

**Caracterización y significado genético de los xenocristales y xenolitos ricos en anfíboles
presentes en rocas ígneas plutónicas Mesozoicas, aflorantes en el sector San Juan
Nepomuceno (municipio de San Joaquín; departamento de Santander).**

Carlos Fernando Vargas Pérez

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

Director

Luis Carlos Mantilla Figueroa

Ph.D. en Geología Económica

Codirector

Carlos Alberto Ríos Reyes

Ph.D en Ciencias Aplicadas

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

Dedicatoria

A Dios por regalarme la vida, salud y sabiduría para poder culminar con éxito esta etapa tan importante en mi vida.

A mis padres Carlos Vargas Reyes y Alba Pérez Vesga, que adoro con toda el alma, por su amor y apoyo incondicional junto con los valores necesarios para tener una buena educación.

A mi abuela Fanny Vesga por cuidarme durante casi toda mi vida y por estar siempre conmigo, que junto a mis hermanos Juan y Valentina me inspiran a ser un mejor ejemplo para ellos.

A mi novia Jennifer Estupiñán que amo con todo mi corazón, por regalarme su amor y cariño en las etapas finales de mi carrera y por ayudarme a crecer como persona, gracias por llegar a mi vida.

A mis familiares y amigos por estar siempre ahí para mí.

Agradecimientos

A mi director de tesis el Dr. Luis Carlos Mantilla Figueroa por guiarme durante este proyecto y por brindarme su conocimiento para mi formación como geólogo.

A la Universidad Industrial de Santander por otorgarme la oportunidad de formación en su campus. Agradecimiento especial al profesor Carlos Alberto Ríos por ser mi codirector y apoyo durante el proyecto. A los profesores Carlos Alberto García y Jairo Clavijo por regalarme parte de su conocimiento para el desarrollo de este trabajo y durante toda la carrera, así mismo una mención a todos los docentes de la Escuela de Geología.

A mis amigos de la universidad como Jota, Mayte, Nicolás, Jorge, Caicedo, Karen, Angie, Pacho, Mafe, Liche, Viviana, Fernando y a todos mis compañeros de la carrera por formar parte de mi formación y pasar buenos momentos.

Al laboratorio de preparación de muestras de la Escuela de Geología UIS y a Luis Eduardo Garrido por la elaboración de las secciones delgadas

Al laboratorio de microscopia en especial a Carlos Alberto Chacón por la toma de datos SEM; al laboratorio de rayos X y a John Deiver Bonilla por la realización de la microdifracción de rayos X, ambos ubicados en la sede Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander.

A las personas del municipio de San Joaquín por recibirme durante la fase de campo y atenderme como si fuera uno de ellos.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	19
1. Objetivos	20
1.1 Objetivo general	20
1.2 Objetivos específicos	20
2. Generalidades	21
2.1 Localización del área de estudio	21
2.2 Vías de acceso	22
2.3 Geomorfología y clima	23
3. Metodología	23
3.1 Fase de pre-campo	24
3.2 Fase de campo	24
3.3 Fase de laboratorio	25
3.3.1 Análisis macroscópico de las rocas	25
3.3.2 Análisis microscópico (Petrografía)	26
3.3.3 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)	27
3.3.4 Microdifracción de Rayos X (DRX)	28
3.4 Análisis de resultados y redacción del informe final	28

4. Marco Geológico Regional	29
4.1 Descripción estructural del área de estudio	33
5. Estado del Arte.....	35
6. Resultados	36
6.1 Relaciones de campo y descripción macroscópica de las rocas presentes en el área de estudio.....	36
6.1.1 Rocas ígneas del Batolito de Mogotes	36
6.1.2 Rocas metamórficas presentes en el área de estudio	40
6.1.3 Rocas con xenolitos y xenocristales de anfíboles	41
6.2 Petrografía.....	45
6.2.1 Muestra CFV-001-1	47
6.2.2 Muestra CFV-002-1	52
6.2.3 Muestra CFV-002-2	57
6.2.4 Muestra CFV-003-1	61
6.2.5 Muestra CFV-003-2	65
6.2.6 Muestra CFV-005-1	69
6.2.7 Muestra CFV-006-3	71
6.2.8 Muestra CFV-008-2	76
6.2.9 Muestra CFV-009-1	81
6.2.10 Muestra CFV-010-1	86
6.3 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)	89

6.4 Microdifracción de Rayos X (DRX).....	96
7. Discusión.....	100
7.1 Metasomatismo y alteraciones hidrotermales.....	108
7.2 Diques máficos.....	109
8. Conclusiones.....	110
9. Recomendaciones	112
Referencias Bibliográficas	113

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Localización geográfica del área de estudio.....	22
Figura 2. Clasificación modal de rocas ígneas. Adaptado de LeMaitre (2002).....	26
Figura 3. A) Macizo de Santander ubicado dentro de los Andes del Norte. Adaptada de Van der Lelij (2013). B) Esquema geológico del Macizo de Santander. Adaptada de Mantilla et al. (2016). C) Mapa geológico generalizado de la zona de estudio y sus zonas adyacentes. Adaptada de Vargas et al. (1984).	31
Figura 4. A) Falla Bucaramanga – Santa Marta y sus colas de caballo. Adaptada de Mantilla y García (2018). B) Principales fallas que afectan el Macizo de Santander. Adaptada de Velandia et al. (2017). C) Mapa de fallas de la zona de estudio.....	34
Figura 5. Afloramiento de rocas ígneas pertenecientes al Batolito de Mogotes. La roca corresponde a un Monzogranito.	37
Figura 6. Mapa geológico a escala 1:25.000 del área de interés.....	38
Figura 7. Diques cortando Monzogranitos. A) Leucogranítico. B) Riolítico.	39
Figura 8. Afloramiento donde se aprecian las intercalaciones entre metapsamitas, metapelitas y metasemipelitas.....	41
Figura 9. Corte esquemático de carretera de la zona de interés, identificando las diferentes litologías.....	42
Figura 10. Afloramiento de granodioritas junto con xenocristales de anfíbol.....	43
Figura 11. A) Pseudobandamiento entre la roca ígnea félsica y los xenolitos y xenocristales de hornblenda. B) Macroxenocristal.....	44

Figura 12. Afloramiento del dique de microgabro en contacto con Granodiorita.	45
Figura 13. Clasificación de muestras analizadas en el diagrama de Streckeisen. Adaptada de Le Maitre (2002).	47
Figura 14. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-001-1. A) Xenolito compuesto de minerales metamórficos como sillimanita, plagioclasa, biotita, moscovita y hornblenda. B) Xenocristal de hornblenda sufriendo alteración a clorita. C) Crecimiento de plagioclasa sobre ortoclasa formando una textura de exsolución microperítica. D) Xenocristal de hornblenda con intercalación entre moscovita y clorita.	51
Figura 15. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) y nicoles paralelos (PPL) de la muestra CFV-002-1. A) Sillimanita presente en los xenolitos que están en la muestra. A) Textura mirmequítica (Myr) formada por crecimiento de cuarzo vermicular sobre cristales de plagioclasa. C) Xenocristal de hornblenda cloritizado. D) Cuarzo metamórfico. E) y F) Xenocristales oxidados de hornblenda y biotita. Nicoles cruzados (A, B, C, D y E). Nicoles cruzados (F).....	56
Figura 16. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) y nicoles paralelos (PPL) de la muestra CFV-002-2. A) Presencia de sillimanita en la muestra, la cual ocurre reemplazando moscovita metamórfica y minerales opacos siguiendo su clivaje. B) Moscovita metamórfica presente en los xenolitos que se encuentran en la muestra. C) Xenocristal (mayor a 2 mm) de hornblenda oxidada. Nicoles cruzados (A, B) y nicoles paralelos (C).....	60
Figura 17. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-003-1. A) Moscovitización hetero-orienta dentro de la plagioclasa. B) Xenocristal de hornblenda reemplazado por clorita hidrotermal. C) Cuarzo metamórfico en relación con cuarzo ígneo. D) Xenolito que presenta xenocristales de hornblenda biotitizados y cloritizados, moscovita y plagioclasa.....	64

- Figura 18. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-003-2. A) Textura mirmequítica. B) Textura micropertítica cortada por una vena de moscovita. C) Albitización hetero-orientada del feldespato potásico al contacto con plagioclasa. D) Feldespato potásico con textura micropertítica de manera sericitizada de dos formas: una sucia y una con un fino agregado de micas. 68
- Figura 19. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-005-1. A) Vena de cuarzo y epidota. B) Dos generaciones de plagioclasa, una de cristal euhedral y la otra en los bordes. C) Cristal de hornblenda cloritizado hacia los bordes. D) Hornblenda epidotizada junto con asociación en minerales opacos. 70
- Figura 20. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-006-3. A y B) Xenolitos compuestos de xenocristales de hornblenda cloritizada, moscovita, biotita, plagioclasa y cuarzo. C) Microvena de cuarzo formada por fluidos hidrotermales atravesando ortoclasa. D) Textura micrográfica. 75
- Figura 21. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) y nicoles paralelos (PPL) de la muestra CFV-008-2. A y B) Xenolito en donde se encuentra biotita reemplazando a sillimanita, junto con los otros minerales metamórficos como cuarzo y plagioclasa. C) Sillimanita cortada por venas de clorita. D) Biotita metamórfica cloritizada. E y F) Xenocristales de hornblenda biotitizados. Nicoles cruzados (A, C, D, E y F) y paralelos (B)..... 80
- Figura 22. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-009-1. A) Sillimanita en forma de agujas dentro de cristales de biotita. B) Sillimanita junto con minerales opacos siguiendo su dirección de clivaje. C) Parte ígnea y parte metamórfica (xenolitos) donde se evidencia la mineralogía predominante. D) Textura de exsolución micropertítica. 84

- Figura 23. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-010-1. A) Parte del xenolito donde se observa la mayor cantidad de clorita, junto con biotita_m y moscovita_m. B) Hornblenda cloritizada y oxidada, junto con la textura mirmequítica..... 88
- Figura 24. A) Morfología de xenocristal de hornblenda alterando a flogopita. B) Espectro de dispersión de la flogopita en la muestra CFV-003-1. C) Espectro de dispersión para la flogopita según Severin (2004). 90
- Figura 25. A) Espectro de dispersión de la hornblenda para la muestra CFV-001-1, en la que comparada con el patrón de dispersión de Severin (2004) tiene un empobrecimiento en calcio. B) Espectro dispersión para la hornblenda en Severin (2004). C) Morfología romboédrica del mineral de hornblenda al que se realizó el análisis, en donde también se observa la intensa alteración a los alrededores de este. 92
- Figura 26. A) Morfología de la biotita reemplazada parcialmente por clorita. B) Sillimanita con forma de agujas dentro de cristales de biotita y minerales opacos asociados con la biotita_m..... 93
- Figura 27. A) Morfología de Allanita como cristal alargado y semitabular presente en la muestra CFV-009-1. B) Espectro de dispersión del mineral de Allanita analizado. 94
- Figura 28. Morfologías y espectros de dispersión de los minerales que componen la roca. A) Zoisita en forma de vena. B) Hornblenda. C) Zircón. D) Esfena o Titanita. E) Feldespato Potásico (Ortoclasa)..... 96
- Figura 29. Zona de irradiación de los rayos x. A) Muestra CFV-002-2. B) Muestra CFV-008-2. C) Muestra CFV-009-1. 97
- Figura 30. Zona de irradiación de los rayos x para la muestra CFV-005-1. 99
- Figura 31. Cristalización primaria de minerales con relación al contenido de agua. A) Magma anhidro. B) Magma hidratado. 103

Figura 32. Caso en el que un magma anhidro es hidratado posteriormente. 104

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Estaciones de campo con sus respectivas coordenadas geográficas y WGS 84.....	25
Tabla 2. Abreviatura de minerales. Adaptada de Whitney & Evans (2010).....	27
Tabla 3. Composición mineralógica de las rocas ígneas estudiadas.....	46
Tabla 4. Composición mineralógica de los xenolitos estudiados	46
Tabla 5. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-001-1	52
Tabla 6. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-002-1	57
Tabla 7. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-002-2	61
Tabla 8. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-003-1	65
Tabla 9. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-003-2	69
Tabla 10. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-005-1	71
Tabla 11. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-006-3	76
Tabla 12. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-008-2	81
Tabla 13. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-009-1	85
Tabla 14. Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-010-1	89
Tabla 15. Mineralogía identificada mediante Microscopia Electrónica de Barrido	91
Tabla 16. Porcentajes de Wt y At para el mineral de Allanita analizado (Análisis CFV-009-1_10)	94
Tabla 17. Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-002- 2. Código interno 18032002	97

Tabla 18. Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-008- 2. Código interno 18032003	98
Tabla 19. Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-009- 1. Código interno 18032001	98
Tabla 20. Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-005- 1. Código interno 18032004	99
Tabla 21. Resumen de los periodos magmáticos que han afectado el MS	102
Tabla 22. Diagrama general de formación de minerales en base a todas las muestras analizadas	107

Lista de Apéndices

(Ver apéndices adjuntos en el CD y pueden visualizarlo en la base de datos de la biblioteca UIS).

Apéndice A: Clasificación de muestras de mano.

Apéndice B: Resultados de microscopía electrónica de barrido (SEM).

Apéndice C: Resultados de microdifracción de rayos X (DRX).

Resumen

Título: Caracterización y significado genético de los xenocristales y xenolitos ricos en anfíboles presentes en rocas ígneas plutónicas Mesozoicas, aflorantes en el sector San Juan Nepomuceno (municipio de San Joaquín; departamento de Santander) *

Autor: Carlos Fernando Vargas Pérez**

Palabras clave: Xenolitos, xenocristales, hornblenda, magma, Batolito de Mogotes.

En la vereda San Juan Nepomuceno del municipio de San Joaquín (Sector SW del Macizo de Santander) afloran rocas Mesozoicas del Triásico Tardío – Jurásico Temprano pertenecientes al Batolito de Mogotes, correspondientes a cuerpos ígneos de composición variable (entre monzogranítica y granodiorítica), propios de ambientes de suprasubducción. Estudios geológicos previos realizados en estos cuerpos apuntan a que su formación está relacionada con magmas no adakíticos, anhidros y ligeramente peraluminicos. En este contexto, la presencia de importantes cantidades de anfíbol en estos cuerpos ígneos reportadas mediante trabajo de campo, cuyo origen inicialmente era desconocido, resultó a primera vista ser un atributo contrastante con la petrogénesis de estos magmas. En ese escenario se dio origen al presente trabajo de tesis de pregrado modalidad investigación.

Los estudios de microscopía óptica, electrónica y difracción de rayos X realizados a los granitos con abundante anfíbol, evidenció que éstos corresponden a la variedad hornblenda, estando también puntualmente acompañados de sillimanita, biotita y moscovita, entre otros minerales considerados propios de litologías metamórficas.

Los procesos de interacción entre magmas derivados del manto y rocas de la corteza inferior (considerada por algunos petrólogos como de composición máfica y con contenidos de agua ~1% en peso), se asumen como ambientes que favorecen la hidratación de los magmas e incluso como ambientes que pueden fertilizar magmas inicialmente estériles (en términos de contenidos de metales). Considerando la ausencia en las rocas objeto de estudio de evidencias propias de éstos últimos procesos mencionados, en el marco del presente estudio se concluye de manera preliminar, que la incorporación de xenocristales y xenolitos ricos en anfíbol en los magmas que dieron origen a los granitoides estudiados, debió tener lugar en niveles superiores de la corteza, en donde la eficacia de la fertilización e hidratación de los magmas por interacción magma/roca encajante parece decrecer de manera significativa.

*Trabajo de grado

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PhD. en Geología Económica.

Abstract

TITLE: Characterization and genetic significance of the xenocrystals and xenoliths rich in amphiboles present in Mesozoic plutonic igneous rocks, outcropping in the San Juan Nepomuceno sector (municipality of San Joaquín, department of Santander)*

AUTHOR: Carlos Fernando Vargas Pérez**

KEYWORDS: Xenoliths, xenocrystals, hornblende, magma, Mogotes Batholith.

In the lane of San Juan Nepomuceno of the San Joaquín town (SW sector of the Santander Massif) outcrop Mesozoic rocks of the Late Triassic - Early Jurassic belonging to the Mogotes Batholith, corresponding to igneous bodies of variable composition (between monzogranitic and granodioritic), typical of suprasubduction environments. Previous geological studies conducted in these bodies suggest that their formation is related to non-adakitic, anhydrous and slightly peraluminic magmas. In this context, the presence of significant quantities of amphibole in these igneous bodies reported by field work, whose initial origin was unknown, was at first sight an attribute that contrasts with the petrogenesis of these magmas. In this framework, the present work of the undergraduate research thesis was originated.

Optical microscopy, electron microscopy and X-ray diffraction studies performed on granites with abundant amphibole, showed that these correspond to the hornblende variety, being also accompanied by sillimanite, biotite and muscovite, among other minerals considered to be typical of metamorphic lithologies.

The interaction processes between magmas derived from the mantle and rocks of the lower crust (considered by some petrologists as of mafic composition and with water contents of ~ 1% wt), are assumed as environments that favor the hydration of magmas and even as environments that can fertilize initially sterile magmas (in terms of metal contents). Considering the absence in the rocks object of study of own evidences of these last mentioned processes, in the frame of the present study it is concluded in a preliminary way, that the incorporation of xenocrystals and xenoliths rich in amphibole in the magmas that gave rise to the studied granitoids, must have taken place at higher levels of the crust, where the effectiveness of the fertilization and hydration of the magmas by magma/host rock interaction seems to decrease significantly.

* Undergraduate thesis

** Faculty of Physicochemical Engineering. School of Geology. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PhD. in Economic Geology.

Introducción

La formación de rocas ígneas es un proceso que ocurre en diferentes ambientes geotectónicos y da como resultado una gran variedad de este tipo de rocas. El Batolito de Mogotes es una unidad litodémica que forma parte del basamento cristalino de Macizo de Santander (MS), y se encuentra principalmente en los alrededores de los municipios de Mogotes y San Joaquín, en el departamento de Santander, Colombia. Las rocas de este batolito han tenido un interés geológico y son objeto de estudios mineralógico-petrográficos, geoquímicos y geocronológicos con el fin de aportar al conocimiento y evolución geológica de la región.

En las zonas aledañas a la vereda San Juan de Nepomuceno, del municipio de San Joaquín, Santander, xenocristales de anfíboles de tamaños entre 1 a 5 cm fueron encontrados dentro de rocas que tienen una composición félsica pertenecientes al Batolito de Mogotes.

Este proyecto pretende conocer el significado genético de estos xenocristales de anfíboles, por medio de actividades como la caracterización petrográfica y química semicuantitativa, para realizar un aporte al conocimiento del MS ya que corresponde a un sitio con un gran interés geológico-científico.

1. Objetivos

1.1 Objetivo general

Estudiar las rocas ígneas que contienen xenolitos y xenocristales de anfíboles, aflorantes en la vereda San Juan Nepomuceno perteneciente al municipio de San Joaquín, Santander; analizando sus características petrográficas y químicas semicuantitativas para conocer su significado genético, en relación con las áreas del Macizo de Santander para dar un aporte al conocimiento geológico de esta zona.

1.2 Objetivos específicos

- Conocer la cantidad y dimensiones de los cuerpos que contienen los xenolitos y xenocristales de anfíbol y su relación con la roca encajante.
- Caracterizar petrográficamente los xenolitos y xenocristales de anfíbol presentes en la zona de interés.
- Determinar el posible origen de los xenolitos y xenocristales anfíboles.
- Analizar por medio de química semicuantitativa los xenolitos y xenocristales de anfíbol presentes junto con la matriz en la que se encuentra embebidos.
- Conocer la implicación genética que tienen los xenolitos y xenocristales de manera individual, y su relación con la evolución geológica de las rocas adyacentes y en general con el Macizo de Santander.

2. Generalidades

2.1 Localización del área de estudio

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera Oriental (CO) de Colombia específicamente en la región conocida como el Macizo de Santander, a los alrededores del municipio de San Joaquín, Santander. Está delimitada por las coordenadas (Datum geodésico MAGNA-SIRGAS; Elipsoide GRS80; Proyección Gauss-Krüger Colombia):

$$\mathbf{X} = 1'200.000 \text{ N} \quad \mathbf{Y} = 1'138.000 \text{ W}$$

$$\mathbf{X} = 1'210.000 \text{ N} \quad \mathbf{Y} = 1'135.000 \text{ W}$$

El área de mayor interés, que es en donde se da la ocurrencia de xenolitos y xenocristales de anfíboles, está delimitada por las siguientes coordenadas (Figura 1):

$$\mathbf{X} = 1'210.000 \text{ N} \quad \mathbf{Y} = 1'138.000 \text{ W}$$

$$\mathbf{X} = 1'208.000 \text{ N} \quad \mathbf{Y} = 1'136.000 \text{ W}$$

Las coordenadas indican que la zona se encuentra en la plancha 136-III-D del Instituto Geográfico Agustín Codazzi y en la plancha geológica I-36 descrita por Vargas *et al.* (1984). El estudio se centró en la vía que comunica al municipio de San Joaquín con la vereda San Juan Nepomuceno y el corregimiento de Ricaurte, en cercanías al Puesto de Salud la Aurora.

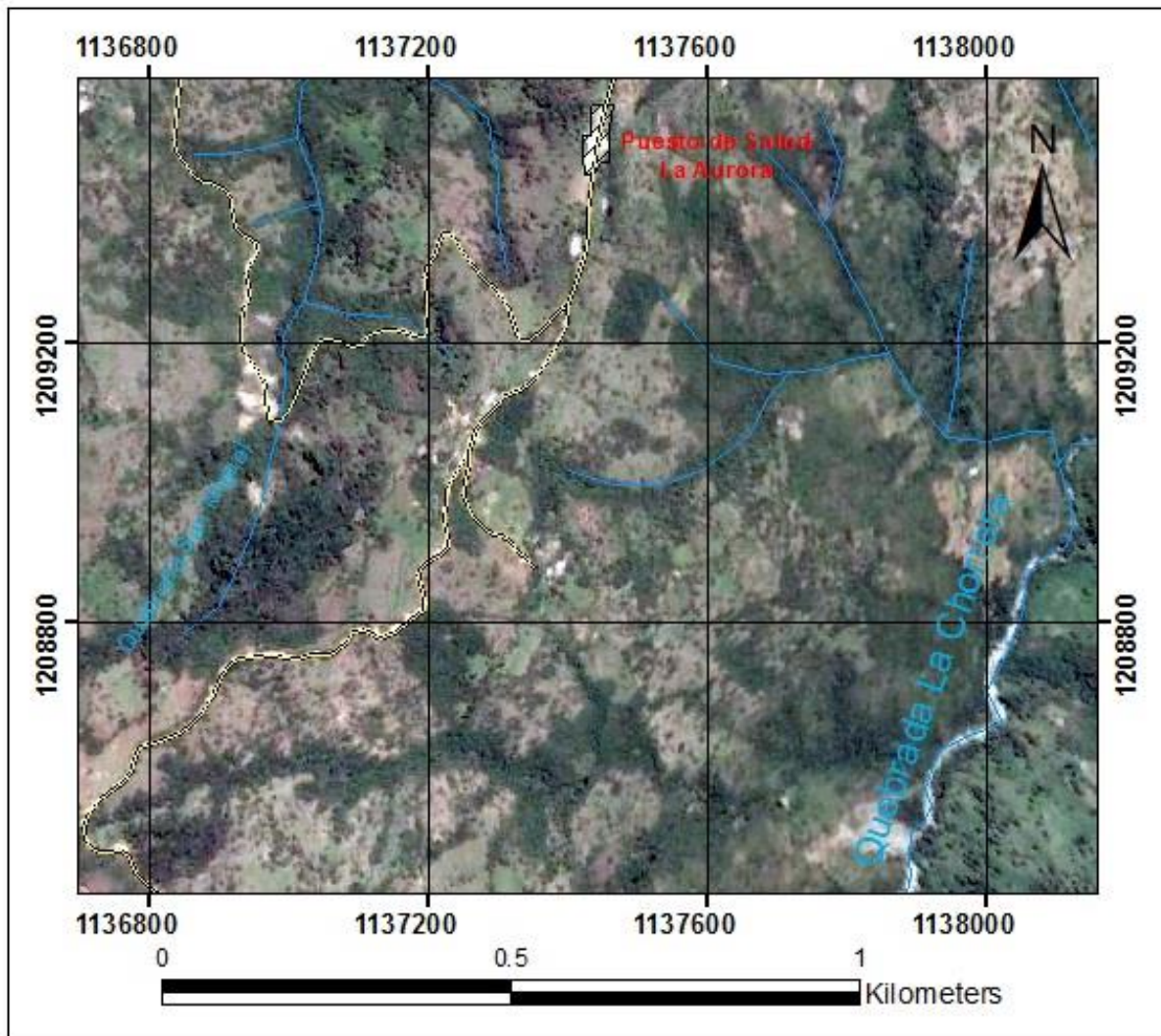


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio.

2.2 Vías de acceso

La única vía de acceso a la región es la que comunica al municipio de San Joaquín con la vereda San Juan Nepomuceno, catalogada como rural de superficie en tierra sin andenes, exceptuando algunos metros donde es empedrada en lajas labradas.

Con respecto al municipio de San Joaquín, está comunicado por una vía transversal que conecta los municipios de San Gil, Mogotes, San Joaquín y Onzaga, la cual es hasta el municipio de

Mogotes pavimentada. Las vías para ir a las veredas del municipio son todas con superficie en tierra sufriendo bastantes deslizamientos producto del clima, la pendiente y la ausencia de mantenimiento. Vías aéreas y fluviales no existen.

2.3 Geomorfología y clima

La zona de interés corresponde a un sector de montaña con colinas, cerros y filos con laderas de alta pendiente como lo son el Alto Los Guaches y Las Cruces, y valles producto de las quebradas como lo son el de la Quebrada San Miguel y la Quebrada Panamá que es donde se encuentra el casco urbano del municipio de San Joaquín. Es común encontrar la presencia de surcos y cárcavas generando una alta tasa de erosión de las laderas. La variación topográfica esta entre 1.800 a 2500 msnm. Las geoformas principales presentes en el área de estudio y sus alrededores son de origen estructural como espolones denudados (Sed), y denudacional como sierras denudadas (Dsd), según el Servicio Geológico Colombiano. El patrón de drenaje que domina toda la zona corresponde a un drenaje subparalelo.

El clima oscila entre los pisos térmicos templado y frio, con una temperatura media de 16°C a 18°C según los datos de la alcaldía municipal del municipio de San Joaquín.

3. Metodología

Con el fin de desarrollar el proyecto, este fue dividido en 4 etapas principales:

3.1 Fase de pre-campo

En esta etapa se realizó una recopilación bibliográfica sobre libros, revistas, artículos, proyectos de grado, mapas con sus respectivas memorias explicativas en las diferentes bases de datos otorgadas por la Universidad Industrial de Santander y las gratuitas en la red, como lo son el Science Direct, SEG Digital Library, AAPG Bulletin, eBrary, Boletín de Geología UIS, U.S Geological Survey, SICAT (Servicio de metadatos del Servicio Geológico Colombiano), entre otros; relacionados con los aspectos como la litología, la geología estructural y la evolución geológica del Macizo de Santander. La información encontrada fue seleccionada y clasificada, en especial las que tuvieran una mayor afinidad con los objetivos del proyecto. También en esta etapa se definió la ruta y los puntos a tomar datos, en la fase de campo.

3.2 Fase de campo

Durante esta etapa, se realizó una salida de campo con la finalidad de recolectar datos sobre la presencia de xenocristales de anfíboles, donde 16 muestras en 7 estaciones fueron recolectadas por el autor para analizar macroscópicamente campo, según la clasificación de campo para rocas ígneas plutónicas según Mantilla (2003), y posteriormente en el laboratorio. Así mismo, 9 muestras fueron recibidas por parte de los estudiantes de Campo II 2016-II y datos de los estudiantes de Campo II 2018-I. Las estaciones fueron catalogadas con las iniciales CFV (001-003; 011-014 con los datos de los estudiantes de Campo II (2016-II Y 2018-I), y 004-010; 0015 con los datos recolectados por el autor).

Tabla 1.

Estaciones de campo con sus respectivas coordenadas geográficas y WGS 84.

ESTACION	MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS			COORDENADAS WGS 84	
		X (m)	Y (m)	Z (m.s.n.m)	N	W
CFV-001	CFV-001-1	1209271	1136901	2201	06°29'13,45"	72°50'10,77"
CFV-002	CFV-002-1	1209125	1136908	2201	06°29'13,60"	72°50'10,90"
"	CFV-002-2	"	"	"	"	"
CFV-003	CFV-003-1	1209280	1137380	2245	06°29'08,53"	72°50'21,59"
"	CFV-003-2	"	"	"	"	"
CFV-004	CFV-004-1	1209256	1136953.2	2155	06°29'13"	72°50'22"
CFV-005	CFV-005-1	1209225	1136993	2160	06°29'12"	72°50'22"
CFV-006	CFV-006-1	1209225	1136922	2176	06°29'12"	72°50'23"
"	CFV-006-2	"	"	"	"	"
"	CFV-006-3	"	"	"	"	"
"	CFV-006-4	"	"	"	"	"
CFV-007	CFV-007-1	1209440	1137105	2176	06°29'19"	72°50'22"
CFV-008	CFV-008-1	1209240	1137200	2205	06°29'08"	72°50'20"
"	CFV-008-2	"	"	"	"	"
CFV-009	CFV-009-1	1208195	1137215	2224	06°29'11"	72°50'16"
"	CFV-009-2	"	"	"	"	"
"	CFV-009-3	"	"	"	"	"
CFV-010	CFV-010-1	1209256	1137308	2250	06°29'13"	72°50'11"
CFV-011	CFV-011-1	1205593	1136031	2394	6°27'13,51"	72°50'52,10"
CFV-012	CFV-012-1	1209807	1137628	2257	6°29'30,92"	72°50'00,03"
CFV-013	CFV-013-1	1203625	1134872	1955	6°26'09,94"	72°51'30,19"
CFV-014	CFV-014-1	1204980	1135568	2255	6°26'53,98"	72°51'07,44"
CFV-015	CFV-015-1	1200310	1134947	2166	6°24'22,00"	72°51'20,97"
"	CFV-015-2	"	"	"	"	"
"	CFV-015-3	"	"	"	"	"

3.3 Fase de laboratorio

Durante el desarrollo del proyecto, distintos métodos fueron realizados con el fin de desarrollar el objetivo principal. Estos están divididos en 4, los cuales serán descritos a continuación:

3.3.1 Análisis macroscópico de las rocas: Con los datos y las muestras recolectadas, se realizó un análisis macroscópico de minerales y texturas, junto con clasificación más detallada de la roca,

en base al diagrama QAPF de rocas ígneas plutónicas de Streckeisen (1976), recomendado por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS por sus siglas en inglés) en LeMaitre (2002) (Figura 2).

