidencian una historia compleja de eventos tectono-metamórficos, incluyendo procesos de anatexis, las cuales se describen a continuación.

Figura 15

Representación estereográfica de las foliaciones



Nota. a) Planos y polos de la foliación S_n . b) Planos y polos de la foliación S_{n+1} . c) Planos y polos de la foliación S_{n+2} . Los rumbos y orientaciones se expresan en notación de azimuth de rumbo, de acuerdo con las mediciones realizadas en campo.

6.3.1 Estructuras pre-anatéticas

La foliación regional S_n corresponde a una estructura penetrativa con orientación N21°E y buzamiento de 30° hacia el SE (Figura 15a). Esta foliación se reconoce en el paleosoma de las

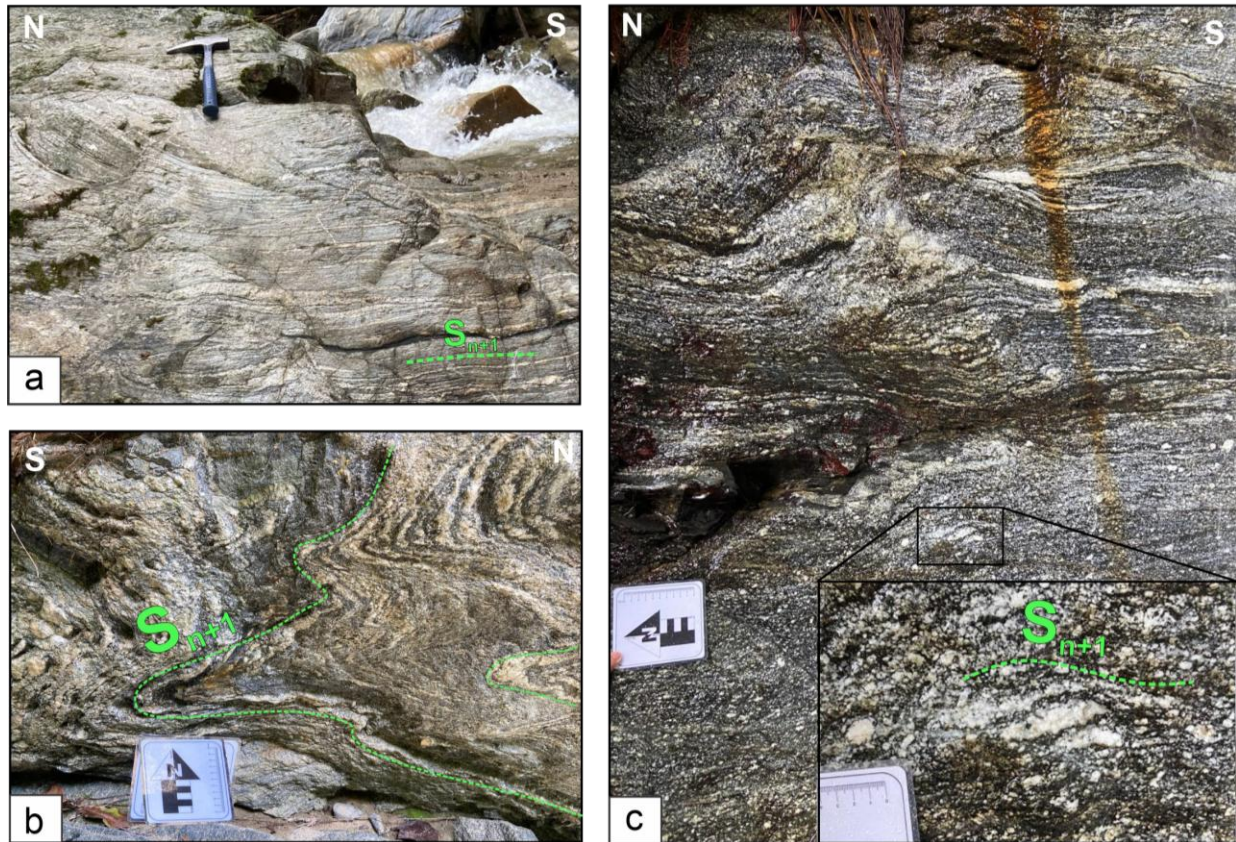
metatexitas y diatexitas descritas anteriormente (Figura 4 y Figura 5). En el paleosoma, el neis biotítico presenta una foliación definida por el bandeamiento composicional, caracterizado por la alternancia de capas leucocráticas y melanocráticas; en los cuerpos de anfibolitas, esta foliación se manifiesta como una estructura foliada que conserva la misma orientación que la de los neises.

6.3.2 Estructuras sin-anatéticas

Estas estructuras se interpretan, de manera general, como S_{n+1} y corresponden a superficies planares y penetrativas desarrolladas en conjunto con los procesos de fusión parcial presentes en el área de estudio (Figura 16). Dentro de ellas se reconoce la foliación estromatítica, definida por el bandeamiento entre leucosomas y residuos, dispuesta de forma paralela a subparalela respecto a la foliación pre-anatética S_n (Figura 16a). Además, se desarrollan pliegues disarmónicos y apretados, cuyos ejes axiales son comúnmente transversales a la foliación S_n (Figura 16b).

Asimismo, la deformación sin-anatética induce una orientación preferencial de los minerales en el neosoma, dando lugar a una foliación magmática, reflejada en las estructuras *schlieren*, la alineación de los *schollen* y la orientación e imbricación de cristales y fenocristales de plagioclasa y cuarzo (Figura 16c). También se observa bandeamiento de flujo, caracterizado por la alternancia de capas con alta y baja concentración de cristales (Figura 16c).

La tendencia estructural de estas foliaciones es predominantemente N-S y NE-SW, mostrando una disposición paralela a subparalela a las estructuras pre-anatéticas. Presentan orientaciones que varían entre 007° y 025° de azimuth, con buzamientos hacia el este que exhiben cambios abruptos entre 22° y 70° , como resultado de la deformación sin-anatética.

Figura 16
Estructuras sin-anatéticas


Nota a) Metatexita con leucosomas estromáticos dispuestos paralelamente a la foliación S_{n+1} y desarrollo de boudines. b) Metatexita estromática plegada, donde se observa la foliación S_{n+1} definida por los leucosomas. c) Bandeamiento de flujo magmático que define la foliación S_{n+1} en una diatexita.

