

Caracterización mineralógica y génesis de las venas hidrotermales presentes en el Batolito de
Mogotes (Vereda las Flores, Mogotes, Santander)

Diego Andres Jerez Rincon, Keyla Tatiana Rodríguez Almeyda

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo (a)

Director

Luis Carlos Mantilla

Ph.D en Geología Económica

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingeniería Físicoquímicas
Escuela de Geología
Bucaramanga
2018

Dedicatoria

A DIOS que me permitió cumplir este sueño de la Geología con toda su guía por este camino, a EL le debo esto y todo lo que he logrado durante mi corta vida.

A mis padres que incansablemente han luchado para sacarme adelante durante toda mi vida sin importar las dificultades del diario vivir, creyendo en mí y apoyándome plenamente durante la realización de esta meta, gracias por tanto amor.

A mi tía Socorro Jerez que fue una luz en los diferentes momentos adversos durante este trayecto, permitiéndome alcanzar este logro y no haber desfallecido en alguno de los diferentes momentos desfavorables.

A todos mis familiares que partieron de este mundo, gracias por el gran cariño y creer en mí.

A mis amigos y compañeros que creyeron y me acompañaron durante este trayecto de la vida, gracias por sus consejos, enseñanzas y todas esas numerosas fiestas que fueron momentos agradables e inolvidables que perduraran por siempre.

DIEGO ANDRES JEREZ RINCON

A la madre tierra que con su divinidad y grandeza me ha enseñado el valor de mis raíces, el saber vivir en armonía y equilibrio así como lo es su naturalidad sin premios ni castigos, sólo consecuencias; a ella que siendo un libro abierto para todos, me permitió observarla, dibujarla, conocerla, estudiarla, predecirla y entenderla.

A Dios

A mis padres Javier Rodríguez & Claudia Almeyda por inculcarme la importancia de la educación, por llenarme de valores para ser una mujer íntegra, independiente y soñadora, por permitirme volar y construirme como persona, por el amor que siempre me han brindado y el apoyo emocional y económico para lograr cada propósito de mi vida.

A mi hermana Silvia Rodríguez que siempre ha estado junto a mí, que en su papel de hermana menor me ha enseñado grandes cosas y me motiva para ser una gran persona y mujer como ejemplo a seguir de ella.

A mi tía Patricia Almeida a quien quiero como una madre, por su apoyo y compañía incondicional, por sus buenos consejos, y su gran fe en mí para siempre perseverar y cumplir todos mis sueños.

A mi abuela Miryam Celis por su gran ejemplo de mujer luchadora y enseñarme el valor del amor.

Al grupo de Geoespeleología UIS y Semillero de Patrimonio Geológico UIS, especialmente a Dani, Jorge, Zafra, Alan, Cristian, Juan Di, Sebas, Negro Martín, Juli y el profesor Carlos Ríos por la constante compañía, esfuerzo, aprendizaje, giras y momentos compartidos en el descubrimiento del mundo subterráneo, también por inculcar en mí el trabajar a partir del compromiso y la labor social que tenemos desde nuestra formación profesional.

A Angel, Nicolás, Katherine, Cachama, Pollo, Alejandra, mis Xtra por su amistad, por los consejos, por las grandes historias, por tantas risas y atardeceres, por tantas noches de luces y felicidad, por su apoyo y compañía.

A todos los amigos que conocí en esta etapa y camino de mi vida, a los que estuvieron, los que no están y los que aún me acompañan quienes han dejado en mí grandes enseñanzas y experiencias. Gracias por tantos momentos.

A la Universidad de Campinas y todas las personas que conocí en esta experiencia, por el aprendizaje y experiencias vividas en esta etapa que ha sido una de las más bonitas y enriquecedoras de mi corta vida.

Keyla Rodríguez Almeyda

Agradecimientos

Los mayores agradecimientos a nuestro alma mater, Universidad Industrial de Santander por la oportunidad de adquirir conocimientos, pensamiento crítico y ser una profesional al servicio social.

A la Escuela de Geología, cuerpo administrativo, docentes y compañeros por permitirnos ser una amalgama de sus conocimientos.

Al director de este proyecto; el profesor Luis Carlos Mantilla Figueroa, por brindar el conocimiento y amistad en este agradable camino para el aprendizaje de esta interesante ciencia; la geología.

Al Laboratorio de Microscopia Electrónica del Parque Tecnológico Guatiguará (UIS), especialmente al profesor Carlos Alberto Ríos por facilitar su acceso y al profesor Carlos Chacón por ser un guía en los análisis microscópicos realizados.

Al laboratorio de Rayos-X del Parque Tecnológico Guatiguará adscrito a la Vicerrectoría de Investigación y Extensión de la Universidad Industrial de Santander, en especial, al director del laboratorio, el profesor Ph.D, José Antonio Henaó Martínez.

Al laboratorio de corte y preparación de secciones delgadas de la Universidad Industrial de Santander, en especial a Luis Eduardo Garrido (Lucho) por acompañarme en este proceso y por brindarme su amistad.

A los estudiantes y compañeros de campo II por localizar las venas hidrotermales objeto de estudio y brindarnos la información adquirida por ellos.

A las personas del municipio de Mogotes que nos acogieron muy amablemente.

Por ultimo quisiera agradecer a los profesores y amigos, que de una u otra forma ayudaron para forjar con sus dudas y opiniones este trabajo.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción	21
1. Objetivos	22
1.1 Objetivo General	22
1.2 Objetivos Específicos	22
2. Generalidades del área de estudio	23
2.1. Localización de la zona de estudio	23
2.2. Vías de acceso	25
3. Marco geológico	26
3.1. Marco geológico regional: El macizo de Santander	26
3.2. Marco geológico local: El batolito de Mogotes	28
3.3. Marco tectónico y estructural	29
3.3.1 Falla Bucaramanga-Santa Marta	31
3.3.2 Falla de Boyacá	32
3.3.3 Falla de Chaguacá	32
4. Metodología	34
4.1. Etapa 1: Pre-campo	34
4.2. Etapa 2: Trabajo de campo	34
4.2.1. Etapa 2.1	34

4.2.2. Etapa 2.2.....	34
4.3. Etapa 3: Post-campo.....	35
4.3.1. Trabajo de laboratorio.....	35
4.3.2. Trabajo de oficina.....	35
5. Resultados.....	35
5.1. Petrografía.....	35
5.1.1. Descripción macroscópica.....	36
5.1.2. Microscopía óptica.....	44
5.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM).....	52
5.2.1. Muestra PDK002 (Sección Delgada).....	53
5.2.2 Región 2 sección PDK002.....	56
5.2.3 Muestra PDK004-01.....	58
5.2.4 Muestra PDK004-02.....	60
5.2.5 Muestra PKJ07-04.....	62
5.3. Micro difracción y difracción convencional de rayos X (DRX).....	63
5.4. Modelo Genético.....	69
6. Discusión.....	73
8. Conclusiones.....	81
Recomendaciones.....	83
Referencias bibliográficas.....	85

Lista de Tablas

Tabla 1. Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160001.	64
Tabla 2. Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160002.	65
Tabla 3. Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160003 para los diferentes puntos.	67
Tabla 4. Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160004 para los diferentes puntos.	68
Tabla 5. Tabla paragenética del área de estudio	72

Lista de Figuras

Figura 1. Localización geográfica del área de estudio. a) Tomado y modificado de Mantilla et al., 2016, Configurable map viewer del SGC (http://srvags.sgc.gov.co/JSViewer/Atlas_Geologico_colombiano_2015/) y b) Tomado y modificado de Royero y Vargas, 1999 (INGEOMINAS)	24
Figura 2. Mapa de vía de acceso al área de estudio (Vereda las Flores). Tomada de google earth y modificada por los autores	25
Figura 3. Marco tectónico del noroeste de Sur América. NAB: Bloque Norte Andino; Car: Placa Caribe; NCZ: Placa Nazca; Coc: Placa Cocos; Nam: Placa de Norte América; Afr: Placa Africana; GS: Escudo Guyana. Tomado de Cediel, et al., 2003.....	26
Figura 4. Esquema tectónico del Departamento de Santander. Tomado de Royero y Clavijo, 2001.....	30
Figura 5. Esquema estructural del Departamento de Santander. Tomado de Royero y Clavijo, 2001.....	31
Figura 6. Imagen en la que se muestra el área de estudio aproximada, mediante un rectángulo rojo, en relación a las fallas que hacen parte de la estructura dúplex. Tomado de Velandia, 2005.	33
Figura 7. Afloramiento del área de estudio localizado en las coordenadas: 1°125.497 E, 1°209.546 N, litológicamente correspondiente al Batolito de Mogotes. Tomada por los autores.	37
Figura 8. Batolito de Mogotes en estado de saprolito y afectado por la lixiviación del contenido de hierro que presenta la vena de cuarzo presente. Fotografía tomada por los autores.	37

Figura 9. Muestra PKJ 04-04-01, vena de relleno hidrotermal del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.	39
Figura 10. Muestra PKJ 04-04-01, vena de relleno hidrotermal con sus minerales característicos. Fotografía tomada por los autores.....	40
Figura 11. . Muestra PKJ 04-04-04, vena de relleno hidrotermal 1 del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.	41
Figura 12. Foto mostrando la disposición de la vena seccionada en tres partes sobre el afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.	42
Figura 13. Muestra PKJ 04-04-05, vena de relleno hidrotermal 2 del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.	43
Figura 14. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en las que se observan los tres tipos de cuarzo identificados, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.	46
Figura 15. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran dos tipos de sericita (Ser 1 y Ser 2) identificados, Fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS	47
Figura 16. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran un tercer tipo de sericita (Ser 3) identificada, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.	48
Figura 17. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran dos tipos de hematita (Hem 1 y Hem 2) identificados, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS	49

- Figura 18. Microfotografías en nicols cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestra un tercer tipo de hematita (Hem 3) identificada, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.50
- Figura 19. Microfotografías en nicols cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestra grafito incluido en hematita, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.51
- Figura 20. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) – UIS.53
- Figura 21. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) – UIS.54
- Figura 22. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 4 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) – UIS.54
- Figura 23. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) – UIS.55
- Figura 24. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 5 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) – UIS.56

- Figura 25. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 región 2 sección PDK002, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....57
- Figura 26. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 región 2 sección PDK002, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....57
- Figura 27. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....58
- Figura 28. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....58
- Figura 29. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....59
- Figura 30. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 4 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....59
- Figura 31. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.....60

- Figura 32. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.61
- Figura 33. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) – UIS.61
- Figura 34. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PKJ07-04, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) –UIS.62
- Figura 35. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK001 con código interno (18160001).64
- Figura 36. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK003 con código interno (18160002).65
- Figura 37. . Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto verde con código interno (18160003).66
- Figura 38. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto rosado con código interno (18160003). ...66
- Figura 39. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto amarillo con código interno (18160003)..67
- Figura 40. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK003 punto azul con código interno (18160004).68

Lista de Apéndices

Los apéndices están adjuntos en el CD y puede visualizarlos en base de datos de la biblioteca UIS”

Apéndice A. Inventario de muestras

Apéndice B. Figuras y descripciones Microscopía

Apéndice C. Tablas y figuras resultados Microscopía de barrido electrónico (SEM)

RESUMEN

TITULO: CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GÉNESIS DE LAS VENAS HIDROTERMALES PRESENTES EN EL BATOLITO DE MOGOTES (VEREDA LAS FLORES, MOGOTES, SANTANDER)

AUTORES: Diego Andrés Jerez Rincón**; Keyla Tatiana Rodriguez Almeyda**.

PALABRAS CLAVE: Fluido hidrotermal, paleofluidos, Batolito de Mogotes, paragenético, caracterización mineralógica, génesis.

DESCRIPCIÓN:

Las fallas geológicas cercanas al municipio de mogotes permitieron el ascenso de paleofluidos que precipitaron con dirección NW-SE encajados en el Batolito de Mogotes como venas que se encuentran recubiertas por una fina capa de óxidos, manifestándose de manera puntual en la vereda Las Flores, aproximadamente a 400m al Este del municipio de Mogotes. Mediante observaciones petrográficas, análisis SEM+EDS, DRX y micro-DRX se determinaron las composiciones mineralógicas y sus relaciones texturales identificando 7 eventos paragenéticos relacionados con la formación de estas venas los cuales son: un primer evento de alteración Qz+Ser, un segundo evento de depositación en fracturas de Monacita-Ce (LREE), Ce, Ba, MnO, Al, Ti, Pd y formación de Moscovita con impurezas de vanadio-bario y Cromfilita, un tercer evento tectono-hidrotermal generando brechamiento con composiciones principalmente de Qz+Ser en clastos y una cementación de hematita coetáneamente, un cuarto evento de precipitación de hematita post-brechamiento por un fluido hidrotermal y formación de cavidades sin completo relleno de hematita, un quinto evento de precipitación de pirita±cuarzo en cavidades formadas durante el evento anterior, un sexto evento de disolución parcial de algunas cavidades del evento cinco y precipitación de grafito, un séptimo y último evento de alteración supérgena de la mineralogía generando caolinita, oxidación y el recubrimiento de la vena por una capa fina de óxidos. A partir de estos resultados es generado un modelo genético preliminar para la formación de estas venas con un posible evento tectónico leve.

*Trabajo de Grado

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

ABSTRACT

TITLE: MINERALOGICAL CHARACTERIZATION AND GENESIS OF THE HYDROTHERMAL VEINS PRESENT IN THE BATOLITO DE MOGOTES (VEREDA LAS FLORES, MOGOTES, SANTANDER)

AUTHOR: Diego Andrés Jerez Rincón**; Keyla Tatiana Rodriguez Almeyda**.

KEYWORDS: Hydrothermal fluid, paleofluids, Batolito de Mogotes, paragenetic, brechamiento, mineralogical characterization, genesis.

DESCRIPTION:

The geological faults near to Mogotes municipality allowed paleo-fluids ascent that precipitated in NW-SE direction, present as embedded veins that are covered by a thin layer of oxides manifesting in punctual manner in Las Flores path, approximately 400m east of Mogotes municipality. Through petrographic observations, SEM + EDS, XRD and micro-XRD analysis, mineralogical compositions and their textural relation were determined by identifying 7 paragenetic events related to the formation of these veins, which are: a first alteration event Qz + Ser, a second event of deposition in Monacita-Ce fractures (LREE), Ce, Ba, MnO, Al, Ti, Pd and Muscovite formation with vanadium-barium impurities and Cromfilite, a third tectono-hydrothermal event generating brecciation with compositions mainly of Qz + Ser in clasts and hematite cementation coetaneously, a fourth event of post-brecciated hematite precipitation by an hydrothermal fluid and formation of cavities without complete hematite filling, a fifth pyrite ± quartz precipitation event in cavities formed during the previous event, a sixth event of partial dissolution of some cavities of fifth event and graphite precipitation, a seventh and last event of supergene alteration of the mineralogy generating kaolinite, oxidation and the coating of the vein by a thin layer of oxides. From these results, a preliminary genetic model for the formation of these veins with a possible mild tectonic event is generated.

*Bachelor Thesis

**Physicochemical Engineering Faculty. Geology School. Adviser: Luis Carlos Mantilla Figueroa, Geologist PhD.

Introducción

La circulación de fluidos y sus productos a través de la corteza ha sido objeto de estudio a lo largo de los años debido a la ocurrencia de diferentes concentraciones de minerales de interés económico para la industria. Las propiedades fisicoquímicas de estos fluidos que han ascendido han sido una de las características importantes para el entendimiento de su génesis y en algunos casos una herramienta importante para la formulación de los modelos predictivos en el hallazgo de yacimientos minerales. Al Este del municipio de Mogotes se encuentra evidencia directa de dicha circulación de fluidos, con la ocurrencia de venas hidrotermales de óxidos±sulfuros-Cuarzo principalmente y encajadas en el Batolito de Mogotes asociadas al control tectónico del área, que proporcionan las estructuras de deformación necesarias para el ascenso y precipitación de fluidos hidrotermales introducidos en la roca encajante mencionada anteriormente.

Sin embargo, no existen trabajos que caractericen a detalle la ocurrencia de estas venas, por tanto es de gran importancia la realización de este estudio, en el cuál la información y datos adquiridos juegan un papel importante en el aporte del conocimiento geocientífico del Macizo de Santander y la formulación de modelos predictivos en el hallazgo de yacimientos minerales.

Con el fin de identificar la mineralogía, relaciones texturales, eventos hidrotermales asociados y evolución geológica de la ocurrencia de estas venas hidrotermales encajadas en rocas graníticas del Batolito de Mogotes caracterizadas por sus contenidos de óxidos de hierro, sulfuros, cuarzo+sericita se formula la presente propuesta de trabajo de grado en modalidad de investigación.

Este trabajo busca aportar conocimiento al estudio del Macizo de Santander y consigo a los eventos que afectan a la Cordillera Oriental de Colombia, al igual que aspira generar nuevos

estudios en este acerca de los procesos tectono – hidrotermales que lo afectan con el fin de esclarecer su posible potencial metalogénico y de ser así procurar el constante trabajo por un desarrollo sostenible del municipio, contribuyendo al mejoramiento de la calidad de vida y el desarrollo social y económico de las comunidades, respetando la diversidad y las prácticas ambientales en la industria minera del país.

Para cumplir con el propósito de este trabajo, se utilizaron diferentes técnicas y métodos que aportaron información valiosa para el estudio de estas venas entre los que se encuentran análisis macroscópicos, microscópicos de luz transmitida, microscopía de barrido electrónico (SEM-EDS), análisis convencionales de Difracción de Rayos X (DRX) y micro difracción de Rayos X.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Realizar una caracterización mineralógica del material de relleno de las venas hidrotermales aflorantes en el sector de la vereda las Flores (Municipio de Mogotes, Santander), y establecer un modelo preliminar de su formación.

1.2 Objetivos Específicos

- Realizar una revisión y un análisis de la información geológica disponible sobre el área objeto de estudio, para fines de su contextualización en el marco de la geología local y regional.

- Ejecutar trabajos de campo con fines de poder establecer las relaciones entre las diferentes litologías aflorantes en el área de estudio y su relación con las estructuras hidrotermales y de deformación allí identificadas.
- Elaborar análisis macro- y microscópicos de los materiales de relleno de las venas y de sus alteraciones hidrotermales asociadas, en aras de identificar los procesos de interacción fluido-roca que tuvieron lugar durante su formación.
- Efectuar análisis puntuales de DRX y SEM, para fines de precisar las fases minerales asociadas a los materiales de relleno de venas y de sus alteraciones hidrotermales asociadas.
- Realizar análisis de química elemental de los materiales de relleno de venas, para fines de establecer la posible presencia de valores anómalos de algunos metales.
- Establecer a la luz de los nuevos datos, un modelo preliminar de génesis de las venas hidrotermales objeto de estudio.