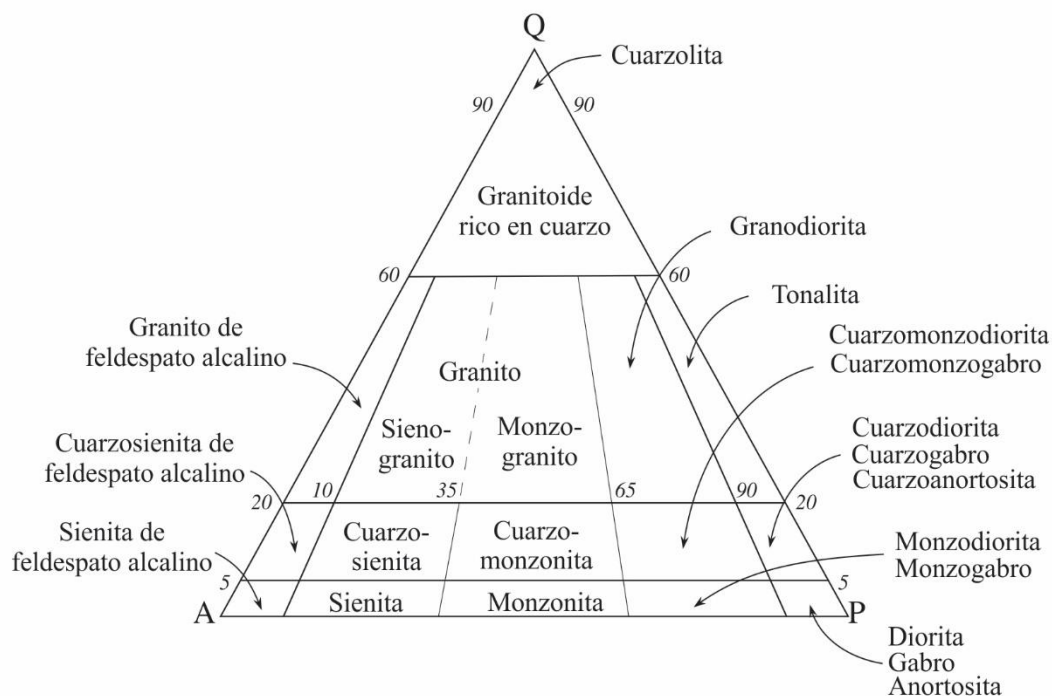


Figura 2. Clasificación modal de rocas ígneas. Adaptado de LeMaitre (2002).

3.3.2 Análisis microscópico (Petrografía): El siguiente método corresponde a la clasificación y el análisis petrográfico, para esto fueron escogidas 10 muestras para hacerles sección delgada en el Laboratorio de Preparación de Secciones Delgadas y Pulidas de la Universidad Industrial de Santander. El análisis microscópico junto con las microfotografías tomadas fue realizado en el Laboratorio de Geología Básica y Aplicada (GIGBA) presente en la Universidad Industrial de Santander sede Guatiguará, por medio del microscopio LEICA modelo DM750P de luz polarizada, el cual tiene acoplado una cámara con el software MC120HD para la toma de las microfotografías. El tamaño de cristal de las muestras ha sido catalogado por el Servicio Geológico Británico

(Gillespie & Styles, 1996), las texturas ígneas fueron identificadas en base a MacKenzie & Guilford (1996), Melgarejo (1997) y Mantilla (2003), mientras que las texturas metasomáticas se identificaron en base a Rong & Wang (2016). La clasificación de la roca por el método petrográfico se hizo modalmente mediante la Figura 2 y un conteo de valor mínimo 120 puntos (El número de puntos utilizados para la clasificación, se realizó diferenciando la parte ígnea félsica de la parte metamórfica de la roca, en donde el valor mínimo para cada parte fue de 120 puntos abarcando la totalidad de la sección delgada). Las abreviaturas minerales fueron tomadas de Whitney & Evans (2010) (Tabla 2).

Tabla 2.

Abreviatura de minerales. Adaptada de Whitney & Evans (2010).

NOMBRE DEL MINERAL	ABREVIATURA
Biotita	Bt
Clorita	Chl
Cuarzo	Qz
Epidota	Ep
Feldespato Potásico	Kfs
Hornblenda	Hbl
Minerales opacos	Opq
Moscovita	Ms
Plagioclasa	Pl
Rutilo	Rt
Sericita	Ser
Sillimanita	Sil
Zircón	Zrn

3.3.3 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM): Este método fue realizado en el Laboratorio de Microscopia presente en la Universidad Industrial de Santander sede Guatiguará, para tres secciones delgadas pulidas previamente y para porciones (*chip*) de tres muestras. Las secciones delgadas y los *chips* primeramente se colocaron sobre *stubs* metálicos con cinta adhesiva de carbón, y se recubrieron con grafito en el equipo de recubrimiento Quorum 150ES.

Posteriormente fueron introducidas al Microscopio Electrónico de Barrido FEG (*Field Emission Gun*). Las imágenes fueron tomadas a un alto vacío y con un voltaje de aceleración de 25 kV. El detector para imágenes se hizo mediante Electrones Retrodispersados (BSE): *Back Scattered Electrón Detector* (BSED) tipo SSD. Con respecto al análisis semi-cuantitativo de elementos químicos se trabajó con un detector EDAX APOLO X resolución de 126.1 eV (en Mn K α) para realizar análisis de *Energy-Dispersive Spectroscopy* (EDS) y bajo el software EDX Genesis.

3.3.4 Microdifracción de Rayos X (DRX): El análisis de microdifracción de rayos x fue realizado en el Laboratorio de Rayos X de la Universidad Industrial de Santander sede Guatiguará, a 4 muestras en estado sólido (CFV-002-2, CFV-005-1, CFV-008-2, CFV-009-1) para identificar las fases cristalinas que componen los xenolitos y xenocristales de anfíboles. Las muestras fueron montadas y ajustadas directamente sobre la plataforma de la cuna Eurliana del equipo D8 DISCOVER, para su posterior registro por microdifracción de rayos x. Los análisis cualitativos se realizaron mediante la comparación de los perfiles observados con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del *International Centre for Diffraction Data* (ICDD). Las condiciones del registro se encuentran en el Apéndice C.

3.4 Análisis de resultados y redacción del informe final

Con los datos obtenidos del trabajo de campo, petrografía, microscopía electrónica de barrido y microdifracción de rayos X, se realizó un análisis detallado con el fin de caracterizar los xenolitos y xenocristales de anfíboles, para posteriormente proporcionar un modelo de evolución en esta zona. Las imágenes fueron modificadas en el software Corell Draw X8 y los mapas en el software ArcGis 10.3. Los parámetros de redacción y escritura son los establecidos por la Universidad Industrial de Santander.

4. Marco Geológico Regional

El MS forma parte de los cuatro macizos presentes en la CO de Colombia, así como el margen suroeste del Bloque Triangular de Maracaibo, el cual está limitado al oeste por la Falla Bucaramanga-Santa Marta, al norte la Falla de Oca y al este la Falla de Boconó (Cediel *et al.*, 2003; Mantilla *et al.*, 2011) (Figura 3A). Estructuralmente, el MS es un bloque levantado con límites al oeste por la Falla Bucaramanga – Santa Marta, al este con el sistema de Fallas Pamplona-Cubugón-Mercedes que coloca al macizo sobre la depresión de Táchira, y al norte la cuenca del Catatumbo (Restrepo-Pace, 1995; García *et al.*, 2005). El MS también hace parte del Bloque Norandino (Cediel *et al.*, 2003) y en el Terreno Chibcha (Restrepo & Toussaint, 1988).

Presenta un basamento cristalino de rocas metamórficas e ígneas del pre-Devónico, rocas sedimentarias y metasedimentarias del Paleozoico Tardío, y rocas ígneas del Triásico-Jurásico y Neógeno (Ward *et al.*, 1973; Clavijo, 1994; Cooper *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2009; Mantilla *et al.*, 2016) (Figura 3B). La unidad aflorante más antigua en el MS corresponde al Neis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973) o Complejo Bucaramanga (Clavijo, 1994) y consta de neises cuarzo-feldespáticos con minerales de andalucita, sillimanita, cordierita y granate, con intercalaciones de neises hornbléndicos, anfibolitas, mármoles y migmatitas (Ward *et al.*, 1973) con condiciones de metamorfismo media presión-alta temperatura de la facie anfibolita (Ward *et al.*, 1973; García *et al.*, 2005). La edad del Neis de Bucaramanga por medio de dataciones radiométricas Rb/Sr y K/Ar arrojan una edad de 945 ± 40 Ma ubicándola dentro del Meso-Proterozoico, y su origen está relacionado con la Orogenia Grenvilliana (Clavijo *et al.*, 2008) o con la Orogenia Putumayense (Ibáñez *et al.*, 2011). Cordani *et al.* (2003) por medio de

análisis U-Pb le asigna un rango de edad entre 1550 y 900 Ma que lo ubica entre el Meso-Neo Proterozoico.

Suprayaciendo esta unidad, se encuentra la Formación Silgará definida por Ward *et al.* (1973), que consta de una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, con variedades de filitas, filitas calcáreas, cuarcitas, esquistos, metareniscas y pizarras en menor cantidad (Royero y Clavijo, 2001). Mantilla *et al.* (2016) con análisis U-Pb en circones detríticos propone dividirla en tres grandes unidades, Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro donde cada una de estas corresponde a litologías diferentes y a una máxima edad de sedimentación de protolito diferente. El origen de los Esquistos del Silgará y Chicamocha está relacionado a un evento orogénico principal Famatiniano, y las Filitas de San Pedro a un evento orogénico menor Famatiniano (Quetame-Caparonensis localmente en Colombia y Venezuela) durante el Ordovícico-Silúrico (Mantilla *et al.*, 2016).

La tercera unidad metamórfica del MS corresponde al Ortogneis definido por Ward *et al.* (1973) y posteriormente nombrado Ortogneis de Berlín-Pamplona por Royero y Clavijo (2001) por tener una sección tipo en los alrededores de estos municipios. Consiste en un neis cuarzo-feldespático y se encuentra intruyendo tanto el Neis de Bucaramanga como la Formación Silgará (*sensu* Ward *et al.*, 1973) en donde su origen está asociado a una intrusión ígnea durante el pico metamórfico de la Formación Silgará lo que ocasionó su metamorfismo regional (García *et al.*, 2005). La edad de esta unidad es de 477 ± 2 Ma (Restrepo-Pace & Cediél, 2010).

En el MS se reportan rocas metasedimentarias de bajo grado con un rango de edad Paleozoico inferior, discordantes sobre las rocas del basamento cristalino, agrupadas en unidades distribuidas al largo de todo el macizo, conocidas como Formación Floresta Metamorfoseada (Formación Mogotes por Moreno-Sánchez *et al.*, 2005), Formación La Virgen, Metasedimentitas de Guaca,

Paleozoico de Rio Nevado, entre otras (Royero y Clavijo, 2001). La litología es principalmente metalimolitas, metagrauvascas, metacalizas, metareniscas, pizarras y filitas (Ward *et al.*, 1973; Clavijo, 1985; Clavijo, 1994).

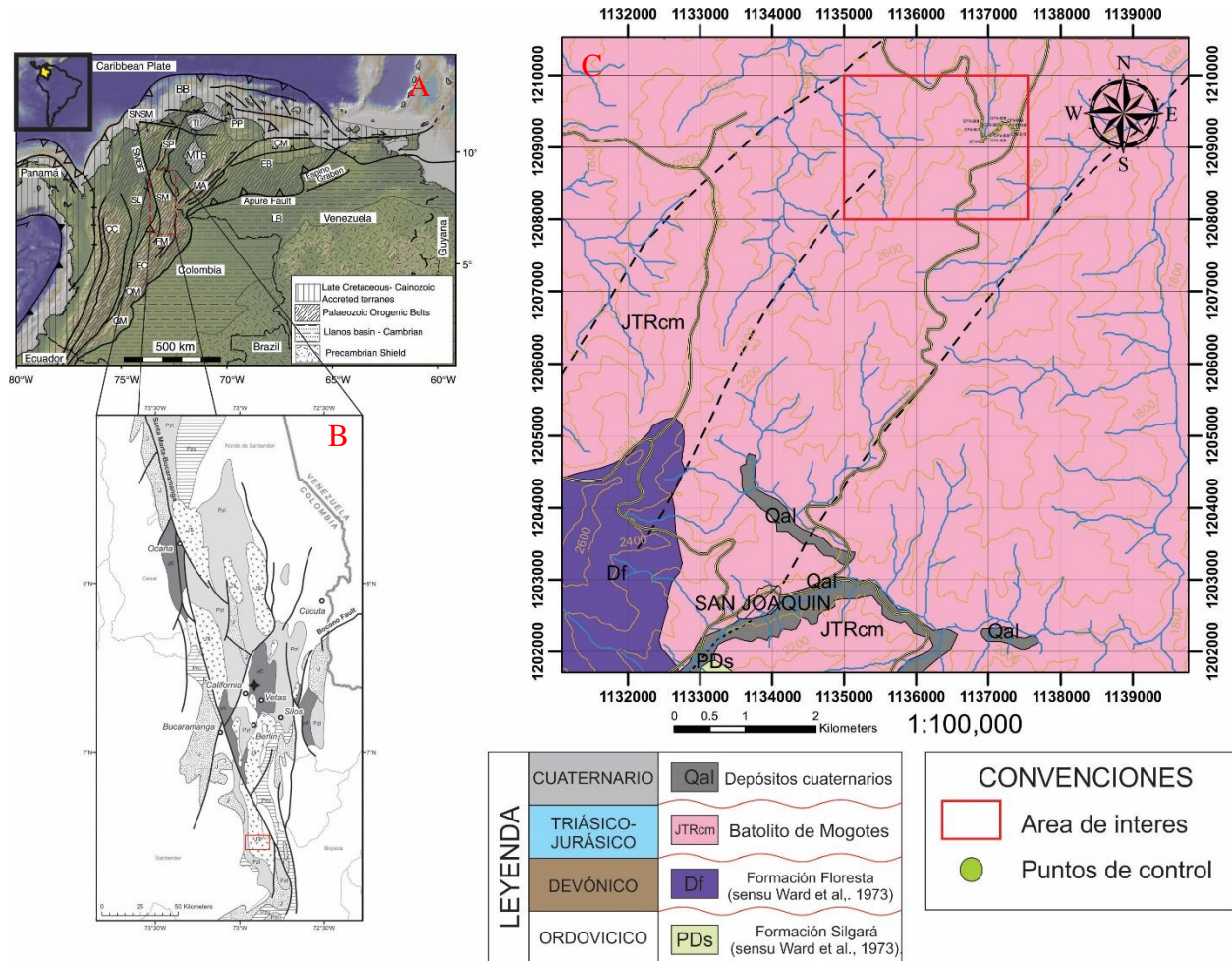


Figura 3. A) Macizo de Santander ubicado dentro de los Andes del Norte. Adaptada de Van der Lelij (2013). B) Esquema geológico del Macizo de Santander. Adaptada de Mantilla *et al.* (2016). C) Mapa geológico generalizado de la zona de estudio y sus zonas adyacentes. Adaptada de Vargas *et al.* (1984).

Respecto a la historia magmática del MS rocas vulcano-plutónicas han sido reportadas de diferentes edades. Van der Lelij *et al.*, (2016) indica la existencia de rocas plutónicas como granitoides y gabroides sin foliación del Paleozoico inferior con un rango de edades entre 489 y

432 Ma. De igual forma, Mantilla *et al.* (2012) hace referencia a rocas graníticas calco-alcalinas producto del evento magmático Silúrico que posiblemente está relacionado con la fase final de la Orogenia Famatiniana.

El siguiente registro magmático tiene una edad Triásico-Jurásico con el denominado Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973) en donde se encuentran rocas ígneas plutónicas principalmente granitoides, agrupadas en unidades conocidas como Batolito de Rionegro, Plutón de Paramo Rico, Cuarzomonzonita de la Corcova, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, Granito de Pescadero y Batolito de Mogotes con un rango de edad entre 176 a 210 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Dörr *et al.*, 1995). Mantilla *et al.* (2013) hacia el centro-norte del MS divide este grupo en tres tipos de rocas ígneas basados en relaciones de campo, junto con geoquímica y geocronología, los cuales corresponden a Leucogranitos tempranos llamados Alaskitas-I (204 a 199 Ma), rocas intermedias (199 a 198 Ma) y Leucogranitos tardíos referidos a Alaskitas-II (198 a 196 Ma), reflejando cambios en la configuración de la corteza por una subducción de la Placa Panthalassa sobre el continente Pangea. Durante el Cretácico, Goldsmith *et al.*, (1971) reporta diques riolíticos y diques de diabasa, que están intruyendo rocas sedimentarias cretácicas por lo cual podrían ser post-Cretácico (Ward *et al.*, 1973; Galvis, 1998).

Evidencias de un magmatismo durante el Mioceno en el MS hacia la zona de Vetás – California, fue reportado por Mantilla *et al.* (2009) sobre unas rocas con textura porfiríticas de composición andesítica y riódacítica, indicando que este sector sufrió una actividad ígnea de duración de aproximadamente 2.2 Ma.

4.1 Descripción estructural del área de estudio

La zona de estudio está siendo afectada principalmente por tres fallas de gran extensión, como lo son la Falla Bucaramanga-Santa Marta, la Falla de Onzaga, y la Falla de Boyacá (Figura 4). La Falla Bucaramanga-Santa Marta, corresponde a una falla de rumbo siniestral con un componente inverso, la cual fue activada durante la colisión continental Putumayense-Grenvilliana (Meso-Neo Proterozoico) y tuvo su reactivación en el Aptiano-Albiano (Cediel *et al.*, 2003; Jiménez *et al.*, 2015). La Falla de Boyacá consiste en una falla inversa con vergencia al oeste reflejando estructuras de inversión tectónica, mientras que la Falla de Onzaga es una falla de rumbo de comportamiento siniestral en dirección N-S (Velandia, 2005; Rodríguez *et al.*, 2009; Velandia *et al.*, 2017).

Específicamente durante el trabajo de campo y por medio de fotointerpretación, se encontraron estructuras como fallas y diaclasas. Fueron identificadas tres familias de fallas principales: en direcciones NW-SE, E-W y NE-SW. En relación cronológica, las fallas de dirección E-W corresponden al tiempo más antiguo de deformación con un comportamiento de rumbo posiblemente dextral, posteriormente aparecen las fallas con dirección NW-SE en donde se encuentra las Fallas de San Cayetano y Gaital, que son fallas con un comportamiento inverso con vergencia al NE. Por último, aparecen las lineaciones con dirección NE-SW de un comportamiento inverso con componente siniestral. Las dos últimas familias de fallas están asociadas posiblemente al evento deformativo durante la Orogenia Andina. El diaclasamiento encontrado en la zona se evidencia con un aumento hacia el dominio de las unidades ígneas, en la mayoría de los afloramientos se observan tres familias de diaclasas.

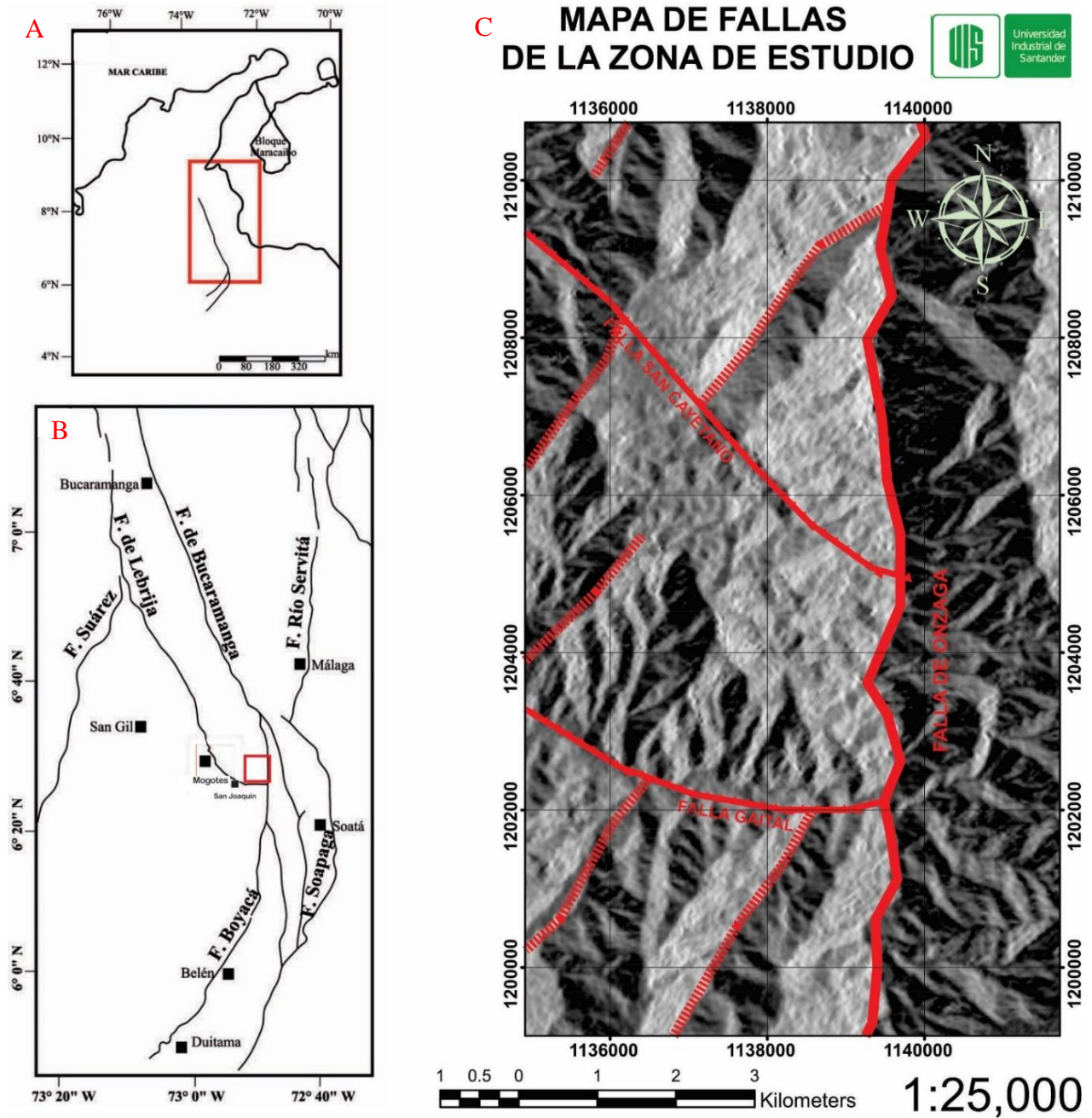


Figura 4. A) Falla Bucaramanga – Santa Marta y sus colas de caballo. Adaptada de Mantilla y García (2018). B) Principales fallas que afectan el Macizo de Santander. Adaptada de Velandia *et al.* (2017). C) Mapa de fallas de la zona de estudio.

5. Estado del Arte

En el área de interés se encuentra en la unidad geológica denominada por Ward *et al.* (1973) como el Batolito de Mogotes. Este cuerpo ígneo de composición granítica es resultante del magmatismo Triásico-Jurásico presente en el Macizo de Santander. Esta distribuido al suroeste de la Falla de Bucaramanga-Santa Marta y tiene cerca de 45 km de largo y 21 de ancho en su zona más amplia (Correa *et al.*, 2016). El Batolito de Mogotes es un granito tipo I y litológicamente compuesto por un monzogranito biotítico equigranular de grano grueso a medio en la mayoría de su extensión y en algunos sectores una granodiorita localmente porfirítica en cercanías a los municipios de San Joaquín y Onzaga, y está siendo cortada por diques de riolita, aplita y lamprofiros (Vargas *et al.*, 1984; Royero y Clavijo, 2011; Correa *et al.*, 2016). La edad para el Batolito de Mogotes por medio de dataciones K/Ar y U-Pb indica una edad entre 172 ± 7 y 205 ± 3 Ma, lo que evidencia un periodo magmático comprendido entre finales del Triásico y principios del Jurásico (Goldsmith *et al.*, 1971; Vargas *et al.*, 1984; Van der Lelij, 2013; Correa *et al.*, 2016).

Reportes sobre rocas con contenido de anfíboles en el MS, varían desde las unidades más antiguas como son los leucosomas y mesosomas del Neis de Bucaramanga (Amaya, 2012). Schäfer *et al.*, (1998) en Ríos y García, (2001) reporta la presencia de anfibolitas dentro de la Formación Silgará (*sensu* Ward *et al.*, 1973) asignándole un origen magmático a este tipo de rocas. En la unidad Ortoneis, García *et al.* (2005) describe un neis biotítico-hornbléndico con una estructura foliada débilmente desarrollada. Para las rocas ígneas del Triásico-Jurásico, en el Batolito de Rionegro, Arango *et al.*, (2016) reporta la presencia de rocas gabroidicas con un contenido alto en hornblenda, granitoides ricos en hornblenda y presencia de enclaves máficas. Para el Batolito de Mogotes, Correa *et al.* (2016) describe granodioritas, monzogranitos, diques tonalíticos y andesíticos ricos en hornblenda de 0,5 a 1,5 mm de tamaño, así como menciona también la

presencia de enclaves (xenolitos?) máficos, sin embargo, no se hizo énfasis en esto. Los únicos xenolitos de anfibolitas reportados para el MS son los que se encuentran en la Cuarzomonzonita de la Corcova (Urueña, 2014) y el Batolito de Mogotes (Urueña y Zuluaga, 2011) estando asociados con el Neis de Bucaramanga, sin embargo, no se hizo ningún énfasis. Diques de diabasas ricos en anfíboles son reportados en los sectores de Ocaña con una posible edad del Cretácico Inferior (Ward *et al.*, 1973). Moreno-Sánchez *et al.* (2016) describe la presencia rocas basálticas de posible edad Triásico-Jurásico hacia el flanco occidental de la CO en el límite entre Santander y Boyacá. Finalmente, las rocas porfiríticas descritas por Mantilla *et al.* (2009), que cortan rocas sedimentarias Cretácicas, presentan fenocristales de anfíbol menores a 2mm.

6. Resultados

6.1 Relaciones de campo y descripción macroscópica de las rocas presentes en el área de estudio.

En el área de interés, las litologías predominantes reconocidas durante el trabajo de campo corresponden a cuerpos ígneos plutónicos y porfiríticos, correlacionados con la Unidad Litodémica (ULD) denominada Batolito de Mogotes, y cuerpos metamórficos pertenecientes a la ULE denominada Esquistos y Filitas del Silgará (Mantilla *et al.*, 2016) (Figura 6). Una de las características más representativas de la zona de estudio, es la cantidad de alteraciones hipógenas y supérgenas que ocasionan un cambio en la mineralogía de la roca.

6.1.1 Rocas ígneas del Batolito de Mogotes: Esta unidad es la que tiene mayor extensión casi en la totalidad de la zona de estudio, y corresponde principalmente a un cuerpo granítico, equigranular y con textura fanerítica. La mineralogía predominante de esta unidad es de cuarzo,

plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita, además, la presencia de xenolitos y xenocristales de rocas anfibolíticas y anfíboles respectivamente, analizadas como objetivo principal de este proyecto. Por medio de la mineralogía y en la clasificación de campo las rocas corresponden a Granitoides. Este cuerpo principal, presenta una variación entre Monzogranito (Figura 5), Granodiorita y en menor proporción Tonalita, en una composición más detallada, y tiene una variación en el contenido de minerales micáceos como moscovita y biotita. Esta variación es delimitada por la Falla San Cayetano (Falla en dirección NW-SW) en donde los cuerpos plutónicos al norte de esta falla presentan un contenido de micas alrededor al 30%, asimismo, los cuerpos plutónicos al sur de esta falla presentan un contenido de micas menor al 5% y en algunos casos es casi nula la presencia de estos minerales hojosos. En algunos sectores, estas rocas están siendo afectadas por fluidos hidrotermales en forma de venas y venillas de entre 2 y 0,2 m, que ocasionan epidotización, alteración argílica, alteración propilítica y alteración filica. Para la alteración supergena los principales minerales afectados son la plagioclasa y el feldespato potásico que pasan a ser arcillas.



Figura 5. Afloramiento de rocas ígneas pertenecientes al Batolito de Mogotes. La roca corresponde a un Monzogranito.