6.3.3 Estructuras post-anatéticas

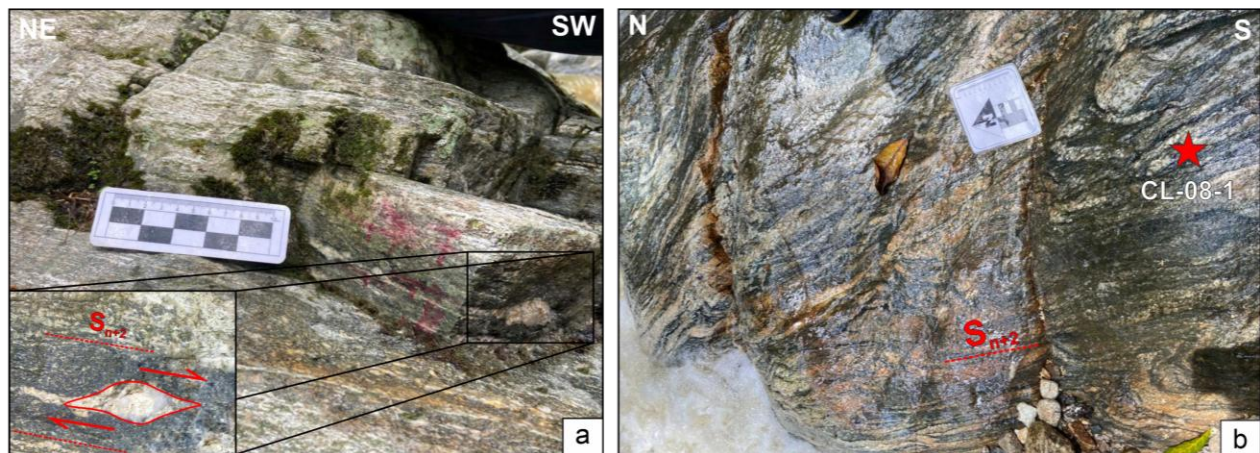
En las rocas del área de estudio se reconocieron estructuras post-anatéticas asociadas a regímenes dúctiles y frágiles. Por un lado, las estructuras previamente descritas en las migmatitas se encuentran modificadas por una foliación milonítica S_{n+2} , asociada a eventos de deformación dúctil (Figura 17). En algunas zonas, las metatexitas se encuentran milonitizadas, lo que sugiere que esta deformación es posterior al evento sin-anatético. Esta foliación se caracteriza por sobreponerse a la foliación S_{n+1} y aparece localmente en las rocas de composición cuarzo-

feldespática, donde presenta una fábrica con morfología curvilinear o anastomosada (Figura 17b). A escala mesoscópica, la deformación se evidencia en una marcada reducción del tamaño de grano hasta fino y en la generación de porfiroblastos con geometría tipo σ . Estos corresponden a agregados cuarzo-feldespáticos en los neises biotíticos con hornblenda, indicando una cinemática dextral y con frecuencia se encuentran fracturados (Figura 17a).

La foliación milonítica S_{n+2} presenta una orientación general NW-SE, con variaciones de azimut entre 330° y 355° , y un buzamiento promedio de 23° hacia el noreste (Figura 15c).

Figura 17

Estructuras post-anatéticas de deformación dúctil



Nota. a) Metatexita estromática deformada, donde se observa el desarrollo de indicadores cinemáticos tipo σ en agregados cuarzo-feldespáticos que indican cizalla dextral. b) Foliación milonítica de tipo anastomosado en una diatexita.

Las estructuras post-anatéticas asociadas a deformación frágil reconocidas en el área de estudio corresponden a planos de falla con evidencias de flujo cataclástico y desarrollo de *gouge*, asociados a zonas de falla locales (Figura 18). Los planos de falla identificados en el área presentan dos tendencias principales: uno con rumbo $N20-50^\circ E$ y buzamiento de $68^\circ - 35^\circ$ hacia el SE, y otra con rumbo $S115^\circ E$ y buzamiento de 70° hacia el SW (Figura 18a, b). En el plano de falla de

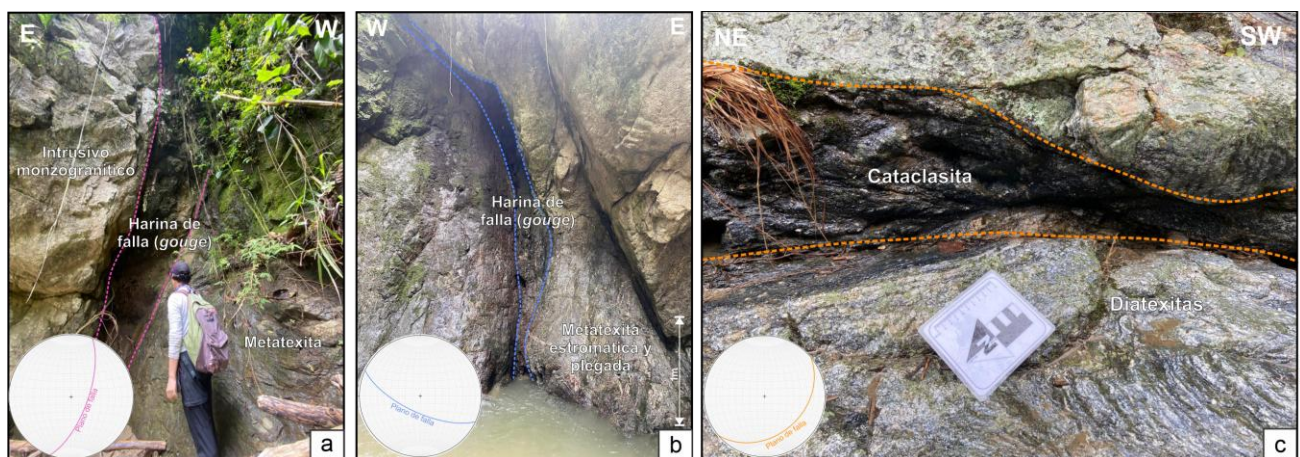
orientación NE-SW ($020^{\circ}/68^{\circ}$) se identificó, a partir del criterio de fracturas Riedel (R) que lo cortan, una posible cinemática inversa-sinistral (Figura 18a).

Las rocas de falla no cohesivas corresponden a harina de falla o *gouge*, que constituye el núcleo de la zona de falla local reconocida en las estaciones CL-01 y CL-09 (Figura 18a, b). En este sector se concentra la mayor parte del desplazamiento y trituración del material, lo que favorece un incremento en la permeabilidad y, en consecuencia, una menor cohesión de la roca bajo mecanismos de deformación frágil (Faulkner et al., 2010).