2. Generalidades del área de estudio

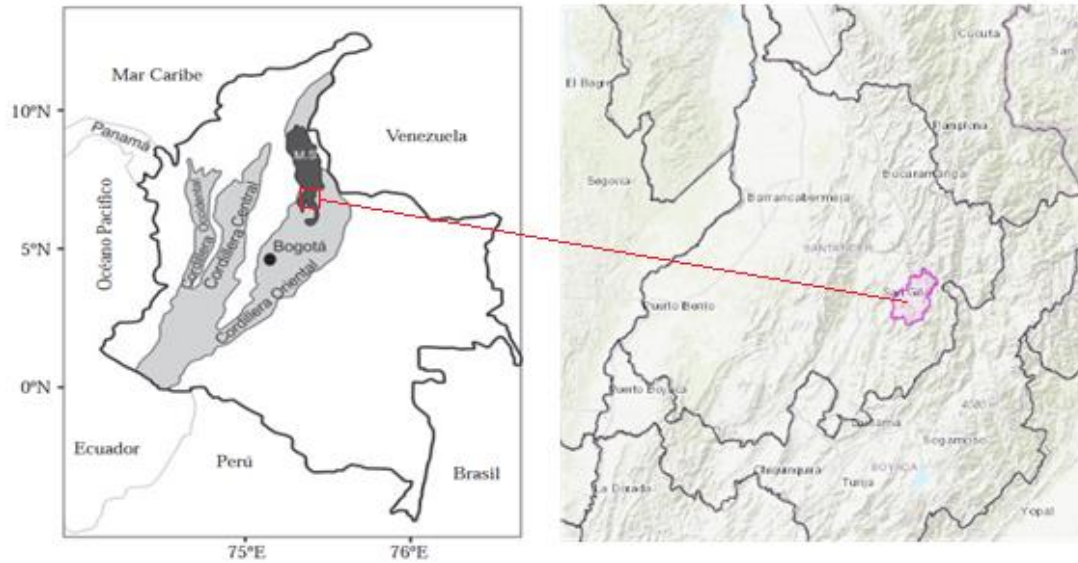
2.1. Localización de la zona de estudio

El área de estudio se localiza sobre la parte Este de la Cordillera Oriental del Sistema Andino de Colombia, en el Macizo de Santander, a una distancia aproximada de 4 Km hacia el NE del municipio de Mogotes sobre la vereda Las Flores. La zona de estudio se encuentra en la plancha topográfica 136-III-C del Instituto Geográfico Agustín Codazzi y es delimitada por las siguientes coordenadas planas:

X: 1'210.000 Y: 1'124.000

X: 1'208.000 Y: 1'127.000

a)



b)

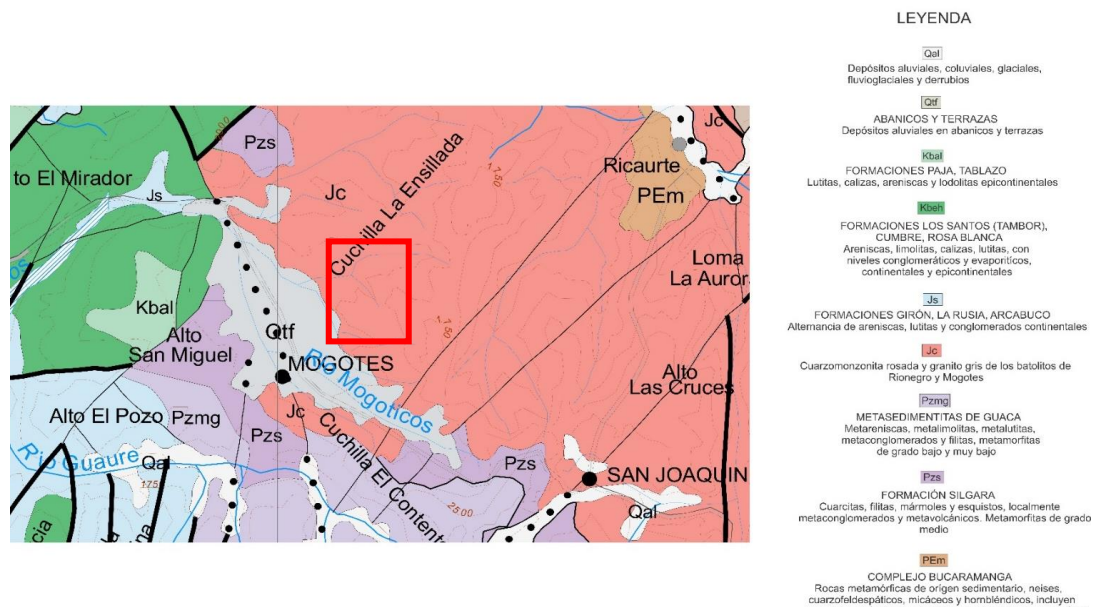


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio. a) Tomado y modificado de Mantilla et al., 2016, Configurable map viewer del SGC (http://srvags.sgc.gov.co/JSViewer/Atlas_Geologico_colombiano_2015/) y b) Tomado y modificado de Royero y Vargas, 1999 (INGEOMINAS)

2.2. Vías de acceso

Para llegar a la zona estudiada se toma la vía alterna que se encuentra NE del municipio de Mogotes; esta vía tiene alrededor de 3.5 Km hasta llegar al área de interés.

Cabe aclarar que la plancha topográfica 136-III-C se encuentra desactualizada por lo cual dificulta un poco el camino de llegada a la zona, debido a que la plancha indica 2 desvíos, de los cuales solo se encuentra el desvío hacia la vereda Capellanía.

La vía es un carreteable destapado, el cual en las partes más cercanas a la zona presenta características deficientes debido a que a los lados de la carretera se presentan cárcavas de aproximadamente metro y medio de anchura.

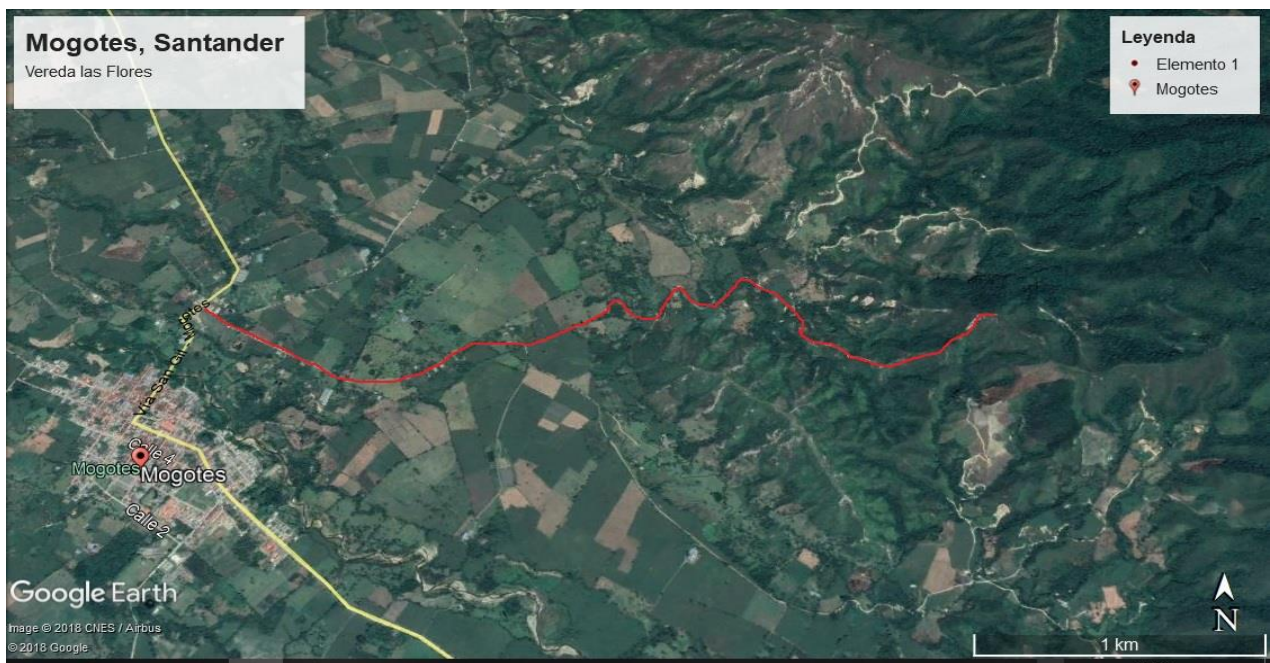


Figura 2. Mapa de vía de acceso al área de estudio (Vereda las Flores). Tomada de google earth y modificada por los autores

3. Marco Geológico

3.1. Marco geológico regional: El macizo de Santander

Geológicamente el trabajo se encuentra localizado a nivel regional sobre el Macizo de Santander (MS), este cuerpo se encuentra dentro del Sistema Andino de Colombia (SAC), el cual hace parte del Bloque Andino (Pennington, 1981) o además llamado Andes del Norte (Gansser, A., 1973; Alemán y Ramos, 2000) conformados por los Andes Colombianos, los Andes de Mérida y Ecuatorianos. Es fundamental el estudio del Macizo de Santander para conocer gran parte de los procesos acontecidos desde edades precámbricas hasta el día de hoy en la Cordillera Oriental e incluso en el margen noroeste de Sur América.

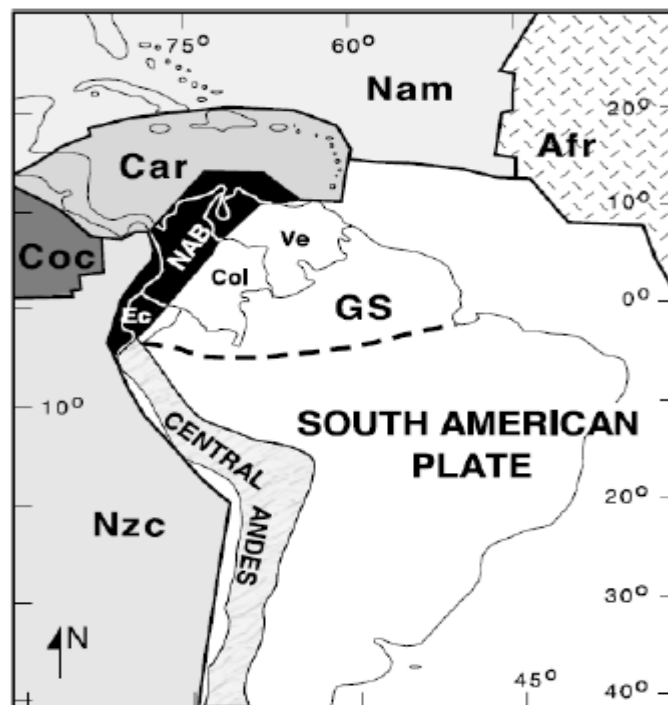


Figura 3. Marco tectónico del noroeste de Sur América. NAB: Bloque Norte Andino; Car: Placa Caribe; Nzc: Placa Nazca; Coc: Placa Cocos; Nam: Placa de Norte América; Afr: Placa Africana; GS: Escudo Guyana. Tomado de Cediel, et al., 2003.

Las rocas que conforman el MS son rocas predominantemente de tipo metamórficas, las cuales se ven afectadas por la intrusión de diversos cuerpos ígneos y sobre los flancos de sus depresiones tectónicas afloran rocas sedimentarias de edades Paleozoicas, Mesozoicas, Terciarias y Cuaternarias (Ward et al., 1973; Evans, 1977; Mendoza et al., 1979; Royero y Clavijo, 2001).

Las unidades geológicas que comprenden las rocas metamórficas del MS son: Gneis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará s.s., Esquistos del Chicamocha, Ortogneis de Berlín, Filitas de San Pedro, Metasedimentitas de Guaca, Metasedimentitas de la Quebrada la Virgen, formación Floresta Metamorfoseada y Formación Mogotes (Ward et al., 1973; Clavijo, 1994; Restrepo-Pace, 1995; García y Ríos, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Moreno-Sanchez et al., 2005; Mantilla et al., 2016 a y b; entre otros), estas unidades conforman el basamento cristalino del MS, siendo el Gneis de Bucaramanga la unidad más antigua y con mayor grado de metamorfismo.

Rocas ígneas de edad Triásico-Jurásico son identificadas igualmente en el MS, representadas principalmente por batolitos, stocks y diques. El Grupo Plutónico de Santander presenta una variedad de unidades que lo integran, algunas de estas son: Tonalita y granodiorita del Plutón de Páramo Rico, Cuarzomonzonita de la Corcova, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, Granito de Pescadero, Granito de Durania, Batolito de Mogotes, Batolito de Rionegro (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Dorr et al., 2015). Rocas graníticas, flujos lávicos y materiales vulcanoclásticos y volcanosedimentarios de edades Triásico tardío – Jurásico temprano también son identificados en el MS (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Dorr et al., 1995, Royero y Clavijo, 2001; Mantilla et al., 2013; Van Der Lelij, 2013).

3.2. Marco geológico local: El batolito de Mogotes

La unidad que abarca la zona de estudio en su totalidad corresponde al Batolito de Mogotes, unidad definida por Ward et al., (1973), se caracteriza en su extensión por tener un largo de 40 km y 15 km de ancho aproximadamente en su parte más amplia. Se reporta una edad de 196 ± 6 Ma definida por Goldsmith et al., (1971) por medio de una muestra del Granito de Pescadero a la cual se le realizó datación radiométrica K/Ar que debido a su semejanza se considera una fase del mismo batolito.

Sus características mineralógicas definen el Batolito de Mogotes en su masa principal como una cuarzomonzonita biotítica de color rosado naranja, gris rosácea o blanca rosácea, equigranular a subporfirítica y granito predominantemente equigranular de grano medio. En sección delgada la textura de la cuarzomonzonita, es hipidiomórfica y ligeramente inequigranular. Se compone de oligoclasa, Fld K, Qtz, Bt, los accesorios son: apatito, Oxido de Fe, Zircón y Alanita. Clorita, epidota y sericita son comúnmente secundarios. La esfena está presente sólo en rocas relativamente ricas en biotita que alcanzan la composición de la granodiorita. Algunas variedades de grano fino son blancas y aplíticas en textura, contienen Albita y oligoclasa sódica y la textura micrográfica o micropegmatítica es común. Las variedades porfiríticas difieren solo en que tienen fenocristales de micropertita (Ward et al., 1973).

Esta unidad se encuentra en contacto intrusivo con Gneis de Bucaramanga, Ortogneis y Esquistos del Silgara (s.l.), además existe un contacto tectónico con rocas de bajo grado de metamorfismo con las rocas que fueron mal denominadas como Formación Floresta Metamorfoseada según Ward et al., (1973) al oriente del batolito, en cambio con esta misma unidad se encuentra en contacto intrusivo al occidente pero esta área ha sido denominada como Formación Mogotes según Moreno-Sánchez et al., (2005).

3.3. Marco tectónico y estructural

El territorio Santandereano se encuentra ubicado en el nororiente colombiano de Los Andes, el cual es un territorio geológicamente complejo y tectónicamente dinámico. Su formación está relacionada con la interacción de las placas tectónicas Nazca, Caribe y Suramérica. El territorio de Santander es subdividido en tres provincias tectónicas las cuales son: Macizo de Santander, conformado por los bloques de Floresta, Cucutilla, Pamplona y de Ocaña; Valle Medio del Magdalena, y la Cordillera Oriental, según el esquema tectónico presentado por Clavijo, et al. (1993) en Royero y Clavijo, (2001).

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Provincia Macizo de Santander y hace parte del Bloque Floresta, el cual según Royero y Clavijo, (2001) está caracterizado tectónicamente por fallas inversas y de cabalgamiento e incluye pequeños pliegues de dirección predominante hacia el SW-NE. Los límites que presenta son al oriente por las fallas de Soápaga y Bucaramanga-Santa Marta y al occidente por la Falla de Riachuelo. Está constituido principalmente por rocas metamórficas precámbricas y paleozoicas, y rocas ígneas paleozoicas y mesozoicas.

Con respecto a las estructuras presentes en el territorio santandereano, han sido identificados tres estilos estructurales y fueron interpretadas tres regiones estructuralmente bien definidas del departamento: uno de fallamiento en bloques en la región oriental; otro de plegamientos en la región central y el graben del Magdalena en la región occidental.

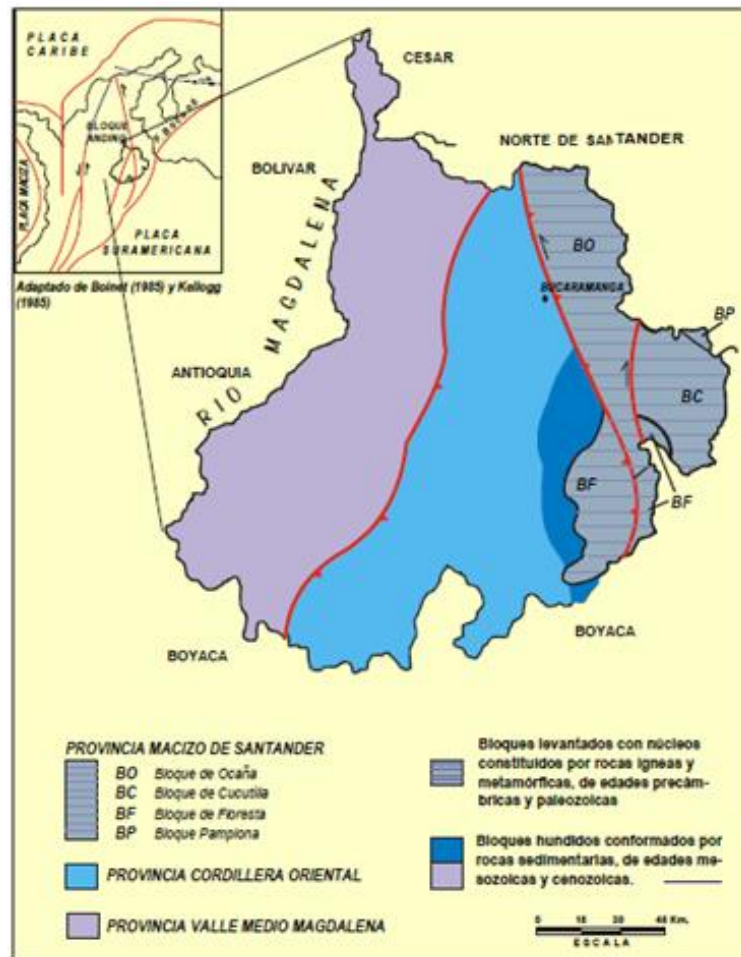


Figura 4. Esquema tectónico del Departamento de Santander. Tomado de Royero y Clavijo, 2001.