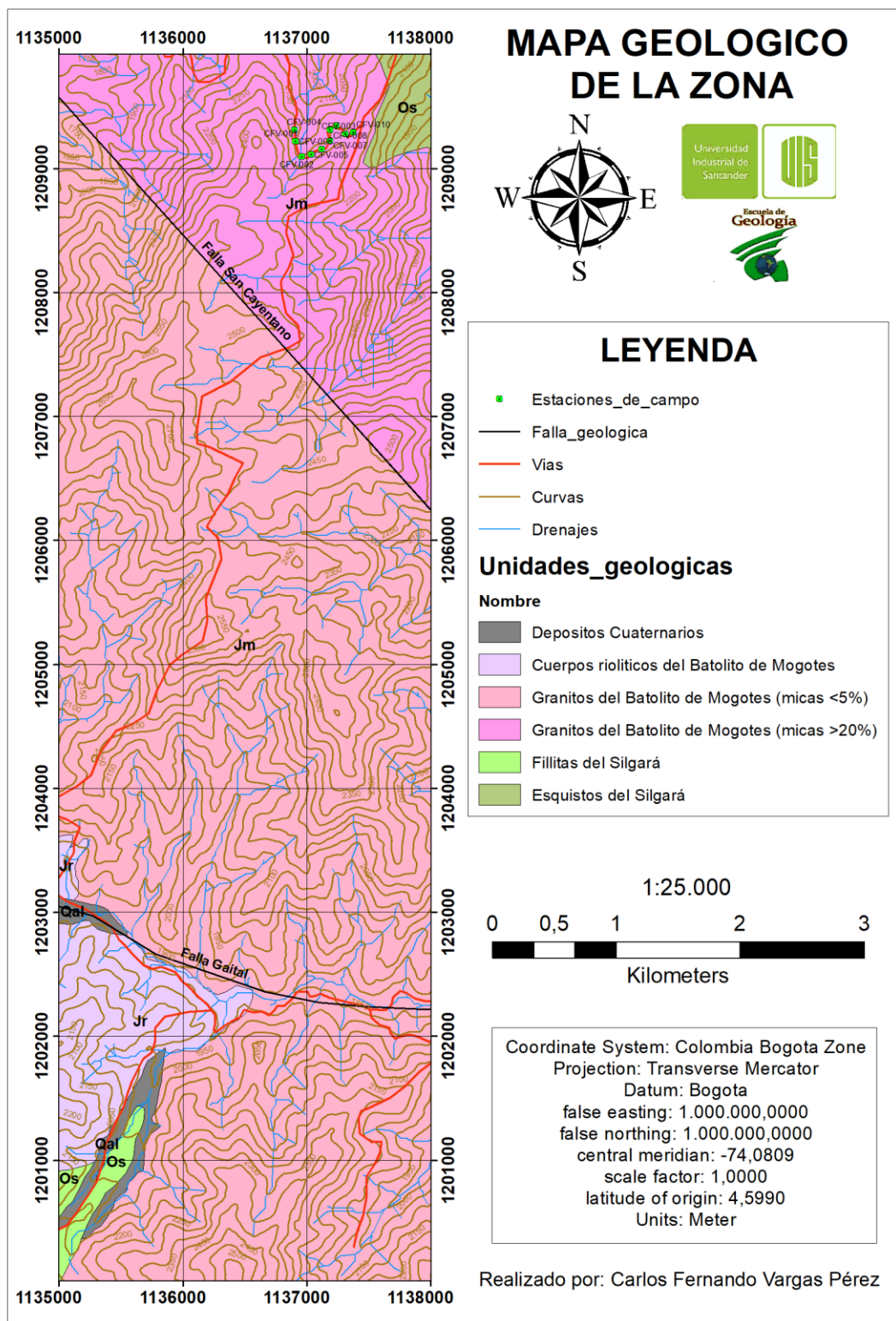


Figura 6. Mapa geológico a escala 1:25.000 del área de interés.

Diques leucograníticos y riolíticos están cortando las rocas del batolito, los cuales son inequigranulares y con textura afanítica-porfirítica (Figura 7). Estos aparecen en mayor cantidad en flanco sur de la Falla el Gaital (Falla en dirección NW-SE) llegando a ser cartografiados.

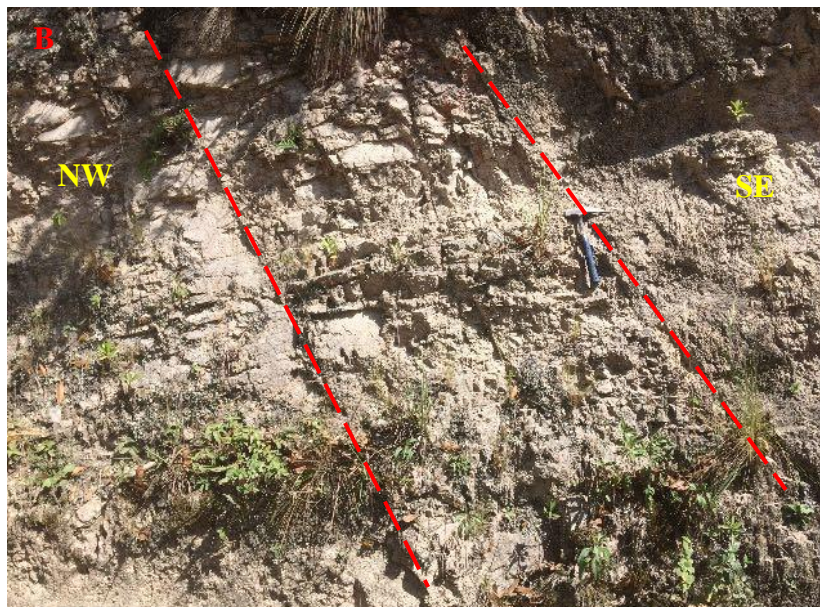


Figura 7. Diques cortando Monzogranitos. A) Leucogranítico. B) Riolítico.

6.1.2 Rocas metamórficas presentes en el área de estudio: Estas rocas afloran en los sectores SE y NW del área de estudio (Figura 6). Como se mencionó anteriormente estas rocas están correlacionadas con los Esquistos del Silgará (Mantilla *et al.*, 2016). Sin embargo, la presencia de Filitas y rocas de menor grado de metamorfismo (metapsamitas, metapelítas y metasemipelítas) se asociaba con anterioridad a la Formación Floresta Metamorfoseada (Ward *et al.*, 1973). Estudios más recientes, como el de Buitrago y Moreno (2017), con dataciones U-Pb en zircones detríticos, reportaron que esta unidad tiene una máxima edad de sedimentación del protolito en el Neoproterozoico (Ediacariano) y un pico prominente de edades U-Pb coincide con la de los Esquistos del Silgará, ambos afectados por la Orogenia Fammatiniana, por lo cual, ellos lo llamaron Unidad Metasedimentaria de los Cacaos. Para efectos de entendimiento y facilidad para correlacionar estas rocas, esta unidad es mencionada aquí como Filitas del Silgará. La descripción de estas rocas corresponde a intercalaciones entre metasemipelítas de color amarillo-gris con presencia de cuarzo y en minerales arcillosos, además posee algunos porfidoblastos de magnetita con caras bien desarrolladas; filitas de color gris con un brillo sedoso en su mayoría de moscovita y biotita, y metapsamitas de color gris con mayor cantidad de cuarzo y algunos minerales hojosos como la moscovita, junto a lentes de cuarzo en la mayoría de las rocas.

La presencia de rocas metamórficas de un mayor grado a las anteriormente mencionadas, aparecen en el sector NE, muy cerca de la zona de mayor interés de este proyecto y puede ser correlacionada con los Esquistos del Silgará. Estas corresponden a esquistos moscovíticos con biotita y cuarzo alargados, con un color amarillo-pardo, bastante meteorizado.



Figura 8. Afloramiento donde se aprecian las intercalaciones entre metapsamitas, metapelitas y metasempelitas.

6.1.3 Rocas con xenolitos y xenocristales de anfíboles: La presencia de rocas con contenido de xenolitos y xenocristales de anfíbol, se encuentran principalmente en la zona de mayor interés para este proyecto (Figura 1), pero no se descarta la ocurrencia en sectores aledaños. Estas rocas ígneas plutónicas que asimilaron una roca con un contenido rico de anfíboles están siendo intruidas por diques máficos de microgabros (Figura 9). Las estaciones en las que se encuentran estas rocas son las CFV-001, CFV-002, CFV-003, CFV-006, CFV-008, CFV-009 y CFV-010. La presencia de xenolitos fue identificada por medio del método petrográfico, por la ocurrencia de minerales extraños en la composición típica de una roca ígnea y en asociación con los xenocristales de anfíboles, ya que mediante la descripción macroscópica no fue posible identificar la composición de estos xenolitos debido a que su presencia se enmascara con los xenocristales de anfíboles.

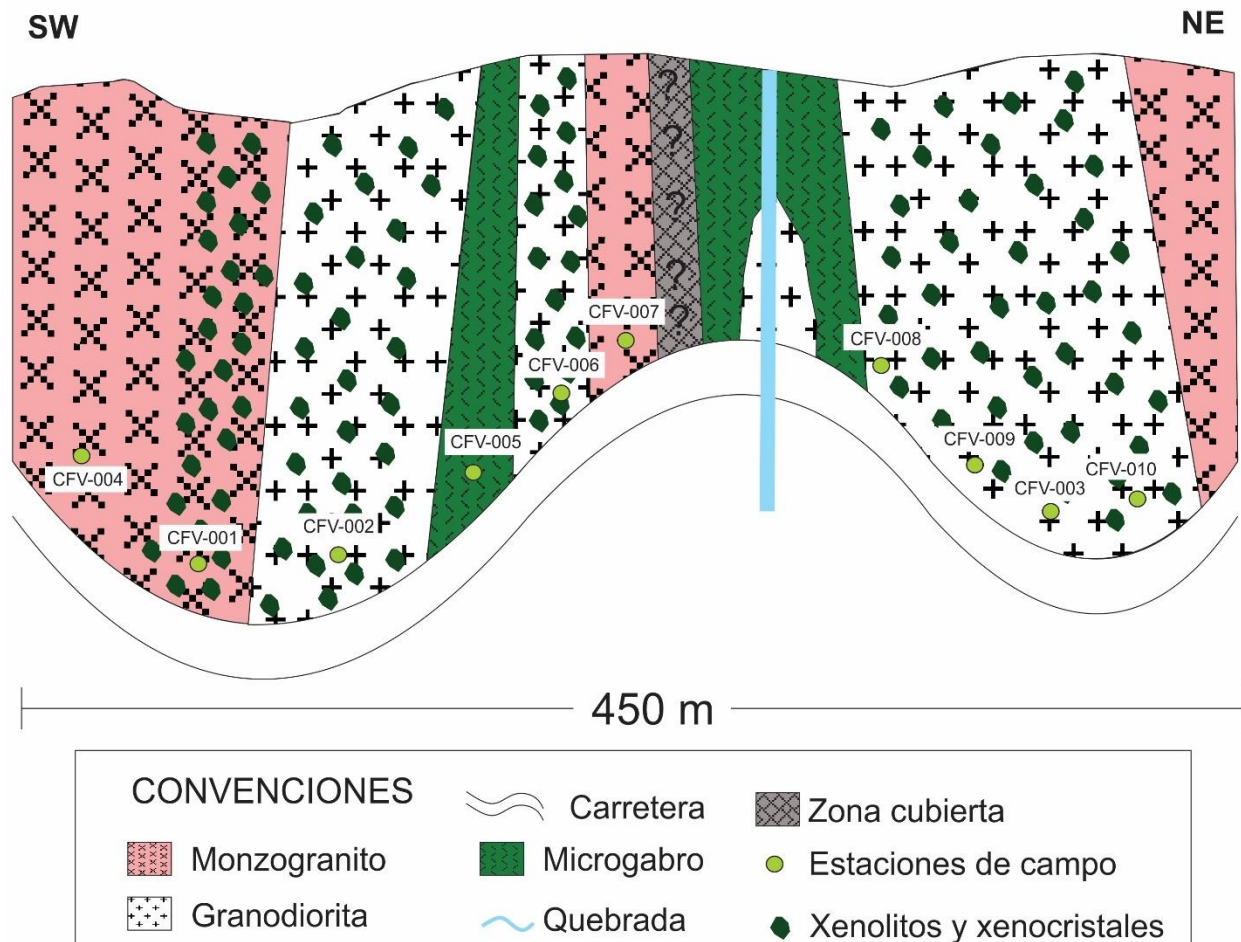


Figura 9. Corte esquemático de carretera de la zona de interés, identificando las diferentes litologías.

Las rocas con xenolitos y xenocristales, presentan una matriz ígnea muy similar en las propiedades con todas las rocas estudiadas, como el índice de color en donde todas son hololeucocráticas, la textura fanerítica y equigranular, en composición predominan el cuarzo, la plagioclasa, y el feldespato potásico, junto con biotita y epidota en menor cantidad, pero igualmente de manera representativa, el tamaño de cristal grueso a medio, con algunos minerales secundarios como pirita. La presencia de xenolitos y xenocristales de anfíboles (Figura 10) en estas rocas oscila entre el 15% y el 45% del volumen total de la roca, algunos con el contacto bien

definido con la roca caja y otros con reaccionando con esta por la forma de sus bordes. El tamaño de estos fragmentos oscila entre 0.5 y 5 cm, algunos llegando a alcanzar los 7cm (Figura 11B). Una curiosidad de estos xenolitos y xenocristales es que algunos se presentan de manera alargada generando un pseudo bandeamiento (Figura 11A). Estas rocas pueden ser clasificadas como un Monzogranito-Granodiorita con xenolitos y xenocristales de anfíbol. La descripción detallada de cada muestra está en el Apéndice A.

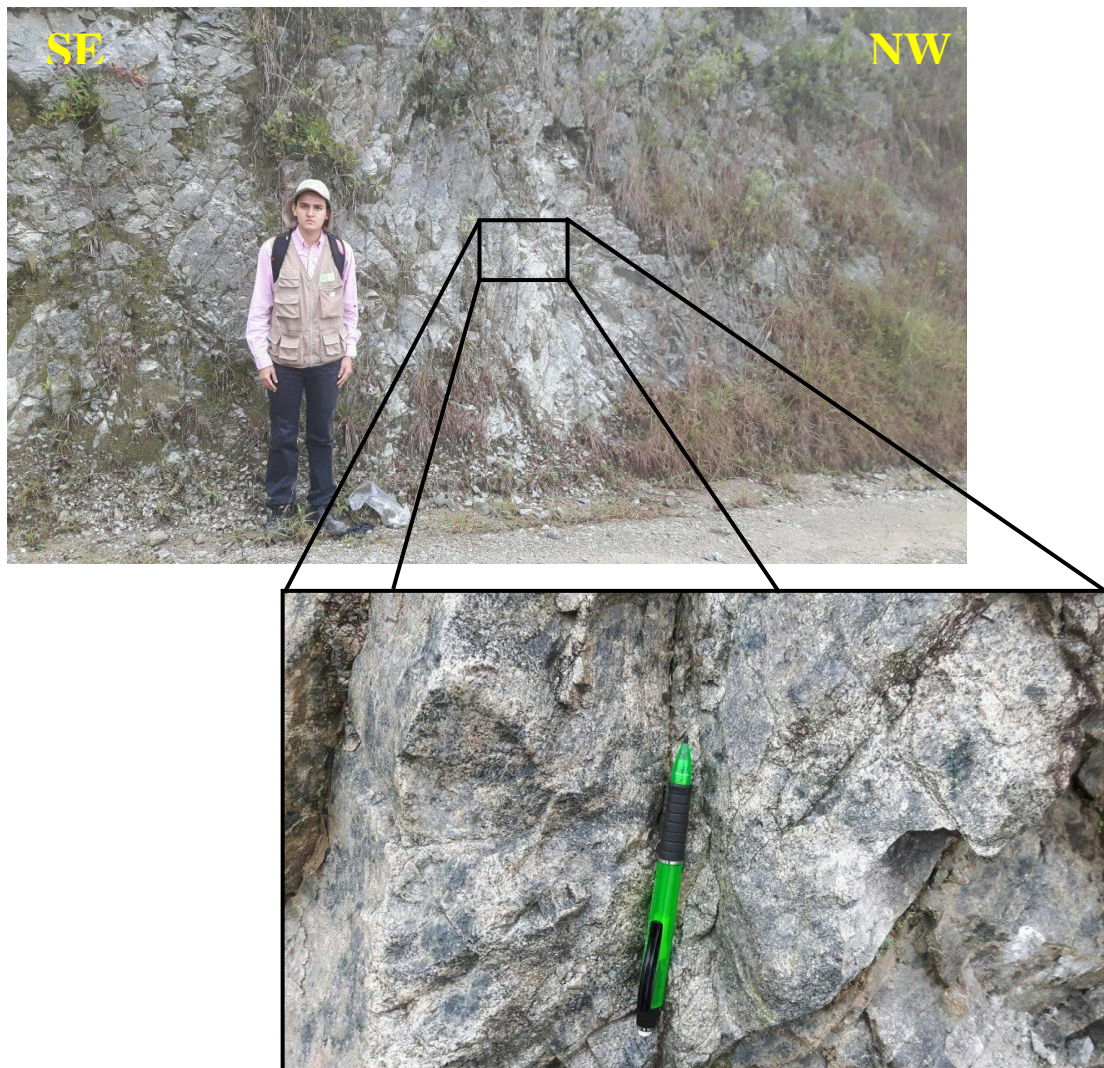


Figura 10. Afloramiento de granodioritas junto con xenocristales de anfíbol.

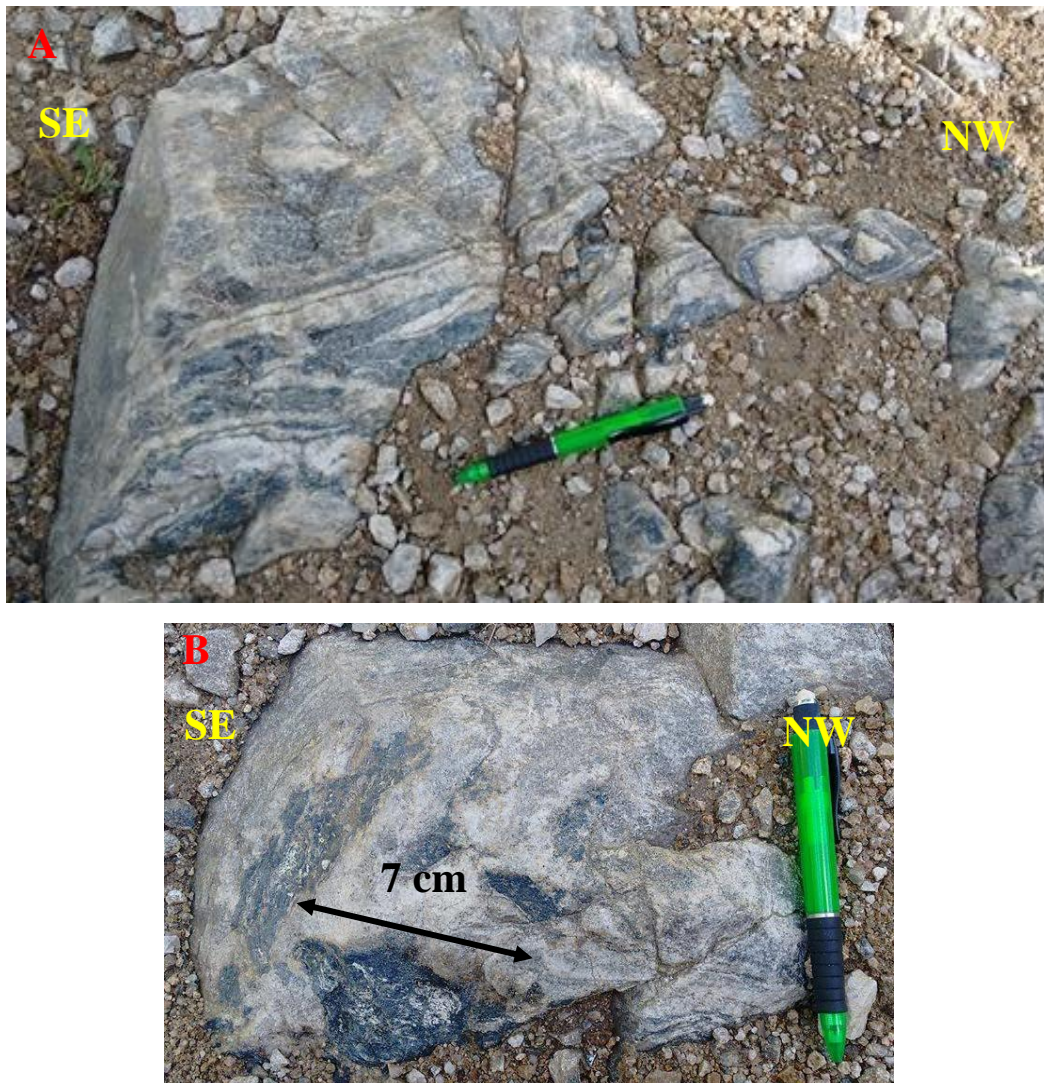


Figura 11. A) Pseudobandamiento entre la roca ígnea félsica y los xenolitos y xenocristales de hornblenda. B) Macroxenocristal.

Como se mencionó anteriormente, estas rocas están siendo intruidas por diques básicos (Figura 12) en donde la clasificación de muestra de mano es complicada de establecer debido a la textura afanítica de los minerales, pero por medio de la petrografía se logró identificar que la composición corresponde a un microgabro (Ver petrografía muestra CFV-005-1). Los diques presentan un espesor entre 5 y 7 m aproximadamente. A esto se le anexa la presencia de venas de cuarzo y plagioclasa cortando de manera local estos diques.

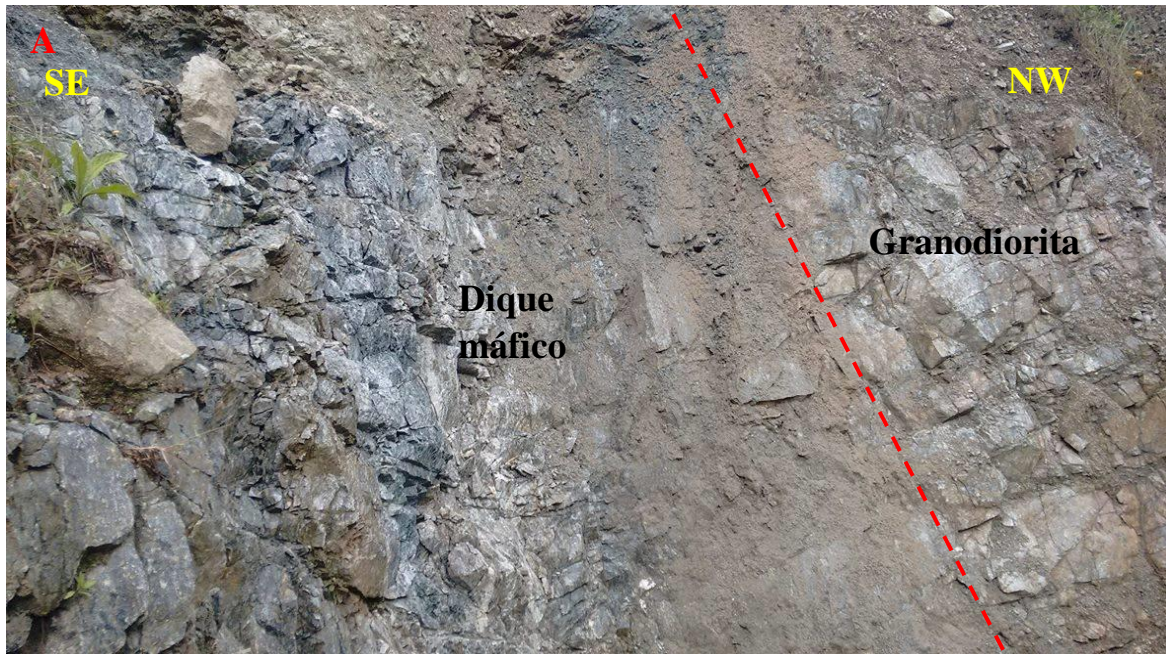


Figura 12. Afloramiento del dique de microgabro en contacto con Granodiorita.

6.2 Petrografía

El análisis petrográfico fue realizado a 10 muestras, en el cual se identificó la mineralogía de la parte ígnea donde se encuentran los xenolitos y xenocristales, así como la mineralogía de los xenolitos y la descripción de los xenocristales por separado; junto con la descripción a la roca que compone los diques de diabasa que se encuentran cortando a las rocas ígneas anteriormente mencionadas. Así mismo, una secuencia de cristalización de minerales fue realizada para todas las muestras identificando la etapa ortomagmática, hidrotermal o metasomatismo y de alteración supérgena. En la Tabla 3 se muestra un resumen de la composición mineralógica para todas las rocas en su parte ígnea. Mientras que en la Tabla 4 se describen la mineralogía que compone los xenolitos y xenocristales de anfíboles.

Tabla 3.

Composición mineralógica de las rocas ígneas estudiadas.

MUESTRA	TIPO DE ROCA	CLASIFICACIÓN	COMPOSICIÓN MINERAL (%)											TOTAL (%)
			Qz	Pl _i	Kfs	Bt _i	Ms _i	Hb _i (Ep)	Chl	Ser	Opq	Óxidos de hierro	Zrn	
CFV-001-1	PLUTÓNICA	GRANODIORITA	31.5	27.6	14.6	6.2	10.7	-	3	3	3.5	0.1	0.1	100
CFV-002-1		GRANODIORITA	25.2	23.3	8.7	11.2	9.7	-	2	17	2.6	0.1	-	100
CFV-002-2		GRANODIORITA	24.7	26.8	11.9	9.8	11.5	-	0.8	12.6	1.8	0.1	-	100
CFV-003-1		MONZOGRANITO	25.1	24.9	28.9	-	12.3	-	1.8	4.2	3.6	0.1	-	100
CFV-003-2		MONZOGRANITO	27.8	25.3	23.1	6.7	8.2	-	2.2	5.8	0.9	0.1	-	100
CFV-006-3		MONZOGRANITO	32.1	14.6	25	4	13.9	-	4.2	3.8	1.4	1	-	100
CFV-008-2		GRANODIORITA	25.7	21.9	15.3	7.9	6.2	-	0.8	20.6	1.5	0.1	-	100
CFV-009-1		MONZOGRANITO	31.7	29.9	28.4	6.1	3	-	0.8	-	-	0.1	-	100
CFV-010-1		MONZOGRANITO	27.9	24.8	18.5	-	7.6	-	-	21.2	-	0.1	-	100
CFV-005-1		DIQUE	GABRO	3	41	-	-	-	56	-	-	-	-	-

Tabla 4.

Composición mineralógica de los xenolitos estudiados.

MUESTRA	COMPOSICIÓN MINERAL (%)									TOTAL (%)
	Pl _m	Bt _m	Ms _m	Hbl	Sill	Chl	Ser	Opq	Qz _m	
CFV-001-1	5	10	15	40	30	-	-	?	-	100
CFV-002-1	-	8	14	40	28	-	-	?	10	100
CFV-002-2	-	-	17	45	38	-	-	-	-	100
CFV-003-1	15	18	35	25	-	-	-	-	7	100
CFV-003-2	-	-	-	100	-	-	-	-	-	100
CFV-006-3	8	10	22	58	-	-	-	-	2	100
CFV-008-2	11	8	-	29	46	-	-	2	4	100
CFV-009-1	18	8	10	8	35	-	-	5	16	100
CFV-010-1	17	18	4	15	-	42	-	4	-	100

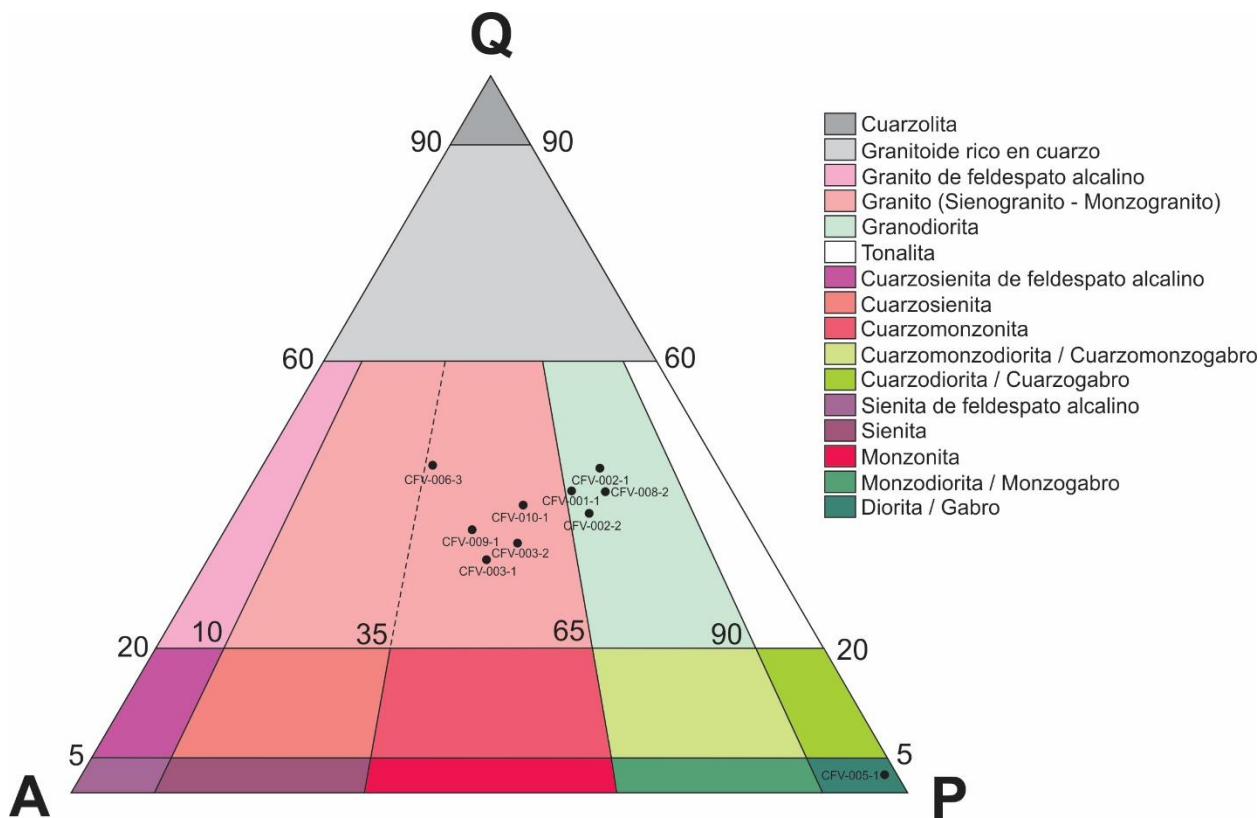


Figura 13. Clasificación de muestras analizadas en el diagrama de Streckeisen. Adaptada de Le Maitre (2002).

6.2.1 Muestra CFV-001-1: Esta muestra presenta textura granítica-holocristalina, y localmente textura micropertítica y moscovitización hetero-orientada. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos, Sericita y Zircón.
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Cuarzo (31.5%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma subhedral y un tamaño de cristal medio (entre 0.3 y 1.2 mm). Se forman durante

la etapa de cristalización magmática posiblemente en la etapa tardía. Está en contacto con moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda.