Por otra parte, las rocas de falla cohesivas forman una franja de aproximadamente 10 m de longitud dentro de la zona de diatexitas, asociada al plano de falla con orientación NE-SW ($050^{\circ}/35^{\circ}$) (Figura 18c). Se caracterizan por estar consolidadas y contener fragmentos visibles de granodioritas con baja angularidad, que constituyen aproximadamente el 80 % del volumen de la roca, en contraste con un 20 % de matriz triturada, clasificándose como proto-cataclasitas según Sibson (1977).

Figura 18

Estructuras post-anatécticas de deformación frágil



Nota. a) Contacto fallado entre un intrusivo monzogranítico y una metatexita. b) Plano de falla en una metatexita estromática y plegada. c) Cataclasitas en el núcleo de un plano de falla en la zona de diatexitas.

7. Discusión

7.1 Características mineralógicas, texturales y microestructurales de las migmatitas

En el sector del Río del Hato afloran neises biotíticos, biotíticos con hornblenda, hornbléndico-biotíticos y anfibolitas, que registran condiciones de metamorfismo de alto grado, alcanzando etapas de anatexis y distintas fases de deformación. La asociación mineral principal, está dada por las paragénesis biotita + plagioclasa + ortosa + cuarzo y biotita + hornblenda + plagioclasa + cuarzo identificándose en el neis biotítico y neis biotítico con hornblenda, las variaciones más comunes a largo del río. Con base en la asociación mineral, se establece que estas rocas experimentaron un metamorfismo en condiciones de facies anfibolita (Bucher & Grapes, 2011). Sin embargo, la presencia de ortosa en asociación sugiere un metamorfismo de alto grado que habría alcanzado la parte superior de la facies anfibolita, en concordancia con lo reportado para el Neis de Bucaramanga (García *et al.*, 2005; Ureña & Zuluaga, 2011; Amaya, 2012; Urueña, 2014).

Las observaciones petrográficas realizadas en estas rocas indican la ocurrencia procesos de metamorfismo de alto grado y fusión parcial. Las muestras analizadas se clasifican según el componente que representan dentro de la migmatita: paleosoma, leucosoma o residuo. El paleosoma composicionalmente corresponde a un neis biotítico (Figura 8) y, en menor proporción, a una anfibolita. El residuo presenta composiciones muy similares entre neis biotítico con hornblenda y neis hornbléndico-biotítico, ambos enriquecidos en minerales como hornblenda y biotita. Los leucosomas identificados presentan composiciones que varían entre granodiorítica y tonalítica. En los residuos y leucosomas se reconocen diversas texturas vinculadas a procesos de fusión parcial. Entre ellas, se identifican texturas de exsolución peritética en feldespato, intercrecimientos symplectíticos entre plagioclasa, cuarzo y biotita, texturas mirmequíticas de

cuarzo y plagioclasa, así como textura poiquilítica en plagioclasa. Las pertitas en flama identificadas en los feldespatos potásicos neoformados corresponden a texturas de desmezcla generadas por un enfriamiento rápido a temperaturas superiores a 600 °C (Pryer, 1993; Altenberger & Wilhelm, 2000). De igual manera, las mirmequitas se asocian a condiciones de alta temperatura (Simpso & Wintsch, 1989; Pryer, 1993). También se observan texturas residuales, como el desarrollo de bordes embahados, producto de la reacción de fusión parcial en la biotita y la hornblenda (Figura 10). Bajo estas condiciones, los minerales se corroen progresivamente o se incorporan al fundido a medida que aumenta la fracción de material fundido, formando comúnmente pequeñas bahías redondeadas (Acosta-Vigil et al., 2006). La retrogradación metamórfica se manifiesta petrográficamente en los residuos por la presencia de minerales secundarios como clorita, epidota, clinoziosita, sericita, y caolín.

Las asociaciones minerales en estas migmatitas sugieren un protolito predominantemente máfico, por lo que se propone que las migmatitas aflorantes en el sector del Río del Hato forman parte de la unidad Neis de Bucaramanga. En términos generales, los protolitos máficos no son lo suficientemente fértiles como para generar fracciones elevadas de fundido y alcanzar el campo de las diatexitas (Brown, 2001; Sawyer, 2008a, b). No obstante, los residuos clasificados como neises biotíticos con hornblenda y hornbléndicos-biotíticos no derivan necesariamente de un protolito netamente básico, sino de uno de origen volcanoclástico. Esta interpretación se respalda en estudios petrográficos y geoquímicos del Neis de Bucaramanga, que establecen un protolito predominantemente sedimentario con intercalaciones asociadas a episodios volcánicos (Ureña, 2014). En consecuencia, los protolitos volcanoclásticos no representarían la fuente principal del fundido, dado que la mayoría de las fusiones parciales en esta unidad se habrían generado a partir de litologías pelíticas y cuarzofeldespáticas, a través de procesos de fusión facilitados por la

presencia de fluidos (Zuluaga *et al.*, 2017). En este sentido, la fracción sedimentaria aporta componentes principalmente pelíticos y cuarzofeldespáticos, cuya fusión parcial puede iniciarse alrededor de los 650–700 °C en presencia de un fluido acuoso, generando volúmenes de fundido superiores al 60 % (Brown, 2013). Así, la formación de migmatitas tiene lugar una vez superado el rango de temperatura de 650–700 °C, correspondiente a la parte de alta temperatura de la facies anfibolita, dentro de complejos metamórficos de presión intermedia (Sawyer, 1999; Brown, 2001). Como es el caso de las migmatitas del Neis de Bucaramanga, donde los cálculos de termobarometría para el pico de metamorfismo arrojan valores para el neis de $675 \pm 68^\circ\text{C}$ (neises biotíticos, cuarzofeldespáticos con biotita, granate, silimanita, anfíbol o muscovita) y 670 - 810 °C (anfibolitas con clinopiroxeno o granate), en ambos casos a una presión entre 6.5 a 7 Kbar (Ureña, 2014). Por lo tanto, estas migmatitas se habrían originado a partir de la fusión parcial de protolitos pelíticos y cuarzofeldespáticos, mediante diversas reacciones de fusión que implicaron distintos requerimientos termales y generación de fundido (Brown, 2007). Dicho proceso pudo producirse a través de reacciones como la desestabilización de feldespatos en presencia de cuarzo y H₂O, donde el consumo del agua disponible favoreció posteriormente la deshidratación de la biotita como respuesta al incremento de la temperatura a lo largo de la trayectoria metamórfica, generando así fundidos de composición granítica (Amaya, 2012; Zuluaga *et al.*, 2017; Ferreira *et al.*, 2020; Wei, 2021). Esta interpretación se sustenta en la evidencia petrográfica de biotitas residuales subidioblásticas a xenoblástico con bordes embahados. Sin embargo, no se descarta la participación de reacciones de deshidratación del anfíbol, que pudieron contribuir a la generación de fundidos tonalíticos (Amaya, 2012), aunque Zuluaga *et al.* (2017) señalan que las temperaturas no habrían sido lo suficientemente elevadas para que se desencadenara la fusión por deshidratación de la hornblenda.