La región central está localizada entre la Falla de Bucaramanga-Santa Marta al oriente y la Falla La Salina al occidente, geográficamente conforma la cadena montañosa de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental, en donde se destacan estructuras anticlinales y sinclinales amplias, limitadas por fallas inversas y de cabalgamiento con inclinación hacia el oriente (Royero y Clavijo, 2001), en esta región es donde se encuentra localizada la zona de estudio, en la parte más próxima a la Falla Bucaramanga-Santa Marta en el oriente.

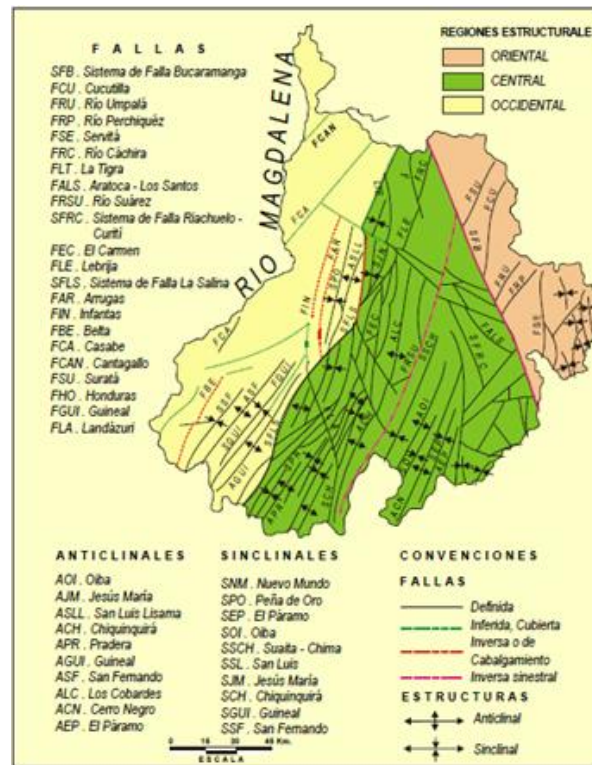


Figura 5. Esquema estructural del Departamento de Santander. Tomado de Royero y Clavijo, 2001

3.3.1 Falla Bucaramanga-Santa Marta. Estructura muy evidente y de gran extensión que cruza la región centro-oriental del Departamento de Santander, en dirección aproximada N20°W, considerada como un sistema de fallas de rumbo (Campbell, 1965; León, 1991; Vargas y Niño 1992; Clavijo, et al., 1993; Clavijo, 1994a en Royero y Clavijo, 2001), con movimiento sinistral, cuyo desplazamiento es calculado por Campbell (1965) y Tschanz, et al. (1969, 1974), en Royero y Clavijo, 2001, en unos 100 a 110 km; tiene una componente vertical importante, según Julivert (1958, 1961), Ward, et al. (1973), París y Sarria (1988), Royero (1994), en Royero y Clavijo, (2001), que hace que esta falla se comporte en algunos sectores como inversa y en su extremo meridional aún de cabalgamiento (Boinet, 1985 en Royero y Clavijo, 2001). Según Velandia, (2005) la Falla Bucaramanga es una estructura transcurrente, con desplazamiento

sinistral desde el Neógeno, que al sur se amortigua en una serie de cabalgamientos y de fallas inversas (Boinet et al., 1989 en Velandia, 2005), como las fallas de Soapaga y Boyacá.

3.3.2 Falla de Boyacá. También conocida como Falla de Onzaga, esta falla aparece como satélite de la de Bucaramanga. En su extremo norte apenas es un alineamiento en el ígneo del Batolito de Mogotes, pero hacia el sur adquiere importancia sirviendo de límite oeste a una franja cretácica de forma sinclinal que se conserva como retazo interno dentro del Macizo. Su movimiento parecer ser muy vertical pues su traza es muy rectilínea y además esta falla separa el Batolito de Mogotes de la Cuarzo monzonita de Santa Rosita. (Vargas, H., et al., 1981).

La Falla Boyacá se identifica a lo largo de los ríos Onzaga y Susa; de carácter regional y de tipo inverso; su trazo es claro desde Onzaga hasta el occidente de Paipa, y cabalga rocas del Jurásico sobre sedimentarias cretácicas y paleógenas (Vargas et al., 1987, Ulloa et al., 1998, Renzoni y Rosas, 1983 en Velandia, 2005). El trazo relacionado con esta muestra una dirección aproximada NW-SE hasta una latitud de $6^{\circ}15'$, similar a la de la Falla Bucaramanga, de la cual se desprenden como su prolongación hacia el sur, y cambian desde esta latitud su tendencia regional a NE-SW. Para el primer segmento en continuación de la Falla de Bucaramanga, la Falla Boyacá es interpretada diferente a la cartografía regional que la muestra como una estructura independiente desde la bifurcación de la Falla Bucaramanga, su trazo desde el norte hasta el Municipio de Onzaga se asume como una estructura que tiene continuación al sur y es conocida en la cartografía de Vargas et al. (1984) como Falla Chaguacá, la cual se vuelve a unir al trazo de la Falla Soapaga cerca de los 6° de latitud norte, y configuran así un bloque asociado a una estructura lineal de tipo regional (Velandia, 2005)

3.3.3 Falla de Chaguacá. Tiene una dirección en su parte más septentrional NW-SE cambiando hacia el sur por una dirección NE-SW. Esta falla podría representar una de las

expresiones más meridionales de la Falla de Bucaramanga. Hacia el norte se conjuga con la Falla de Boyacá y hacia el sur su identificación dentro del Macizo de Floresta es difícil. (Vargas, H., et al., 1981).

Según Del Real y Velandia, (2013) la Falla de Chaguacá es una estructura con un movimiento importante en rumbo sinistral, el cual deja evidencias geomorfológicas propias de este tipo de fallas como los ganchos de fallas y otras morfoestructuras como los lomos de presión, de obturación, en forma de ballena y trazos Riedel y Antiriedel.



Figura 6. Imagen en la que se muestra el área de estudio aproximada, mediante un rectángulo rojo, en relación a las fallas que hacen parte de la estructura dúplex. Tomado de Velandia, 2005.

La falla Soapaga junto con un segmento de la Falla Boyacá y la Falla Chaguacá configuran una estructura dúplex cuya disposición y fallamiento interno confirman un movimiento transcurrente con desplazamiento lateral izquierdo causado por cizalla simple. El movimiento de rumbo de estas fallas se suma al componente inverso con el que han sido tradicionalmente caracterizadas cuando se les relaciona con la continuación y el amortiguamiento de la falla Bucaramanga hacia el sur. (Velandia, 2005).

4. Metodología

Para el desarrollo y alcance de los objetivos planteados en este proyecto, se llevará a cabo el cumplimiento de las siguientes etapas que a su vez constan de sub etapas:

4.1. Etapa 1: Pre-campo

Esta etapa se basa en la recopilación de información de estudios geológicos llevados a cabo en el área de estudio, utilizando diversas bases de datos existentes y relevantes de diferentes fuentes bibliográficas como artículos, trabajos de grado, libros, mapas, memorias explicativas, informes de campo sobre la geología y antecedentes del área de interés, etc.; obteniendo dicha información por medio de la base de datos de la biblioteca UIS, ELSEVIER, INGEOMINAS, Google académico. La información recopilada es analizada para posteriormente tener en cuenta los principales rasgos geológicos relacionados con el presente proyecto.

4.2. Etapa 2: Trabajo de campo

Esta etapa consta de dos subetapas las cuales son:

4.2.1. Etapa 2.1. Reconocimiento la zona de estudio: consta de la delimitación del área de estudio y se realiza un análisis básico de fotogeología a partir de fotografías aéreas en las que se busca identificar los rasgos geomorfológicos y estructurales más importantes del área. Por otra parte, se identifica la ruta de acceso más factible y de mayor aprovechamiento.

4.2.2. Etapa 2.2. Muestreo: se accede a la zona de interés en la cual se realiza el reconocimiento y control de las unidades litológicas aflorantes, en este caso el Batolito de Mogotes; posterior a esto se realiza un muestreo a las venas de interés que se encuentra sobre esta unidad.

4.3. Etapa 3: Post-campo

4.3.1. Trabajo de laboratorio. Con la culminación del trabajo de campo se inicia la realización del trabajo de laboratorio. En esta sub etapa se llevarán a cabo diferentes análisis para conocer y argumentar los resultados del proyecto, entre los análisis realizados se encuentran: análisis macroscópicos de las muestras de mano, análisis microscópicos de sección delgada, análisis puntuales de micro-difracción de rayos X y difracción de rayos X, finalmente análisis de SEM (Microscopia electrónica de barrido) y EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy).

4.3.2. Trabajo de oficina. Esta sub etapa es dividida en otras dos, las cuales corresponden: Análisis e interpretación de datos (mediante los datos e información obtenidos en la medida en que se avanzó en el proyecto, se procederá a generar una interpretación de acuerdo a estos) y realización del informe final (por medio de la recopilación de toda la información, datos e interpretación logrados se compilará todo de una manera pertinente para la redacción del informe final).

5. Resultados.

5.1. Petrografía

El estudio petrográfico realizado en las muestras recolectadas en campo fue dividido en una fase de petrografía macroscópica y una fase de petrografía microscópica. En la primera fase se trabaja con 6 muestras de mano recolectadas de las venas de estudio en campo, y en la segunda fase se describió 1 sección delgada convencional recolectada en trabajo de campo 2. Las muestras fueron descritas según sus características mineralógicas y texturales observadas en diferentes escalas, posteriormente se hizo la selección de muestras para la adecuación de chips y junto con

una sección delgada para análisis SEM, luego de esto se recurre a realizar difracción convencional y micro-DRX en las demás muestras de interés.

5.1.1. Descripción macroscópica

5.1.1.1. Batolito de Mogotes. La litología aflorante en el área de estudio corresponde a las rocas plutónicas del Batolito de Mogotes de textura fanerítica holocristalina leucocrática hipidiomórfica equigranular con cristales que presentan un tamaño grueso (≥ 2 mm < 8 mm) según la clasificación de Gillespie y Styles (1996). Esta litología presenta una intensa meteorización desarrollándose en estado de saprolito pero con la conservación de su textura granuda relictas, sus suelos son de coloraciones cremas a pardo y más naranja rosados en algunos casos.

Su clasificación modal es realizada con la Guía de laboratorios de petrología ígnea de Luis Carlos Mantilla Figueroa, (2003) y corresponde a una cuarzomonzonita, los cuales se componen principalmente de Feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y en menor medida biotita, y en sus minerales secundarios se evidencia sericita y caolinita (estas como resultado de la alteración supérgena que sufren los feldespatos y las plagioclasas por medio del proceso de hidratación); en el contacto entre el batolito de Mogotes y la vena es posible observar cuarzo+sericita en algunas zonas, en la que se sobre impone una alteración supérgena la cual provoca la alteración de la sericita a caolín en ciertas ocasiones. Entre otras observaciones que presenta esta litología en el afloramiento de interés es una coloración roja parduzca más intensa en el contacto inferior de esta con la vena, siendo evidenciada solo en superficie y dada por la lixiviación del contenido de hierro que presenta la vena de cuarzo presente.

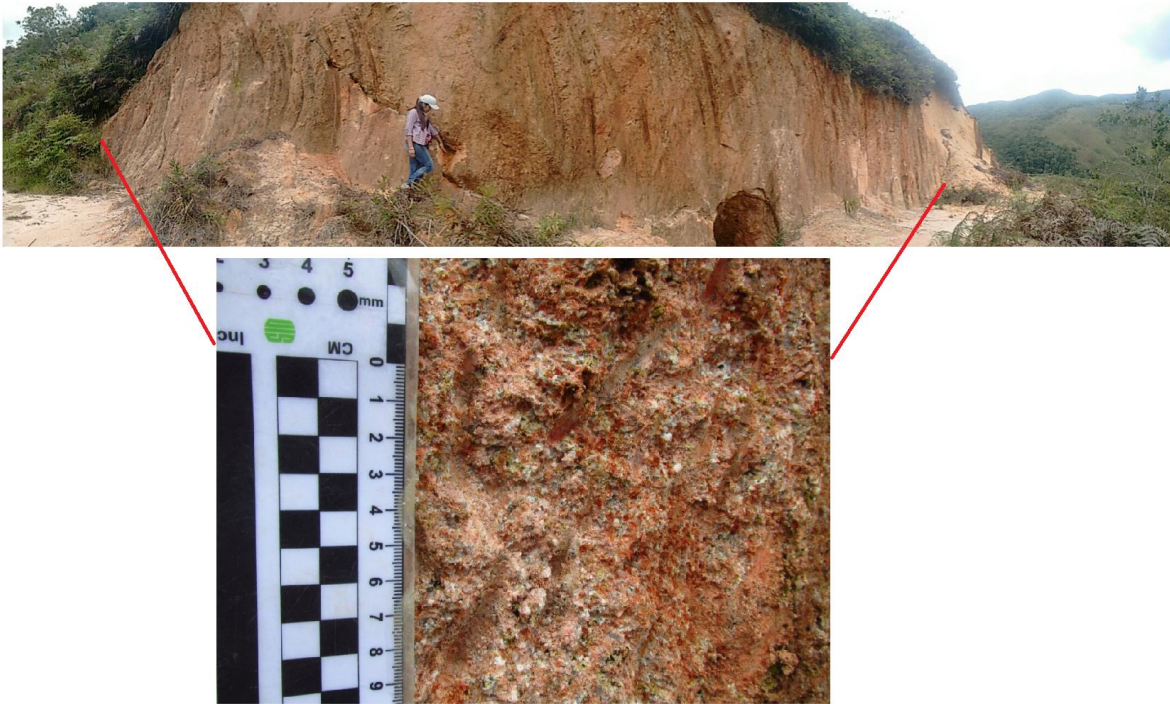


Figura 7. Afloramiento del área de estudio localizado en las coordenadas: 1'125.497 E, 1'209.546 N, litológicamente correspondiente al Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.



Figura 8. Batolito de Mogotes en estado de saprolito y afectado por la lixiviación del contenido de hierro que presenta la vena de cuarzo presente. Fotografía tomada por los autores.

5.1.1.2. Venas de relleno hidrotermal. Las venas de relleno hidrotermal encontradas en la zona de estudio, se encuentran sobre las coordenadas 1.209.546 N y 1.125.497 W (A 400m de la vereda las Flores), estas venas fueron muestreadas aproximadamente cada 70cm, de forma general se caracterizan por ser macizas, tienen un espesor variable que va de 5 a 8cm a lo largo de estas y una dimensión limitada lateralmente de aproximadamente 9-11m y en este punto se pierde en profundidad, siendo entonces una manifestación muy puntual de estas.

Las venas son prácticamente paralelas entre ellas y cortan el Batolito de forma oblicua, por medio de observaciones detalladas removiendo partes superficiales se observa que dos de éstas corresponden a la misma vena, solo que por eventos tectónicos esta fue desplazada más o menos 15cm la una de la otra. La dirección de la vena 1 en azimut de rumbo es de 282/43, la de la vena 2 en azimut de rumbo es 274/39.

Fueron recolectadas 6 muestras de las dos venas (2 muestras de la primera sección de la vena 1, 2 muestras de la segunda sección de la vena 1 y 2 muestras de la vena 2), de las cuales solo se describirán las que presentan una diferencia marcada entre ellas.

La muestra es tomada en la parte más alta y accesible de la vena como se señala en la foto, encontrada en las coordenadas $1'125.497 E$, $1'209.546 N$, corresponde a la muestra PKJ 07-04-01 y sus dimensiones son 19.5cm de ancho y 8cm de alto. En el contacto inferior de la vena se evidencia una coloración rojiza en la roca caja debida por la lixiviación del contenido de hierro de la vena presente como se mencionaba anteriormente, por otra parte en el contacto superior en el afloramiento se presentan pequeñas micas en asociación con cuarzo. Los contactos tanto superior como inferior son casi rectos a lo largo de la zona en la que es posible su observación.



Figura 9. Muestra PKJ 04-04-01, vena de relleno hidrotermal del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.

La vena en esta sección es de coloración blancuzca grisácea con partes rojizas vino tinto, en cuanto a los minerales que la componen se distingue la presencia de cuarzo (60%), hematita (18%), pirita(7%), caolinita (3%), sericita (12%). Se observa que la vena es dominada por la presencia de clastos que a nivel macroscópico se identifica que están compuestos de cuarzo+sericita con tamaños mayores a 2mm pudiéndose denominar una brecha cementada por óxidos, siguiendo las recomendaciones que se encuentran en Davies, et al., (2008).

Además, se identifican estructuras irregulares con altos contenidos de hematita en las que se encuentran cavidades rellenas con cristales de pirita y cuarzo lechoso subhedrales, así como también cavidades vacías con la ausencia de pirita y con cuarzos lechosos levemente oquerosos como cuarzo vuggy con bordes de disolución en sus paredes, además se presenta la ausencia de materiales reaccionables ante la presencia del ácido clorhídrico (HCL).

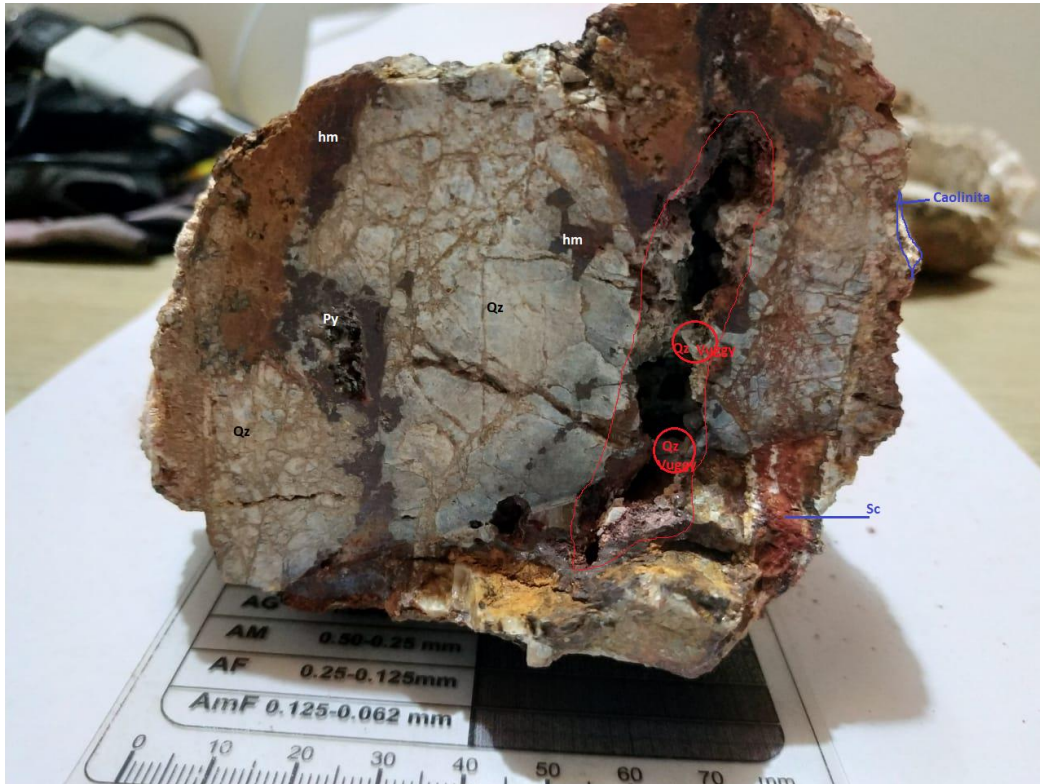


Figura 10. Muestra PKJ 04-04-01, vena de relleno hidrotermal con sus minerales característicos. Fotografía tomada por los autores.