Plagioclasa (27.6%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.6 mm y 1.7 mm). Se observan dos generaciones: La plagioclasa 1 tiene macla polisintética, y está alterándose a sericita de manera total o parcial. Está sufriendo fenómeno de metasomatismo reflejado por el reemplazamiento hetero-orientado de moscovita dentro de la estructura de la plagioclasa. El origen de la plagioclasa 1 está relacionado con la etapa de cristalización magmática. La plagioclasa 2 es la que se encuentra dentro de la ortoclasa formando una textura pertítica y su origen es formado por fluidos hidrotermales. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico, moscovita, sillimanita y biotita.

Feldespato Potásico (14.3%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, con un aspecto “sucio” dentro del cristal, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral y euhedral, y tamaño de cristal entre 0.5 y 1 mm. Por sus propiedades puede ser clasificado como una Ortoclasa. Este mineral presenta textura de exsolución pertítica. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa, ortoclasa, moscovita y biotita.

Moscovita μ (10.7%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral a subhedral y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.5 y 0.9 mm). Se observan dos generaciones: La moscovita 1 es euhedral y un tamaño de cristal medio y un contacto neto con otros minerales. A esta se le asocia un origen durante la etapa de cristalización magmática. La moscovita 2 se encuentra reemplazando hetero-orientadamente la plagioclasa y es de tamaño de cristal fino-medio, y es formada por metasomatismo. Está en contacto con plagioclasa, biotita y feldespato potásico.

Biotita (6.2%): Presenta color de interferencia entre marrones, naranjas y hasta verdes de tercer orden, con un relieve medio, forma euhedral a subhedral, de tamaño fino (0.5 mm en promedio la mayoría de los cristales) y un pleocroísmo leve. Posee alteración a clorita y su origen es en la etapa ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa, moscovita y feldespato potásico.

Sericita (3%): Presenta colores de interferencia azules, amarillos y rosados de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, sin una forma definida algunos (los que son agregados con un tamaño muy fino menor a 0.1mm), mientras que otros una forma subhedral presentan un tamaño un poco mayor (0.1 mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico variando en intensidad, desde la totalidad del cristal a veces sin diferenciar el mineral alterado a parcialmente reconociendo algunos relictos de los minerales alterados. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Clorita (3%): Presenta dos colores de interferencia, marrones de primer orden y azules de tercer orden, con un relieve medio, forma de agregados fibrosos radiales los marrones y mientras que los otros se desarrollan en los planos de clivaje de la biotita, con un tamaño de cristal fino. Se encuentra reemplazando biotita. Su origen está relacionado a un evento hidrotermal que afectó la roca.

Minerales opacos (3.5%): Individuos de color negro, con forma romboédrica y aciculares, y con tamaño de cristal medio. Por sus propiedades no magnéticas se descarta la presencia de Magnetita, por lo que podría corresponder a Goetita-Ilmenita. Está en contacto con biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Algunos minerales opacos se encuentran asociados con la sillimanita, sin embargo, su origen no pudo ser identificado.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra relleno de venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supérgena.

Zircón (0.1%): Microcristales de alto relieve, con colores de interferencia azules de tercer orden, incoloro bajo nicols paralelos y con forma euhedral. Su origen ocurre durante la etapa ortomagmática.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (40%): Xenocristales de tamaño de cristal medio (0.8 mm en promedio), con forma idioblástica, junto con un alto relieve. Presenta colores de interferencia marrones a verdes de primer orden. Se ve oxidado, pero no de manera superficial, sino dentro de su estructura cristalina, por lo cual se trata de una Oxihornblenda. Algunos están siendo reemplazados por clorita de origen hidrotermal.

Sillimanita (30%): Mineral fibroso con colores de interferencia de segundo-tercer orden, forma subidioblástica, de tamaño de cristal grueso (Mayores a 2 mm). Se encuentra reemplazando moscovita_m y está en contacto neto con plagioclasa, biotita y con algunas moscovitas que no está reemplazando.

Moscovita_m (15%): Mineral con un clivaje basal, forma idioblástica y con un tamaño de cristal medio. Está siendo reemplazada por sillimanita, mientras que otras se conservan sin ninguna alteración. Está en contacto neto con plagioclasa, hornblenda, biotita y sillimanita.

Biotita_m (10%): Presenta colores de interferencia verdes de segundo orden, con forma idioblástica, un tamaño de cristal medio y un clivaje basal. Está en contacto con moscovita, plagioclasa, sillimanita y hornblenda.

Plagioclasa_m (5%): Cristal idiomórfico con colores blancos de primer orden, y con macla polisintética. Tiene en promedio 0.5 mm de tamaño y se encuentra en contacto neto con biotita, moscovita y sillimanita.

Algunos minerales opacos se encuentran asociados con la sillimanita, sin embargo, su origen no pudo ser identificado.

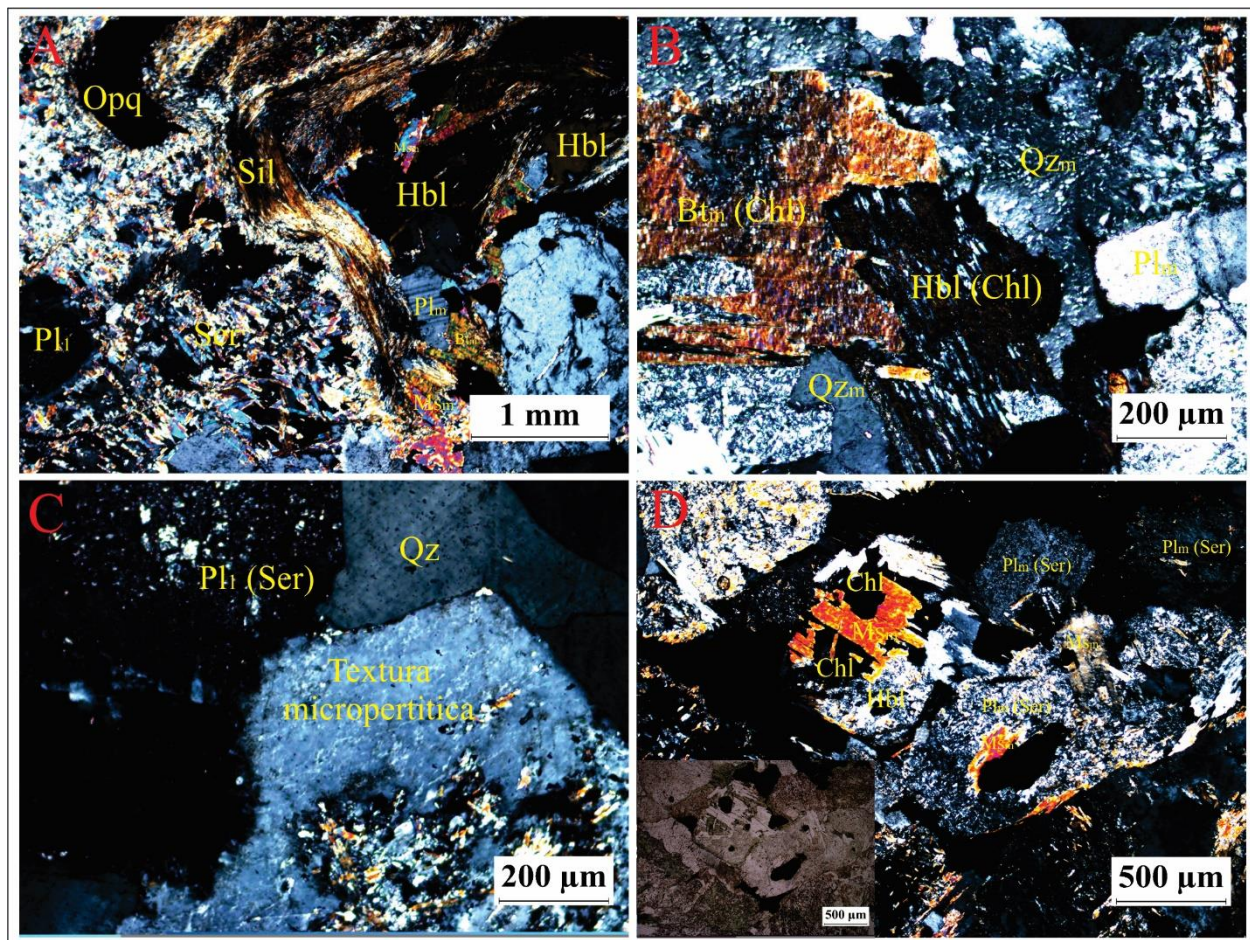


Figura 14. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-001-1. A) Xenolito compuesto de minerales metamórficos como sillimanita, plagioclasa, biotita, moscovita y hornblenda. B) Xenocrystal de hornblenda sufriendo alteración a clorita. C) Crecimiento de plagioclasa sobre ortoclasa formando una textura de exsolución microperthítica. D) Xenocrystal de hornblenda con intercalación entre moscovita y clorita.

Tabla 5.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-001-1.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIONES HIDROTERMALES	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Pl ₁	-----			
Pl ₂			-----	
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms ₁	-----			
Ms ₂			-----	
Ms _m		-----		
Bt _i	-----			
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Sill		-----		
Hbl		-----		
Opq	-----	---- ?		
Zrn	-----			
Óxidos de hierro				-----

6.2.2 Muestra CFV-002-1: Esta muestra presenta textura granítica-holocristalina, y localmente textura mirmequítica y moscovitización hetero-orientada. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Cuarzo (25.2%): Cristales incoloros en nicols paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal

medio (entre 0.5 y 1.5 mm). Se dan dos generaciones de cuarzo: El cuarzo 1 se forma durante la etapa de cristalización magmática posiblemente en la etapa tardía y el cuarzo 2 se presenta en forma vermicular formando una textura mirmequítica que puede estar asociada a un proceso metasomático. Está en contacto con plagioclasa, ortoclasa, moscovita, biotita y hornblenda.

Plagioclasa (23.3%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.8 mm y 2 mm). Presenta macla polisintética, y en algunos sectores se encuentra alterándose parcialmente a sericita con un aspecto sucio. Sin embargo, la presencia de sericita regada por toda la muestra, no permite identificar la cantidad que proviene de plagioclasa; tiene un origen durante la etapa ortomagmática. Tiene textura mirmequítica. Está en contacto con cuarzo, ortoclasa, hornblenda, sillimanita, moscovita y biotita.

Biotita $\hat{1}$ (11.2%): Presenta color de interferencia entre marrones, naranjas y hasta verdes de tercer orden, con un relieve medio, forma euhedral a subhedral, de tamaño de cristal medio (entre 0.5 y 0.7 mm) y un pleocroísmo leve. Posee alteración a clorita y su origen está relacionado con la etapa ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa, moscovita, feldespato potásico y cuarzo.

Moscovita $\hat{1}$ (9.7%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral a subhedral y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.5 mm la mayoría y 0.9 mm el de mayor tamaño). Se observan dos generaciones: La moscovita 1 es euhedral y un tamaño de cristal medio, con un contacto neto con otros minerales y bordes bien corroidos. A esta se le asocia un origen durante la etapa ortomagmática. La moscovita 2 se encuentra reemplazando hetero-orientadamente la plagioclasa y es de tamaño de cristal fino-medio con los bordes dentados, y es formada por metasomatismo. Está en contacto con plagioclasa, biotita, feldespato potásico y moscovita.

Feldespato Potásico (8.9%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral y euhedral, y tamaño de cristal fino a medio (entre 0.2 y 0.7 mm). Está clasificado como una ortoclasa y se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total. La presencia de sericita regada por toda la muestra no descarta la presencia de más cantidad de feldespato potásico. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa, ortoclasa, moscovita, hornblenda y biotita.

Sericita (17%): Presenta colores de interferencia azules, amarillos y rosados de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, sin una forma definida más bien como agregados finos de micas (los que son agregados con un tamaño muy fino menor a 0.1mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico variando en intensidad, desde la totalidad de los cristales sin diferenciar la proveniencia de este mineral. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (2.6%): Individuos de color negro, con forma romboédrica, y con tamaño de cristal medio (0.5 mm la mayoría de los cristales). Por sus propiedades no magnéticas se descarta la presencia de Magnetita. Está en contacto con biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Clorita (2%): Agregados con forma fibrosa y radial, con colores de interferencia marrones de primer orden, con un leve pleocroísmo. Se encuentra reemplazando biotita y hornblenda.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supergena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (40%): Xenocristales de tamaño de cristal grueso a medio (0.5 mm y 3 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica y un alto relieve. Presenta colores de interferencia amarillos a naranjas de primer-segundo orden. Se encuentra oxidado dentro de su estructura cristalina, por lo cual se trata de una Oxihornblenda y con un borde conformado por minerales opacos. Algunos están siendo reemplazados por clorita de origen hidrotermal.

Sillimanita (28%): Mineral fibroso con colores de interferencia de segundo-tercer orden, forma subidioblastic, de tamaño de cristal grueso de aproximadamente 2.5 mm. No se observa reemplazando algún mineral, pero por el contacto no neto con biotita puede ser su origen, y también está en contacto con plagioclasa sericitizada y minerales opacos.

Biotita_m (8%): Presenta colores de interferencia verdes de segundo orden, con forma idioblástica, un tamaño de cristal fino y un clivaje basal. Se encuentra oxidada. Está en contacto con moscovita, plagioclasa, sillimanita y hornblenda.

Moscovita_m (14%): Presenta colores de interferencia de segundo-tercer orden, con un tamaño medio (mayor que el de la ígnea). Posee los bordes irregulares con caras corroídas.

Cuarzo_m (10%): Hace parte de los xenolitos y se presenta con bordes irregulares y corroídos. Está en contacto con ms_m.

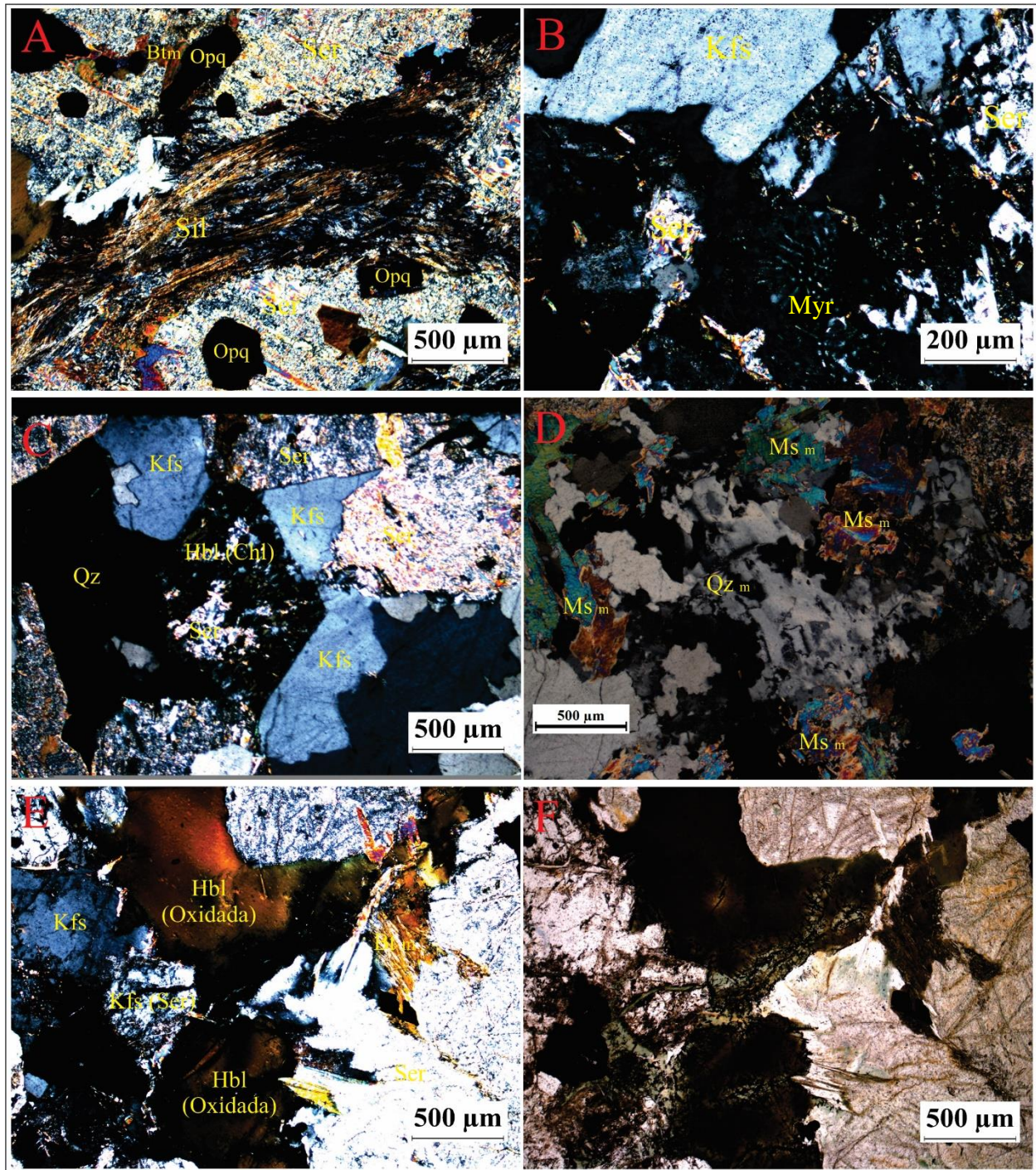


Figura 15. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) y nicols paralelos (PPL) de la muestra CFV-002-1. A) Sillimanita presente en los xenolitos que están en la muestra. B) Textura mirmequítica (Myr) formada por crecimiento de cuarzo vermicular sobre cristales de plagioclasa. C) Xenocristal de hornblenda cloritizado. D) Cuarzo metamórfico. E) y F) Xenocristales oxidados de hornblenda y biotita. Nicols cruzados (A, B, C, D y E). Nicols cruzados (F).

Tabla 6.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-002-1.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTERMALES	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz ₁	-----			
Qz ₂			-----	
Pl	-----			
Kfs	-----			
Ms ₁	-----			
Ms ₂			-----	
Bt _i	-----			
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Sill		-----		
Hbl		-----		
Opq	-----			
Qz _m				
Óxidos de hierro				-----

6.2.3 Muestra CFV-002-2: Presenta una textura granítica-holocristalina, y localmente no presenta texturas en general. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Cuarzo (24.7%): Cristales incoloros en nicoles paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.1 y 1 mm). Esta formado durante la etapa ortomagmática tardía y algunos se encuentran fracturados. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita.

Plagioclasa (26.8%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.4 mm y 1.7 mm). Presenta macla polisintética y está sufriendo alteración a sericita. Sin embargo, la presencia de sericita regada por toda la muestra, no permite identificar la cantidad que proviene de plagioclasa; tiene un origen durante la etapa ortomagmática. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico, sillimanita, moscovita y biotita.

Feldespato Potásico (11.9%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal fino a medio (entre 0.4 y 0.9 mm). Está clasificado como una ortoclasa y se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total. La presencia de sericita regada por toda la muestra no descarta la presencia de más cantidad de feldespato potásico. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa, cuarzo, moscovita y biotita.

Moscovita (11.5%): Presenta colores de interferencia azules, verdes y marrones de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral a subhedral y un tamaño de cristal fino. Esta formado durante la etapa de cristalización magmática y presenta bordes netos. Esta en contacto con biotita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Biotita (9.8%): Presenta color de interferencia entre marrones, naranjas y hasta verdes de tercer orden, con un relieve medio, forma euhedral a subhedral, de tamaño de cristal medio (entre 0.5 y 0.6 mm) y un pleocroísmo leve. Posee alteración a clorita y su origen está relacionado con la etapa ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa, moscovita, feldespato potásico y cuarzo.

Sericita (12.6%): Presenta colores de interferencia azules, amarillos y rosados de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, sin una forma definida más bien como agregados finos de micas

(tamaño menor a 0.1mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal, sin embargo, la que se encuentra regada no se observan relictos para identificar su proveniencia. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Clorita (0.8%): Agregados con forma fibrosa y radial, con colores de interferencia marrones de primer orden, con un leve pleocroísmo. Se encuentra reemplazando biotita y hornblenda. Esta formado a partir de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (1.8%): Individuos de color negro, con forma romboédrica, y con tamaño de cristal medio (0.5 mm la mayoría de los cristales). Está en contacto con biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Algunos opacos se encuentran asociados a sillimanita, alargados en la misma dirección de su estructura cristalina, por lo cual podría intuirse que están en los xenolitos también.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supergena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (45%): Xenocristales de tamaño de cristal grueso a medio (0.7 mm y 4 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica y un alto relieve. Presenta colores de interferencia amarillos a marrones de primer-segundo orden. Se encuentra oxidado dentro de su estructura cristalina, por lo cual se trata de una Oxihornblenda y con minerales opacos de tamaño fino hacia el borde. Algunos están siendo reemplazados por clorita de origen hidrotermal.

Sillimanita (38%): Mineral fibroso con colores de interferencia de segundo-tercer orden, forma subidioblasica, de tamaño de cristal grueso de aproximadamente 2 mm en su cara más larga.

Se encuentra reemplazando moscovita metamórfica en la dirección del clivaje. Está en contacto con minerales opacos, moscovita y feldespato potásico.

Moscovita_m (17%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia azules de segundo-tercer orden, relieve bajo. Se diferencia de la ígnea por tener un tamaño medio (0.6 a 1.5 mm) y por tener bordes de reacción. Está en contacto con sillimanita.

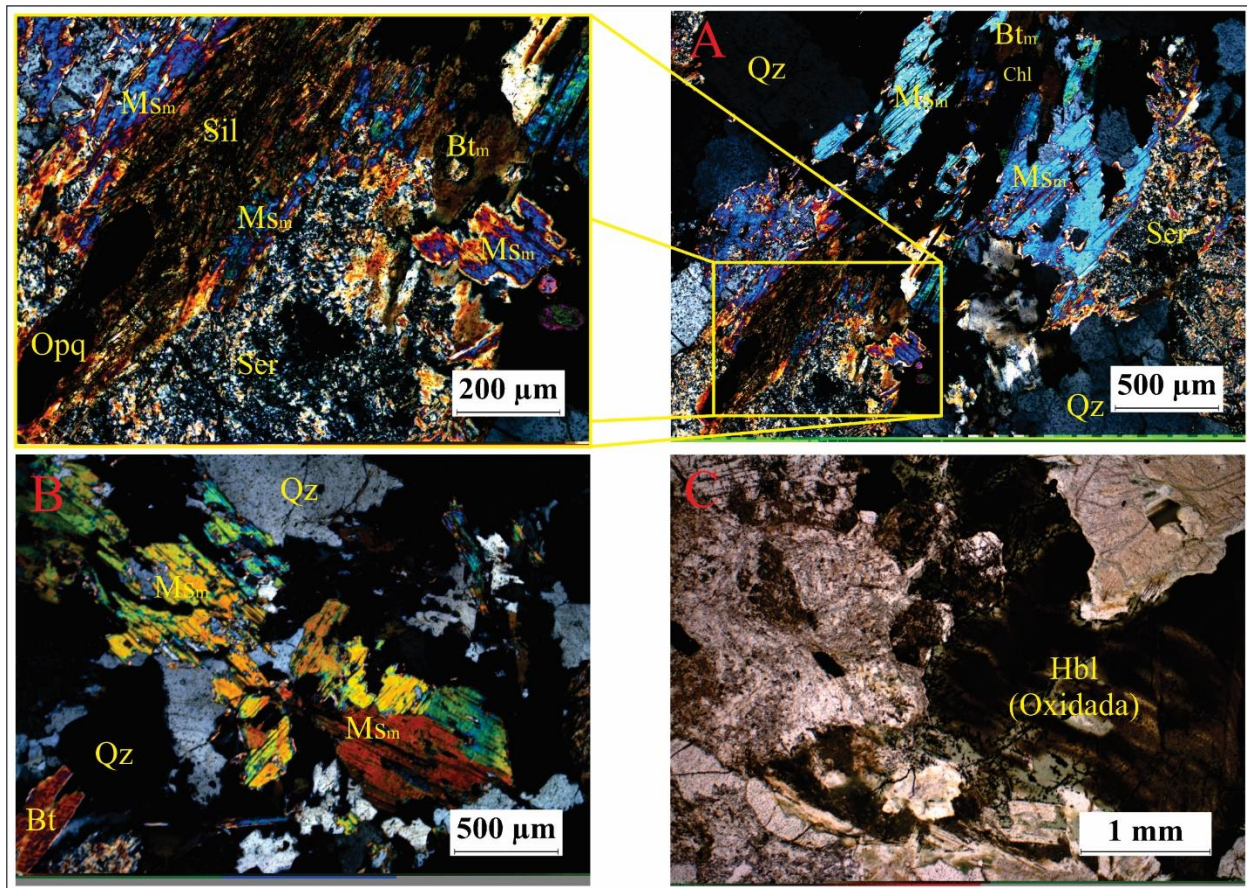


Figura 16. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) y nicols paralelos (PPL) de la muestra CFV-002-2. A) Presencia de sillimanita en la muestra, la cual ocurre reemplazando moscovita metamórfica y minerales opacos siguiendo su clivaje. B) Moscovita metamórfica presente en los xenolitos que se encuentran en la muestra. C) Xenocristal (mayor a 2 mm) de hornblenda oxidada. Nicols cruzados (A, B) y nicols paralelos (C).

Tabla 7.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-002-2.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Pl	-----			
Kfs	-----			
Ms	-----			
Ms _m		-----		
Bt _i	-----			
Chl			-----	
Ser			-----	
Sill		-----		
Hbl		-----		
Opq	-----	---- ?		
Óxidos de hierro				-----

6.2.4 Muestra CFV-003-1: Presenta una textura granítica-holocristalina, y localmente texturas metasomática como moscovitización hetero-orientada, y textura poiquilítica. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa y Microclina), Plagioclasa y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Feldespato Potásico (28.9%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal medio a grueso (entre 0.8 y 1.8 mm). Puede ser clasificado como una ortoclasa, algunas con macla de Carlsbad y también se reconocen microclinas con menor tamaño. Se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total. La presencia de sericita regada por toda la muestra no descarta la presencia de más cantidad

de feldespato potásico. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con cuarzo, plagioclasa y moscovita.

Cuarzo (25.1%): Cristales incoloros en nicols paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal grueso a fino (entre 0.2 y 2.5 mm). Se dan dos generaciones de cuarzo: El cuarzo 1 formado durante la etapa ortomagmática tardía es el de mayor tamaño y tiene sus bordes bien definidos, mientras que el cuarzo 2 está asociado a la alteración de albita, con un tamaño menor y los bordes irregulares, es formado por metasomatismo. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y hornblenda.

Plagioclasa (24.1%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral a subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.4 mm y 1.7 mm, con un fenocristal de 2.7 mm). Presenta macla polisintética, está sufriendo alteración a sericita y sufriendo reemplazamiento por moscovita cuando estos dos minerales entran en contacto con diferente orientación, a esto se le conoce como moscovitización hetero-orientada. Textura poiquilítica es desarrollada dentro de este mineral, con intrusiones de cuarzo y feldespato potásico. La plagioclasa es formada durante la etapa ortomagmática. Está en contacto con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y moscovita.

Moscovita (12.3%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral y un tamaño de cristal medio a fino. Se encuentra de dos maneras: La moscovita 1 es de tamaño medio con bordes bien definidos a los lados y en la dirección del clivaje el borde es dentado y se altera a talco, está formado durante la etapa de cristalización magmática. La moscovita 2 se forma por reemplazamiento hetero-orientado

de plagioclasa y es de un menor tamaño, encontrándose dentro y a los bordes de la plagioclasa. Se forma por metasomatismo. Está en contacto con biotita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Sericita (4.2%): Presenta colores de interferencia azules y amarillos de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, agregados finos de micas en general (tamaño menor a 0.2mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal, sin embargo, la que se encuentra regada no se observan relictos para identificar su proveniencia. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Clorita (1.8%): Agregados con forma fibrosa y radial, con colores de interferencia marrones de primer orden, con un leve pleocroísmo. También se encuentra con colores azules de segundo orden, siguiendo los planos de clivaje de los minerales micáceos cuando reemplaza biotita y con clivaje basal cuando reemplaza hornblenda. Esta formado a partir de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (3.6%): Individuos de color negro, con forma romboédrica, y con tamaño de cristal medio (0.9 mm la mayoría de los cristales). No se pudo identificar su origen. Está en contacto con moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supergena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (25%): Xenocristales de tamaño de cristal grueso a medio (0.7 mm y 4 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica y un alto relieve. La identificación se realizó principalmente por el tamaño y por la alteración a biotita que está sufriendo, ya que relictos no pudieron ser reconocidos. Algunos están siendo reemplazados por clorita de origen hidrotermal.

Moscovita_m (35%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia azules de segundo-tercer orden, relieve bajo. Se diferencia de la ígnea por tener un tamaño mayor (0.6 a 1.5 mm) y por tener bordes de reacción con otros minerales.

Biotita_m (18%): Se presenta como mineral metamórfico con bordes dentados y pleocroísmo marrón, una forma subidioblastica y un tamaño de cristal fino.

Plagioclasa_m (15%): Cristales idiomorfos de tamaño fino. Se encuentran alterándose a sericita.

Cuarzo_m (7%): Cristales anhedrales de tamaño fino y con bordes irregulares.