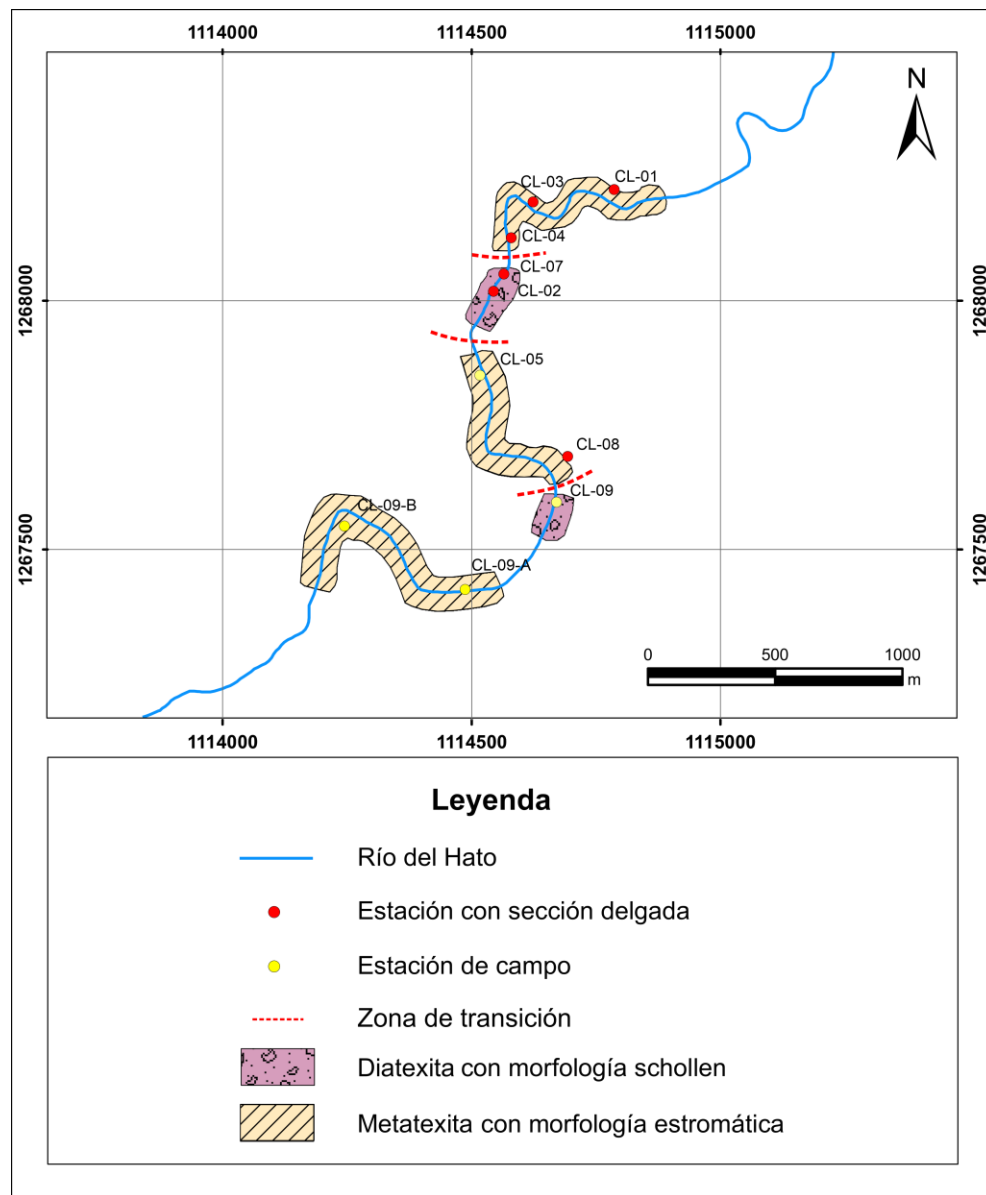
7.2 Implicaciones de la fusión parcial

A partir de las relaciones de campo se identifican rocas con al menos tres componentes petrográficamente diferenciables: paleosoma, leucosoma y residuo, cuya disposición da origen a morfologías migmatíticas asociadas a procesos de fusión parcial (Sawyer, 2008a, b).

En la zona de metatexitas, se infiere un grado de fusión parcial bajo, con contenidos de fundido entre 15 y 30 vol.% de la roca. Por su parte, las diatexitas presentan proporciones de fundido superiores al 80 vol.%, lo que indica un grado de fusión parcial elevado en esa zona. Cabe resaltar que la estimación de las fracciones de fundido en las migmatitas se realizó de forma cualitativa, a partir de las proporciones subjetivas de neosoma con respecto al paleosoma. Asimismo, se observa un incremento progresivo en el grado de fusión parcial hacia el sector centro-oriental del área de estudio (Figura 19). Este patrón se evidencia en la secuencia de afloramientos, que inicia con metatexitas estromáticas, plegadas y en parche; continúa con una zona de transición entre metatexitas y diatexitas, donde se reconocen las primeras diatexitas con morfología *schollen*. Con el incremento en el grado de fusión parcial, aparecen morfologías *schlieren* y nebulíticas. En estas zonas de transición se observan balsas o *schollen* de metatexitas atravesadas por leucosomas en forma de diques y venas, lo que evidencia el flujo de la fracción fundida asociada a la diatexitas (Sawyer, 2008a). Estos rasgos indican que la transición de metatexitas a diatexitas fue un proceso dinámico y sugieren una etapa temprana de formación de la diatexitas, en la cual el magma fluyó más allá de la metatexitas, intruyéndola (Sawyer, 2008a, b). Esta interpretación es concordante con los modelos de transición propuestos para terrenos migmatíticos (Sawyer, 2008a).

Figura 19

Mapa de distribución de las migmatitas en el Río del Hato



Nota. Base cartográfica tomada del IGAC (2015).