La siguiente sección muestreada se toma a aproximadamente 150cm de la muestra PKJ 04-04-01, esta es encontrada en las coordenadas mencionadas anteriormente, en la cuál la vena se encuentra cortada por un desplazamiento vertical como se puede evidenciar en la figura 11; sus dimensiones son 14 cm de ancho y 12 cm de alto. De base a tope la muestra se caracteriza por la coloración rojiza intensa de la roca caja correspondiente a la alteración hematítica supérgena que deja la lixiviación del contenido de hierro de la vena, en contacto casi recto con la presencia de pequeñas micas en asociación con cuarzo en el limite superior.



Figura 11. Muestra PKJ 04-04-04, vena de relleno hidrotermal 1 del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.

En cuanto a minerales observados mediante descripción de muestra de mano, se distingue la presencia de cuarzo (10%), hematita (83%), caolinita (4%), sericita (3%). La vena presenta en esta parte una disminución del contenido de clastos y un aumento considerable en la proporción de la estructura con alto contenido de hematita con coloraciones más intensas, además presenta cavidades como en la primera sección de esta vena, pero ya no se encuentran cuarzos levemente oquerosos ni pirita, de igual forma esta cavidad no reacciona al HCL. Las cavidades con ausencia de material de relleno suelen ser denominadas Vug, vugh o vugg; término acuñado por los mineros de Cornulles que definen una cavidad de tamaño pequeño a mediano dentro de la roca o dentro de venas que se forman a través de procesos tectónicos, en brechas de colapso, por

procesos de erosión o disolución según definiciones con su etimología encontradas en diferentes diccionarios en <http://www.memidex.com/vug#etymology>.

La vena es cortada por un desplazamiento vertical dejando partes que se pierden en profundidad hacia la parte de la cárcava dificultando su muestreo como se muestra en la Figura 12.

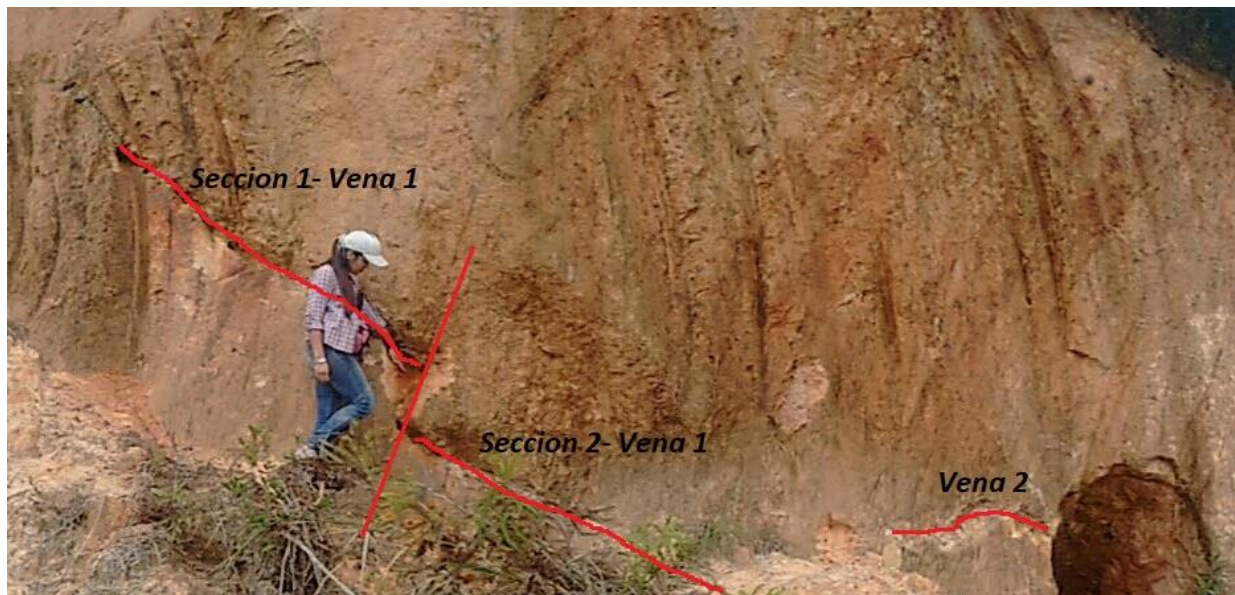


Figura 12. Foto mostrando la disposición de la vena seccionada en tres partes sobre el afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.

La siguiente muestra corresponde a la vena 2, Figura 13, y es identificada como PKJ-04-04-05, se encuentra en el mismo afloramiento de coordenadas 1'125.497 E, 1'209.546 N, esta vena se pierde a profundidad en la cárcava evidenciada y además presenta una disminución de espesor, pero con características muy similares a las que se presentan en la muestra PKJ 04-04-01 de la vena 1.



Figura 13. Muestra PKJ 04-04-05, vena de relleno hidrotermal 2 del afloramiento de interés sobre el Batolito de Mogotes. Fotografía tomada por los autores.

En esta muestra la vena presenta una proporcionalidad en sus componentes, entre los que se distingue la presencia de cuarzo (45%), hematita (33%), caolinita (7%), sericita (15%). La vena presenta en mayor proporción clastos con composiciones de cuarzo-sericita, se encuentran cavidades rellenas de pirita asociadas a la estructura hematítica que presenta una dirección similar a la vena. En esta sección las muestras de vena tomadas no presentan cavidades con ausencia de material relleno.

Las venas se encuentran asociadas principalmente de forma espacial y con direcciones similares a una estructura denominada por su ubicación como Falla Las Flores, también se encuentra aledaña a la Falla de Lebríja, mostrada en Velandia, F. et al., (2017), con direcciones NW-SE. Además, son reconocidas fallas aledañas a estas con direcciones NE-SW siendo transversales a las estructuras anteriormente mencionadas posiblemente por ser fallas secundarias

relacionadas con la falla de Lebrija denominadas Fallas de San Roque debido a la quebrada de San Roque y su disposición paralela a esta. Estas últimas posiblemente son las responsables del desplazamiento vertical que fracciona la vena en tres partes.

El material con el que se desarrolló este trabajo se encuentra en el apéndice A (Inventario de muestras).

5.1.2. Microscopía óptica. El análisis petrográfico fue realizado a una sección delgada cuya muestra es ideal debido a que se aprovechan sus dimensiones conteniendo la mayor parte de los componentes identificados macroscópicamente en las venas. La identificación mineralógica y textural es realizada mediante el uso de un microscopio NIKON ECLIPSE E200 50/POL con pantalla y cámara integrada, perteneciente al Laboratorio de Microscopia Óptica de la Escuela de Geología de la UIS.

Las estructuras presentes en la sección delgada corresponden a la brecha (aproximadamente 70% de la sección delgada) y una vena hematítica (aproximadamente 30% de la sección delgada). A escala microscópica en la brecha son identificados clastos con composiciones de cuarzo (Qtz1, Qtz2 y Qtz3) y Sericita (Ser1, Ser2, Ser3) con una matriz que comprende fragmentos con composiciones similares a la de los clastos en asociación con el cemento que tiene una textura masiva y corresponde a hematita y goethita. Las abreviaciones utilizadas corresponden a las recomendadas por Kretz, (1983) en Mackenzie y Guilford, (1996).

5.1.2.1 Brecha. Para realizar la descripción de este tipo de estructura se seguirá una metodología similar a la utilizada por Davies, et al., (2008) en la que se tienen en cuenta consideraciones sobre sus componentes.

Los componentes observables corresponden a clastos monomíticos con composiciones de cuarzo y sericita. Las morfologías que presentan los clastos predominantemente corresponden a angulares con variación a subangulares con una baja esfericidad en sus límites de grano, en la matriz se presentan en menor proporción fragmentos con límites con una esfericidad apreciable.

El tamaño de los clastos correspondientes a la brecha es variado agrupándolos en dos rangos: 2mm a 7mm y 7mm a 1.5 cm. Con respecto a la organización interna de la brecha es posible observar que los clastos se encuentran con una separación milimétrica entre ellos, siendo entonces una brecha clasto-soportada con clastos con muy poca orientación en una dirección. En la matriz (fragmentos <2mm) es posible observar pocos casos en los cuales los fragmentos presentan una orientación.

Es frecuente observar fracturas en la distinta mineralogía siendo rellenadas por contenidos de grafito, hematita y/o goethita.

5.1.2.2 Cuarzo. Se observan cristales de cuarzo con sus característicos colores de interferencia de primer orden en una variedad de tamaños siendo identificados tres tipos de cuarzo. El primer tipo (Qtz1) presenta tamaño de grano muy fino a fino entre 0.02 y 0.1 mm, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), el cual se presenta en clastos con mayor afectación por deformación, estos cristales en ocasiones se observan agrupados con una textura anhedral con presencia de límites de cristales redondeados y en ocasiones con un desarrollo de bordes suturados posiblemente relacionados con un episodio de recristalización dejando como resultado estos cristales principalmente limpios, sin fracturas y con ángulos de extinción ondulantes.

El segundo tipo de cuarzo (Qtz2) corresponde a tamaños de grano de fino a medio entre 0.1 y 1mm, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), con una ocurrencia en mayor proporción

que el Qtz1 en la sección delgada analizada y con textura predominantemente anhedral. Estos cristales minerales se encuentran frecuentemente afectados por deformación frágil evidenciada por microfracturas, con límites en algunos casos interdentados por deformación y con ángulos de extinción rectos, en ocasiones se encuentran cristales con un tamaño aproximado entre 0.7 y 1mm que muestran extinción ondulante en contacto con Qtz1. Un tercer tipo de cuarzo (Qtz3) corresponde a tamaños entre 1 y 2 mm que se encuentran de manera muy ocasional en la sección delgada con microfracturas y algunos límites interdentados.

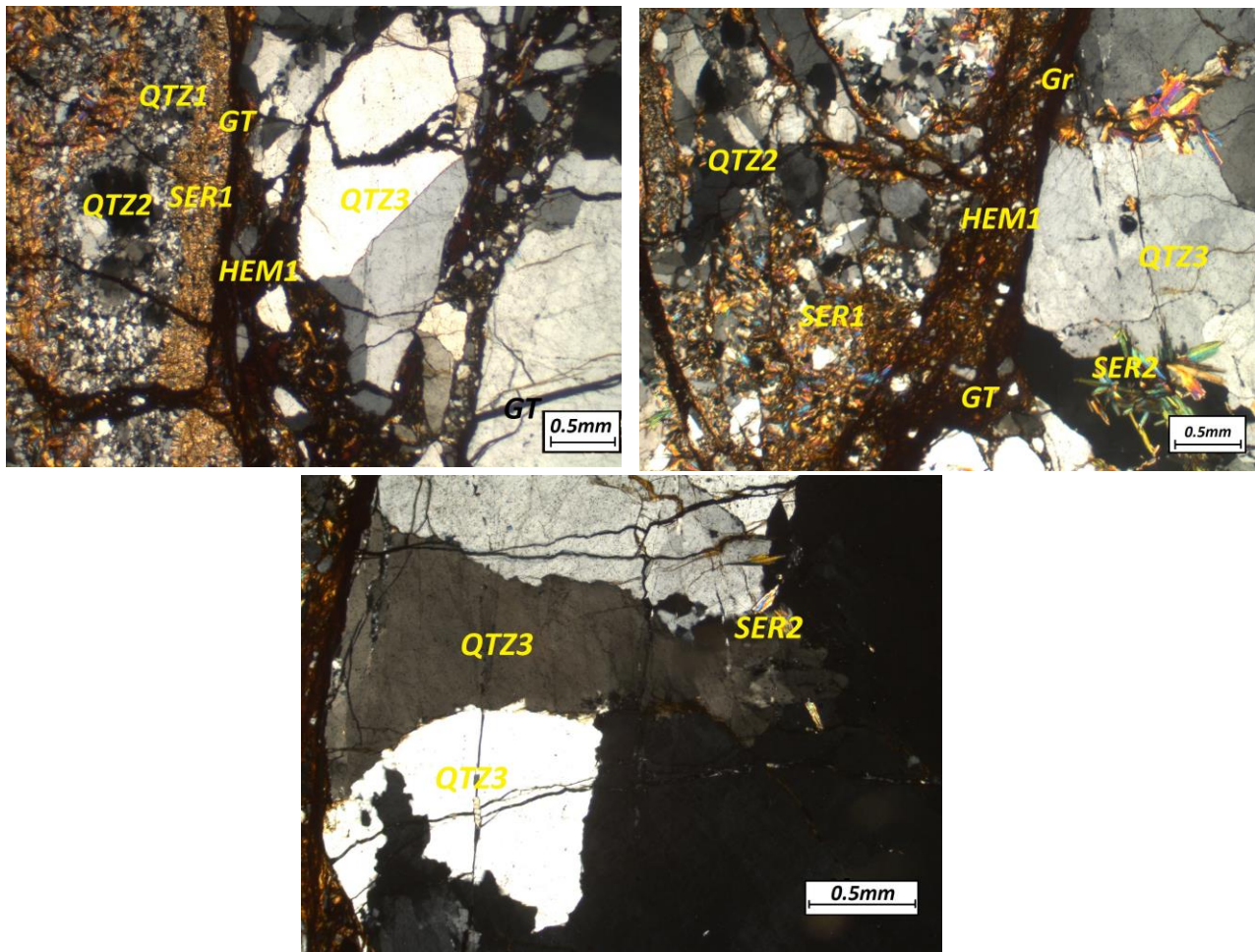


Figura 14. Microfotografías en nicols cruzados de la muestra PDK002 en las que se observan los tres tipos de cuarzo identificados, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.

5.1.2.3. Sericita. Se encuentran cristales de sericita (Ser1) con tamaño muy fino entre 0.01 y 0.02 mm, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), dispuestos en franjas de manera aleatoria en los clastos de brechas presentándose tanto en los límites como adentro, a su vez la sericita es encontrada formando parte de la matriz. Existe la ausencia de deformación frágil, su distribución en algunas zonas es muy baja.

Cristales de sericita (Ser2) con tamaño finos entre 0.06 a 0.5mm, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), son reconocidos en los clastos de brecha en los que es posible en ocasiones observar compenetración con Qtz2 posiblemente siendo un resultado de un crecimiento simultáneo entre estos dos minerales. La textura de estas micas son principalmente subhedrales, hábitos tabulares con colores de interferencia de finales de segunda orden e inicios del tercero. En algunas ocasiones es posible observar contactos con cristales de Hem2 y en otras pseudomorfos de grafito incluidos dentro de estas.

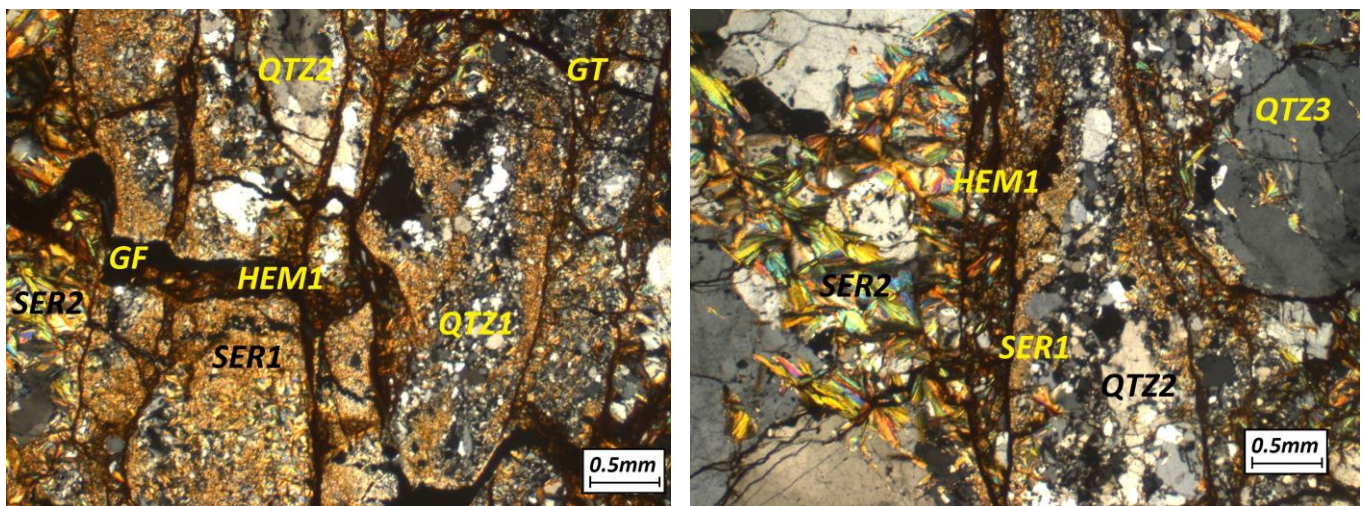


Figura 15. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran dos tipos de sericita (Ser 1 y Ser 2) identificados, Fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS

Se observa además la existencia de sericita (Ser3) con tamaños finos entre 0.25 y 0.3 mm, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), dispuestas como agregados a manera de

glomérulos posiblemente por crecimientos epitaxiales con un mecanismo de recristalización dentro de las estructuras de brecha con crecimientos plegados a lo largo de estas zonas afectadas por deformación generando morfologías dúctiles con ángulos de extinción uniformes.