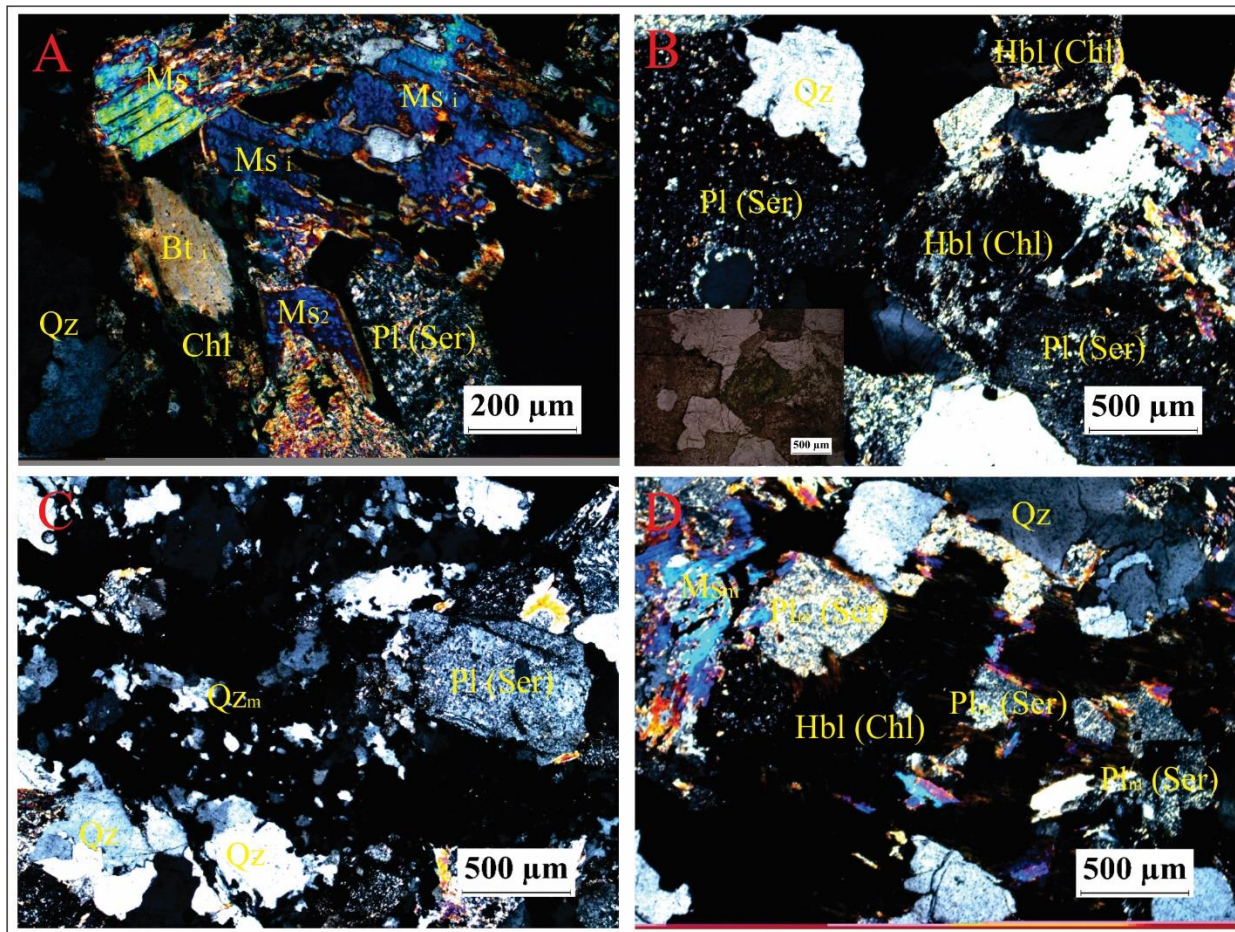


Figura 17. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) de la muestra CFV-003-1. A) Moscovitización hetero-orientada dentro de la plagioclasa. B) Xenocrystal de hornblenda reemplazado por clorita hidrotermal. C) Cuarzo metamórfico en relación con cuarzo ígneo. D) Xenolito que presenta xenocristales de hornblenda biotitizados y cloritizados, moscovita y plagioclasa.

Tabla 8.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-003-1.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Qz _m		-----		
Pl	-----			
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms ₁	-----			
Ms ₂			-----	
Ms _m		-----		
Bt	-----	--?		
Chl			-----	
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq	-----			
Óxidos de hierro				-----

6.2.5 Muestra CFV-003-2: Presenta una textura granítica-holocristalina, localmente texturas metasomática de albitización hetero-orientada del feldespato potásico, y textura mirmequítica y pertítica. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Cuarzo (27.8%): Cristales incoloros en nicoles paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal grueso a fino (entre 0.1 y 2 mm). Se da en dos generaciones: El cuarzo 1 es un mineral formado durante la etapa tardía de la cristalización magmática. Presenta extinción ondulante indicando que

estuvo sometido a esfuerzos. Mientras que el cuarzo 2 se encuentra en forma vermicular dentro de la textura mirmequítica. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y hornblenda.

Plagioclasa (25.3%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en su mayoría a subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.2 mm y 0.8 mm, con un fenocristal de 3 mm).

Se dan dos generaciones: La plagioclasa 1 es la formada durante la cristalización magmática y presenta macla polisintética, y textura mirmequítica por presentar por dentro cuarzo vermicular. La plagioclasa 2 es la formada por metasomáticos-hidrotermales, se encuentra en la textura micropertítica y reemplazando hetero-orientadamente el feldespato potásico en donde se ven '*clear rims*' de albita. Está en contacto con plagioclasa, hornblenda, cuarzo y moscovita.

Feldespato Potásico (23.1%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal fino a grueso (entre 0.3 y 2.5 mm). Puede ser clasificado como una ortoclasa. Se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total. Presenta textura micropertítica por la presencia en algunos cristales de lamelas de plagioclasa, y también se encuentra reemplazado por plagioclasa de manera hetero-orientada. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita.

Moscovita (8.2%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral y un tamaño de cristal medio a fino. Existe una moscovita que presenta los bordes bien definidos y un tamaño de cristal medio, formada durante la etapa ortomagmática que corresponde a la moscovita 1. La moscovita 2 se encuentra en

forma de vena que anteriormente pudo ser de sericita (Figura 18B). Está en contacto con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

Biotita_i (6.7%): Cristales euhedrales con clivaje basal y con bordes dentados. El tamaño es de fino a medio (0.2 a 0.6 mm). La intensa cloritización que tiene ese mineral hace difícil su reconocimiento y la identificación de sus otras propiedades microscópicas. Está formado durante la etapa de cristalización magmática. El contacto es neto con cuarzo, feldespato potásico y moscovita.

Sericita (5.8%): Presenta colores de interferencia azules y amarillos de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, agregados finos de micas en general (tamaño menor a 0.1 mm).

Hay de dos maneras: Una sucia dentro de cristales de plagioclasa y feldespato potásico, y otra como agregado fino de micas. Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Clorita (2.2%): Agregados con forma fibrosa y radial, con colores de interferencia marrones de primer orden, con un leve pleocroísmo. Se encuentra reemplazando cristales de biotita. Está formado a partir de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (0.9%): Individuos de color negro, con forma romboédrica, y con tamaño de cristal medio (0.9 mm la mayoría de los cristales). No se pudo identificar su origen. Está en contacto con moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supergena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (100%): Xenocristales de tamaño de cristal medio (0.5 mm y 1.5 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica, un alto relieve y un leve pleocroísmo a verde militar. En esta muestra este es el único mineral que hace parte de los xenolitos.

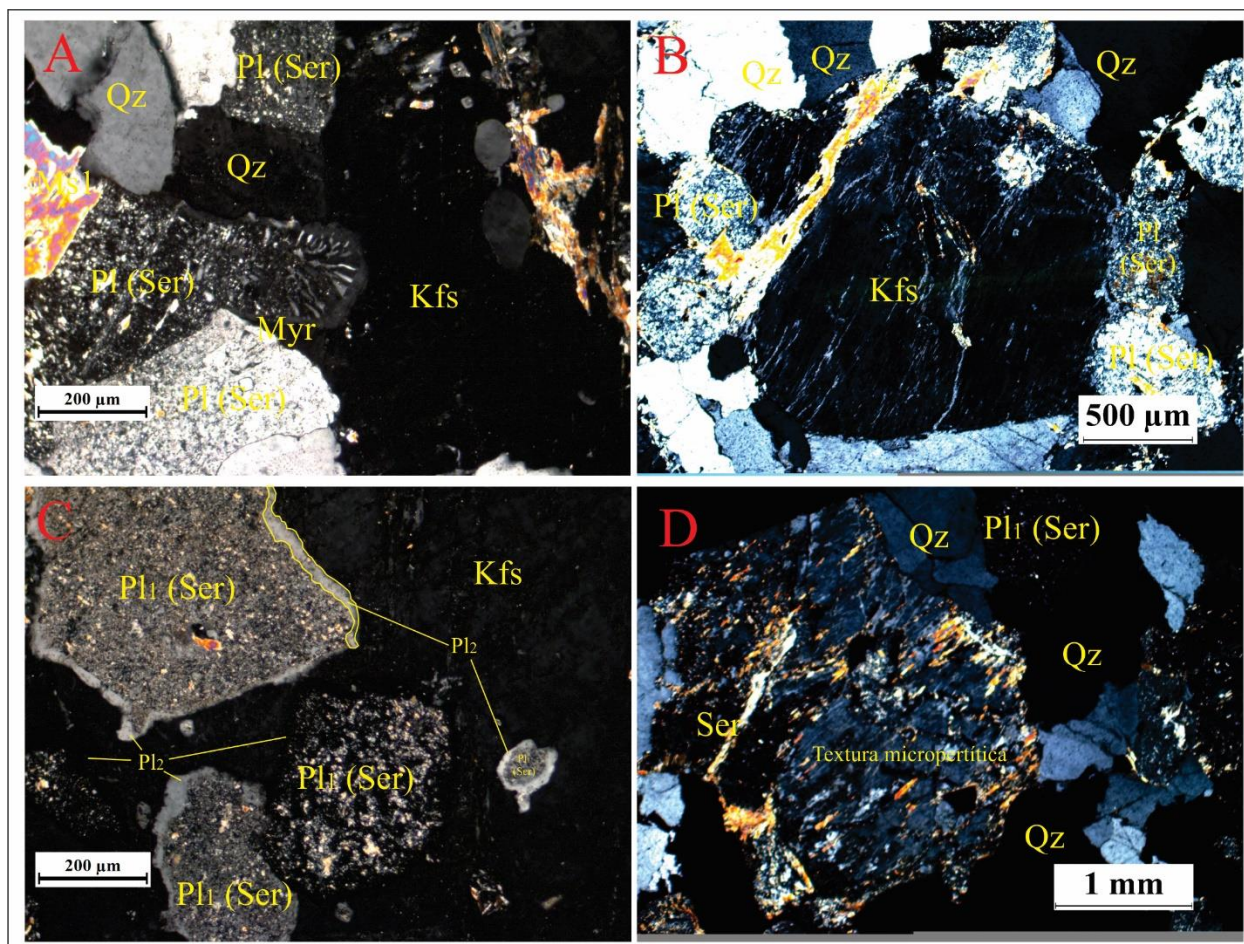


Figura 18. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) de la muestra CFV-003-2. A) Textura mirmequítica. B) Textura micropertítica cortada por una vena de moscovita. C) Albitización hetero-orientada del feldespato potásico al contacto con plagioclasa. D) Feldespato potásico con textura micropertítica de manera sericitizada de dos formas: una sucia y una con un fino agregado de micas.

Tabla 9.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-003-2.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz ₁	-----			
Qz ₂				
Pl ₁	-----			
Pl ₂			-----	
Kfs	-----			
Ms _i	-----			
Bt _i	-----			
Chl			-----	
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq	-----			
Óxidos de hierro				-----

6.2.6 Muestra CFV-005-1: Presenta una textura granítica-holocristalina, no identificadas durante la clasificación de muestra de mano, y localmente bordes de albita por metasomatismo.

- Los minerales principales son: Hornblenda y Plagioclasa.
- Los minerales secundarios son: Clinozoisita (Epidota), clorita, sericita y minerales opacos.
- Los minerales accesorios son: Cuarzo, Zoisita (Epidota).

Hornblenda_i (52%): Cristales euhedrales de tamaño de cristal fino (En su mayoría) a medio (0.2 a 0.6 mm), colores de interferencia amarillos y naranjas de segundo orden, exfoliación romboédrica, pleocroísmo marrón no tan intenso. Este mineral se encuentra alterándose a Clinozoisita principalmente en el centro del cristal, y a clorita en los bordes dándoles un aspecto de clivaje basal. Es un mineral formado durante el emplazamiento del dique en la etapa post-ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa y minerales opacos.

Plagioclasa (41%): Cristales euhedrales de tamaño de cristal medio a fino (Entre 0.2 y 0.8 mm). La identificación se hizo por medio de su forma. Se dan dos generaciones: La plagioclasa 1 presenta forma subhedral y está alterándose totalmente a sericita, mientras que la plagioclasa 2 se encuentra a los bordes de la plagioclasa 1, formada producto de la interacción de fluidos ricos en Na con la roca. Este mineral es formado durante el emplazamiento del dique en la etapa post-magmática. Está en contacto con hornblenda.

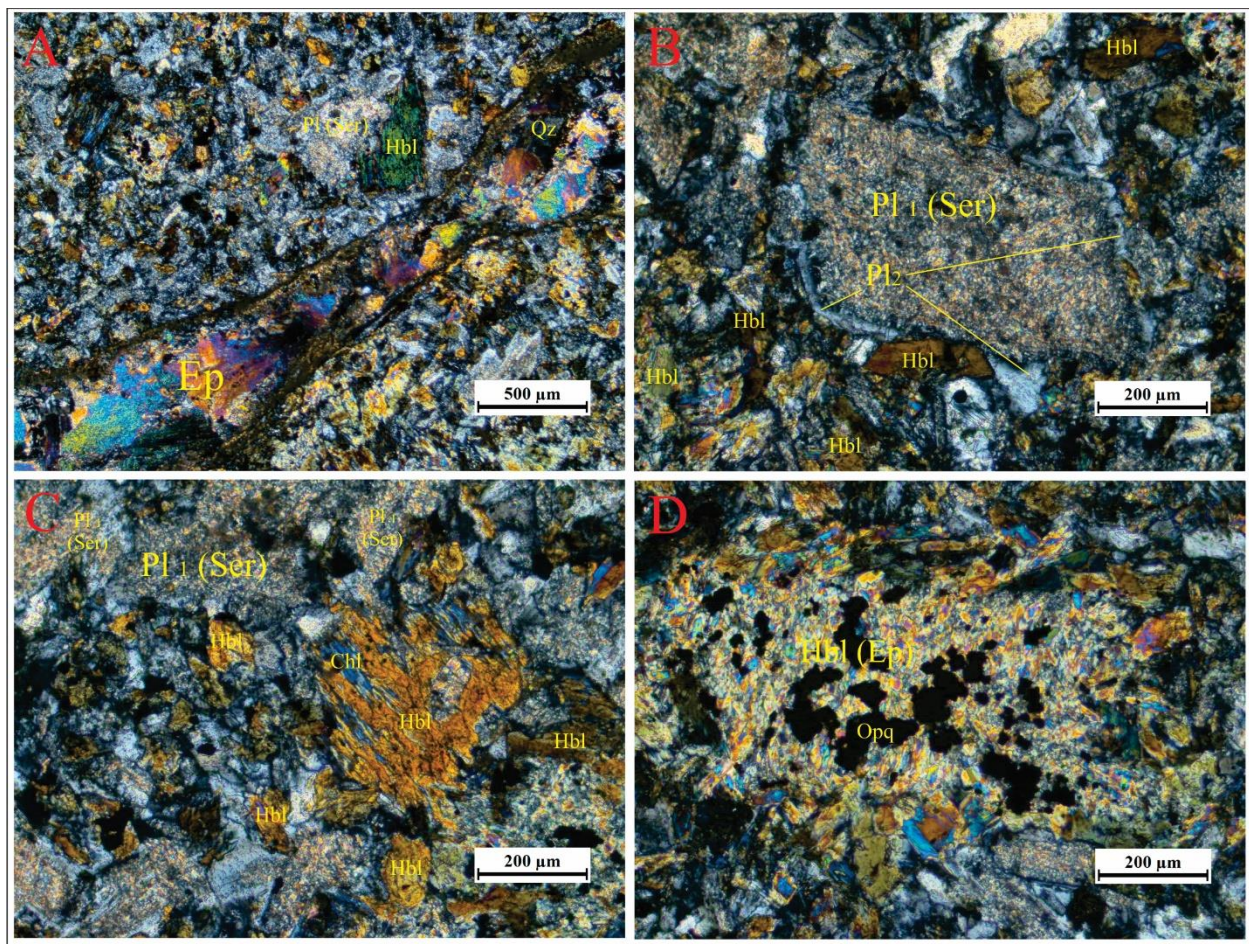


Figura 19. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) de la muestra CFV-005-1. A) Vena de cuarzo y epidota. B) Dos generaciones de plagioclasa, una de cristal euhedral y la otra en los bordes. C) Cristal de hornblenda cloritizado hacia los bordes. D) Hornblenda epidotizada junto con asociación en minerales opacos.

Clinozoisita: Mineral de alteración que afecta la hornblenda principalmente, presenta colores amarillos y azules de segundo-tercer orden, y una forma no muy bien definida.

Sericita: Mineral de alteración que afecta la gran cantidad de plagioclasa que se encuentra en la muestra.

Clorita: Mineral de alteración que ataca principalmente los bordes de la hornblenda.

Minerales opacos: Cristales con forma acicular a botroidal, encontrándose principalmente asociados con la hornblenda. Su origen no ha sido identificado.

Cuarzo (3%): Se encuentra dentro de una vena que atraviesa toda la roca.

Zoisita (4%): Esta junto al cuarzo, componiendo la vena.

Tabla 10.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-005-1.

MINERAL	FASE	
	POST-ORTOMAGMÁTICA	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL-METASOMÁTICA
Qz		-----
Pl1	-----	
Pl2		-----
Ep		-----
Chl		-----
Ser		-----
Hbl	-----	
Opg	-----	

6.2.7 Muestra CFV-006-3: Esta muestra presenta textura granítica-holocristalina, y localmente textura poiquilítica, micropertítica y micrográfica. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita.
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Goethita, Sericita y Clorita.

Cuarzo (32.1%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma subhedral a anhedral y un tamaño de cristal medio (entre 0.1 y 1.3 mm). Se dan dos generaciones: El cuarzo 1 se reconoce porque el tamaño del cristal es grande, en contacto no recto con otros minerales y está formado durante la etapa tardía ortomagmática, mientras que el cuarzo 2 es de tamaño fino a muy fino (0.1 mm) en una micro vena que atraviesa un mineral de feldespato potásico y está formado por un evento hidrotermal. Tiene un contacto con plagioclasa, hornblenda, biotita, moscovita y ortoclasa. También existe un cuarzo que se encuentra creciendo junto con feldespato potásico, sin embargo, su origen puede ser en un evento al final de la cristalización magmática.

Feldespato Potásico (25%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral y euhedral, y tamaño de cristal entre 0.5 y 3 mm. Por sus propiedades puede ser clasificado como una Ortoclasa. Este mineral presenta textura de exsolución peritética por el crecimiento de lamelas de albita y micrográfica por intercrecimiento con cuarzo. La intensa sericitización que presenta la roca es producto Es formado este mineral durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa, ortoclasa, moscovita y hornblenda.

Plagioclasa (14.6%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.6 mm y 1.7 mm). Se observan dos generaciones: La plagioclasa 1 tiene macla

polisintética, y está alterándose a sericita de manera total o parcial. Está sufriendo fenómeno de metasomatismo reflejado por el reemplazamiento hetero-orientado de moscovita dentro de la estructura de la plagioclasa. El origen de la plagioclasa 1 está relacionado con la etapa de cristalización magmática. La plagioclasa 2 es la que se encuentra dentro de la ortoclasa formando una textura pertítica y su origen es formado por fluidos hidrotermales. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico, moscovita, hornblenda y biotita.

Moscovita $\hat{1}$ (13.9%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral a subhedral y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.5 y 0.8 mm). Se observan dos generaciones: La moscovita 1 es euhedral y un tamaño de cristal medio y un contacto neto con otros minerales. A esta se le asocia un origen durante la etapa de cristalización magmática. La moscovita 2 se encuentra reemplazando hetero-orientadamente la plagioclasa y es de tamaño de cristal fino-medio, y es formada por metasomatismo. Está en contacto con plagioclasa, cuarzo biotita y feldespato potásico.

Biotita $\hat{1}$ (4%): Presenta color de interferencia entre marrones, naranjas y hasta verdes de tercer orden, con un relieve medio, forma euhedral a subhedral, de tamaño fino (0.6 mm la mayoría y 1 mm la de mayor tamaño) y un pleocroísmo leve. Posee alteración a clorita y su origen es en la etapa ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa, moscovita y feldespato potásico.

Clorita (4.2%): Presenta colores de interferencia azules de tercer orden, con un relieve medio desarrollado en los planos de clivaje de la biotita, con un tamaño de cristal fino. Se encuentra reemplazando biotita $\hat{1}$. Su origen está relacionado a un evento hidrotermal que afectó la roca.

Sericita (3.8%): Presenta colores de interferencia azules, amarillos y rosados de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, sin una forma definida algunos (los que son agregados con un

tamaño muy fino menor a 0.1mm), mientras que otros una forma subhedral presentan un tamaño un poco mayor (0.1 mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico variando en intensidad, desde la totalidad del cristal a veces sin diferenciar el mineral alterado a parcialmente reconociendo algunos relictos de los minerales alterados. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (1.4%): Individuos de color negro, con forma romboédrica y aciculares, y con tamaño de cristal medio. Está en contacto con biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Algunos minerales opacos se encuentran asociados con clorita metamórfica, sin embargo, su origen no pudo ser identificado si hacen parte de los xenolitos, de lo ígneo o si son posteriores.

Óxidos de hierro (1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. También se encuentran cristales de goethita de 0.4 mm sobre minerales ferrosos. Su origen está asociado a un evento de alteración supérgena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (58%): Xenocristales de tamaño de cristal medio (0.8 mm en promedio), con forma idioblástica, junto con un alto relieve. Presenta colores de interferencia marrones a verdes de primer orden. Se está alterando a clorita, sin embargo, esta clorita no se identifica si es metamórfica o formada por procesos hidrotermales. Algunos están siendo reemplazados por clorita de origen hidrotermal.

Moscovita_m (22%): Mineral con un clivaje basal, forma idioblástica y con un tamaño de cristal medio (1 mm). Está en contacto neto con plagioclasa, hornblenda y biotita.

Biotita_m (10%): Presenta colores de interferencia verdes de segundo orden, con forma idioblástica, un tamaño de cristal fino y un clivaje basal. Se encuentra alterándose a clorita también. Está en contacto con moscovita, plagioclasa y hornblenda.

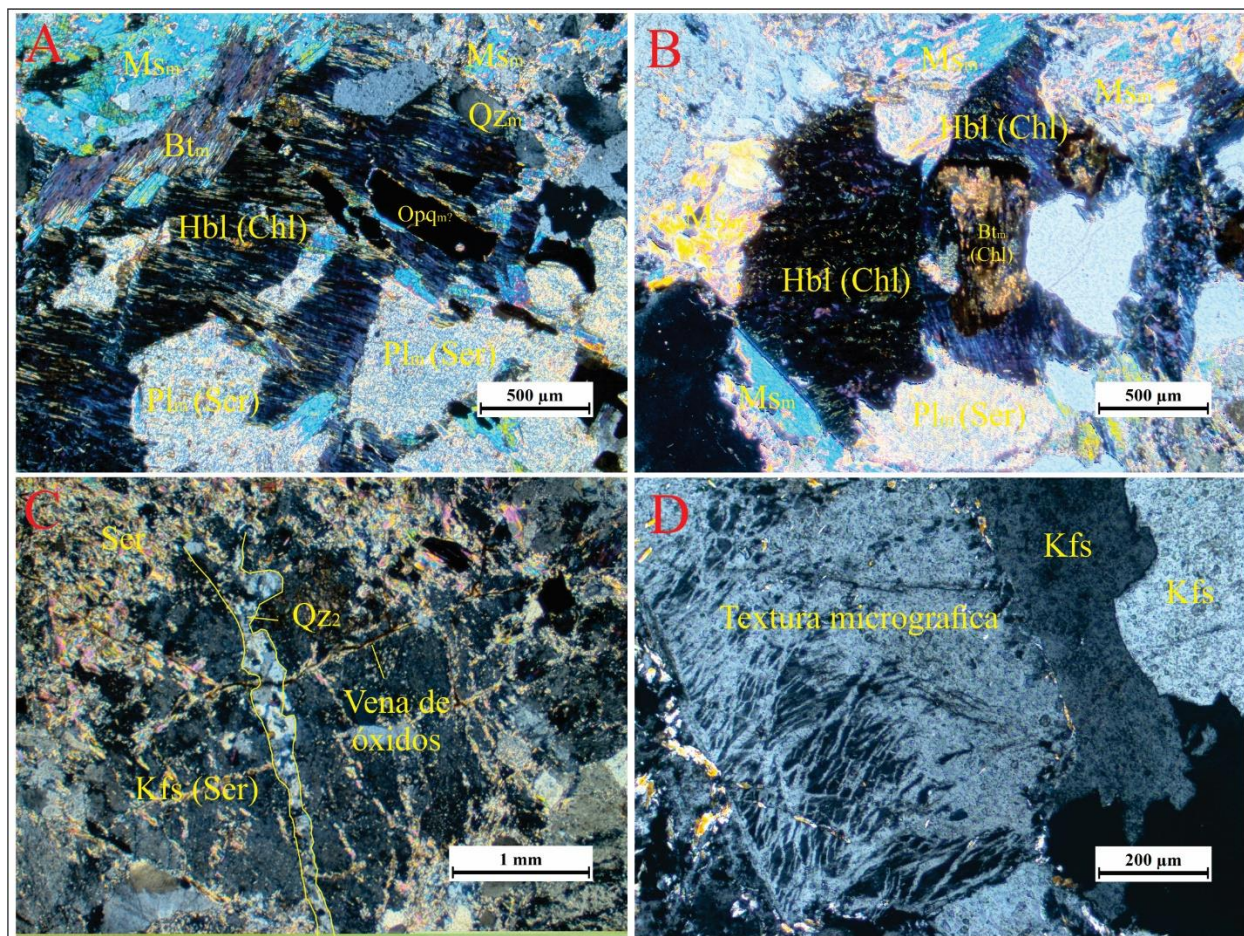


Figura 20. Microfotografías en nicoles cruzados (XPL) de la muestra CFV-006-3. A y B) Xenolitos compuestos de xenocristales de hornblenda cloritizada, moscovita, biotita, plagioclasa y cuarzo. C) Microvena de cuarzo formada por fluidos hidrotermales atravesando ortoclasa. D) Textura micrográfica.

Plagioclasa_m (8%): Cristal idiomorfo con colores blancos de primer orden, y con macla polisintética. Está alterándose a sericita. Tiene en promedio 0.5 mm de tamaño y se encuentra en contacto neto con moscovita, biotita y hornblenda.

Cuarzo_m (2%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, de tamaño de cristal fino a medio, con los bordes irregulares y corroídos.

Tabla 11.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-006-3.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
QZ ₁	-----			
QZ ₂			-----	
QZ _m		-----		
Pl ₁	-----			
Pl ₂			-----	
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
MS ₁	-----			
MS ₂			-----	
MS _m		-----		
Bt _i	-----			
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq	-----	---- ?		
Óxidos de hierro - Goethita				-----

6.2.8 Muestra CFV-008-2: Presenta una textura granítica-holocristalina, y localmente no presenta texturas en general. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Clorita, Minerales Opacos y Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro, Sericita y Clorita.

Cuarzo (25.7%): Cristales incoloros en nicoles paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.2 y 1 mm). Está formado durante la etapa ortomagmática tardía y algunos se encuentran fracturados. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, sillimanita y biotita.

Plagioclasa $\bar{1}$ (21.9%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.8 mm y 1.9 mm). Presenta macla polisintética y está sufriendo alteración a sericita. Tiene un origen durante la etapa ortomagmática. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita.

Feldespato Potásico (15.3%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal fino a medio (entre 0.2 y 1 mm). Está clasificado como una ortoclasa y se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total. La presencia de sericita regada por toda la muestra no descarta la presencia de más cantidad de feldespato potásico. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa, cuarzo, moscovita y biotita.

Biotita $\bar{1}$ (7.9%): Presenta color de interferencia entre marrones, naranjas y hasta verdes de tercer orden, con un relieve medio, forma euhedral a subhedral, de tamaño de cristal medio (entre 0.3 y 0.6 mm) y un pleocroísmo leve. Posee alteración a clorita y su origen está relacionado con la etapa ortomagmática. Está en contacto con plagioclasa, moscovita, feldespato potásico y cuarzo.

Moscovita $\bar{1}$ (6.2%): Presenta colores de interferencia azules y verdes de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral a subhedral y un tamaño de cristal fino (0.01 a

0.3 mm). Está formado durante la etapa de cristalización magmática y presenta bordes netos. Está en contacto con biotita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Sericita (20.6%): Presenta colores de interferencia azules, amarillos y rosados de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, sin una forma definida más bien como agregados finos de micas (tamaño menor a 0.1mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Clorita (0.8%): Agregados con forma fibrosa y radial, con colores de interferencia marrones de primer orden, con un leve pleocroísmo. Se presenta de dos maneras: La clorita 1 se encuentra sobre cristales de hornblenda y biotita, y la clorita 2 se presenta en forma de venas de 0.5 mm de espesor. Se encuentra reemplazando biotita y hornblenda. Está formado a partir de un evento hidrotermal.

Minerales opacos (1.5%): Individuos de color negro, con forma romboédrica, y con tamaño de cristal medio (0.5 mm la mayoría de los cristales). La no reacción magnética con un imán descarta la presencia de Magnetita. Está en contacto con biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra relleno de venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supérgena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Hornblenda (29%): Xenocristales de tamaño de cristal grueso a medio (1.4 mm y 4.7 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica, un alto relieve, con colores de interferencia verdes y

marrones de primer orden. Está siendo reemplazado por biotita y por clorita posiblemente por procesos hidrotermales. Está en contacto con sillimanita, biotita, plagioclasa y moscovita.

Sillimanita (46%): Mineral fibroso con colores de interferencia grises a azules de primero-segundo orden, forma subidioblástica, de tamaño de cristal grueso (6 mm la de mayor tamaño). Se encuentra reemplazando biotita metamórfica en la dirección del clivaje y está cortada por venas de clorita. Presenta minerales opacos alargados dentro de su estructura de clivaje, por lo cual se puede intuir que hacen parte de los xenolitos. Está en contacto con minerales opacos, moscovita, biotita y hornblenda.

Plagioclasa m (11%): Mineral con colores de interferencia gris de primer orden, con macla polisintética, en contacto con sillimanita y hornblenda. También se encuentra afectada por la intensa sericitización que afecta la roca.