Diversos autores han descrito morfologías y variedades composicionales en migmatitas de otros sectores del Macizo de Santander, similares a las identificadas en este estudio. García *et al.* (2005) reportan en el área de Vetas migmatitas bandeadas (estromáticas), microplegadas y hasta nebulíticas, compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y

hornblenda. Amaya (2012) describe en las áreas de Bucaramanga, Berlín y Vetas migmatitas constituidas por residuos de neises biotíticos y anfíbolitas, asociados a leucosomas de composición tonalítica a granodiorítica. Además, en Berlín identifica morfologías *schlieren*, estromáticas, plegadas y agmáticas en neises biotíticos. En Ocaña, el mismo autor reporta migmatitas con residuos formados por neises hornbléndicos biotíticos y leucosomas tonalíticos, cuyas composiciones minerales, paragénesis y relaciones residuo-leucosoma coinciden con las encontradas en el sector del Río del Hato. Por su parte, Zuluaga *et al.* (2017) reportan en el área de Cepitá zonas con abundantes capas delgadas de leucosoma intercaladas con residuos, las cuales interpretan como migmatitas estromáticas

7.2 Eventos tectono-metamórficos

A partir de las relaciones de campo, el análisis petrográfico de las litologías del área de estudio, asociaciones minerales, rasgos estructurales y microestructurales, fue posible identificar distintos eventos metamórficos y deformacionales.

7.2.1 D_n = *Metamorfismo regional*

El metamorfismo regional corresponde a un evento orogénico asociado a una fase deformacional (D_n) que dio origen a la foliación neísica temprana (S_n), preservada localmente en el paleosoma. La foliación S_n , de orientación preferencial NE-SW, se reconoce por el bandeamiento composicional en los neises biotíticos y por la estructura foliada en las anfíbolitas, la cual es subparalela a la foliación de los neises.

Este evento podría correlacionarse temporalmente con los eventos tectónicos del cinturón orogénico Grenvilliano, ocurridos a finales del Meso-Proterozoico (~1100 Ma) e inicios del Neo-Proterozoico (~980 Ma) (Cordani *et al.*, 2005). Dicho cinturón se originó como resultado de la

convergencia entre los cratones de Laurentia y Amazonia, proceso mediante el cual se consolidó el supercontinente Rodinia (Hoffman, 1991; Keppie, 2003).

7.2.2 D_{n+1} = *Deformación dúctil, migmatización y emplazamiento de leucosomas*

El metamorfismo regional en el área de estudio habría estado asociado a las fases de deformación D_n y D_{n+1} , alcanzando su clímax durante el evento D_{n+1} , con la formación de la foliación S_{n+1} y el evento anatético asociado. La foliación S_{n+1} se manifiesta en la disposición paralela de los leucosomas respecto al bandeamiento composicional heredado de la foliación metamórfica temprana (S_n), lo que indica que tanto la estructura preexistente a la anatexis como el campo de deformación controlaron los sitios (Brown et al., 1999; Marchildon & Brown, 2003; Sawyer, 1994).

La evolución progresiva de la deformación se evidencia en el desarrollo de plegamientos que afectan tanto a los leucosomas como a los residuos que conforman el bandeamiento estromático, así como en la presencia de leucosomas boudinados, estructuras *schlieren* y de flujo magmático, además de balsas orientadas y deformadas. Todas estas estructuras, reconocidas en el área de estudio, se interpretan como sin-anatéticas, formadas bajo condiciones de alta ductilidad (Tibaldi et al., 2012; Barzola et al., 2019). La predominancia de metatexitas estromáticas en el área de estudio resulta coherente con un contexto tectónico de alta deformación y fuerte transposición, característicos de zonas de cizallamiento a escala cortical (Sawyer, 2008a). En este escenario, la inyección de fundidos (neosomas) generados por la fusión parcial del basamento habría tenido lugar de forma sintectónica y subparalela al flujo no coaxial del cizallamiento, generando estructuras en condiciones dúctiles, con temperaturas cercanas a $\sim 740^\circ\text{C}$ (Zuluaga et al., 2017), que representarían la mayor profundidad de la zona de cizalla.

Esta fase de migmatización probablemente se desarrolló por un incremento progresivo de la temperatura, alcanzando condiciones de facies anfíbolita alta, con temperaturas superiores a los 640 °C (Ureña, 2014). Amaya (2016), reporta que la migmatización del Neis de Bucaramanga inició en el Cámbrico Inferior (477–460 Ma) y finalizó a finales del Silúrico (~410 Ma) alcanzando su pico metamórfico en el Ordovícico medio. En este contexto, propone que parte de las migmatitas del sector central del Macizo de Santander corresponden a inyecciones derivadas de la fusión parcial de la unidad Ortoneis. Así, asocia las edades del plutonismo ordovícico (500–435 Ma) con las edades obtenidas en los leucosomas de las migmatitas (524–410 Ma), interpretando que ambos procesos estarían vinculados al mismo evento de la orogenia Famatiniana.

7.2.3 D_{n+2} = *Metamorfismo dinámico, deformación dúctil*

El metamorfismo dinámico está asociado al evento deformacional D_{n+2} , desarrollado bajo condiciones del régimen dúctil y responsable de la foliación milonítica S_{n+2} , la cual se interpreta como una estructura post-anatética. En las metatexitas y diatexitas la deformación se manifiesta en mayor medida, manifestándose en porfiroblastos tipo σ de cuarzo y feldespato, *boudinage* en dominó, micas *fish*, y otras microestructuras asociadas; mientras que en las unidades del paleosoma su influencia es más limitada.