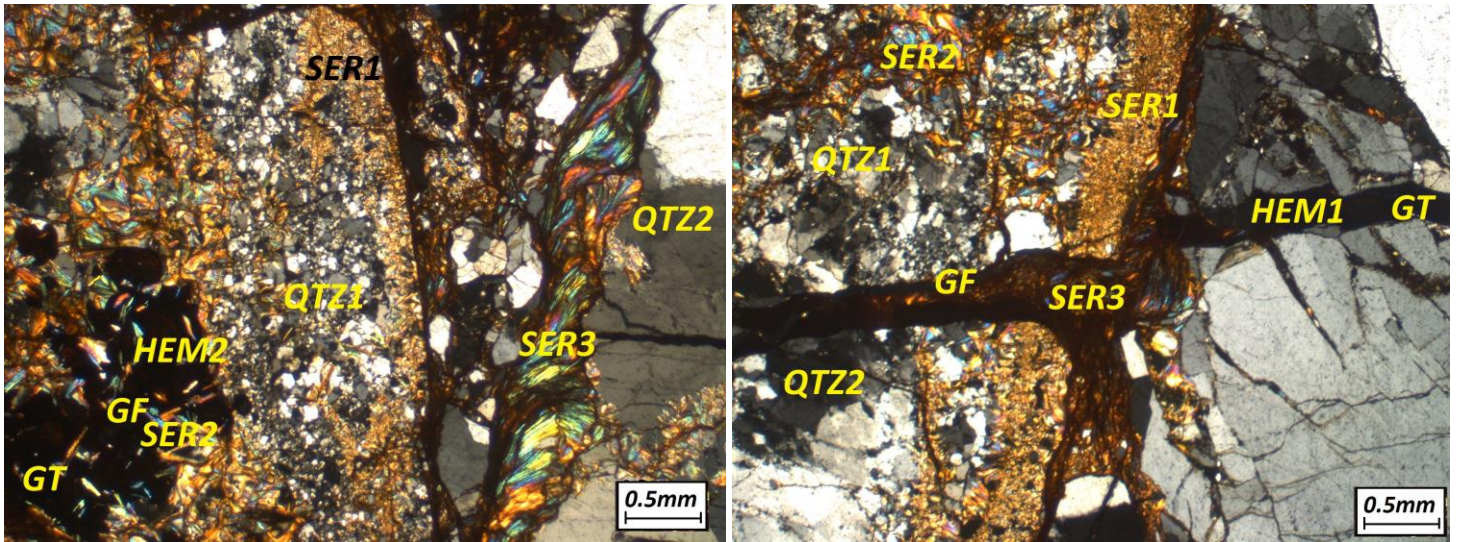


Figura 16. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran un tercer tipo de sericita (Ser 3) identificada, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.

5.1.2.4. Hematita. Este mineral se encuentra presente en tres maneras. La primera como composición del cemento de la brecha de textura anhedral con un tamaño muy fino (Hem1) con un hábito masivo, el segundo tipo de hematita (Hem2) es encontrada como mineral con textura subhedral dentro de clastos asociada con Qtz2, Ser1 y Ser2, en algunas ocasiones en el límite de los clastos en contacto con el cemento de brecha, los límites de las caras cristalinas son complejos de identificar debido a que se presentan como grupos opacos como se muestra en la Figura 17. En casos puntuales presentan una leve forma irregular de sus caras posiblemente por sobre-enfriamiento del cristal o inestabilidad y con leve desarrollo de microfracturas radiales en el mineral hospedador de la hematita (Qtz2) por el crecimiento e incremento de volumen con la

aplicación de esfuerzos que son capaces de generar fracturación por comportamiento frágil del cristal.

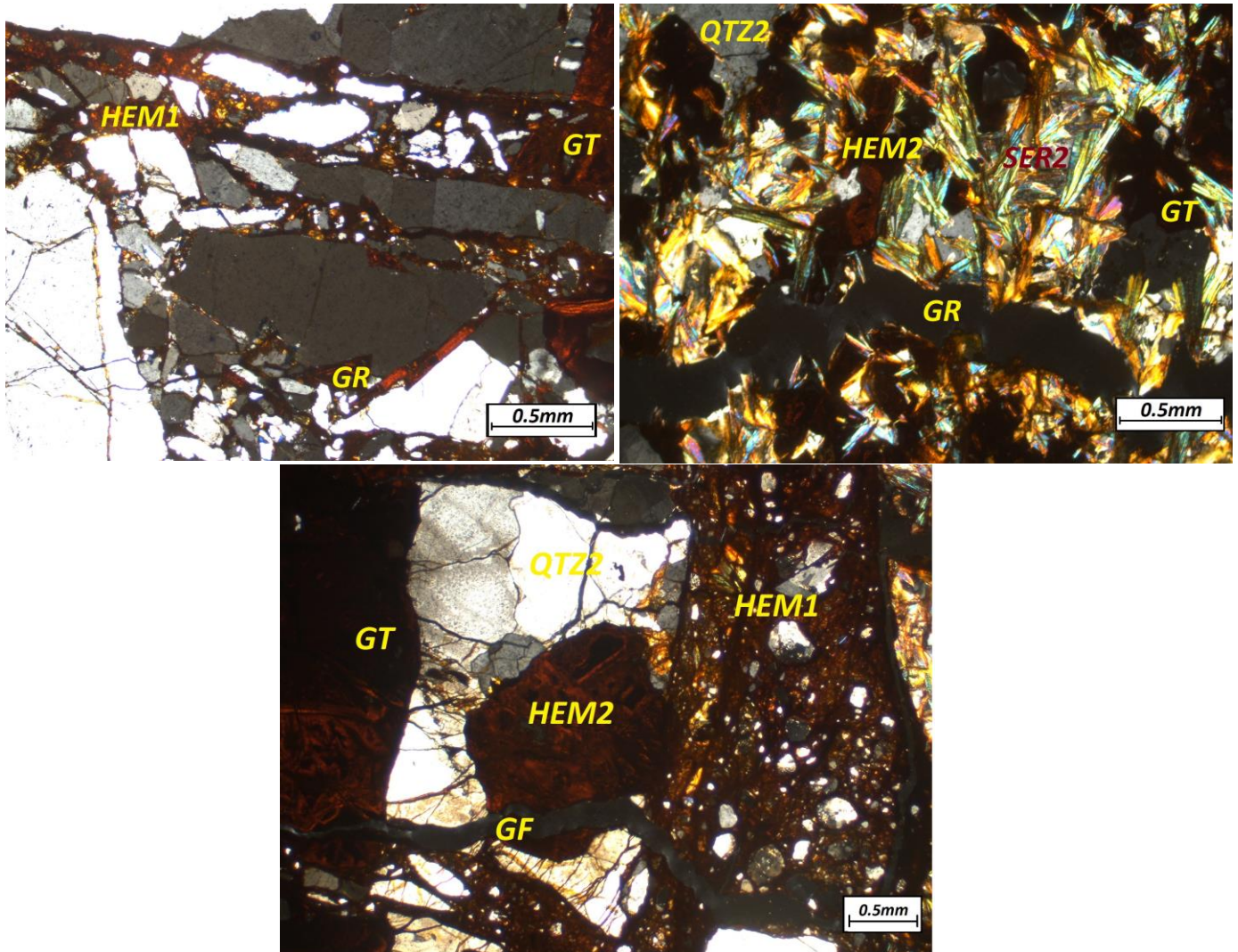


Figura 17. Microfotografías en nicols cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestran dos tipos de hematita (Hem 1 y Hem 2) identificados, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS

El tercer tipo de hematita (Hem3) corresponde a la que se encuentra netamente en las venas de este mineral en las que el contenido principal es de cristales de hematita agrupados con presencia de clastos de cuarzo de forma muy puntual y con textura anhedral, en los cristales limpios de hematita se observan en ocasiones algunas caras curvadas posiblemente por procesos de

disolución o sobre-enfriamiento sin embargo se presenta algunos como cristales subhedrales en muy baja proporción.

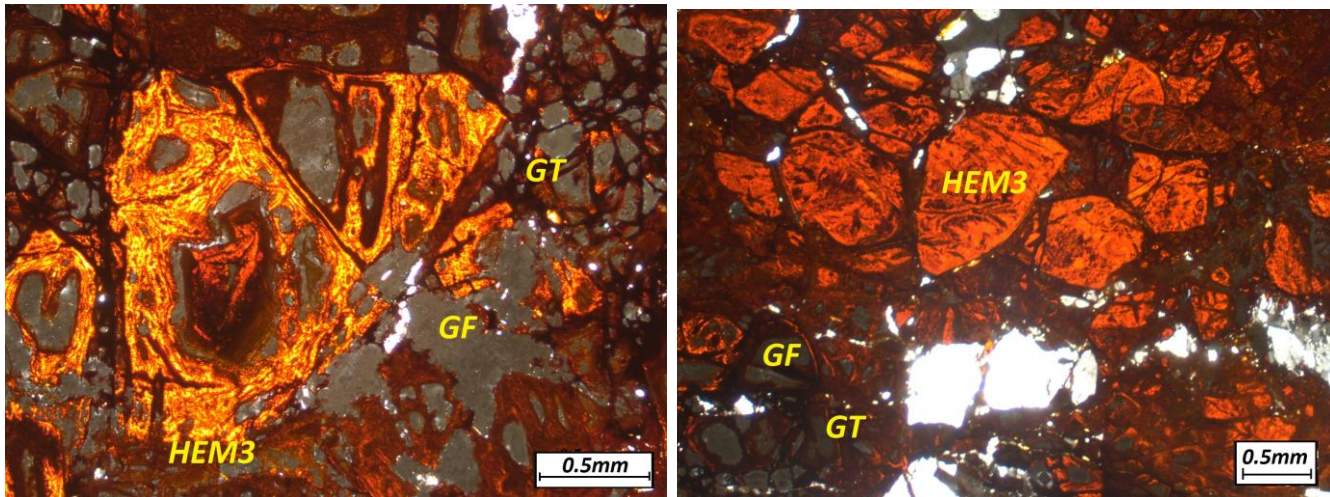


Figura 18. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestra un tercer tipo de hematita (Hem3) identificada, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.

El tamaño de los cristales de Hem2 y Hem3 presenta una variación entre fino y medio, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), debido a rangos de tamaños entre 0.2 y 1.2 mm que son observados a lo largo de la sección delgada. Los tres tipos de hematita suelen mostrar colores de interferencia rojos vivos y en algunos casos como rojos carmesí, sin embargo en ocasiones no es posible su observación debido al reemplazamiento a goethita de forma total, como inclusión o en los límites de grano generando intercrecimientos, entendidos como la relación espacial entre los componentes minerales (Chirif, L.H., 2010), en corona 2a I (Canchaya y Cardozo, 1977 en Chirif, L.H., 2010), de manera puntual también es observado un intercrecimiento concéntrico 2C II (Canchaya y Cardozo, 1977 en Chirif, L.H., 2010) en Hem3, no son identificadas características de deformación en estos cristales.

5.1.2.5. Grafito. Corresponde a un mineral opaco identificado como pseudomorfo frecuentemente en Hem2 y Hem3 en la sección analizada sin embargo a continuación en

resultados SEM se verifica su presencia en la demás mineralogía. Se encuentra en tamaños que varían de finos a muy finos, según clasificación de Gillespie y Styles (1996), generando intercrecimientos en corona 2a I (Canchaya y Cardozo, 1977 en Chirif, L.H., 2010), en ocasiones se observa caras rectas de este mineral incluido, además es encontrado como venillas en masas amorfas cortando la estructura de brecha como se observó en la Figura 17.

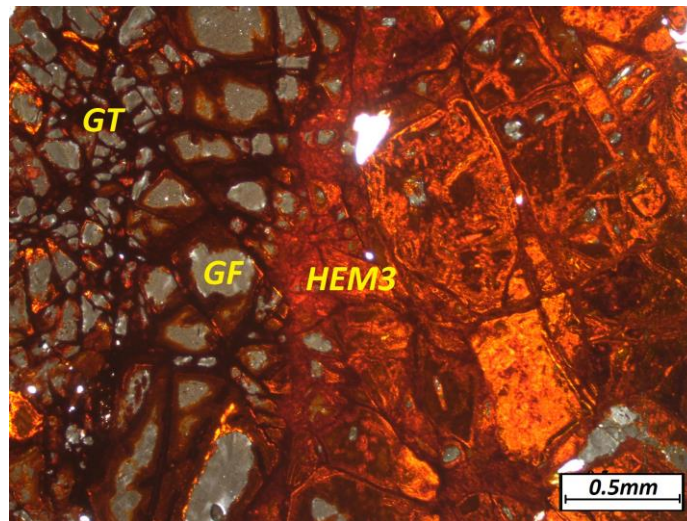


Figura 19. Microfotografías en nicoles cruzados de la muestra PDK002 en la que se muestra grafito incluido en hematita, fotos tomadas por los autores en microscopio Leica modelo DM-750P con cámara integrada perteneciente al grupo GIGBA-UIS.

Las asociaciones minerales identificadas en clastos corresponden entonces a: $Qz1 + Ser1 \pm Ser2 \pm Hem2 \pm Goet \pm Graf$ y $Qz2 + Ser2 \pm Qz3 \pm Ser1 \pm Hem2 \pm Goet \pm Graf$. De manera restringida se encuentra asociada $Ser3 + Hem1$ en las zonas con matriz y cemento de la brecha.

Además, se adjunta en el apéndice C otras microfotografías tomadas con la cámara integrada del grupo GIGBA – UIS.

5.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Mediante el uso de un equipo de recubrimiento Quorum 150ES se recubren muestras con una película de grafito que posteriormente son analizadas en el microscopio electrónico de barrido (SEM) Quanta Feg 650 donde las muestras son bombardeadas por un haz de electrones, durante este proceso son emitidos rayos x y es posible la obtención de información semi-cuantitativa de los elementos químicos de algunos minerales por medio del Detector EDAX APOLO X con resolución de 126.1 eV (en. Mn $K\alpha$) para realizar análisis EDS (Energy-Dispersive Spectroscopy) y con el uso del software EDX Génesis con un voltaje de aceleración 25Kv, con el fin de obtener información sobre minerales que son de difícil reconocimiento petrográficamente y que puede representar datos de interés para el presente estudio. Los equipos utilizados son del Laboratorio de Microscopia del Parque Tecnológico de Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander.

Con este método se analizaron las muestras PDK002 (Sección delgada), PDK004-01 (Chip), PDK004-02 (Chip) y PKJ07-04 (chip) sobre las superficies secas y planas con ausencia de irregularidades, en las cuales se hizo el debido recubrimiento de grafito para obtener la conductividad necesaria para el desarrollo de esta técnica, cabe resaltar que los contenidos bajos en C corresponden al recubrimiento hecho en las muestras, finalmente, para la interpretación de los resultados fueron utilizados datos encontrados en Severin, K.P., 2004 y en la página <http://www.eps.mcgill.ca/~lang/EDSSPEC/edshome.html> del laboratorio de microanálisis de Ciencias planetarias y de la tierra de la Universidad McGill, los resultados obtenidos fueron:

5.2.1. Muestra PDK002 (Sección Delgada). Se analizaron cinco (5) puntos diferentes en esta región I y dos (2) puntos en la región dos II de la muestra PDK002, clasificada de la siguiente manera:

5.2.1.1. Punto 1 región I sección PDK002. En el punto 1 se observa un individuo con pobre desarrollo de caras cristalinas, anhedrales, con una forma más o menos redondeada presentándose a manera de pseudomorfo dentro de otro cristal mineral reconocido en el punto 2 y 4 que se observará a continuación. Este tipo de mineral se encuentra además dentro de otros minerales como sericita, hematita y cuarzo, además también es identificado en forma de material de relleno en forma de venillas, su distribución espacial es irregular pero presente en toda la sección y su reconocimiento petrográficamente no fue posible

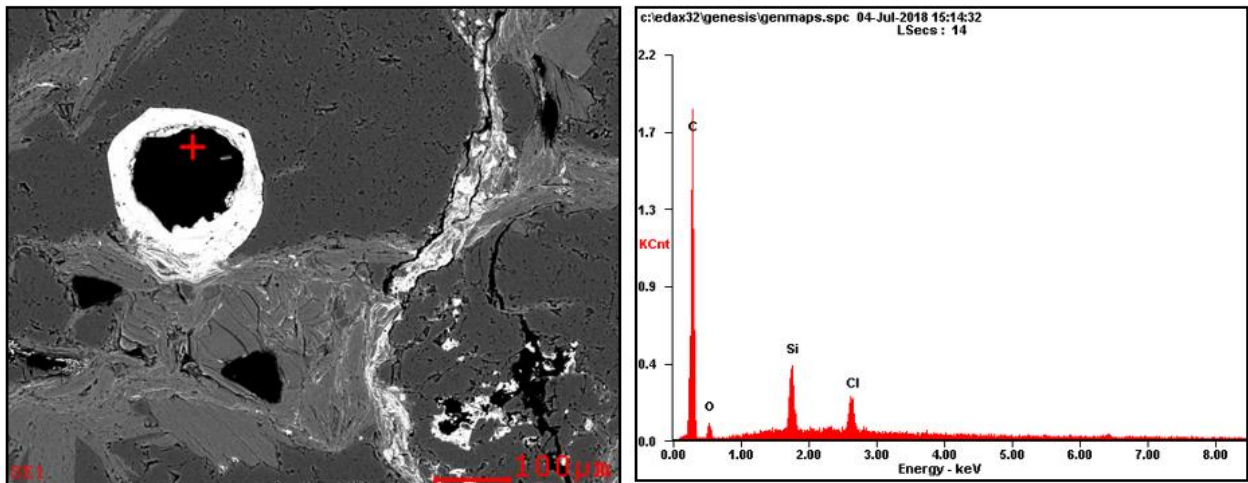


Figura 20. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 región I sección PDK002, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) –UIS.

De acuerdo con el análisis semicuantitativo presenta altos contenidos de C (84.50Wt%) pudiendo corresponder a grafito con un contenido bajo en O, Si y Cl.

5.2.1.2. *Punto 2 y 4 de la región I sección PDK002.* El punto 2 corresponde a un individuo subhedral posiblemente correspondiente a hematita, semicuantitativamente presenta proporciones de Fe (59.98Wt%) seguido de O (31.23Wt%); este mineral está en contacto con sericita y cuarzo y en el centro grafito incluido, evidenciado en el punto 1.

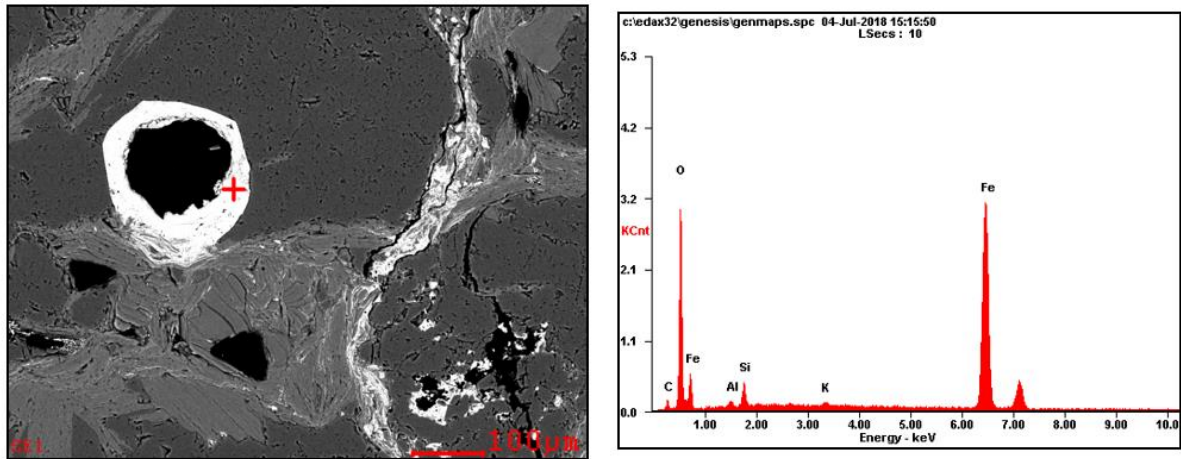


Figura 21. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 región I sección PDK002, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) –UIS.