Biotita m (8%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia azules de segundo-tercer orden, relieve bajo. Se diferencia de la ígnea por tener un tamaño medio (0.6 a 1.5 mm) y por tener bordes de reacción que indican paso a sillimanita. También se encuentra alterándose a clorita. Está en contacto con sillimanita, cuarzo y plagioclasa metamórficos. La biotita que reemplaza la hornblenda no se sabe si sea en una etapa hidrotermal cuando los xenocristales ya han sido asimilados por la matriz ígnea o en la etapa pre-asimilación.

Cuarzo m (4%): En propiedades es muy similar a los ígneos, pero se identificó por la relación con biotita, sillimanita y plagioclasa metamórficos.

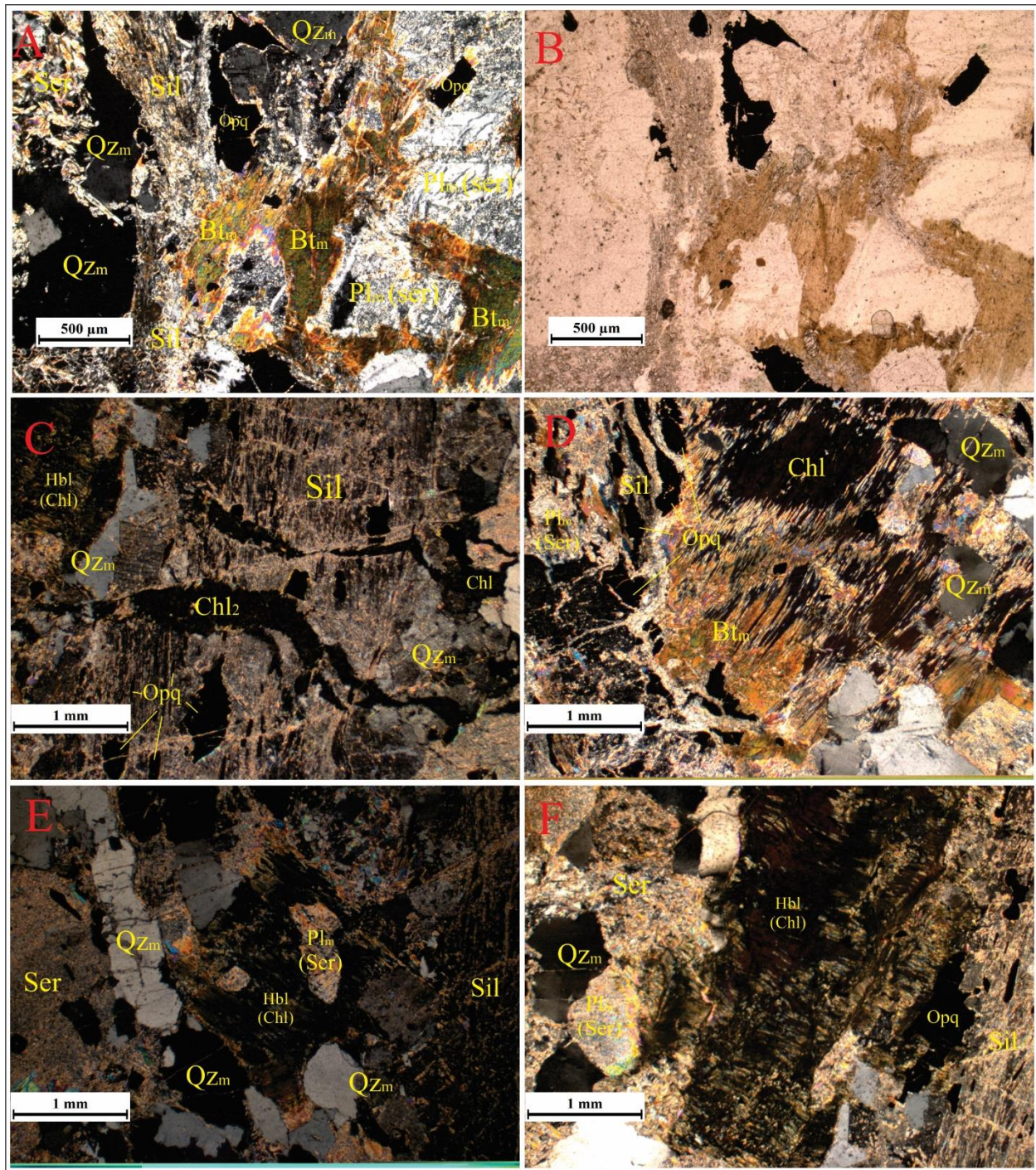


Figura 21. Microfotografías en nicos cruzados (XPL) y nicos paralelos (PPL) de la muestra CFV-008-2. A y B) Xenolito en donde se encuentra biotita reemplazando a sillimanita, junto con los otros minerales metamórficos como cuarzo y plagioclasa. C) Sillimanita cortada por venas de clorita. D) Biotita metamórfica cloritizada. E y F) Xenocristales de hornblenda biotitizados. Nicos cruzados (A, C, D, E y F) y paralelos (B).

Minerales opacos (2%): Algunos opacos se encuentran dentro de la sillimanita, alargados en la misma dirección de su estructura cristalina, por lo cual podría intuirse que hacen parte de los xenolitos.

Tabla 12.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-008-2.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Qz _m		-----		
Pl	-----			
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms	-----			
Sill		-----		
Bt _i	-----			
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq	-----	----		
Óxidos de hierro				-----

6.2.9 Muestra CFV-009-1: Esta roca es especial, porque presenta un pseudo-bandeamiento, compuesto por la parte metamórfica y la parte ígnea (Ver Apéndice A, clasificación macroscópica de la muestra CFV-009-1). Por lo que esta roca podría corresponder a la parte más cercana a la roca metamórfica anfibólica de la que provienen los xenolitos y xenocristales.

Presenta una textura granítica-holocristalina, y localmente textura micropertítica. La mayoría de los minerales presenta extinción ondulante y fenómenos de deformación intracristalina. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa, Biotita y Moscovita.
- Los accesorios son: Sericita y Óxidos de hierro.

Cuarzo (31.7%): Cristales incoloros en nicols paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal medio a grueso (entre 0.6 y 2 mm). Está formado durante la etapa ortomagmática tardía y algunos se encuentran fracturados a los bordes. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, sillimanita y biotita m.

Plagioclasa i (29.9%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral en la mayoría y los restantes forma subhedral, y un tamaño de cristal medio a fino (entre 0.2 mm y 1 mm). Presenta macla polisintética y está sufriendo alteración a sericita de manera sucia, asociándosele un origen durante la etapa ortomagmática. También se encuentra dentro minerales de feldespato potásico formando textura de exsolución peritica. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico y biotita m.

Feldespato Potásico (28.4%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal fino a medio (entre 0.2 y 1 mm). Está clasificado como una ortoclasa por sus propiedades y algunas se encuentran alteradas de manera parcial. Presenta textura micropertitica identificada por lamelas de plagioclasa dentro la estructura mineral. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con plagioclasa y cuarzo.

Biotita (6.1%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia verdes de segundo-tercer orden, relieve bajo. Tiene un tamaño de cristal fino (0.1 a 0.4 mm). Tiene bordes dentados y en algunos sectores se encuentra alterado a clorita.

Moscovita (3%): Presenta colores de interferencia azules de primer a segundo orden, un clivaje basal y una forma subhedral. El tamaño de cristal es fino (0.3 mm en promedio), encontrándose en muy poca cantidad. Es un mineral formado durante la etapa ortomagmática.

Sericita (0.8%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, con un aspecto sucio dentro del cristal y agregado fino de micas. Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra rellenado venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supérgena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación, esta parte presenta un bandeamiento preferencial de los minerales:

Hornblenda (8%): Cristales de tamaño de cristal medio (0.7mm y 1mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica, un alto relieve, con colores de interferencia verdes y marrones de primer orden. Todos los cristales están siendo reemplazados por biotita y por clorita posiblemente por procesos hidrotermales, dejando algunos pequeños relictos sobre los cuales se identificó este mineral. Está en contacto con sillimanita, biotita_m, plagioclasa_m y moscovita_m.

Sillimanita (35%): Mineral fibroso con colores de interferencia grises a azules de finales del primer orden y segundo orden, forma subidioblástica, de tamaño de cristal grueso (5 mm la de mayor tamaño). Se encuentra reemplazando biotita metamórfica en la dirección del clivaje.

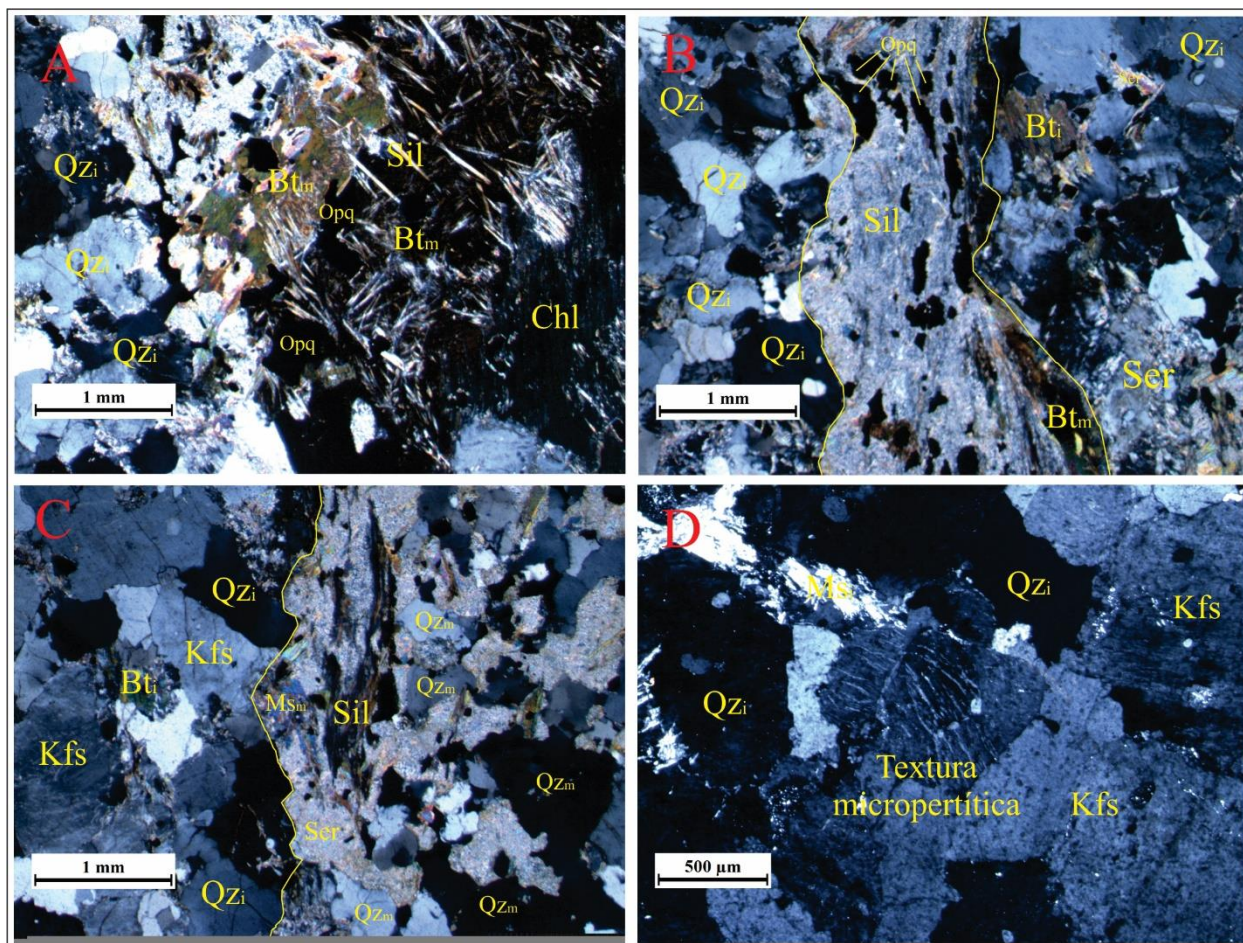


Figura 22. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) de la muestra CFV-009-1. A) Sillimanita en forma de agujas dentro de cristales de biotita. B) Sillimanita junto con minerales opacos siguiendo su dirección de clivaje. C) Parte ígnea y parte metamórfica (xenolitos) donde se evidencia la mineralogía predominante. D) Textura de exsolución micropertítica.

Presenta minerales opacos alargados dentro de su estructura de clivaje, por lo cual se puede intuir que hacen parte de los xenolitos. Está en contacto con minerales opacos, moscovita_m, biotita_m y hornblenda. La presencia de finos minerales en forma de agujas dentro de biotita_m fue identificado mediante la microscopía electrónica de barrido se identificó que es sillimanita.

Plagioclasa_m (18%): Mineral totalmente alterado a sericita fina, identificado por la forma bien desarrollada de sus caras cristalinas y son de un tamaño de cristal fino (0.2 a 0.5 mm).

Cuarzo m (16%): Las propiedades son muy similares a las del cuarzo en la parte ígnea, sin embargo, se identificó por la presencia en asociación con los otros minerales metamórficos.

Moscovita m (10%): Mineral con colores de interferencia azules de segundo orden, con una exfoliación basal, un relieve bajo y un tamaño de cristal grueso a medio (0.6 a 2 mm). Se diferencia de la ígnea porque tiene un tamaño más grande y una forma más definida.

Biotita m (8%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia verdes a amarillos de segundo-tercer orden, relieve bajo. Tiene un tamaño medio (0.5 a 1.7 mm) y está reaccionando para formar sillimanita. Se encuentra alterándose a clorita algunos minerales. Está en contacto con sillimanita, cuarzo y plagioclasa metamórficos.

Minerales opacos (5%): Cristales con forma alargada, acicular y algunos romboédrica. Presenta leves propiedades magnéticas por lo cual podrían ser magnetitas.

Tabla 13.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-009-1.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Qz _m		-----		
Pl	-----			
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms	-----			
Sill		-----		
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq		-----		
Óxidos de hierro				-----

6.2.10 Muestra CFV-010-1: Presenta una textura granítica-holocristalina, y localmente textura metasomática de moscovitización hetero-orientada, y textura mirmequítica. La parte ígnea está compuesta de la siguiente mineralogía:

- Los minerales principales son: Cuarzo, Feldespato Potásico (Ortoclasa), Plagioclasa y Moscovita.
- Los minerales secundarios son: Sericita
- Los minerales accesorios son: Óxidos de Hierro y Sericita.

Cuarzo (27.9%): Cristales incoloros en nicoles paralelos, con colores de interferencia grises de primer orden, con relieve muy bajo, una forma anhedral a subhedral, y un tamaño de cristal grueso a fino (entre 0.2 y 2 mm). Presenta extinción ondulante lo que indica que fue sometido a esfuerzos, junto con un fracturamiento intracristalino. Es un mineral originado en la fase ortomagmática. Se encuentra intercreciendo con plagioclasa formando una textura mirmequítica. Está en contacto con plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, hornblenda y biotita m.

Plagioclasa (24.8%): Presenta color de interferencia grises a blancos de primer orden, con un relieve bajo, una forma euhedral a subhedral, y un tamaño de cristal medio (entre 0.6 mm y 2 mm). Presenta macla polisintética, está sufriendo alteración a sericita y sufriendo reemplazamiento por moscovita cuando estos dos minerales entran en contacto con diferente orientación, a esto se le conoce como moscovitización hetero-orientada. Esta intercreciendo con cuarzo formando una textura mirmequítica. La plagioclasa es formada durante la etapa ortomagmática. Está en contacto con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y moscovita.

Feldespato Potásico (18.5%): Presenta colores de interferencia grises de primer orden, un relieve muy bajo, una forma entre subhedral, y tamaño de cristal fino a medio (entre 0.3 y 1.5 mm).

Puede ser clasificado como una ortoclasa por sus propiedades y algunas con macla de carsblad. Se encuentra alterándose a sericita de manera parcial o total, desde el centro hacia los bordes. Sin embargo, la presencia de sericita regada la muestra no descarta la presencia de más cantidad de feldespato potásico. Este mineral se forma durante la etapa de cristalización magmática. Está en contacto con cuarzo, biotita m, plagioclasa y moscovita.

Moscovita (7.6%): Presenta colores de interferencia azules y rosados de segundo-tercer orden, un relieve bajo, exfoliación basal, forma euhedral y un tamaño de cristal medio a fino. Se encuentra de dos maneras: La moscovita 1 es de tamaño fino (0.3 mm) con bordes bien definidos a los lados y en la dirección del clivaje el borde es dentado y se altera a talco, está formado durante la etapa de cristalización magmática. La moscovita 2 se forma por reemplazamiento hetero-orientado de plagioclasa y es de un menor tamaño (0.08 a 0.1), encontrándose dentro y a los bordes de la plagioclasa. Se forma por metasomatismo. Está en contacto con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Sericita (21.2%): Presenta colores de interferencia azules y amarillos de segundo-tercer orden, con un relieve bajo, agregados finos de micas en general (tamaño menor a 0.2mm). Se encuentra reemplazando minerales de plagioclasa y feldespato potásico actuando desde el centro hasta afectar la totalidad del cristal, sin embargo, la que se encuentra regada no se observan relictos para identificar su proveniencia, siendo la de mayor cantidad y por eso se contabiliza por aparte. Este mineral se forma producto de un evento hidrotermal.

Óxidos de hierro (0.1%): Se encuentra relleno de venillas dentro de la roca, con colores pardo-rojo de primer orden. Su origen está asociado a un evento de alteración supérgena.

La parte que componen los xenolitos y xenocristales se describe a continuación:

Clorita (42%): Se encuentra asociado con las biotita, moscovita y plagioclasa metamórficas, en donde su origen se asocia no a un evento hidrotermal, sino que hace parte propiamente del xenolito metamórfico.

Hornblenda (15%): Cristales de tamaño de cristal fino a medio (0.2 mm y 0.7 mm el de mayor tamaño), con forma idioblástica y un alto relieve. La identificación se realizó principalmente por el tamaño y por la alteración clorita oxidada que está sufriendo, junto con los pocos relictos que pudieron ser reconocidos.

Biotita_m (18%): Se presenta como mineral metamórfico con bordes dentados y pleocroísmo marrón, una forma subidioblástica y un tamaño de cristal fino. Está alterándose a clorita

Plagioclasa_m (17%): Cristales idiomorfos de tamaño fino. Se encuentran alterándose a sericita producto de alteración hidrotermal.

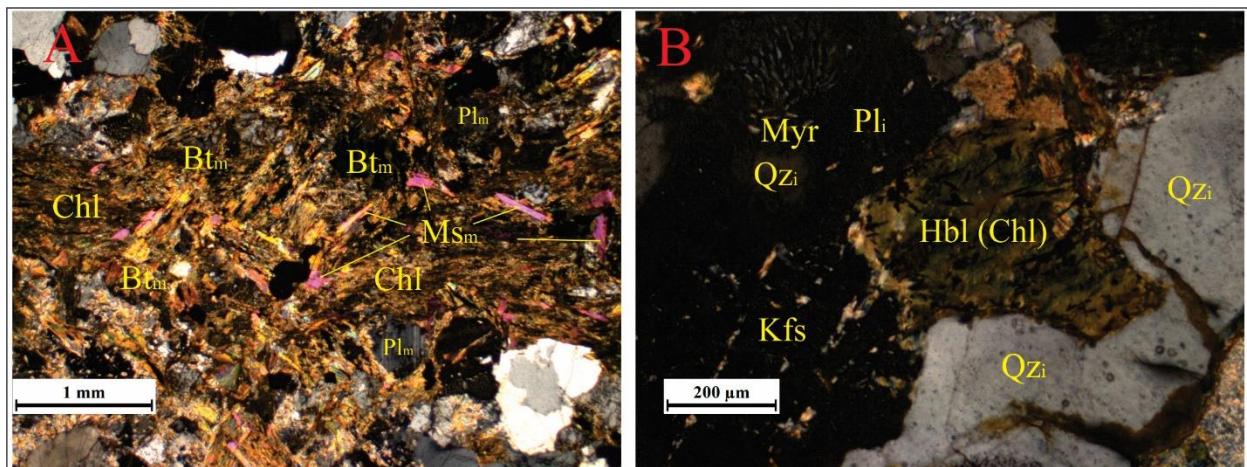


Figura 23. Microfotografías en nicols cruzados (XPL) de la muestra CFV-010-1. A) Parte del xenolito donde se observa la mayor cantidad de clorita, junto con biotita_m y moscovita_m. B) Hornblenda cloritizada y oxidada, junto con la textura mirmequítica.

Moscovita_m (4%): Mineral con un clivaje basal, con colores de interferencia rosados de segundo-tercer orden, relieve bajo. Se diferencia de la ígnea por estar asociada a biotita_m ya que se encuentra dentro de esta.

Minerales opacos (4%): Cristales de diferentes formas, algunos alargados y otros romboédrica. Al acercarse el imán no tuvo reacción magnética, sin embargo, por la presencia de magnetitas en otras muestras se puede intuir que también se encuentran en esta muestra.

Tabla 14.

Diagrama de formación de minerales para la muestra CFV-010-1.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz	-----			
Pl	-----			
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms	-----			
Ms _m		-----		
Bt _m		-----		
Chl				
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq		-----		
Óxidos de hierro				-----

6.3 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)

Con el fin de conocer la composición química semicuantitativa de los minerales, fue realizada la técnica Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) a seis muestras en el área de interés, para determinar la mineralogía de los xenolitos y xenocristales. El análisis de las muestras CFV-001-1, CFV-002-2 y CFV-031-1 fueron a fragmentos de aproximadamente 2 cm de roca (chip), mientras que las muestras CFV-002-1, CFV-005-1 y CFV-009-1 fueron a secciones delgadas pulidas. La

presencia del pico de carbono en las muestras es producto del recubrimiento que fue aplicado para realizar la medición. En la Tabla 15 se presenta un resumen de los minerales identificados en los diferentes análisis, los cuales se encuentran en detalle en el Apéndice B.

Según los espectros de dispersión de los xenocristales de hornblenda analizados, en su mayoría se encuentran alterándose a clorita, biotita y flogopita (Figura 24).

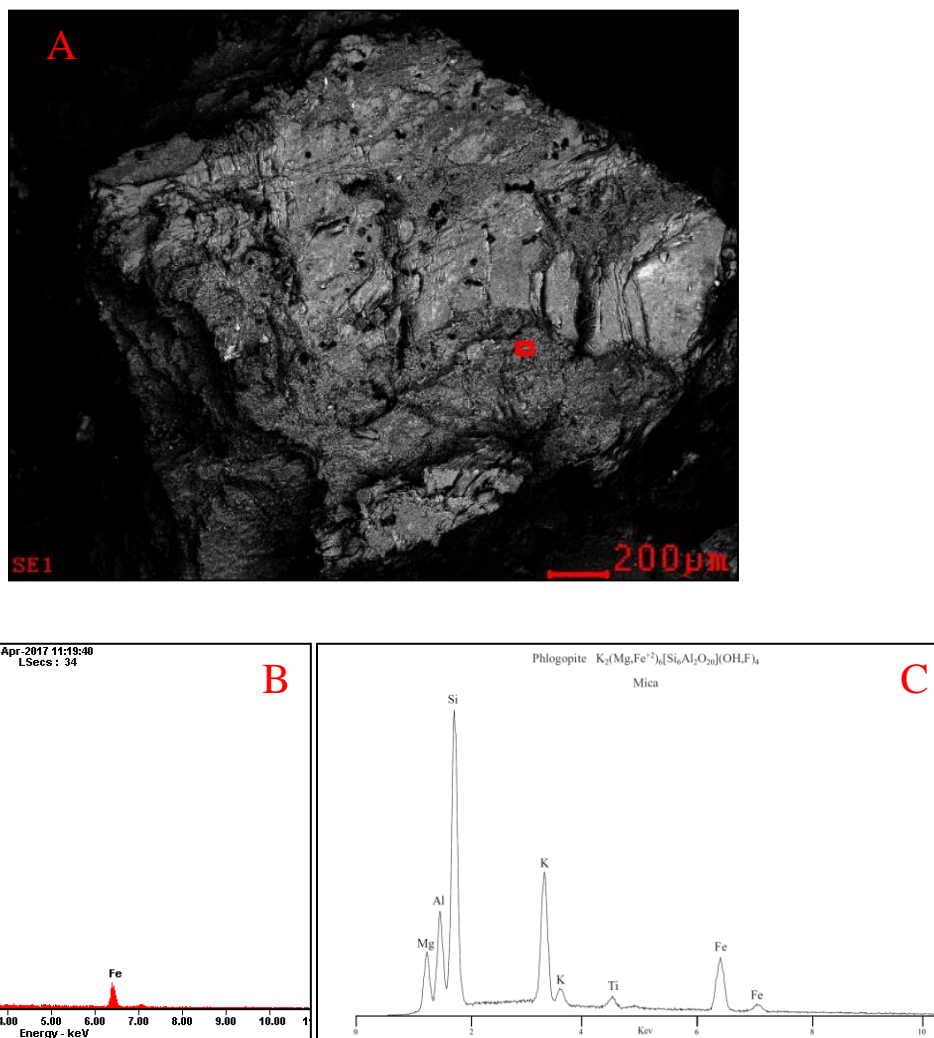


Figura 24. A) Morfología de xenocrystal de hornblenda alterando a flogopita. B) Espectro de dispersión de la flogopita en la muestra CFV-003-1. C) Espectro de dispersión para la flogopita según Severin (2004).

Tabla 15.

Mineralogía identificada mediante Microscopia Electrónica de Barrido.

TIPO DE MUESTRA	MUESTRA	CÓDIGO ANALISIS	MINERAL IDENTIFICADO	
CHIP	CFV-001-1	CFV-001-1_1	Hematita o Magnetita	
		CFV-001-1_2	Hornblenda	
		CFV-001-1_3	Hornblenda pobre en calcio	
	CFV-002-2	CFV-002-2_1	Biotita	
		CFV-002-2_2	Biotita rica en Ti	
	CFV-003-1	CFV-003-1_1	Flogopita	
	SECCIÓN DELGADA	CFV-002-1	CFV-002-1_1	Biotita rica en Ti
			CFV-002-1_2	Clorita
			CFV-002-1_3	Ilmenita
CFV-002-1_4			Biotita	
CFV-002-1_5			Biotita rica en Fe	
CFV-002-1_6			Biotita	
CFV-002-1_7			Moscovita	
CFV-002-1_8			Clorita	
CFV-002-1_9			Biotita	
CFV-005-1		CFV-005-1_1	Zoisita (Vena)	
		CFV-005-1_2	Hornblenda	
		CFV-005-1_3	Esfena	
		CFV-005-1_4	Zircón con tierras raras	
		CFV-005-1_5	Ortoclasa	
		CFV-005-1_6	Albita	
		CFV-005-1_7	Esfena	
		CFV-005-1_8	Hematita con cromo	
		CFV-005-1_9	Hornblenda	
CFV-009-1		CFV-009-1_1	Biotita	
		CFV-009-1_2	Clorita	
		CFV-009-1_3	Moscovita	
		CFV-009-1_4	Hematita o Magnetita	
		CFV-009-1_5	Clorita	
		CFV-009-1_6	Sillimanita	
		CFV-009-1_7	Ilmenita	
		CFV-009-1_8	Sillimanita con Fe	
		CFV-009-1_9	Clorita	
	CFV-009-1_10	Allanita (Presencia de tierras raras)		

Cabe resaltar que, en algunas muestras, la presencia de calcio en la hornblenda no es registrada (Figura 25A) posiblemente por removilización debido a alteraciones hidrotermales que afectan la roca y fueron identificadas mediante la petrografía.

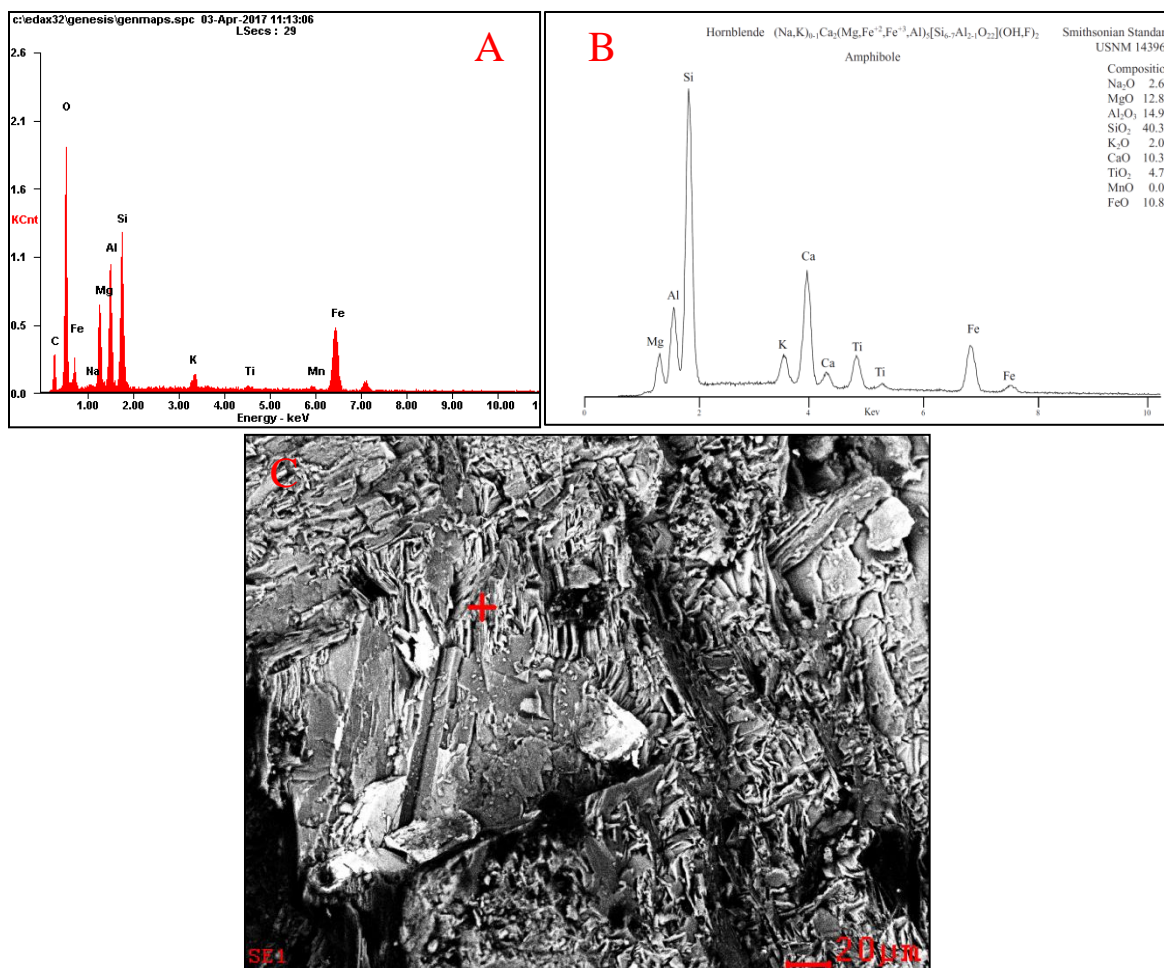


Figura 25. A) Espectro de dispersión de la hornblenda para la muestra CFV-001-1, en la que comparada con el patrón de dispersión de Severin (2004) tiene un empobrecimiento en calcio. B) Espectro dispersión para la hornblenda en Severin (2004). C) Morfología romboédrica del mineral de hornblenda al que se realizó el análisis, en donde también se observa la intensa alteración a los alrededores de este.