A nivel microestructural, los cambios asociados a este evento se evidencian en varios minerales. En el cuarzo, se observa en franjas de deformación con extinción ondulante, bordes suturados y la recrystalización dinámica por *bulging* y rotación de subgranos en cuarzo. En este sentido, la recrystalización por *bulging* constituye el mecanismo de deformación dominante y ocurre entre 300 y 400 °C, mientras que la rotación de subgranos son características de 400 a 500 °C (Passchier & Trouw, 2005). Estos rasgos permiten inferir que la deformación en el cuarzo tuvo lugar a temperaturas mayores a los 400 °C. Los feldespatos también muestran extinción ondulante,

asociada a condiciones de bajo a medio grado, en un rango de temperaturas entre 400 y 500 °C, favorecida por procesos de microfracturamiento y dislocación (Passchier & Trouw, 2005). Asimismo, se observan subgranos en plagioclasa generados por recristalización de tipo *bulging*, junto con *kinking* y microplegamiento de las maclas. Estas microestructuras se originan por el cizallamiento y reordenamiento de la red cristalina, y son típicas de condiciones de baja temperatura (Blenkinsop, 2002; Stipp et al., 2002). En residuos y leucosomas, las plagioclasas exhiben maclas de deformación, irregulares con terminaciones en cuña, indicando temperaturas de deformación inferiores a los 450°C (Passchier & Trouw, 2005). La biotita presenta deformación caracterizada por extinción ondulante, microplegamientos y *kinking*, lo que sugiere un comportamiento dúctil a temperaturas superiores a 250 °C (Stesky, 1978). En algunos casos, también desarrolla morfologías en “cola de pez” (*mica fish*), que indican cinemáticas dextrales, concordantes con la cinemática registrada en milonitas, donde se observan porfidoblastos de microclina en boudinage tipo dominó. Con esto, puede inferirse que la cizalla que generó estas estructuras se produjo en condiciones de baja a intermedia temperatura, en un rango entre los 400 y 500 °C (Passchier & Trouw, 2005).

El desarrollo de la foliación milonítica (S_{n+2}) muestra una orientación preferencial NW-SE, con rumbos entre 330° y 355°, y presenta indicadores cinemáticos que evidencian un movimiento de cizalla dextral. Esta estructura podría vincularse con un episodio antiguo de la Falla de Bucaramanga, dado que su orientación NW-SE y su cinemática dextral coinciden con el comportamiento transtensivo reportado para esta falla durante el Triásico tardío (López–Isaza & Zuluaga, 2020; Kammer et al., 2020; Reyes et al., 2024).

7.2.4 D_{n+3} = *Metamorfismo dinámico, deformación frágil (cataclasis)*

Este evento deformacional, de carácter frágil y de origen tectónico, corresponde al más reciente registrado y se sobreimpone a las estructuras generadas durante el evento de deformación dúctil D_{n+2} . A escala de afloramiento, la deformación frágil se reconoce por la ocurrencia de fallas locales con alto ángulo de buzamiento, que desarrollan gouge y cataclasitas.

El análisis microestructural permite establecer que el evento deformacional (D_{n+3}) es posterior al evento (D_{n+2}) y no corresponde a una transición frágil-dúctil, ya que es posible observar que las microestructuras asociadas a la deformación dúctil, como la foliación milonítica S_{n+2} , son cortadas por las microestructuras resultantes de la deformación frágil. La ocurrencia de milonitas con procesos cataclásticos refuerza esta idea de sobreimposición de la deformación frágil, al observarse franjas de deformación y porfiroblastos de cuarzo ondulante con numerosas fracturas intragranulares y transgranulares. En el paleosoma se registra este evento, la plagioclasa se comporta de forma frágil dando lugar a grietas tensionales que se rellenan de cuarzo recrystalizado y sericita. El feldespato muestra un comportamiento distinto a la plagioclasa, más competente y frágil, desarrollando mayor microfracturamiento intragranular, generando espacios que posteriormente son rellenado por agregados de sericita y cuarzo. Los clastos observados en el residuo con aspecto cataclástico, muestran una alta heterogeneidad y poca angularidad, lo que indica que el transporte tectónico no fue muy prolongado (Davis et al., 2012).

Con base en lo anterior, se sugiere que las milonitas se deformaron dúctilmente en una zona de cizalla a profundidades cercanas a los ~ 20 km, en un ambiente con gradiente geotérmico normal (ej. Fossen, 2016), durante el evento D_{n+2} . Posteriormente, estas rocas habrían sido exhumadas hacia niveles corticales más someros, con condiciones de temperatura menores a los $450\text{ }^{\circ}\text{C}$, donde se generaron las cataclasitas, y el levantamiento continuó hasta que alcanzaron su

posición actual en superficie. Por otra parte, la cinemática inversa-sinistral identificada en el plano de falla con orientación NE-SW ($020^{\circ}/68^{\circ}$), deducida a partir de fracturas Riedel, sugiere una posible vinculación con la zona de la Falla Río de Oro, que presenta rasgos estructurales y cinemáticos similares (Bejarano & Navas, 2018).

En cuanto a la temporalidad de este evento, no es posible establecer con precisión un rango de edades. No obstante, podría estar asociado con la actividad de la falla de Bucaramanga y su influencia sobre las estructuras generadas en el régimen dúctil. Diversos autores han señalado la influencia de la Falla de Bucaramanga y sus mecanismos de deformación frágil, cuya actividad se ha reportado desde el Paleógeno (Sarmiento-Rojas et al., 2006; Bayona et al., 2007; Caballero et al., 2010; Montes et al., 2010) o desde el Neógeno (Cortés et al., 2005; Mora et al., 2013; Velandia, 2017). Adicionalmente, las alteraciones hidrotermales asociadas a venillas de cuarzo y epidota, desarrolladas a lo largo de los planos de tensión definidos por fracturas, podrían estar asociadas con la actividad hidrotermal y el magmatismo registrados en el Macizo de Santander desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno (Mantilla *et al.*, 2013; Amaya, 2016).

8. Conclusiones

La paragénesis biotita + plagioclasa + ortosa + cuarzo permite asignar a estas rocas un metamorfismo de alto grado, correspondiente a la facies anfibolita alta, que alcanzó condiciones suficientes para experimentar procesos de fusión parcial a partir de protolitos metapelíticos, cuarzofeldespáticos y máficos. En consecuencia, las migmatitas que afloran en el río del Hato pueden asociarse con la unidad Neis de Bucaramanga.

El grado de fusión parcial en el área de estudio muestra un incremento progresivo hacia el sector centro-oriental, pasando de metatexitas de bajo grado (15–30 vol.%), con morfologías estromáticas, plegadas y en parche, a diatexitas de alto grado (~80 vol.%), caracterizadas por morfologías *schollen*, *schlieren* y nebulítica.

Los neosomas se presentan principalmente de forma segregada, lo que permite diferenciar los leucosomas y clasificarlos en *in situ*, en la fuente y en dique. Estos leucosomas muestran variaciones composicionales entre tonalita y granodiorita. Los residuos, por su parte, corresponden a neises biotíticos con hornblenda y a neises hornbléndico-biotíticos.