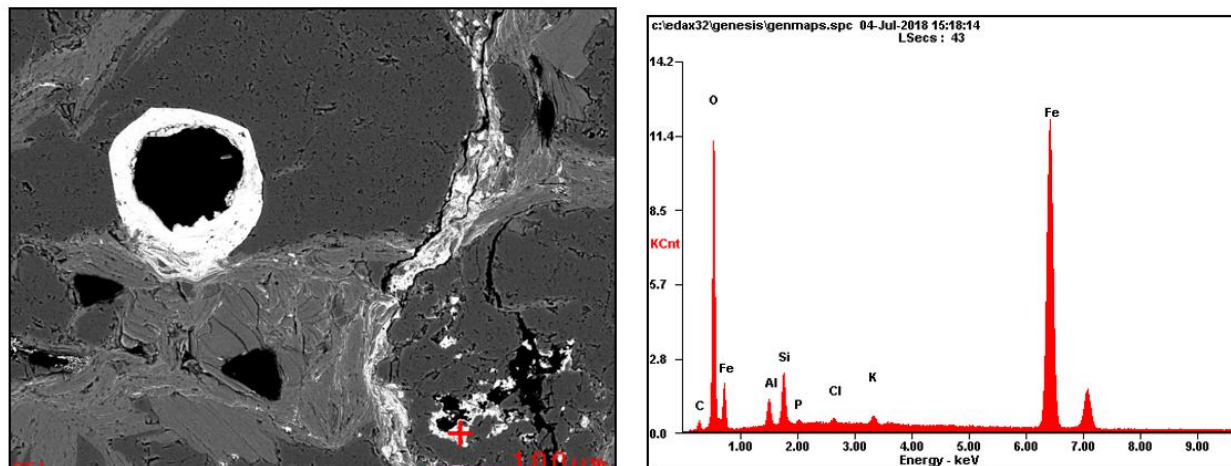


Figura 22. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 4 región I sección PDK002, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) –UIS.

En el punto 4 se observan individuos sin desarrollo de caras cristalinas, anhedrales, encontrados como agregados muy finos con una distribución espacial principalmente en venillas. Presentan

una composición principal de Fe (57.10Wt%) seguido de O (30.45Wt%) que pueden corresponder a hematita. Con respecto a su composición no se descarta la presencia de goethita debido al grado de alteración que presenta la muestra, además se encuentran en menor proporción elementos como Si, Al K, Cl y P que son encontrados en otros puntos analizados con una proporción muy similar de Fe y O, cabe resaltar que en ocasiones se encuentran ausentes uno o varios de estos.

5.2.1.3. Punto 3 de la región 1 sección PDK002.

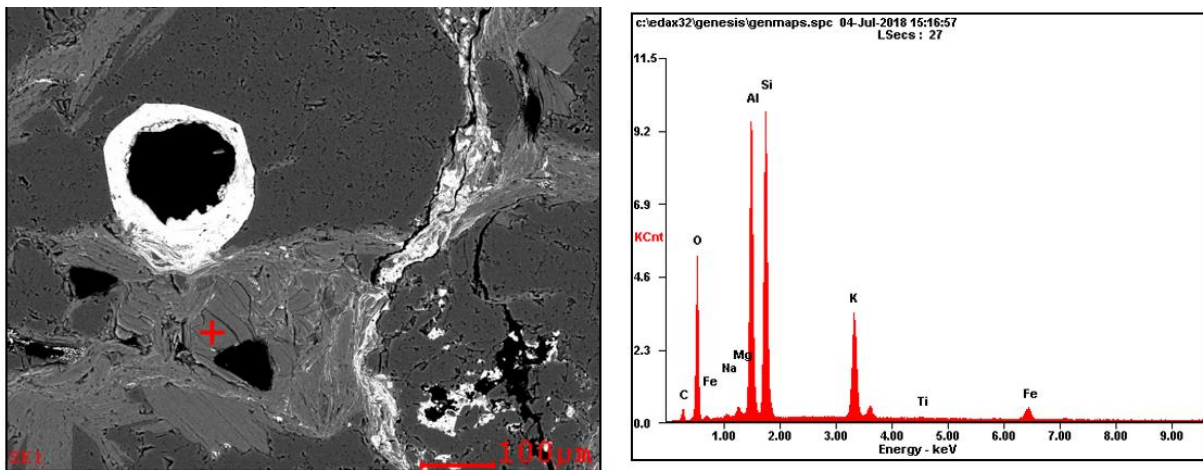


Figura 23. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

Se presenta como agregados de individuos alargados con desarrollo de algunas caras cristalinas, subhedrales con hábito hojoso, laminar. Se encuentran en contacto con cuarzo y en ocasiones con hematita y grafito, su distribución espacial es en toda la sección y en ocasiones se encuentra dentro de brechas como fragmentos de matriz transportados evidenciándose una dirección preferencial de estos minerales. En su composición es posible notar que se trata de un aluminosilicato debido al alto contenido en porcentaje en peso de O (34.72Wt%), Si

(26.04Wt%), Al (19.75Wt%) y K (09.41Wt%) con su notable empobrecimiento de K siendo entonces identificada como sericita con un contenido muy bajo en Fe, Mg, Na y Ti.

5.2.1.4. *Punto 5 región 1 sección PDK002.* Corresponde a un cristal considerable con respecto a la demás mineralogía presente, la ocurrencia en tal tamaño es poca. Siendo un mineral anhedral (poco desarrollo de sus caras cristalinas). De acuerdo con su alto porcentaje en composición de sílice este es identificado como cuarzo.

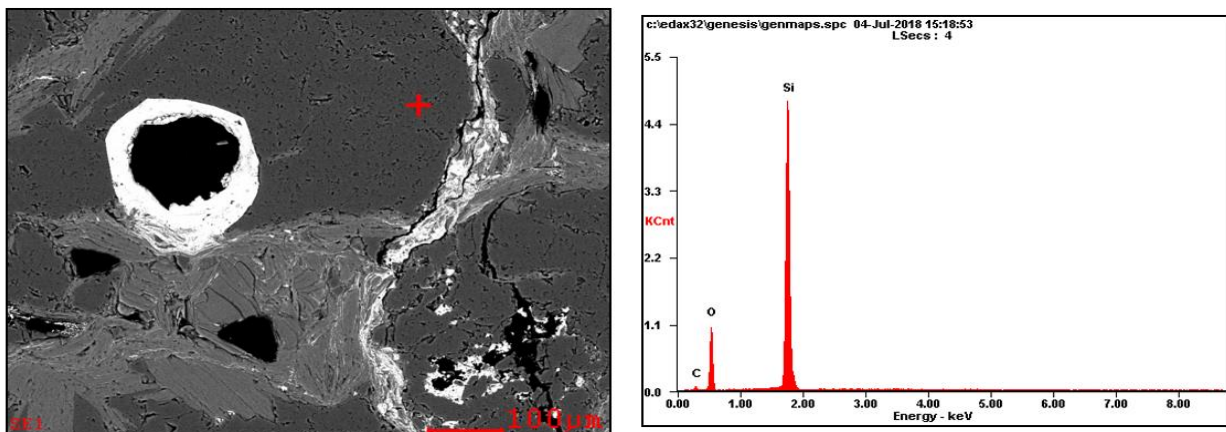


Figura 24. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 5 región 1 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

5.2.2 Región 2 sección PDK002

Se analizaron dos puntos diferentes en esta región de la muestra PDK002, clasificada de la siguiente manera:

5.2.2.1. *Punto 1.* Se presenta como un agregado de individuos de tamaño muy fino no reconocible petrográficamente, siendo este el cemento de la brecha presente en la imagen, su presencia es netamente en las zonas donde se logra la observación de brecha. De acuerdo con su

composición y porcentaje en peso de Fe (53.93Wt%) y O (24.75Wt%) corresponde probablemente a hematita pero sin descartar la presencia goethita.

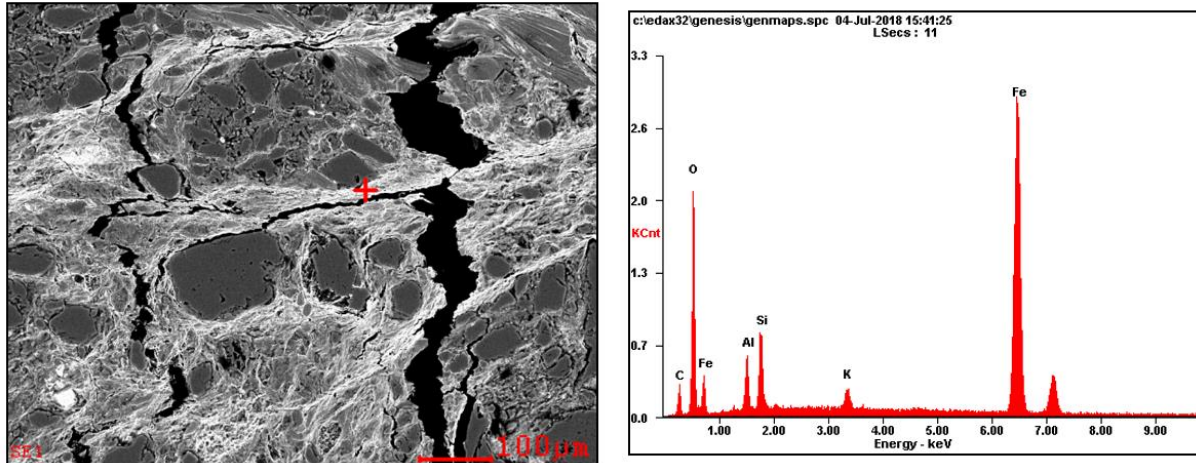


Figura 25. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 región 2 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

5.2.2.2. Punto 2. Se presenta como un material de relleno de una microfractura, sin la posibilidad de observar cristales, siendo un relleno amorfo en su totalidad y opaco. De acuerdo con su composición y alta proporción en porcentaje en peso de C (83.00Wt%) y O (13.88Wt%) corresponde a grafito con contenidos muy bajos en Cl y Fe.

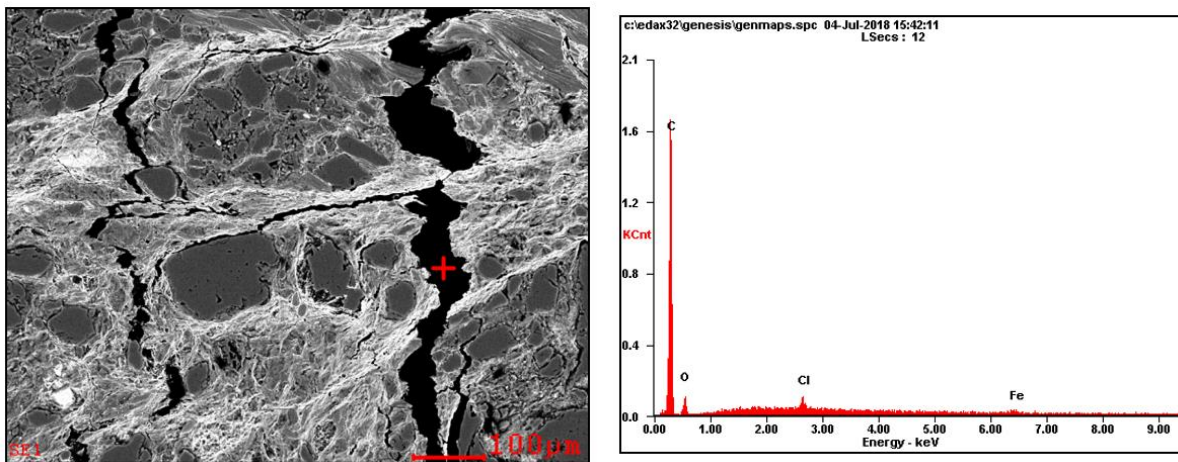


Figura 26. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 región 2 sección PDK002, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

5.2.3 Muestra PDK004-01. Se analizaron cuatro puntos diferentes en esta región de la muestra PDK004-01 clasificada de la siguiente manera:

5.2.3.1. Punto 1 y 2.

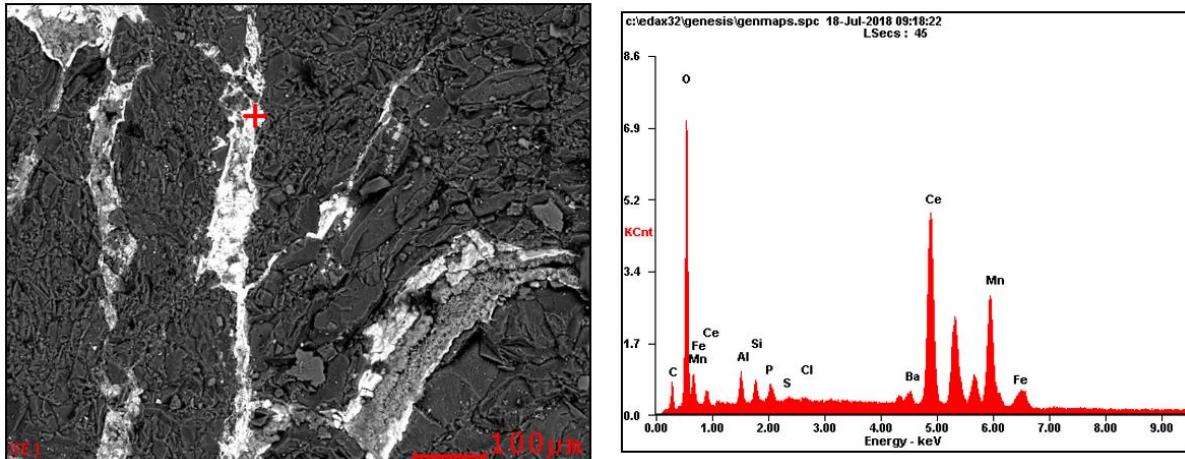


Figura 27. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

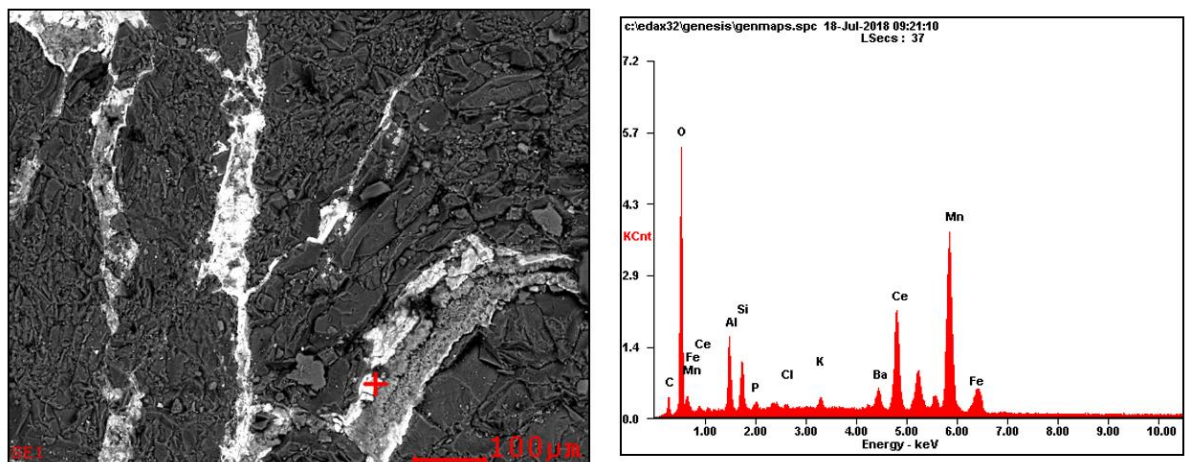


Figura 28. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

En estos dos puntos se encontraron masas amorfas como material de relleno de microfacturas, su presencia es muy ocasional y se encuentra en contacto con cuarzo. Debido al pequeño pico de fósforo evidenciado en el análisis se interpreta de manera preliminar la presencia de monacita-Ce

(CePO₄) y Ce libre en mayor proporción, además se presentan otro elemento en mayor proporción el cual corresponde a Mn; también existe presencia de elementos en muy baja proporción los cuales son Ba, Al, Fe, Si, y S.

5.2.3.2. *Punto 3.* Se presentan como individuos principalmente amorfos que de acuerdo con su composición corresponden a cuarzo.

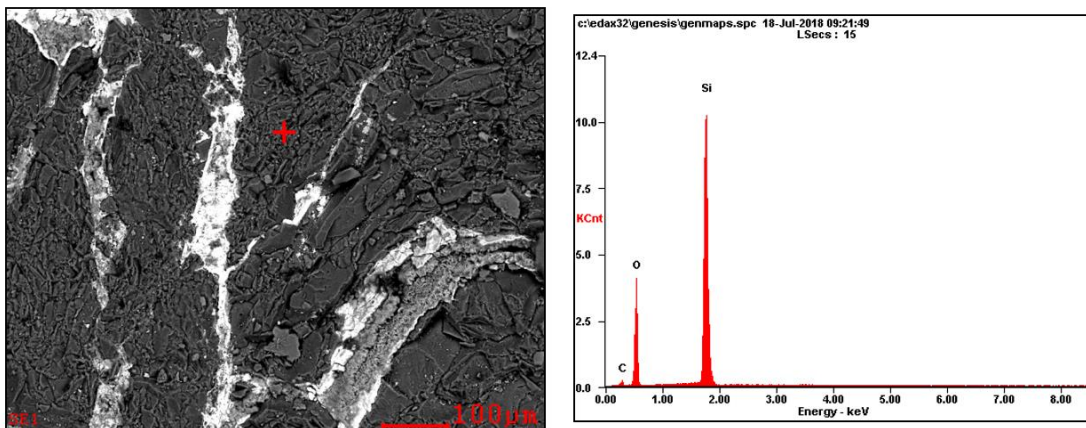


Figura 29. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

5.2.3.3. *Punto 4.*

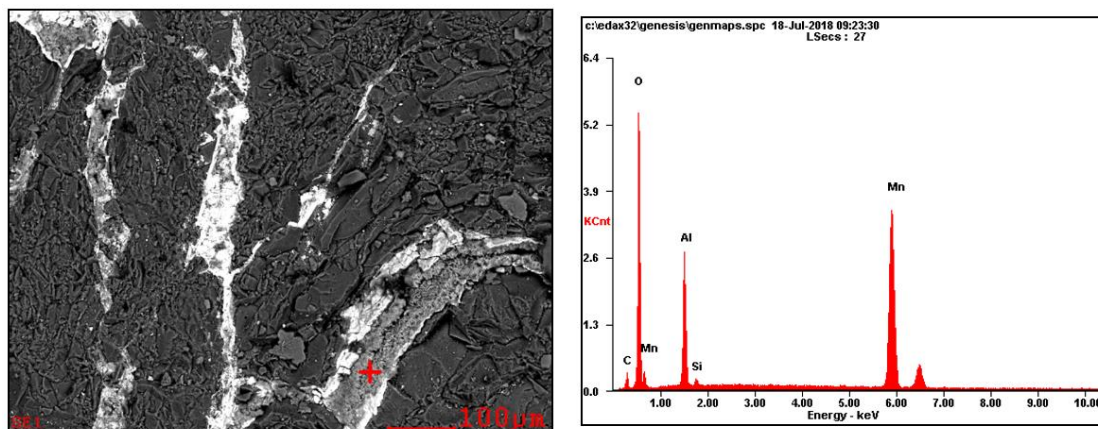


Figura 30. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 4 de la muestra PDK004-01, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

Se presentan como masas amorfas en material de relleno de microfracturas. A modo de parches principalmente dentro de los elementos del punto 1 y 2 identificados, encontrándose siempre bordeado por estos y en ocasiones con un contacto más o menos neto, su presencia es muy ocasional pero siempre relacionada con los elementos mencionados anteriormente. Su composición principal y mayor proporción de porcentaje en peso corresponde a Mn (42.23Wt%) seguido de O (35.86Wt%) y Al (14.45Wt%) siendo entonces posiblemente un óxido de manganeso.