Como se mencionó anteriormente en la petrografía, los xenolitos presentan biotita metamórfica, la cual registra anomalías con un mayor contenido en hierro y titanio (>10 %wt). Con el fin de caracterizar esta biotita y sus reacciones para formar nuevos minerales, junto con los minerales opacos (hematita) asociados, se encontró que, en el paso a clorita, el ion de potasio es removilizado por la alteración hidrotermal presente en la roca. El paso a sillimanita de la biotita hace que en el espectro de la sillimanita se registre el ion hierro, el cual es relíctico de la composición de la biotita.

Esta reacción ocurre antes de que los xenolitos fueran asimilados por el magma, así como los minerales opacos que se encuentran en dirección de clivaje de la biotita (Figura 26). Estos análisis se realizaron a la muestra CFV-009-1.

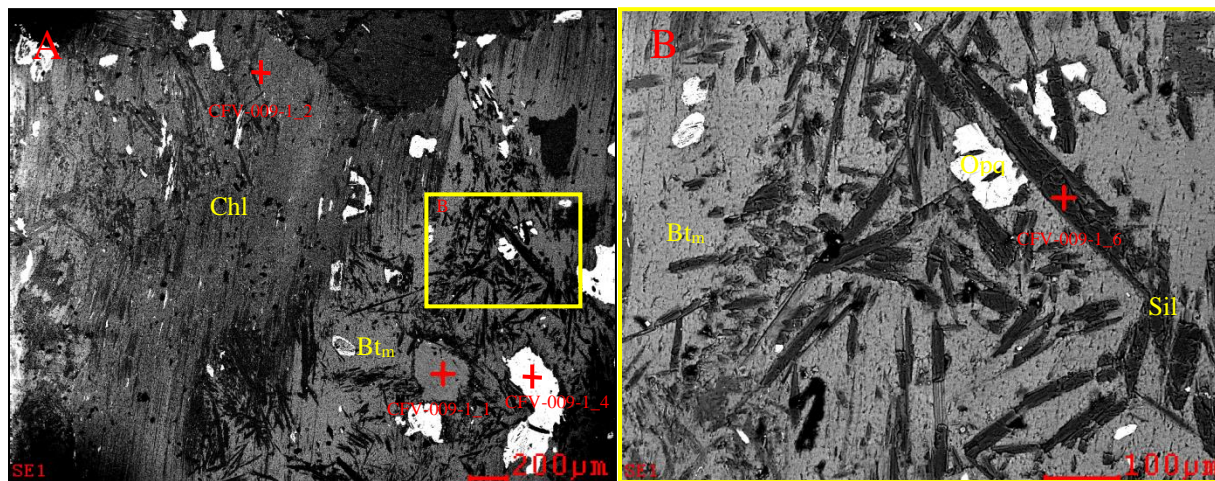


Figura 26. A) Morfología de la biotita reemplazada parcialmente por clorita. B) Sillimanita con forma de agujas dentro de cristales de biotita y minerales opacos asociados con la biotita _m.

Minerales de Allanita fueron identificados principalmente por su geometría alargada y semitabular, junto con la presencia de tierras raras (Ce, La, Nd) (Figura 27). El resultado de este análisis se encuentra en la Tabla 16.

El análisis químico semicuantitativo para los diques de microgabros que se encuentran cortando las rocas ígneas félsicas con xenolitos y xenocristales, se hizo principalmente para conocer la composición de la vena que atraviesa la muestra CFV-005-1, dando como resultado el mineral Zoisita (Epidota), por lo tanto, la vena se compone principalmente de cuarzo y epidota (Figura 28A). De la misma manera, se caracterizaron las hornblendas (Figura 28B) que presentan estas rocas máficas y los minerales opacos que corresponden a Hematita. Durante el análisis se encontraron nuevos minerales no identificados por la petrografía por la intensa alteración que tiene la roca, correspondientes a zircones (Figura 28C) y esfenas (Figura 28D). Junto a estos nuevos

minerales identificados se encontró también la presencia de feldespato potásico (Ortoclasa) (Figura 28D) haciendo parte de la mineralogía de la roca, donde su ocurrencia no puede ser ubicada dentro de un contexto geológico sin recurrir a otros tipos de análisis.

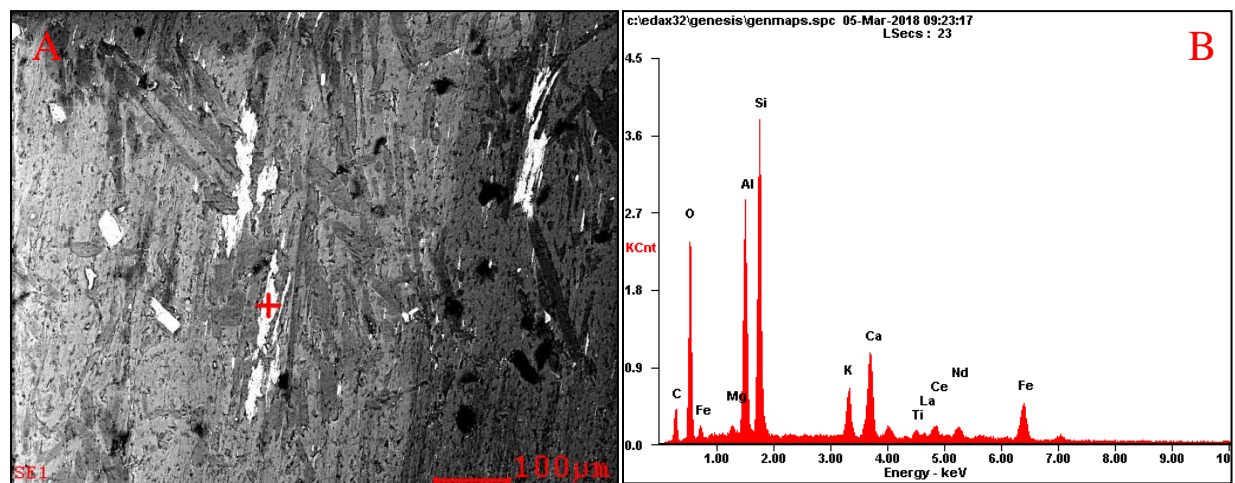
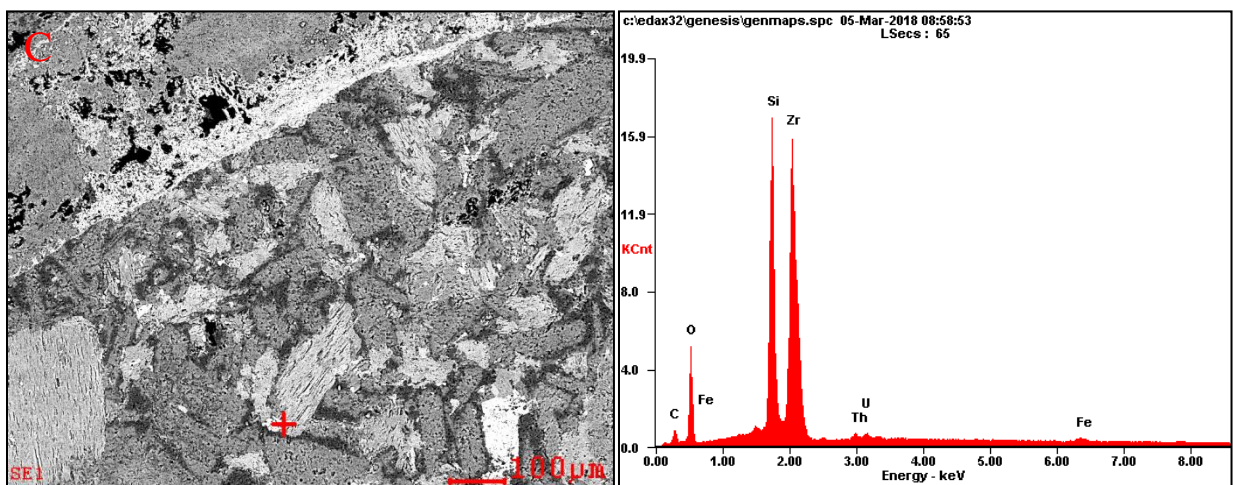
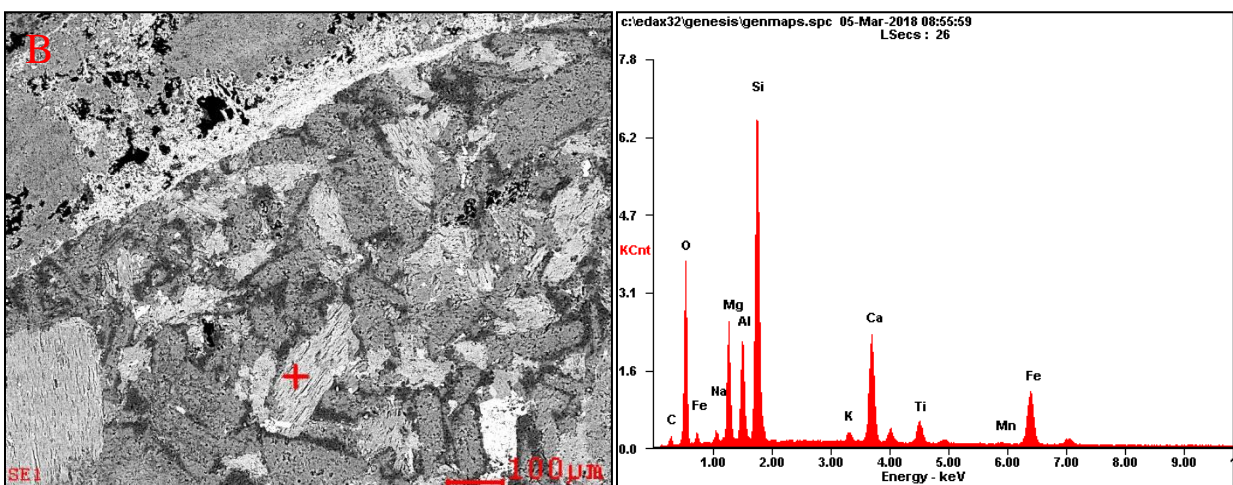
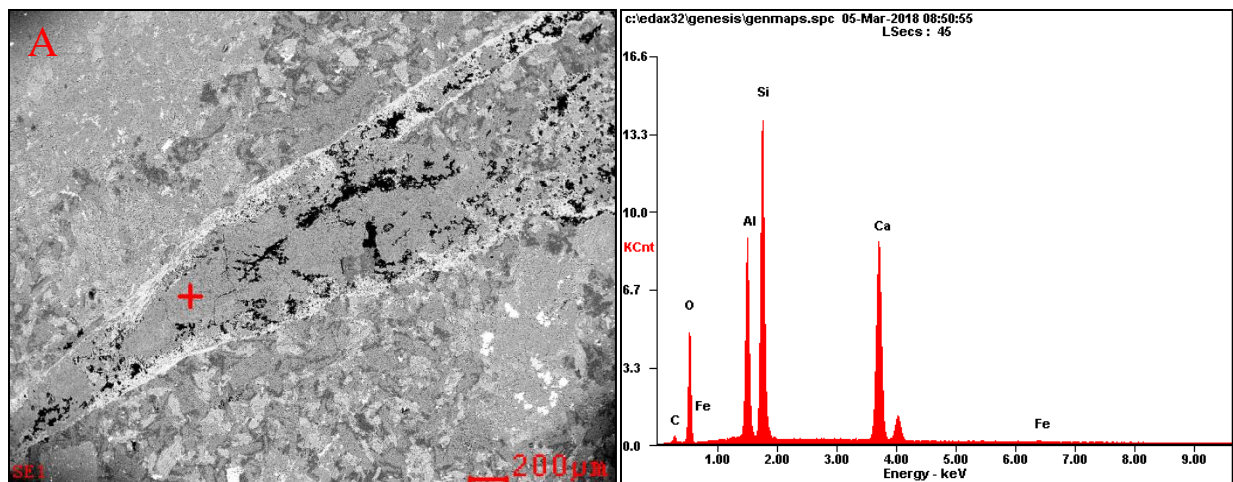


Figura 27. A) Morfología de Allanita como cristal alargado y semitabular presente en la muestra CFV-009-1. B) Espectro de dispersión del mineral de Allanita analizado.

Tabla 16.

Porcentajes de Wt y At para el mineral de Allanita analizado (Análisis CFV-009-1_10).

<i>ELEMENT</i>	<i>WT%</i>	<i>AT%</i>
<i>CK</i>	11.99	21.39
<i>OK</i>	33.02	44.23
<i>MgK</i>	00.64	00.56
<i>AlK</i>	13.24	10.52
<i>SiK</i>	19.70	15.03
<i>KK</i>	03.06	01.67
<i>CaK</i>	05.94	03.17
<i>TiK</i>	00.56	00.25
<i>LaL</i>	00.85	00.13
<i>CeL</i>	03.58	00.55
<i>NdL</i>	01.49	00.22
<i>FeK</i>	05.94	02.28
<i>Matrix</i>	Correction	ZAF



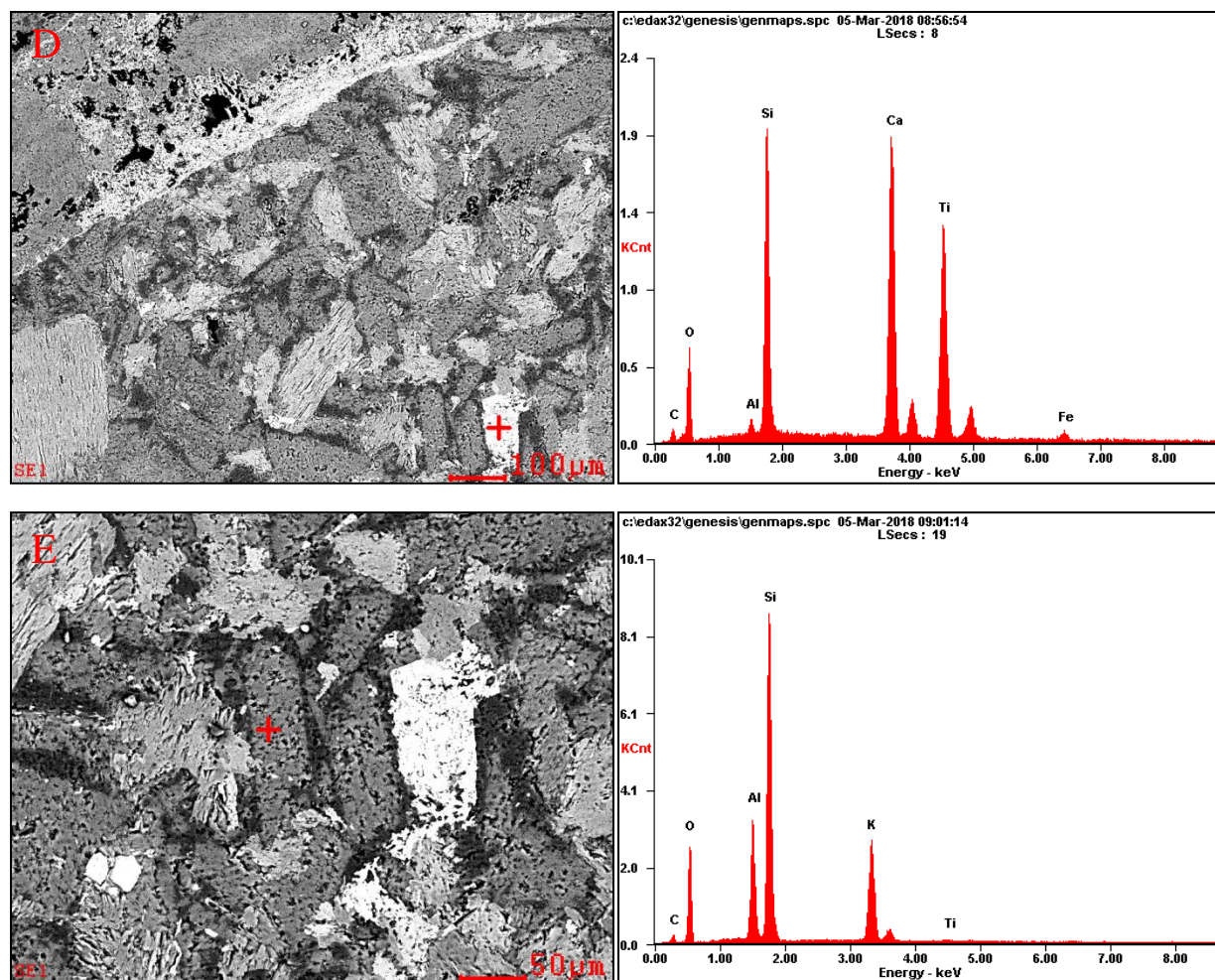


Figura 28. Morfologías y espectros de dispersión de los minerales que componen la roca. A) Zoisita en forma de vena. B) Hornblenda. C) Zircón. D) Esfena o Titanita. E) Feldespato Potásico (Ortoclasa).

6.4 Microdifracción de Rayos X (DRX)

Con el fin de caracterizar las fases minerales que componen los xenolitos y el dique máfico, se realizó microdifracción de rayos X a cuatro muestras en estado sólido, tres corresponden a xenolitos y xenocristales (CFV-002-2, CFV-008-2, CFV-009-1), y uno al dique de roca máfica (CFV-005-1). Los resultados en detalle se encuentran en el Apéndice C.

El análisis por microdifracción de rayos x realizado a los xenolitos y xenocristales de hornblenda, evidencia lo observado mediante la petrografía y la microscopía electrónica de

barrido, donde la hornblenda se encuentra alterándose a clorita-clinocloro férrico (¿y biotita?), junto con las fases minerales que componen los xenolitos metamórficos como la moscovita (normal, férrica y magnésica), biotita, sillimanita y cuarzo (Tabla 17,18 y 19). Así mismo, presenta arcillas producto de alteración supérgena como la illita. Cabe mencionar la gran cantidad de iones OH para todos los xenolitos analizados, evidenciando la gran cantidad de minerales hidratados.

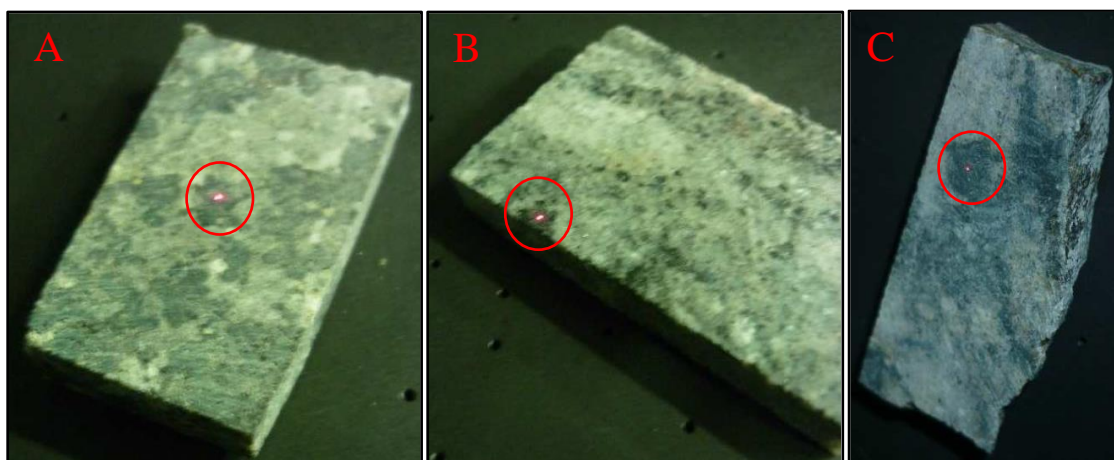


Figura 29. Zona de irradiación de los rayos x. A) Muestra CFV-002-2. B) Muestra CFV-008-2. C) Muestra CFV-009-1.

Tabla 17.

Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-002-2. Código interno 18032002.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
CRISTALINO	$KAl_{2.9}Si_{3.1}O_{10}(OH)_2$	01-084-1302	Moscovita-2M1
	$K(Al_{1.27}Mg_{0.53}Fe_{0.09}Mn_{0.08}Ti_{0.03})(Al_{0.46}Si_{3.54})O_{10}(OH)_2$	01-089-6880	Moscovita-2M magnésico
	$(K_{0.69}Ca_{0.01}Na_{0.06})(Al_{1.54}Mg_{0.32}Fe_{0.18})((Si_{3.53}Al_{0.47})O_{10}(OH)_2)$	01-078-5140	Ilita-1M
	Al_2SiO_5	00-001-0614	Sillimanita
	$(Mg, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	00-029-0701	Clinocloro férrico
	$K(Al_{1.88}Fe_{0.12})(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	01-072-0496	Moscovita-2M1
	SiO_2	00-039-1425	Cristobalita

Tabla 18.

Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-008-2. Código interno 18032003.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
CRISTALINO	$K_{0.92}Na_{0.08}Al_{1.78}Fe_{0.22}Mg_{0.1}(Al_{0.83}Si_{3.17}O_{10})(OH)_{1.56}O_{0.25}F_{0.19}$	01-073-9865	Moscovita-2M1, férrico
	$K_{0.93}Na_{0.07}Al_{1.66}Fe_{0.18}Mg_{0.16}(Al_{0.82}Si_{3.18}O_{10})(OH)_2$	01-073-9867	Moscovita-2M férrico
	$(K_{0.69}Ca_{0.01}Na_{0.06})(Al_{1.54}Mg_{0.32}Fe_{0.18})((Si_{3.53}Al_{0.47})O_{10}(OH)_2)$	01-078-5140	Illita-1M
	$(Mg, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	00-029-0701	Clinocloro férrico
	$K(Mg, Fe^{+2})_3(Al, Fe^{+3})Si_{3.10}(OH, F)_2$	00-042-1414	Biotita
	$K(Al_{1.88}Fe_{0.12})(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$	01-072-0496	Moscovita-2M1
	SiO_2	00-005-0490	Cuarzo bajo

Tabla 19.

Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-009-1. Código interno 18032001.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
CRISTALINO	$(K_{0.99}Na_{0.02})Al_{1.42}Mg_{0.33}Fe_{0.24}Ti_{0.04}((Si_{3.45}Al_{0.5})O_{10})(OH)_2$	01-076-2554	Moscovita-2M1
	$(K_{0.98}Na_{0.05}Ca_{0.01})(Al_{1.89}Fe_{0.09}Mg_{0.07}Ti_{0.03})((Si_{2.97}Al_{1.03})O_{10.13})(OH)_{1.80}F_{0.07}$	01-076-8334	Moscovita-2M1
	$K_{0.92}Na_{0.08}Al_{1.78}Fe_{0.22}Mg_{0.1}(Al_{0.83}Si_{3.17}O_{10})(OH)_{1.56}O_{0.25}F_{0.19}$	01-073-9865	Moscovita-2M1, férrico
	SiO_2	00-005-0490	Cuarzo bajo
	$Al_2(SiO_4)O$	01-074-0274	Sillimanita
	$(Mg, Fe, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	00-007-0078	Clinocloro férrico
	$K(Mg_{2.17}Fe_{0.83})(Si_4O_{10}(O(OH)))$	01-083-3045	Flogopita 2M1
	$Mg-SiO_2-OH$	00-002-0025	Clorita

En el análisis para el dique de microgabro (Figura 30 y Tabla 20) se observan diferentes fases minerales, como son fases de plagioclasas sódicas producto de alteración hidrotermal, que podrían

corresponder a los bordes que están rodeando otras plagioclasas posiblemente cálcicas (Ver petrografía Muestra CFV-005-1); fases de hornblendas ricas en hierro y magnesio, algunas con presencia de alteración por la fase de clinocloro identificada; y fases cristalinas de feldespatos potásico (Ortoclasa y Sanidina) que como se mencionó anteriormente no pueden ser ubicadas dentro de un contexto geológico sin realizar otros tipos de análisis.

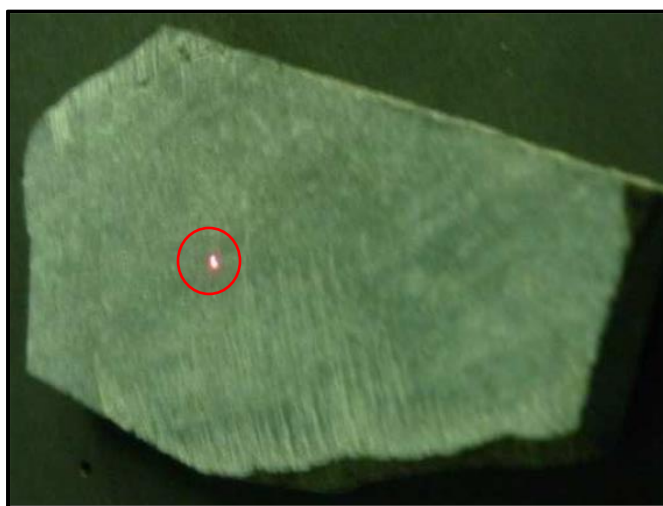


Figura 30. Zona de irradiación de los rayos x para la muestra CFV-005-1.

Tabla 20.

Resultados de análisis de microdifracción de rayos x (DRX) para la muestra CFV-005-1. Código interno 18032004.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
CRISTALINO	$K_{0.2}Na_{0.8}AlSi_3O_8$	01-083-2215	Albita
	$Ca_2(Mg, Fe)_4Al(Si_7Al)O_{22}(OH, F)_2$	01-085-2158	Ferri-hornblenda magnésica
	$(K_{0.94}Na_{0.06})(AlSi_3O_8)$	01-086-0437	Ortoclasa
	$K(Si_3Al)O_8$	00-025-0618	Sanidina
	$Ca_{0.52}Na_{0.48}(Si, Al)_4O_8$	05-001-0013	Labradorita
	$(Na_{0.84}Ca_{0.16})Al_{1.16}Si_{2.84}O_8$	01-076-0927	Albita cálcica
	$(Mg, Fe)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$	00-029-0701	Clinocloro férrico
	SiO_2	01-078-2315	Cuarzo bajo

7. Discusión

El interés económico para el MS consiste en la posibilidad de que los diferentes pulsos magmáticos que lo han afectado posean algún potencial para formar yacimientos minerales, en base a esto, se realiza una recopilación de los diferentes periodos magmáticos reportados y su posibilidad de formar yacimientos. El primer periodo magmático evidenciado corresponde a rocas graníticas sin foliación con una edad de ~482 a ~472 Ma (Van der Lelij *et al.*, 2016). El segundo periodo corresponde a un magmatismo peraluminico, con variedades calcoalcalinas y toleíticas, representadas en el Granito de Durania que tiene una edad de ~442 Ma (Van der Lelij, 2013; Botello *et al.*, 2014). Estos dos periodos estuvieron dominados por una configuración regional de margen activo durante Paleozoico Temprano como resultado de la Orogenia Famatiniana, que afecto todo el margen occidental de Gondwana, iniciado desde >~500 Ma hasta <~415 Ma (Van der Lelij *et al.*, 2016).

Una ausencia en el registro magmático para el MS se da desde ~415 Ma hasta ~270 Ma. Posteriormente, es reportado un cuerpo de riolita porfirítica de edad ~250 Ma atravesando la Formación Bocas al oeste de la Falla Bucaramanga-Santa Marta (Van der Lelij *et al.*, 2016) indicando la existencia de un magmatismo félsico escaso entre ~250 y ~225 Ma, este corresponde al tercer evento magmático registrado para el MS.

El siguiente registro magmático tiene una edad Triásico superior-Jurásico inferior, representado por distintos pulsos que conforman el Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973) el cual consta de granitoides calcoalcalinos tipo S e I, algunos ligeramente peraluminicos, con un rango de edad entre ~209 y ~194 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Dörr *et al.*, 1995, Mantilla *et al.*, 2013a; Van der Lelij, 2013; Correa *et al.*, 2016; Van der Lelij *et al.*, 2016). La

configuración tectónica para este lapso corresponde a una subducción de la placa Farallón en el margen NW de Sur América formando un arco volcánico continental (Spikings *et al.*, 2015). Se reportan rocas plutónicas de edades cretácicas por Dörr *et al.*, (1995), sin embargo, para Mantilla *et al.*, (2013a) los datos son poco confiables debido a la alteración que presentan estas rocas. Diques de 1 km de espesor aproximadamente, se encuentran cortando rocas sedimentarias post-Cretácicas (Ward *et al.*, 1973; Galvis, 1998).

El evento magmático más reciente registrado para el MS es el que ocurre entre ~14 y ~8.4 Ma (Mantilla *et al.*, 2009; Mantilla *et al.*, 2011; Cruz *et al.*, 2014) y se da específicamente en el Distrito Minero de Vetas-California (DMCV). Las rocas asociadas a este evento corresponden a cuerpos riolíticos y dacíticos porfiríticos, formadas bajo un ambiente de subducción y arco magmático (Cruz *et al.*, 2014).

El lapso Triásico Tardío-Jurásico Temprano es el episodio volumétricamente más importante en el MS, sin embargo, la presencia de volátiles no ha sido reportada en estas rocas lo que relaciona su origen a un magma anhidro sin ningún potencial para la formación de yacimientos minerales.