Los rasgos estructurales y microestructurales observados en estas migmatitas indican que han sido afectadas por al menos cuatro eventos deformacionales. El más antiguo (D_n) corresponde a un metamorfismo regional de facies anfibolita alta, asociado con la foliación neísica temprana (S_n) presente en el paleosoma. El segundo evento (D_{n+1}) se caracteriza por una intensa deformación dúctil sincrónica con la migmatización y el emplazamiento de los leucosomas, dando lugar a la foliación estromatítica (S_{n+1}), pliegues y otras estructuras migmatíticas. Posteriormente, el evento (D_{n+2}) representa un metamorfismo dinámico que afectó tanto el paleosoma como el neosoma, desarrollando la foliación milonítica (S_{n+2}) bajo condiciones de baja a media temperatura en un régimen dúctil. Finalmente, el evento deformacional más reciente (D_{n+3}) se caracteriza por una

deformación frágil sobreimpuesta, evidenciada por procesos de cataclasis que alteran y modifican las estructuras dúctiles preexistentes.

9. Recomendaciones y limitaciones

Realizar un muestreo sistemático de testigos de perforación en la zona de diatexitas, con el fin de diferenciar de manera precisa el material que representa el fundido (leucosoma) del residuo sólido remanente tras su extracción (melanosoma). Con esto, llevar a cabo análisis petrográficos, geoquímicos, orientados a determinar las paragénesis minerales, las condiciones máximas alcanzadas durante la anatexis y la naturaleza de los protolitos.

Efectuar análisis químicos de roca total para elementos mayores y traza, con el objetivo de caracterizar la geoquímica de los protolitos e inferir su contexto tectónico. A partir de estos resultados, elaborar pseudosecciones que permitan estimar los rangos de presión y temperatura de las asociaciones minerales presentes.

Realizar dataciones geocronológicas en los leucosomas de las migmatitas, con el fin de establecer su edad, ajustar la cronología del evento anatético y correlacionarlo con lo registrado en el Neis de Bucaramanga, en otros sectores del Macizo de Santander.

Desarrollar estudios de geología estructural a escala local que integren información sobre diaclasas y fallas en el municipio de Piedecuesta. El propósito es calcular los regímenes de esfuerzo que han afectado la zona y determinar si los lineamientos estructurales seguidos por el río corresponden al trazo de una falla, considerando que el presente trabajo se centró en la caracterización de las migmatitas y en el análisis de sus rasgos petrográficos y microestructurales.

Referencias Bibliográficas

- Acosta-Vigil, A., London, D., & Morgan, G. B. (2006). Experiments on the kinetics of partial melting of a leucogranite at 200 MPa H₂O and 690–800°C: compositional variability of melts during the onset of H₂O-saturated crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(5), 539–557. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0081-8>
- Altenberger, U., & Wilhelm, S. (2000). Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. *Tectonophysics*, 320(2), 107–121. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00048-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00048-2)
- Amaya, S. (2012). *Caracterización petrográfica y petrológica de los neises, migmatitas y granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional de Colombia.
- Amaya, S. (2016). *Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander, Departamento de Santander* [Tesis de doctorado]. Universidad Nacional de Colombia.
- Audemard, F. E., & Audemard, F. A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1–4), 1–26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- Barzola, M. G., Tibaldi, A. M., Cristofolini, E. A., Otamendi, J. E., Demichelis, A. H., Armas, P., & Camilletti, G. C. (2019). Estructura interna de una sección de corteza media expuesta en el basamento metamórfico del sector centro-norte de sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76(4), 375–390.

- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., & Reyes, A. (2007). La deformación pre-Neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepaís. *Boletín de Geología*, 29(1), 51–59.
- Bejarano, D., & Navas, A. (2018). *Análisis estructural de los patrones de fracturamiento y su relación con el flujo de aguas subterráneas en inmediaciones del municipio de Tona, Macizo de Santander* [Tesis de pregrado]. Universidad Industrial de Santander.
- Blenkinsop, T. (2002). Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. *Journal of Petrology*, 43(10), 1985–1985. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.10.1985>
- Botello, F., Mantilla, F. L. C., & Colegial, G. J. (2014). *Edad U-Pb en zircones y contexto tectónico de formación del Granito de Durania (Macizo de Santander, Colombia)*.
- Brown, M. (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, 110, 313–336.
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 709–730. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>
- Brown, M. (2013). Granite: From genesis to emplacement. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7–8), 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Brown, M. A., Brown, M., Carlson, W. D., & Denison, C. (1999). Topology of syntectonic melt-flow networks in the deep crust; inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites. *American Mineralogist*, 84(11–12), 1793–1818. <https://doi.org/10.2138/am-1999-11-1208>
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>

- Caballero, V., Parra, M., & Mora, A. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano: proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32(1), 45–77.
- Campbell, C. J. (1965). The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. *4th Caribbean Geological Conference*, 247–261.
- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. En *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean_{title>Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics}*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M79877C37>
- Clemens, J. D., Stevens, G., & Bryan, S. E. (2020). Conditions during the formation of granitic magmas by crustal melting – Hot or cold; drenched, damp or dry? *Earth-Science Reviews*, 200, 102982. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102982>
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., & Nutman, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 246(1), 329–346. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>
- 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). <https://doi.org/10.1029/2003TC001551>
- Davis, G. H. ., Reynolds, S. J. ., & Kluth, Chuck. (2012). *Structural geology of rocks and regions*. Wiley.
- Dörr, W., Grösser, J. R., Rodriguez, G. I., & Kramm, U. (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its

- geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2), 187–194.
[https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00004-Y](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00004-Y)
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., & Withjack, M. O. (2010). A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Ferreira, J. A., Mata, J., Bento dos Santos, T., & Pereira, I. (2020). The role of melting on the geochemical evolution and isotopic variability of an anatectic complex in the Iberian Variscides. *Lithos*, 378–379, 105769. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105769>
- Fettes, D. J., Desmons, J., & Árkai, P. (2007). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks* (Cambridge University Press., Ed.).
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press.
<https://doi.org/10.1017/9781107415096>
- García, C. A., Ríos, C. A., & Castellanos, O. M. (2005). Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, 27(2), 43–68.
- García-Ramírez, C. A., Rey León, V., & Valencia, V. A. (2017). Ortoneises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology*, 44(3), 307. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n3-a04>

- Goldsmith, R., Marvin, R., & Mehnert, H. (1971). Radiometric Ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *US Geological Survey Professional Paper*, D44–D49.
- Gómez, J., Montes, N. E., & Compiladores. (2023). *Atlas Geológico de Colombia 2023. Escala 1:500 000*. Servicio Geológico Colombiano.
- Hincapié, G., & Veloza, J. (2009). *INFORME HIDROGEOLOGICO DEL MACIZO DE SANTANDER*.
- Hoffman, P. F. (1991). Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, 252(5011), 1409–1412. <https://doi.org/10.1126/science.252.5011.1409>
- Keppie, J. (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3–4), 365–389. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00166-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00166-3)
- López–Isaza, J. A., & Zuluaga, C. A. (2020). Late Triassic to Jurassic magmatism in Colombia: Implications for the evolution of the northern margin of South America. En J. Gómez & A. O. Pinilla–Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia: Vol. Volume 2 Mesozoic* (pp. 77–116). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36.
- Mantilla, L. C., & García, C. A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 40(1), 123–144. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n1-2018008>
- Mantilla, L. C., García-Ramírez, C. A., & Valencia, V. A. (2016a). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia).

- Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 320.
<https://doi.org/10.18257/raccefyn.303>
- Mantilla, L., García Ramírez, C., & Valencia, V. (2016b). 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. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>
- Marchildon, N., & Brown, M. (2003). Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain- to orogen-scale. *Tectonophysics*, 364(3–4), 215–235. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00061-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00061-1)
- Mehnert, K. R. (1968). Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. *Geological Magazine*.
- Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., & Jaramillo, C. (2010). Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 832–848. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.010>
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodriguez, G., Tesón, E., Ramirez-Arias, J. C., Parra, M., Caballero, V., Mora, J. P., Quintero, I., Valencia, V., Ibañez, M., Horton, B. K., & Stockli, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 411–442. <https://doi.org/10.1144/SP377.6>
- Pawley, M., Reid, A., Dutch, R., & Preiss, W. (2013). *A user's guide to migmatites* (Geological Survey of South Australia, Ed.).

- Pawley, M., Reid, A., Dutch, R., & Preiss, W. (2015). Demystifying migmatites: introduction for field-based geologist. *Applied Earth Science*, 124(3), 147–174. <https://doi.org/10.1179/1743275815Y.0000000014>
- Pryer, L. L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15(1), 21–36. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90076-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90076-M)
- Restrepo–Pace, P. (1995). *Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic date* [Doctoral thesis]. University of Arizona.
- Reyes, M., Kley, J., Mora, A., Dunkl, I., & Carvajal-Torres, J. (2024). Age and tectonic setting of Mesozoic extension constrained by the first volcanic events in the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *International Journal of Earth Sciences*, 113(6), 1337–1363. <https://doi.org/10.1007/s00531-024-02441-7>
- Rodríguez, G., Correa, A., & Arango, M. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia Monzogranito de la Corcova Cordillera Oriental-Macizo de Santander Departamento Santander*.
- Royero, J., & Clavijo, J. (2001). *Memoria Explicativa del Departamento de Santander. Mapa geológico generalizado del Departamento de Santander. Escala 1:400.000*.
- Sarmiento, L. F. (2001). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models* [Doctoral thesis].
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal*

- of South American Earth Sciences*, 21(4), 383–411.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Sawyer, E. (1994). Melt segregation in the continental crust. *Geology* 22, 22(11), 1019–1022.
- Sawyer, E. (2008a). *Atlas of Migmatites* (The Canadian Mineralogist, Ed.).
- Sawyer, E. W. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(3), 269–279.
- Sawyer, E. W. (2008b). *Working with Migmatites* (E. W. Sawyer & M. Brown, Eds.). Mineralogical Association of Canada. <https://doi.org/10.3749/9780921294740>
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., & Desmons, J. (2007). *A systematic nomenclature for metamorphic rocks. 1. How to name a metamorphic rock*. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Schmid, S. M., & Handy, M. R. (1991). Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. En D. W. Muller, McKenzie J. A., & H. Weissert (Eds.), *Controversies in Modern Geology* (pp. 339–361). Academic Press.
- 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>
- Simpso, C., & Wintsch, R. P. (1989). Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2), 261–275.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00588.x>
- Stesky, R. M. (1978). Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(3), 361–375. <https://doi.org/10.1139/e78-042>
- 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)
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rocks its proper name. *Earth-science review*, 12(1), 1–33.
- 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>
- Thompson, A. B. (1996). Fertility of crustal rocks during anatexis. En *The Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks*. Geological Society of America.
<https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.1>
- Tibaldi, A. M., Cristofolini, E. A., Otamendi, J. A., Baliani, I., & Gaido, G. (2012). Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la sierra de Valle Fértil, San Juan. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 69(2), 252–262.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157–171.
www.elsevier.com/locate/jsames
- Trouw, R. A. J. ., Passchier, C. W. ., & Wiersma, D. J. . (2010). *Atlas of mylonites - and related microstructures*. Springer.
- Tschanz, C. M., Marvin, R. F., Cruz, J., & Mehnert, H. H. (1974). Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *GSA Bulletin*, 85(2), 273–284.

- Ujueta, G. (2003). La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología Colombiana*, 28, 133–153.
- Urueña, C., & Zuluaga, C. A. (2011). Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetás - Santander. *Geología Colombiana, Edición Especial*, 36(1), 37–56.
- 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.
- 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>
- Velandia, F. (2017). *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga* [Tesis de doctorado]. Universidad Nacional de Colombia.
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M. A., & Audemard M, F. A. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*, 137, 104087. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., & Gómez, E. (1973). *CUADRÁNGULO H-13 PAMPLONA PLANCHAS 110 PAMPLONA - 121 CERRITO. ESCALA 1:100.000. MEMORIA EXPLICATIVA* (INGEOMINAS, Ed.).

- Ward, D. E., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., & Gómez, E. (1977). *Geología de la Plancha, 120, Bucaramanga. Escala 1:100.000* (NGEOMINAS. Con la colaboración del: U.S.GEOLOGICAL SURVEY, Ed.).
- Wei, C. (2021). Types of Metamorphic Reactions. En *Encyclopedia of Geology* (pp. 397–411). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00007-2>
- White, R. W., Pomroy, N. E., & Powell, R. (2005). An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7), 579–602. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00597.x>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yu, P., Zhang, Y., Zhou, Y., Weinberg, R. F., Zheng, Y., & Yang, W. (2019). Melt evolution of crustal anatexis recorded by the Early Paleozoic Baiyunshan migmatite-granite suite in South China. *Lithos*, 332–333, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.020>
- Zuluaga, C. A., Amaya, S., Urueña, C., & Bernet, M. (2017). Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos*, 274–275, 123–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.036>