5.2.4 Muestra PDK004-02

5.2.4.1. Punto 1 y 2: Muestra PDK 004-02.

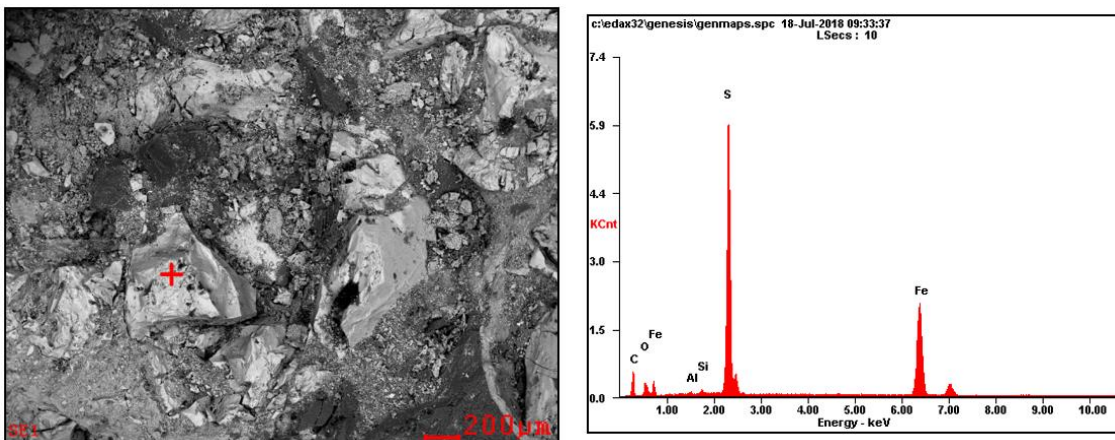


Figura 31. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

En el punto 1 se observa un cristal subhedral ubicado dentro de una cavidad, su presencia es muy irregular y netamente restringida a las cavidades, de acuerdo a su composición corresponde a pirita con sus característicos contenidos altos de S(30.37Wt%) y Fe(35.40Wt%), además en este cristal es posible la observación, en el punto 2, de masas amorfas opacas de tamaños pequeños que de acuerdo a su composición y proporción de elementos corresponden a grafito con bajos

contenidos de algunos elementos ya vistos en los resultados anteriores y con muy baja proporción de contenidos de S.

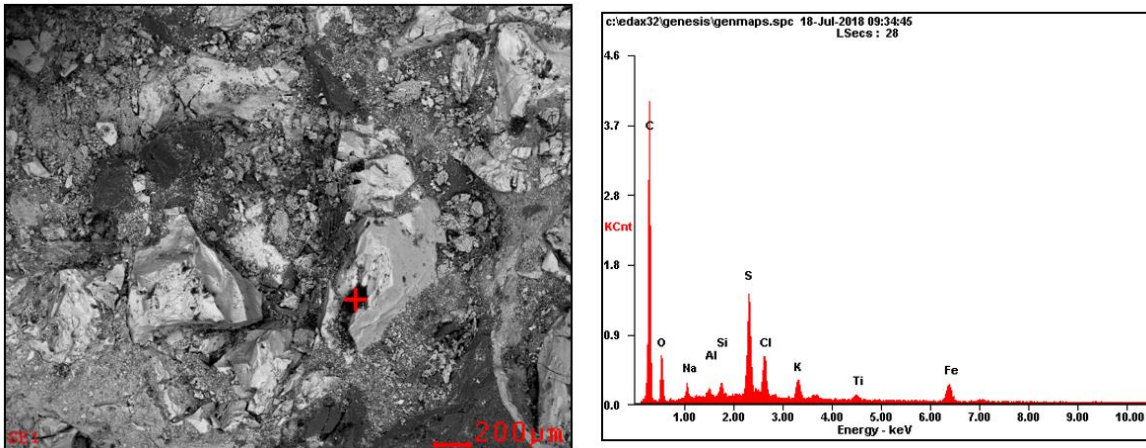


Figura 32. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 2 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

5.2.4.2. Punto 3: Muestra PDK 004-02.

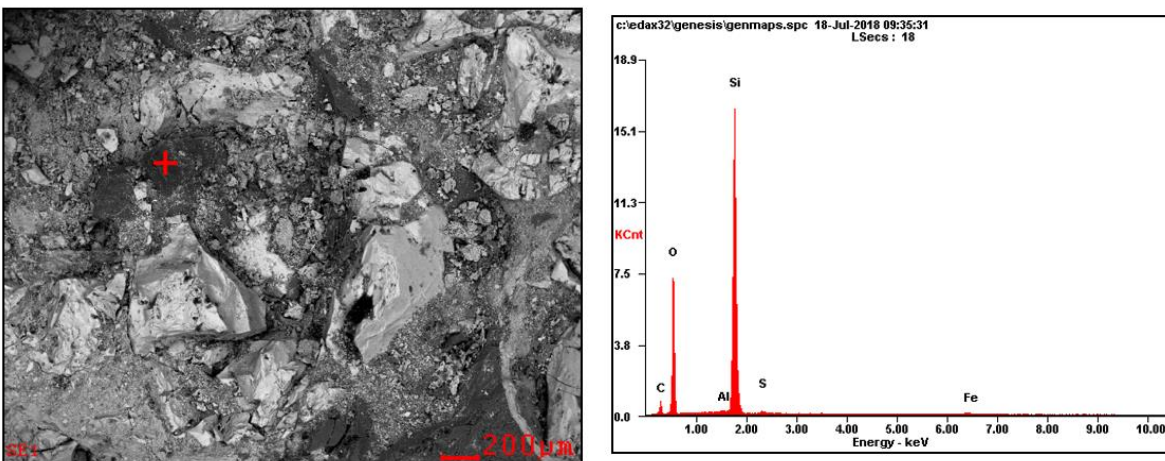


Figura 33. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 3 de la muestra PDK004-02, laboratorio de microscopía electrónica de barrido (SEM) –UIS.

En el punto 3 se observa un cristal subhedral que de acuerdo con su composición corresponde a cuarzo, este mineral se encuentra en contacto con la pirita en las cavidades siendo su presencia

también netamente ocurrida en las cavidades como la pirita. Se presenta contenidos bajos en C, Fe, S y Al.

5.2.5 Muestra PKJ07-04

5.2.5.1. PUNTO 1: MUESTRA PKJ07-04. Corresponden a masas con un notable deterioro de su mineralogía dejando como resultado formas corroídas y zonas con huecos que presentan formas más o menos redondeadas que posiblemente sean debido a disolución. De acuerdo con su composición y alta proporción de porcentaje en peso en Fe (57.93Wt%) y O (31.51Wt%) puede corresponder a hematita, pero no se descarta la presencia de goethita. Debido al grado de alteración en el que se encuentra este mineral.

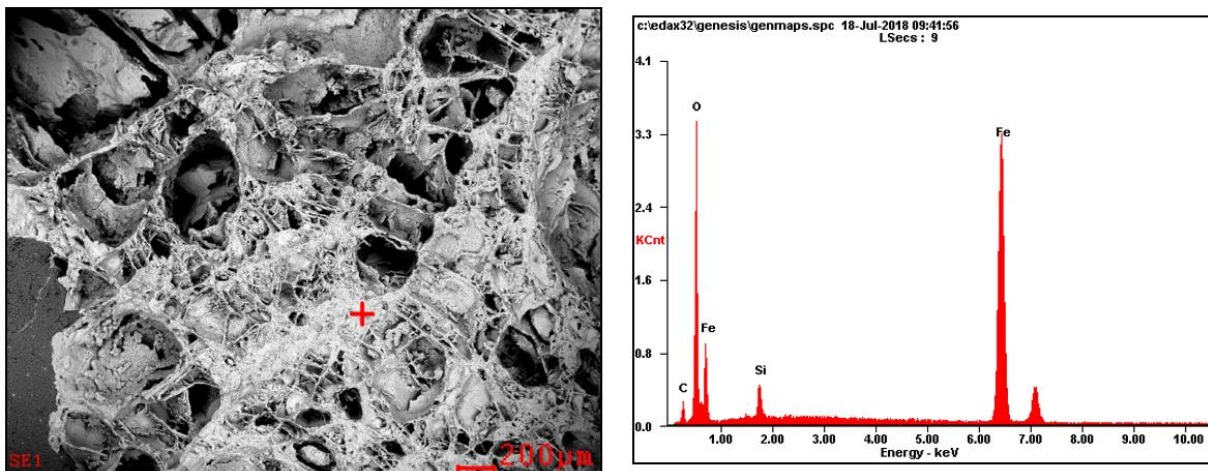


Figura 34. Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión de electrones del punto 1 de la muestra PKJ07-04, laboratorio de microscopia electrónica de barrido (SEM) –UIS.

El análisis SEM se realizó a diversos puntos, de los cuáles solo los de mayor interés se han puesto en el trabajo presente, los restantes se pueden evidenciar en el apéndice C (Microscopía de barrido electrónica – SEM).

5.3. Micro difracción y difracción convencional de rayos X (DRX).

Con el fin de identificar las fases minerales presentes de manera más detallada, se realizaron seis (6) registros en total de difracción y microdifracción de rayos X en 4 muestras minerales. En las cuales su montaje fue el siguiente:

Para las muestras DK002 (18160003) y PDK 003 (18160002) fueron montadas y ajustadas directamente sobre la plataforma de la cuna Euleriana del Equipo D8 DISCOVER para su posterior registro de datos por microdifracción de rayos-X.

Para la muestra PDK 003, inicialmente se realizó un raspado de la muestra en la zona de interés especificada por el cliente. Posteriormente, la muestra raspada fue molturada en un mortero de ágata y posteriormente montada en un portamuestras de polimetilmetacrilato (PMMA) con centro de silicio “Low Background” y 0.5 mm de cavidad, el cual se ajustó en la plataforma de la cuna Euleriana del equipo D8 DISCOVER para su posterior registro de datos por microdifracción de rayos-X.

Finalmente, las muestras PDK001 (18160001) y PDK003 (Raspado) inicialmente fueron molturadas en un mortero de ágata. Posteriormente, los especímenes seleccionados de las muestras fueron montados en portamuestras de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal para su posterior registro de datos en el equipo D8 ADVANCE.

De acuerdo con estos resultados se mostrarán a continuación los más relevantes.

Muestra PDK001 con código interno (18160001): Difracción convencional de rayos X.

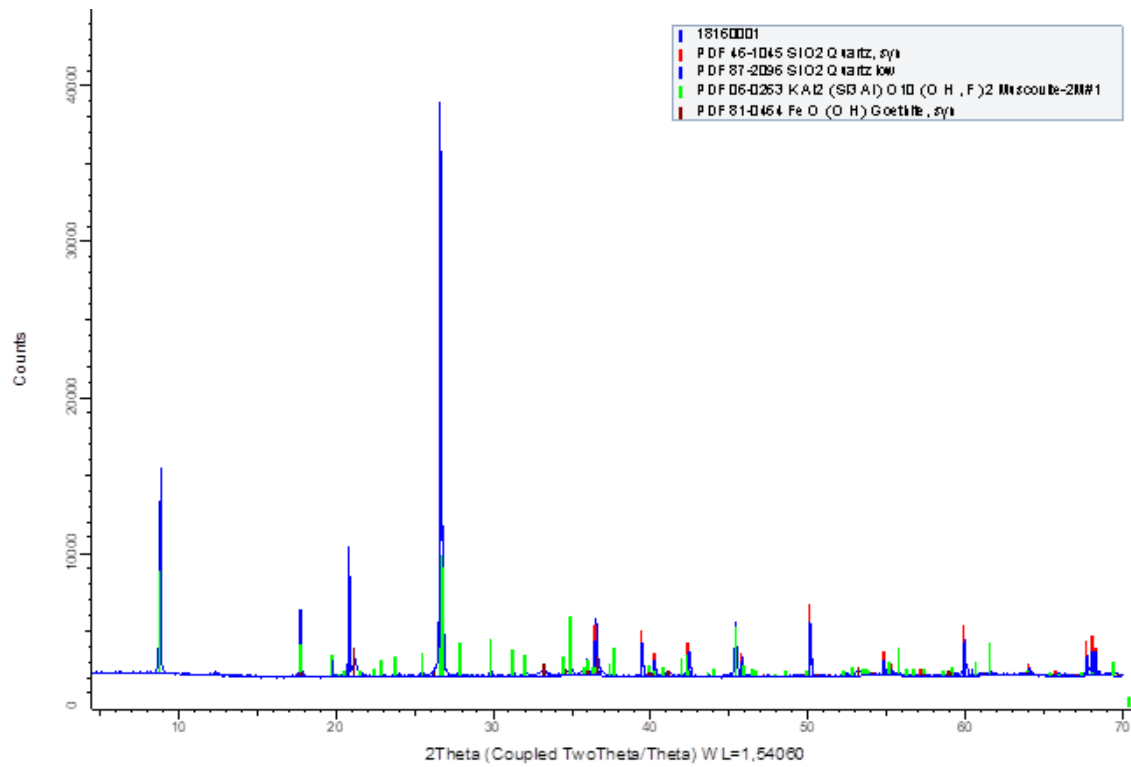


Figura 35. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK001 con código interno (18160001).

Tabla 1.

Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160001.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
Cristalino	SiO2	46-1045 & 87-2096	Cuarzo
	K AL2 (Si3 Al) O10 (OH, F)2	06-0263	Moscovita
	FeO(OH)	81-0464	Goethita

Muestra DK003 con código interno (18160002): Difracción convencional de rayos X.

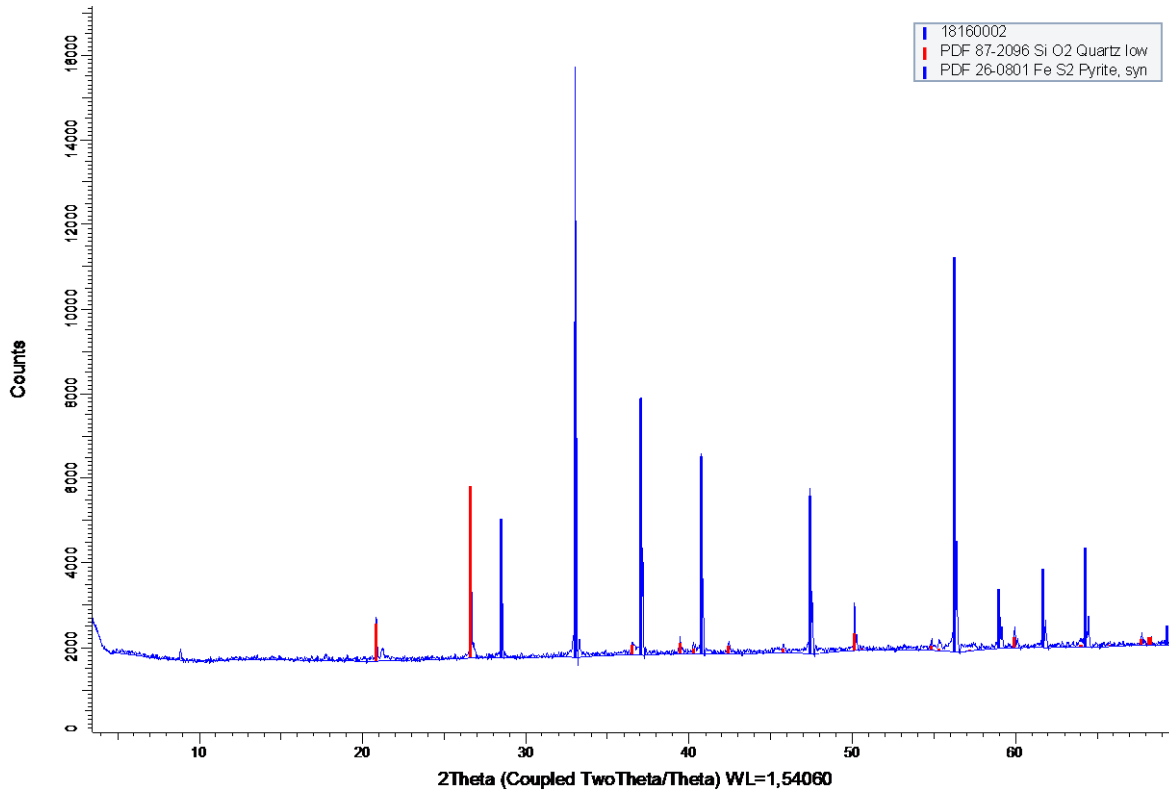


Figura 36. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK003 con código interno (18160002).

Tabla 2.

Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160002.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
Cristalino	SiO ₂	87-2096	Cuarzo
	FeS ₂	26-0801	Pirita

Muestra DK002 con código interno (18160003): Microdifracción convencional de rayos

X.