La presencia de mineralizaciones asociadas a rocas ígneas en el MS se restringe únicamente a las rocas de edad Mioceno, las cuales por medio de análisis químicos evidencian las altas relaciones Sr/Y y anomalías negativas de Eu, Nb y Ta indicando que el magma parental debió tener un alto contenido en volátiles y por lo tanto un alto potencial para generar yacimientos minerales tipo pórfido de Cu-Au-Mo (Mantilla *et al.*, 2013b; Cruz *et al.*, 2014).

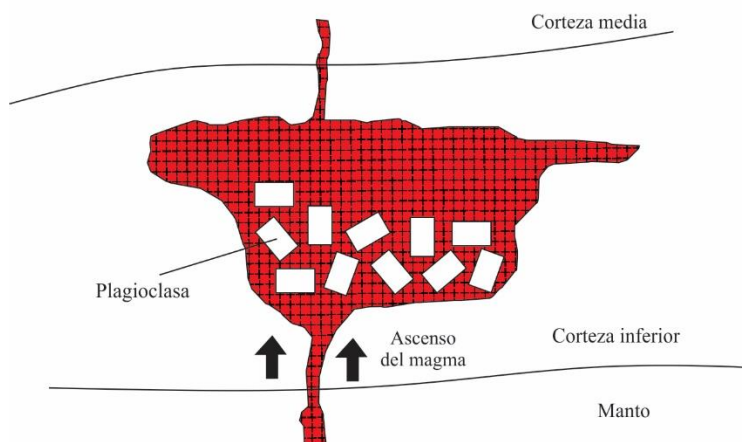
Tabla 21.

Resumen de los periodos magmáticos que han afectado el MS.

ERA	PERIODOS MAGMÁTICOS	EDAD MAGMATISMO (Ma)	CARACTERISTICAS	POTENCIAL
Cenozoico	Mioceno	~14 y ~8.4	Alto potencial de pórfidos de Au-Cu-Mo, rico en volátiles.	Si
	Cretácico	-	Básicos a ultrabásicos.	No
Mesozoico	Triásico Tardío- Jurásico Temprano	~209 y ~194	Calcoalcálico, ligeramente peraluminado y anhídrico.	No
	Triásico Temprano	~250 y ~225	-	No
	Silúrico Temprano	~442	Peraluminado.	No
Paleozoico	Ordovícico Medio	~482 y ~472	Calcoalcálico.	No

La presencia del agua juega un papel importante en la formación de depósitos minerales, a niveles de corteza inferior en los magmas que tienen un contenido pobre en H₂O (<2% *wt*) la plagioclasa es la fase líquida dominante y por lo tanto es de las primeras en cristalizar, mientras que para magmas con un contenido mayor de H₂O la fase líquida dominante a 950°C y que posteriormente cristaliza es la hornblenda (Eggler, 1972) (Figura 31). Las mineralizaciones con influencia magmática presentan abundantes evidencias que señalan que los fluidos mineralizadores han derivado de magmas hidratados durante la cristalización (Hedenquist & Lowerstern, 1994). Por lo anteriormente mencionado, los magmas hidratados tienen un mayor potencial para formar depósitos minerales, un ejemplo de esto son los magmas adakíticos que en adición con condiciones geoquímicas como el contenido de SiO₂, Al₂O₃ y Sr (Defant & Drummond, 1990), han cobrado gran importancia por su potencial para formar grandes yacimientos en la Cordillera de los Andes (Toro *et al.*, 2008).

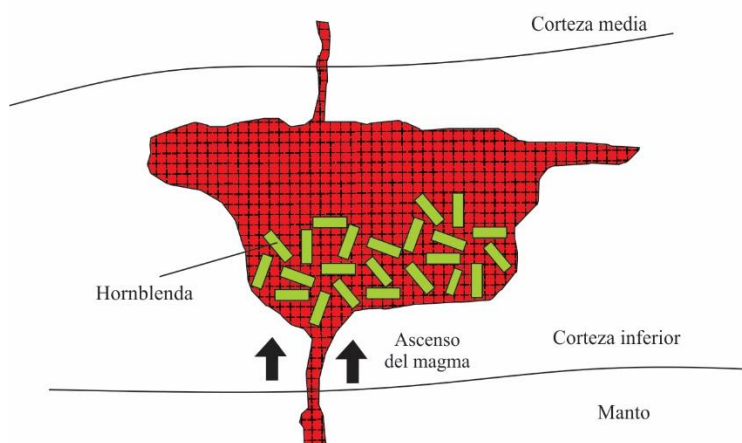
A Magma Anhidro



Interés económico



B Magma Hidratado



Interés económico



Figura 31. Cristalización primaria de minerales con relación al contenido de agua. A) Magma anhidro. B) Magma hidratado.

Durante la etapa de campo de este proyecto, en los alrededores de la vereda San Juan Nepomuceno en el municipio de San Joaquín, Santander, se encontraron rocas ígneas félsicas de edad Triásico Tardío - Jurásico Temprano pertenecientes al Batolito de Mogotes (Ward *et al.*, 1973) caracterizadas por la presencia de masas de anfíbol de 4 a 5 cm ocupando un volumen total dentro de la roca entre 15 y 45%, lo cual no ha sido reportado en la literatura ya que para este

batolito en promedio el máximo contenido de anfíbol es de 1% (Correa *et al.*, 2016) y contrasta con la petrogénesis del magma que dio origen al Batolito de Mogotes. Una percepción inicial llevo a pensar que esto correspondía a una textura cumular desarrollada en la corteza inferior a partir de un magma hidratado, por lo que podría tener un gran interés económico no registrado para este periodo de magmatismo en el MS. Sin embargo, el análisis para este intervalo de tiempo evidencia que los magmas eran pobres en contenido de H_2O y no adakíticos, descartando su potencial metalogénico, como lo indican Pinilla y Almanzar (2017) en su estudio sobre diques porfíricos de edad ~204 Ma en los alrededores del municipio de Mogotes, los que, a pesar de presentar alteración hidrotermal, vetilleo intenso y una marca geoquímica en cercanías a naturaleza adakítica (sin ser propiamente), tienen ausencia total de sulfuros en la roca.

Otra posibilidad que se contempló es el caso en el que un magma inicialmente deshidratado adquiere un contenido de agua externo y posible enriquecimiento en metales.

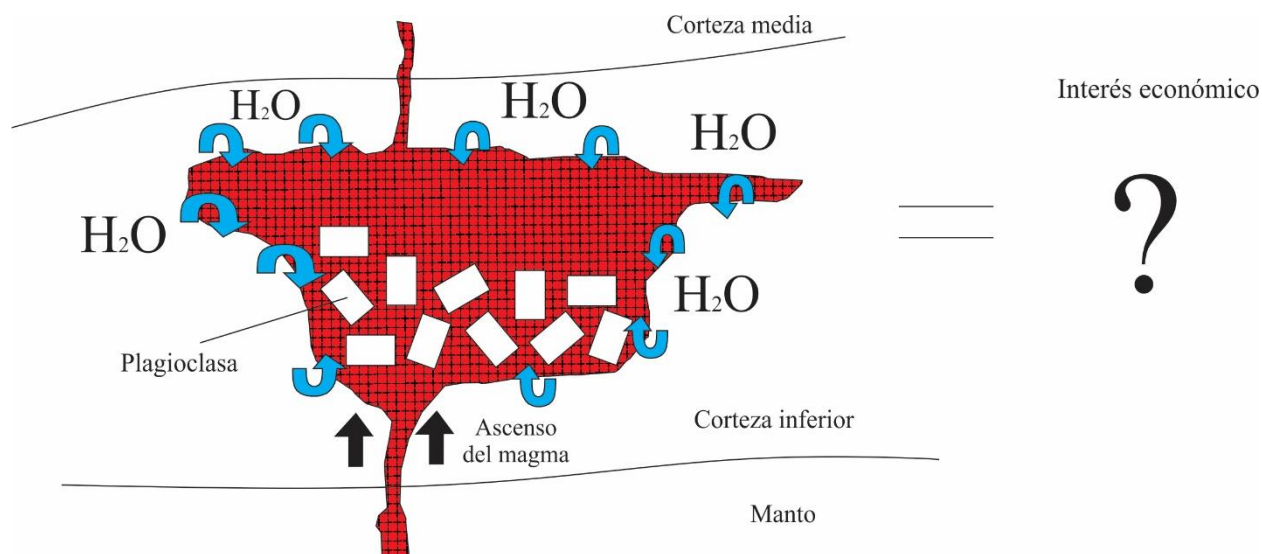


Figura 32. Caso en el que un magma anhidro es hidratado posteriormente.

Murphy (2013) explica este proceso para describir las ‘*appinite* suites’, que corresponden a un grupo de rocas plutónicas e hipoabisales coetáneas, en un rango de ultramáfico a félsico, en el cual la hornblenda es el mineral máfico dominante ocurriendo como fenocristales, con evidencia de hibridación, mezcla y cristalización fraccionada de magmas; formadas principalmente en márgenes convergentes cuando cesa la subducción. Este autor menciona que un alto contenido de H₂O en la roca puede ocasionar que el campo de estabilidad de la hornblenda se expanda en relación con olivino, piroxeno y plagioclasa. Un magma máfico a profundidad puede llegar a ser menos rico en agua, cristalizando olivino y piroxeno, a medida que asciende y se mezcla con un magma más rico en agua en niveles corticales más superficiales reacciona para formar hornblenda (Tiepolo *et al.*, 2011). El origen del agua dentro de estos sistemas magmáticos, por medio de análisis isotópicos de O-Sr-Nd indican que el agua tiene un componente juvenil, aunque esto puede estar modificado por la contaminación de la roca huésped, y un componente que puede derivarse de un manto previamente hidratado y metasomatizado en el proceso de subducción que asciende ya sea por *slab break off* o por un *slab window* (Murphy, 2013). Otra teoría es la de Sha (1995) donde se propone que magmas silíceos enriquecidos en agua pueden transferir este componente al magma máfico causando el reemplazo de olivino y piroxeno por anfíbol y biotita, esto mediante procesos como la mezcla de magmas, reacciones de hidratación y cristalización fraccionada. Las evidencias petrográficas incluyen la presencia de olivino y piroxeno alterados apareciendo con caras corroídas o reabsorbidas en inclusiones poiquilíticas dentro de anfíboles de 1-4 cm, sugiriendo que el magma máfico primario era anhidro, pero se hidrató por medio de la cristalización fraccionada (Sha, 1995; Zhong *et al.*, 2016). Los cristales de hornblenda se encuentran como textura meso y ortoacumulada, con relictos de clinopiroxenos dentro de la estructura del anfíbol, indicando la reacción entre estos dos minerales cuando el magma se hidrata

(Ding *et al.*, 2016). Murphy (2013) menciona que estas rocas pueden presentar un potencial a formar adakitas y enriquecerse en contenido de metales.

Para la zona de estudio, mediante relaciones de campo se determinó que el batolito se encuentra en contacto con rocas metamórficas hacia el NE (Figura 6). Durante los análisis petrográficos, de SEM y microdifracción de rayos X, se encontró que la percepción de cúmulos de anfíbol que contrastaría con el magmatismo reportado en el MS para el periodo Triásico Tardío – Jurásico Temprano, en realidad corresponden a xenocristales de hornblenda que hacen parte de xenolitos metamórficos de una roca con contenido rico en anfíbol, posiblemente un neis anfibolítico o anfibolita (xenolitos de este tipo de roca han sido reportados para la Cuarzomonzonita de la Corcova por Urueña, 2014).

El Batolito de Mogotes en cercanías a la zona de estudio se encuentra en contacto con la unidad Neis de Bucaramanga (En cercanías con el corregimiento de Ricaurte, municipio de San Joaquín), la cual presenta una litología de neises hornbléndicos, pelíticos y calcosilicatados para esta franja (Vargas *et al.*, 1984). Esta relación litológica indica que los xenolitos encontrados son fragmentos del Neis de Bucaramanga. Por medio de análisis petrográficos, de microscopia electrónica y microdifracción de rayos X, se encontró que los xenolitos están compuestos de hornblenda, sillimanita, moscovita, biotita, plagioclasa, cuarzo, clorita y algunos minerales opacos (Tabla 22).

La ocurrencia de minerales de origen metamórfico, junto con la no aparición de la parte máfica o ultramáfica, descarta cualquier posibilidad de que se tratase lo mencionado por Murphy (2013) y la posible implicación que esto pueda tener en los procesos de hidratación y fertilización para una posible formación de yacimientos minerales.

La presencia de hornblenda oxidada en los xenolitos se da por el cambio de hornblenda a oxihornblenda que ocurre cuando el magma está por encima de los 850 °C, perdiendo algunos oxhidrilos generando oxidación del hierro ferroso a férrico (Leveratto, 1968). Ocurrencia de minerales hidratados en la composición de los xenolitos como xenocristales de hornblenda, cristales de biotita, moscovita y clorita, pueden realizar un aporte de agua al magma anhidro que asimila la roca anfibólica durante el emplazamiento. Esto genera que los xenocristales de hornblenda tengan delgados bordes de reabsorción caracterizados por abundantes minerales opacos (FIGURA 15F y 16D) indicando un mínimo desequilibrio entre el xenocrystal de hornblenda y el magma.

Tabla 22.

Diagrama general de formación de minerales en base a todas las muestras analizadas.

MINERAL	FASE			
	ORTO-MAGMÁTICA	XENOLITOS Y XENOCRISTALES	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	ALTERACIÓN SUPERGENA
Qz ₁	-----			
Qz ₂			-----	
Qz _m		-----		
Pl ₁	-----			
Pl ₂			-----	
Pl _m		-----		
Kfs	-----			
Ms ₁	-----			
Ms ₂			-----	
Ms _m		-----		
Sill		-----		
Bt _i	-----			
Bt _m		-----		
Chl			-----	
Chl _m		-----		
Ser			-----	
Hbl		-----		
Opq	-----	-----		
Zrn	-----			
Óxidos de hierro				-----

Con lo anteriormente mencionado, el ingreso de minerales hidratados (que hacen parte de los xenolitos) en magmas anhidros formadores de los granitoides del Batolito de Mogotes, debió tener lugar en niveles superiores de la corteza, generando un aporte casi nulo de agua al sistema reflejado por los delgados bordes de reacción en los xenocristales de hornblenda, no permitiendo una mayor liberación de agua de la estructura cristalina de los minerales, posiblemente por las condiciones tectónicas y propias del magma durante el emplazamiento y la asimilación. Esta interpretación permite pensar que la eficacia de la fertilización (en relación con un posible enriquecimiento en metales) y la hidratación de los magmas por la interacción entre el magma/roca encajante parece decrecer de manera significativa a medida que se acerca a niveles superiores de la corteza. Sin embargo, esto corresponde a una estimación inicial debido al alcance de este proyecto, que debe ser profundizada en otros estudios y con diferentes métodos geoquímicos.

7.1 Metasomatismo y alteraciones hidrotermales

La presencia de moscovita reemplazando cristales de plagioclasa, junto con la presencia de bordes de albita reemplazando feldespato potásico cuando están en contacto con plagioclasa (Figura 18C y 19B), indica que la roca sufrió procesos de metasomatismo. La moscovita es formada cuando un fluido hidrotermal ingresa en los microporos de la plagioclasa y la descompone, removilizando el ion Ca y dejando Na, Al y posiblemente Si, mientras que el H₂O y el K se integran posteriormente cristalizando sericita que servirá como centro de nucleación para que se forme nueva moscovita (Rong & Wang, 2016). El fluido hidrotermal que forma la albita debe ser rico en Na y Ca, este se mueve a través del límite de grano (frente metasomático) entre plagioclasa y feldespato potásico que tienen diferente orientación cristalográfica, e intercambia el K por el Na formando la nueva albita hacia los bordes (Rong & Wang, 2016). El origen de las texturas peritítica (Figura 18B) y mirmequítica (Figura 18A y 15B) es un enigma entre teorías de exsolución y metasomatismo

(Ashworth, 1972 en Yuguchi & Nishiyama, 2008), sin embargo, Rong & Wang (2016) indican que su origen se da por procesos de metasomatismo.

Dos tipos de alteraciones hidrotermales están afectando las rocas del batolito, los xenolitos y los diques de microgabro. La primera corresponde a una alteración propilítica representada por los minerales de epidota + clorita + albita 2 (Figura 19A, 21C y 21F), afectando principalmente minerales máficos como hornblenda y biotita, y minerales félsicos como plagioclasa. Esta alteración representa temperatura de los fluidos entre 200-350 °C, generalmente isoquímicos y en respuesta a un metasomatismo por H⁺ (Robb, 2005). La segunda alteración está representada por la sericita gruesa + cuarzo conocida como alteración fílica (Lowell & Gilbert, 1970), en donde la intensa sericitización que afecta minerales de plagioclasa y feldespato potásico, hace imposible en algunos sectores reconocer cual mineral se está alterando. La alteración de los feldespatos por sericita o por una mica blanca se da en un amplio rango de temperaturas de los fluidos, resultado de un proceso de hidrolisis (Robb, 2005). Ardila y Ayala, (2017) con análisis geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar a la sericita presente en la alteración fílica que afecta el Batolito de Mogotes, indica una edad de ~184 Ma sugiriendo que este evento hidrotermal ocurre cuando inicia el colapso del arco magmático Triásico Tardío - Jurásico Temprano donde las fallas generadas sirven como conducto para los fluidos hidrotermales. Junto a estas dos alteraciones hipógenas, se evidencia una alteración supérgena representada por los óxidos de hierro distribuidos sobre algunos minerales y también rellenando fracturas.

7.2 Diques máficos

El origen de los microgabros en forma de diques cortando las rocas del Batolito de Mogotes (Figura 12) está relacionado con la extensión y el posterior colapso del orógeno cuando cesa la subducción, y podría estar asociado con el evento que forma los basaltos de la Formación Nogontova, la cual

tiene un rango de edad Triásico hasta Jurásico medio (Moreno-Sánchez *et al.*, 2016). Durante los análisis de microscopía electrónica de barrido y microdifracción de rayos X, fases minerales de feldespatos potásicos fueron registradas para estas rocas máficas, no obstante, para obtener alguna interpretación debe estar acompañado con análisis de química mineral y geoquímica de roca total para así diferenciar la serie magmática y la configuración tectónica en la que se formó. La roca que compone este dique presenta alteración fílica y propilítica, lo que indica que el emplazamiento es previo a la edad de alteración hidrotermal fílica (~184 Ma por Ardila y Ayala, 2017).

8. Conclusiones

El reporte en este trabajo de importantes cantidades de anfíbol en cuerpos ígneos del Batolito de Mogotes contrastaba con la petrogénesis de estos magmas que se relaciona con magmas ligeramente peraluminicos, no adakíticos y anhidros. Esto llevo a pensar que correspondía a procesos de interacción entre magmas derivados del manto y los de corteza inferior que son ambientes favorables para la hidratación y fertilización de magmas estériles en términos de contenido de metales. Sin embargo, considerando la ausencia de estos procesos anteriormente mencionados en las rocas aquí estudiadas, se concluye de manera preliminar que la incorporación de fragmentos de la roca caja compuesta de minerales hidratados (en este caso de xenocristales y xenolitos ricos en anfíboles) en los magmas que dieron origen a los granitoides estudiados, debió ocurrir en niveles superiores de la corteza, en donde la eficacia de la fertilización y la hidratación de los magmas por interacción entre el magma y roca encajante decrece de manera significativa a medida que se acerca a niveles superiores de la corteza.

Las rocas ígneas consisten en monzogranitos y granodioritas que dentro de su estructura presentan fragmentos de la roca caja correspondiente a neises hornbléndicos y anfibolitas pertenecientes al Neis de Bucaramanga. El contacto entre estas dos unidades se da en cercanías de la zona de estudio (al noreste), por lo que este sería el lugar más cercano en donde ocurrió la asimilación, evidenciado por la presencia de rocas con un pseudobandeamiento entre la parte félsica del batolito y la parte metamórfica del neis (Muestra CFV-009-1).

Por medio de la petrografía, el SEM y la microdifracción de rayos X se identificó que los xenolitos presentan una composición mineralógica de hornblenda (algunas oxidadas) como xenocristal y relacionada con otros minerales metamórficos como sillimanita, moscovita (férrica y magnésica), biotita, flogopita, plagioclasa, cuarzo, clorita y minerales opacos como ilmenita, hematita y magnetita. Químicamente la mayoría de los xenocristales de hornblenda están alterándose a clorita hidrotermal por lo que es complicado caracterizarlos, sin embargo, los que se conservaron parcialmente muestran un empobrecimiento en Ca y un alto contenido de Fe.

Evidencias de metasomatismo como albitización, moscovitización hetero-orientada y textura mirmequítica, junto con la presencia de alteración propilítica y fílica, indican una intensa actividad de fluidos hidrotermales posiblemente durante el colapso del arco Triásico Tardío – Jurásico Temprano (~184 Ma por Ardila y Ayala, 2017).

Diques máficos están cortando las rocas ígneas del batolito en este sector y presentan alteraciones hidrotermales, por lo que podrían estar relacionados con la etapa más temprana del colapso orogénico (<184 Ma).

9. Recomendaciones

- Caracterizar petrográficamente el Neis de Bucaramanga en el sector del corregimiento de Ricaurte, para conocer a detalle su composición y su posible metamorfismo de contacto durante la intrusión del Batolito de Mogotes
- Realizar trabajos de campo y geoquímicos más profundos para buscar xenolitos de rocas con minerales ricos en agua para profundizar sobre la implicación que tienen estos minerales cuando entran al sistema magmático a niveles superficiales de la corteza.
- Realizar estudios geocronológicos y de geoquímica de roca total a los diques de microgabros reportados en este trabajo, con el fin de entender su temporalidad e implicación tectónica en el MS.

Referencias Bibliográficas

- Amaya, S. (2012). Caracterización Petrográfica y Petroológica de las Migmatitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamentos de Norte de Santander y Santander (Tesis de maestría). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Ardila, D. y Ayala, A. (2017). Estudio mineralógico-petrográfico de las alteraciones hidrotermal presentes en las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín (Macizo de Santander, Colombia) (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Botello, F., Mantilla, L., y Colegial, J. (2014). Edad U-Pb en zircones y contexto tectónico de formación del Granito de Durania (Macizo de Santander, Colombia). *Memorias XI Semana Técnica de Geología y I Geosciences anual meeting*. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Buitrago, A. y Moreno, C. (2017). Estudio mineralógico petrográfico de las litologías basales de la formación floresta aflorantes en áreas del municipio de San Joaquín (Departamento Santander) (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Cediel, F., Shaw, P. and Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. *AAPG Memoir*, 79, 815-848.
- Clavijo, J. (1994). *Mapa geológico generalizado del Departamento de Norte de Santander, Memoria Explicativa*. Informe interno Ingeominas.
- Cooper, M., Addison, F., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J. and Taborda, A. (1995). Basin development and

- tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bulletin*, 79 (10), 1421-1443.
- Cordani, U., Cardona, A., Jiménez, D., Dunyi, L. and Nutman, A. (2003). Geochronology of the Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: Tectonic History of remnants from a fragmented Grenville Belt. *X Congreso Geológico Chileno*. Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
- Correa, A., Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Mogotes*. Informe interno: Servicio Geológico Colombiano. Medellín, Colombia.
- Cruz, N., Carrillo, J. y Mantilla, L. (2014). Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfiríticas aflorantes en la quebrada Ventanas (municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): implicaciones metalogénicas. *Boletín de Geología UIS*, 36(1), 103-118.
- Defant, M. and Drummond, M. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Ding, L., Ma, C., Li, J. and Wang, L. (2016). Geochronological, geochemical and mineralogical constraints on the petrogenesis of appinites from the Laoniushan complex, eastern Qinling, central China. *Chemie der Erde*, 76(4), 579-595.
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G. and Kramm, U., (1995). Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite–granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2), 187-194.
- Eggler, D.H. (1972). Water-saturated and undersaturated melting relations in the Parícutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Miner. Petrol.*, 34, 261-271.

- Galvis, V.J., 1998. Una caldera volcánica en el Macizo de Santander, Colombia. *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, 22, 355-362.
- García, C., Ríos, C. and Castellanos, O. (2005). Medium-pressure metamorphism of the Silgará Formation in the central Santander Massif, eastern cordillera, Colombian Andes: constraints for a collision model. *Boletín de Geología*, 27(2), 43-68.
- Gillespie, M. and Styles, M. (1999). *BGS Rock classification scheme: The Classification of Igneous Rocks*. British Geological Survey Research Report.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F. and Mehnert, H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, and Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 750(D), 44-49.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-526.
- Ibanez, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G., and Mora, A. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191 (1), 58-77.
- Jiménez, G., Speranza, F., Faccena, C., Bayona, G., and Mora, A. (2015). Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a <3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 12-22.
- Le Maitre, R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236.

- Leveratto, M. (1968). Geología de la zona al oeste de Ullun-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXILI*, 129-157.
- Lowell, J. and Gilbert, J. (1970). Lateral and Vertical Alteration Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, 65, 373- 408
- Mackenzie, W.S., & Guilford, C., (1996). Atlas de Petrografía. Minerales formadores de roca en lamina delgada. MASSON, S.A., 98.
- Mantilla, L. (2003). *Guía de laboratorios de petrología ígnea*. Bucaramanga, Colombia: Editorial Universidad Industrial de Santander.
- Mantilla, L., Valencia, V., Barra, F., Pinto, J. y Colegial, J. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiriticos del distrito aurífero de Vetas-California (Dpto de Santander, Colombia). *Boletín de Geología UIS*, 31(1), 31-43.
- Mantilla, F., Mendoza, H., Bissig, T. y Hart, C. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo Mioceno en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, 33(1), 43-58.
- Mantilla, F., Bissig, T., Valencia, V. y Hart, C. (2013a). The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 235-249.
- Mantilla, F., Bissig, T., Mendoza, H., Rueda, J., Cruz, N., Pinilla, O., Reyes, S., Mendoza, M., Suarez, G., Sánchez, S., Palacio, A., Rojas, J., Reyes, J., Mendoza, G., Carrillo, J., León, H., y Hart, C. (2013b). Consideraciones sobre el magmatismo Neógeno en el Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia) y su relación con la metalogénesis

- del Au (\pm Ag, Mo, Cu). *XIV Congreso Colombiano de Geología y Primer Simposio de Exploradores*. Bogotá, Colombia.
- Mantilla, L., García, C.A., y Valencia, V. (2016). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología UIS*, 38 (1), 33-50.
- Mantilla, L. y García, C. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (Sector SW del macizo de Santander). *Boletín de Geología UIS*, 40(1), 123-144.
- Melgarejo, J-C., (1997). *Atlas de asociaciones minerales en lamina delgada*. Barcelona, España: Ediciones Universidad de Barcelona.
- Moreno-Sánchez, M, Gómez, A. y Catillo, H. (2005). La Formación Floresta Metamorfoseada (*sensu Ward et al.*, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. *Memorias X Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá, Colombia.
- Moreno-Sánchez, M., Toro, L., Gómez, A. y Ruiz, E. (2016). Formación Nogontova, una nueva unidad litoestratigráfica en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*. 38(2), 55-62.
- Murphy, J.B., 2013. Appinite suites: a record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Science Reviews*, 119, 35–59.
- Pinilla, D. y Almanzar, J. 2017. Estudio geológico de los diques riódacíticos porfiríticos aflorantes en el sector del Cerro de las Antenas (Municipio de Mogotes, Departamento de Santander) (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.

- Restrepo, J. J. y Toussaint, J. (1988). Terranes and continental accretion in the colombian Andes. *Episodes*, 7, 189-193.
- Restrepo-Pace, A. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data (Tesis doctoral). University of Arizona, Tucson, Estados Unidos.
- Restrepo-Pace, A. and Cediel, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 764-771.
- Ríos, C. y García., C. (2001). Primera ocurrencia de los tres polimorfos de Al_2SiO_5 en las rocas metapelíticas de la Formación Silgará, región suroccidental del Macizo de Santander. *Boletín de Geología UIS*, 23(38), 51-59.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming process*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing Company.
- Robertson, S. (1999). Rock classification scheme, classification of metamorphic rocks. Nottingham. *British Geological Survey*.
- Rodríguez, D., Hernández, O. y Krammer, A. (2009). Modelo estructural de la falla de soapaga a partir de correlación espectral de anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología UIS*, 31(2), 35-50.
- Rong, J. y Wang F. (2016). *Metasomatic textures in granites*. Evidence from petrographic observation. Beijing, China: Springer Mineralogy.
- Royero, J. y Vargas, R. (1999). Geología del departamento de Santander. *Ingeominas*.

- Royero, J., y Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander, Memoria Explicativa. *Informe Ingeominas*, Bogotá.
- Sha, L. (1995). Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic–silicic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. *Earth-Science Reviews*, 39, 59-90.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. y Langone, A. (2011). High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52, 1011–1045.
- Toro, L., Alvarán, M, y Borrero, C. (2008). Rocas con afinidad adakítica al sur-este de Manizales: Rasgos petrogenéticos y geoquímicos. *Boletín de Geología UIS*, 31(2), 49-60.
- Urueña, C. y Zuluaga C. (2011). Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cépita, Berlín y Vetas – Santander. *Geología colombiana edición especial*, 36, 37-56.
- Urueña, C. 2014. Metamorfismo, termocronología y exhumación del Neis de Bucaramanga (Macizo de Santander, Colombia) (Tesis Maestría). Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- 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 (Tesis doctoral). Université Genève, Ginebra, Suiza.

- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., and 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.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. y Téllez, N. (1984). Geología de la plancha 136 Málaga. Escala 1:100.000. *Informe Ingeominas*.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes landsat TM. *Boletín de Geología UIS*, 27(44), 81-94
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., y Taboada, A. 2017. Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. *Memorias XVI Congreso Colombiano de Geología. Y III Simposio de Exploradores*. Santa Marta, Colombia.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. *U.S. Geological Survey e Ingeominas*.
- Whitney, D & Evans. B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogis*, 95, 185-187.
- Yuguchi, T., & Nishiyama, T. 2008. The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-difussion modeling based on petrography: Case study of Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lihos*, 106 (3-4), 237-260.
- Zhong, Y., Wang, L., Zhao, J., Liu, L., Ma, C., Zheng, J., Zhang, Z., & Luo, B. 2016. Partial melting of an ancient sub-continental lithospheric mantle in the early Paleozoic intracontinental regime and its contribution to petrogenesis of the coeval peraluminous granites in South China. *Lithos*, 264, 224-238.