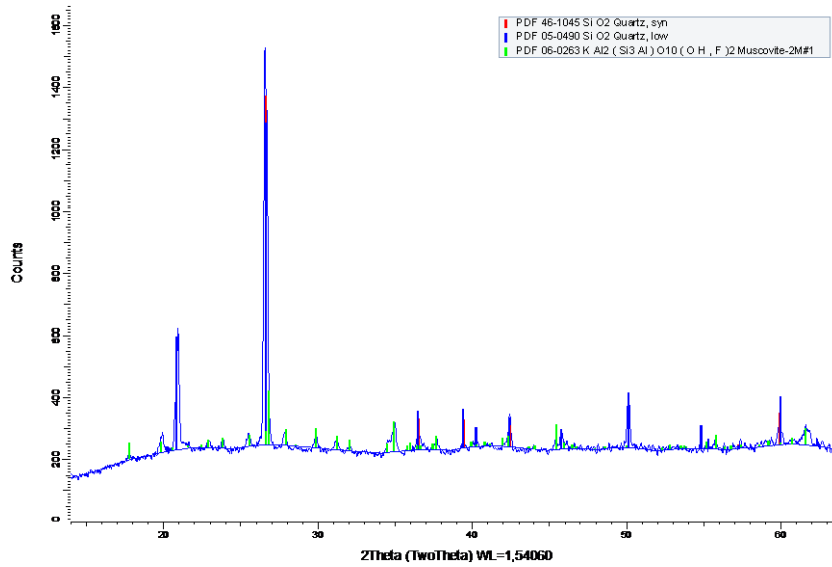


Figura 37. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto verde con código interno (18160003).

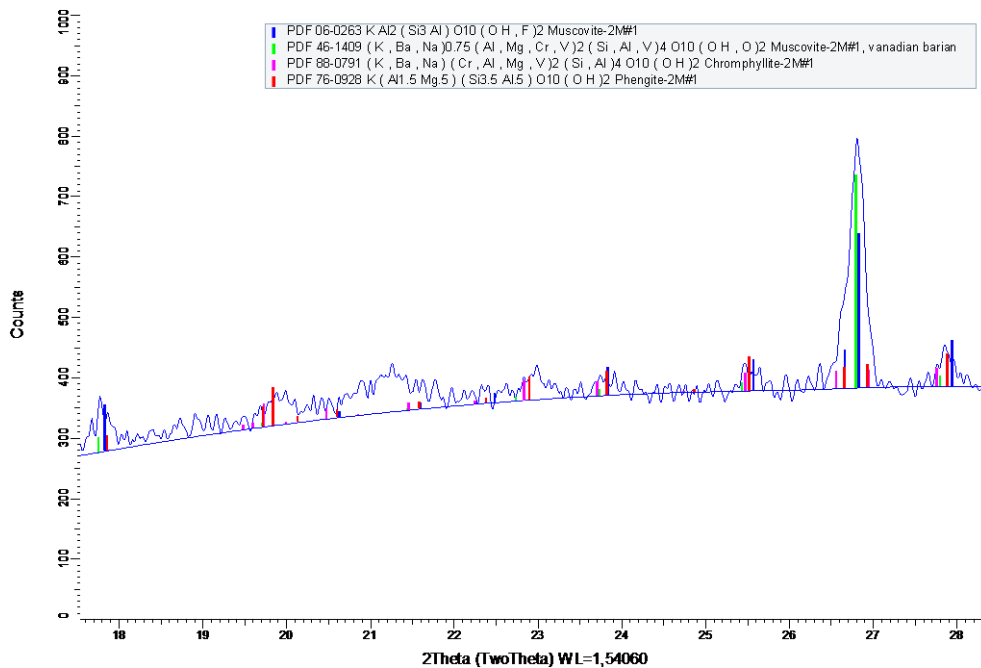


Figura 38. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto rosado con código interno (18160003).

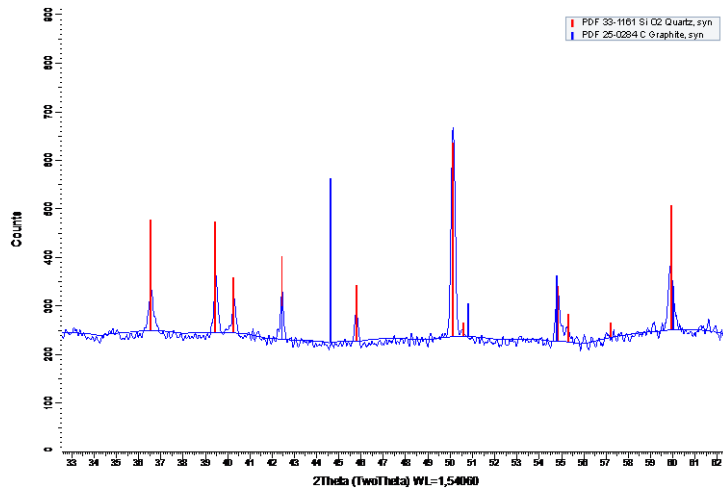


Figura 39. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra DK002 punto amarillo con código interno (18160003).

Tabla 3. Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160003 para los diferentes puntos.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
Cristalino	SiO2	46-1045 & 05-0490	Cuarzo
	K AL2 (Si3 Al) O10 (OH, F)2	06-0263	Moscovita
	(K, Ba, Na) 0.75 (Al, Mg, Cr, V) 2(Si, Al, V) 4 O 10(OH, O)2	46-1409	Moscovita vanadio- bario
	(K, Ba, Na) (Cr, Al, Mg, V) 2(Si, Al) 4 O 10(OH)2	88-0791	Cromfilita
	K(Al 1.5 Mg5) (Si 3.5Al5) O19 (OH)2	76-0928	Fengita
	C	25-0284	Grafito

Muestra DK003 con código interno (18160004): Microdifracción convencional de rayos X.

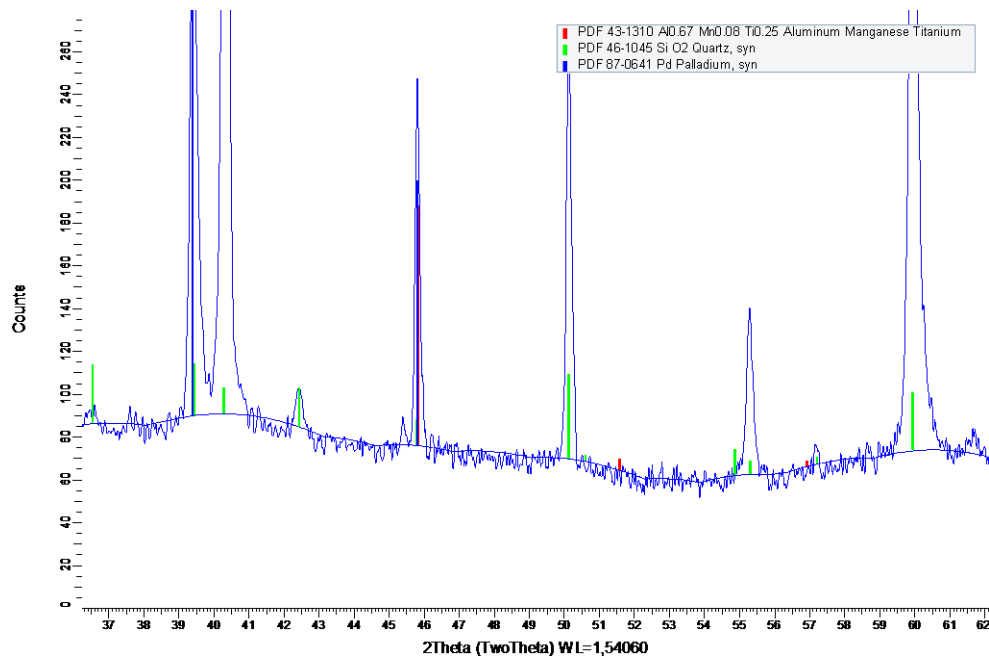


Figura 40. Análisis comparativo por difracción de rayos – X de las fases identificadas en el espécimen seleccionado de la muestra PDK003 punto azul con código interno (18160004).

Tabla 4.

Fases cristalinas identificadas con ayuda de la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD) en el espécimen seleccionado de la muestra con código interno 18160004 para los diferentes puntos.

	FASE	PDF No.	NOMBRE
Cristalino	Al _{0.67} Mn _{0.08} Ti _{0.25}	43-1310	Titanio, Manganeso, Aluminio
	SiO ₂	46-1045	Cuarzo
	Pd	87-0641	Paladio
	Fe ₂ O ₃ .H ₂ O/Fe + 3H ₂ O	01-0401	Goethita
	C	89-7213	Grafito

5.4. Modelo Genético

5.4.1 Evento Magmático. El primer evento corresponde a la formación de la roca caja la cual corresponde al Batolito de Mogotes, producido bajo un ambiente de arco magmático en una zona de subducción a finales del Triásico e inicios del Jurásico en el que se generan magmas calcoalcalinos tipo I los cuáles dan como resultado a la formación del Batolito de Mogotes, rocas que pueden ser caracterizadas en diferentes fases siendo la principal y de mayor presencia la Cuarzomonzonita biotítica de textura fanerítica desarrollada en un progresivo y lento enfriamiento del magma de emplazamiento aproximado de 10 km de profundidad.

5.4.2. Evento Hidrotermal 1 (EH1). Posteriormente se genera una alteración Qz+Ser (Filica) pervasiva (formación de cuarzo 2, cuarzo 3 y sericita 2) destruyendo totalmente la mineralogía de la roca caja (Batolito de Mogotes) asociada a un control estructural en el área que permite el ascenso de estos fluidos.

5.4.3. Evento Hidrotermal 2 (EH2). Se produce el paso de un fluido que deposita en fracturas como material de relleno Monacita-Ce (LREE), Ce, Ba y MnO como inclusión, Al, Ti, y Pd. Además, durante este evento son generados los filosilicatos moscovita con impurezas de vanadio-bario y cromfilita, posiblemente con tamaños finos considerándola sericita.

5.4.4. Evento Tectono - Hidrotermal (ETH). Posteriormente por la posible influencia tectónica de estructuras aledañas con direcciones NW-SE, dentro de la estructura en dúplex transpresivo compuesto por las Fallas de Lebrija, Boyacá y Soapaga que se encuentra en la prolongación sur del movimiento sinistral de la falla Bucaramanga según Velandia, (2005), se genera un movimiento tectónico creando brechamiento que genera clastos con tamaños agrupados en 2mm a 7mm y 7mm a 1.5cm, con composiciones estrictas de Qz+Ser en su

totalidad que de manera coetánea es cementada por hematita(hematita 1) de fluidos hidrotermales que aprovechando los espacios generados ascienden y generan una estructura tabular similar a la geometría de una vena identificada como clasto-soportada debido al gran contenido de clastos y baja proporción de matriz-cemento, asumiendo entonces un control estructural para estas rocas. Además, se genera fengita posiblemente por recristalización durante este evento debido a las condiciones de P-T.

5.4.5. Evento Hidrotermal 3 (EH3). Posteriormente se genera una reapertura en la que precipita un material de relleno identificado como hematita(hematita 2 y hematita 3) y con una proporción mucho mayor a la que cementó la brecha, en ocasiones son generadas cavidades formadas por posiblemente falta de fluido para la cristalización y relleno total de estas, la disposición de este nuevo material de relleno se asemeja a una vena discontinua que sigue una dirección similar a la de la vena principal que contiene las rocas de estudio.

5.4.6. Evento Hidrotermal 4 (EH4). Caracterizado por la precipitación de pirita en cavidades estrictamente formadas durante el evento hidrotermal 3, en algunas ocasiones es posible observar cantidades menores de cuarzo (cuarzo 4) asociado a pirita.

5.4.7. Evento Hidrotermal 5 (EH5)

Durante este último evento hidrotermal ocurre el paso de un fluido con la capacidad de disolver de forma parcial y total las cavidades con pirita±cuarzo dejando en ocasiones rastros de esto por algunos límites corroídos observables en los cuarzos y una ligera formación de cuarzo vuggy. En el caso de la disolución total es posible notar un grado de afectación del mismo proceso en la hematita formada durante el evento hidrotermal 3 que contiene las cavidades con pirita±cuarzo, siendo entonces un evento restringido espacialmente al evento mencionado.

Además, se cree que este evento está relacionado con la precipitación de carbono y cloro que se encuentra presente como material incluido en toda la mineralogía, estos elementos pueden haber sido precipitados a partir de un fluido con C-O-H-Cl que puede haber sido responsable de la disolución mencionada.

5.4.8. Evento Supérgeno. Debido a las condiciones oxidantes y de hidratación a las cuales es expuesta la mineralogía se genera la formación de caolinita a partir de la sericita, una hematización altamente marcada con coloraciones rojizas pardas fuertes con desarrollo de goethita por alteración de esta mineralogía y el recubrimiento de la vena en un color negro oscuro por medio de la lixiviación del Fe que envuelve la estructura en una capa muy fina de hematita (hematita 4).

Tabla 5. Tabla paragenética del área de estudio

<i>Evento Mineral</i>	Evento hidrotermal 1	Evento hidrotermal 2	Evento tectónico-hidrotermal	Evento hidrotermal 3	Evento hidrotermal 4	Evento hidrotermal 5	Evento supergeno
Cuarzo 1							
Cuarzo 2							
Cuarzo 3							
Cuarzo 4							
Sericita 1							
Sericita 2							
Sericita 3							
Mosc V-Ba							
Cromfilita							
Fengita							
Hematita 1							
Hematita 2							
Hematita 3							
Hematita 4							
Monacita-Ce							
Cerio							
Paladio							
Titanio							
Bario							
Aluminio							
MnO							
Pirita							
Grafito							
Cloro							
Goethita							
Caolinita							

Nota: Paragénesis minerales relacionadas a los eventos identificados en el actual trabajo.

6. DISCUSIÓN

En la zona de estudio el reporte de la alteración Qz+Ser en el Batolito de Mogotes ya había sido reportado en Ardila, D. & Ayala, A, (2017) en el que además mencionan que la intensidad pervasiva de esta alteración ocurre en algunos sectores y es asociada a un control estructural con direcciones principales de NE-SW(220-240) y en menor proporción NW-SE(110-120), además por medio de dataciones de geocronología concluyeron que el evento de alteración Qz+Ser tuvo lugar hace 184.01 ± 1.09 Ma durante el Jurásico temprano (Pliensbachiano) corroborando con datos obtenidos por Gamboa, (2016) que reporta igualmente en esta misma unidad una alteración Qz+Ser con edades de 178 ± 5 Ma , sugiriendo entonces resultados coherentes teniendo en cuenta dataciones realizadas por Van Der Lelij, (2015) y Mantilla, (2013) que proponen magmatismo Jura-Triásico que termina a los 194 Ma y además la edad de las primeras rocas sedimentarias reportadas a comienzo del colapso del arco magmático sugieren edades Jurásico-Temprano, es decir que la edad del evento hidrotermal obtenido seguramente corresponde al inicio del colapso de arco según estos autores, donde un régimen extensivo comienza a predominar generan un fallamiento normal y permitiendo escape de fluidos por estos conductos en un gradiente geotermal alto.

La presencia del material de relleno del EH2 es escasa según las muestras recolectadas, este material es de color negro oscuro y solo fue identificado como relleno de fracturas de algunos clastos de Qz+Ser. La identificación de Al, Ti, Mn y Pd fueron resultados del análisis micro-drx de un punto con características de color y asociación espacial muy similares al material con Monacita-Ce, Ce, Ba y MnO por esto y por el contenido de Mn en ambos materiales de relleno de fractura de los clastos se sugiere que corresponden al mismo evento de manera preliminar

debido a la falta de más datos y muestras que corroboren esta asociación. En Gamboa, (2016) fue reportada la presencia de Y, Nb, Ti y otras tierras raras en monacita-Ce, xenotima, alanita y niobatos precipitados a partir de un fluido con mezcla de tierras raras ligeras (LREE) y tierras raras pesadas (HREE) relacionadas a las bandas con alteración Qz+Ser, debido a esto se sugiere que la presencia de monacita-Ce y Ce en el trabajo actual está relacionada con este mismo evento pero con contenidos menores de REE y asociado con otros elementos químicos, además este autor plantea que este evento hidrotermal fue derivado de un fluido de carácter alcalino posteriormente a la cristalización de diques básicos que cortan el Batolito de Mogotes y anterior al evento que genera la alteración Qz+Ser. Sin embargo, según las muestras recolectadas del trabajo actual y sus relaciones espaciales se plantea que este evento ocurre posterior a la formación de la alteración Qz+Ser y no anterior a este.

Según Williams-Jones, A. E., (2015) los procesos magmáticos comúnmente controlan la formación de minerales REE, pero en muchos depósitos los REE han sido removilizados por fluidos hidrotermales y algunos son de origen casi exclusivamente hidrotermal, en los que generalmente se asumen son transportados principalmente como complejos de fluoruros debido por la asociación común con fluorita, además la fuente de los fluidos que transportan REE en algunos depósitos se deduce son de origen magmático. Este autor menciona el modelamiento del transporte de REE para un fluido que contiene concentraciones de fluoruro, sulfato y una concentración de cloruro con temperaturas de hasta 400 ° C, a partir de este modelo concluye que: 1. Concentraciones significativas de REE (> 10 ppm) solo pueden ser transportadas como complejos de cloruro y a bajo pH, o como complejos de sulfato a pH ligeramente ácido y alta temperatura; 2. No hay condiciones en las que los complejos de fluoruro puedan transportar REE

significativos; 3. La depositación de REE se promueve mediante una disminución de la temperatura y un aumento del pH.

A partir de la información anterior se infiere que el fluido responsable del transporte que genero el evento actual presentaba un pH ácido sin poder especular sobre si pudo haber sido un fluido oxidado o reducido puesto que esta información no fue tratada por el autor mencionado anteriormente.

El Paladio corresponde a uno de los elementos del denominado PGE (Elementos del Grupo del Platino), según Barnes, S. J. & Weihua Liu, (2012) el Pd presenta fácil transporte como complejos de bisulfuros en fluidos ácido-neutrales bajo condiciones de oxidación moderada y reducida en los 300°C y como complejos de cloruros que son solo importantes bajo extremas condiciones ácidas/oxidadas explicando así concentraciones en fluidos hidrotermales. En condiciones oxidadas en los 300°C los complejos de cloruro (PdCl_4^{2-}) predominan y en contraste bajo condiciones más reducidas los complejos de bisulfuro ($\text{Pd}(\text{HS})_2(\text{aq})$) predominan en los 300°C, es sugerido también que el grado de dispersión en Pt y Pd en los minerales diseminados puede ser un indicador de proximidad a los minerales masivos con alto contenido de sulfuro y, por lo tanto, una herramienta de exploración potencialmente útil en entornos cercanos a las minas.

A partir de la información anterior se podría especular que el Pd si puede haber sido transportado con LREE mencionados anteriormente, en un fluido de pH ácido, pero sigue siendo imposible especular sobre un fluido oxidado o reducido.

Con respecto a los filosilicatos moscovita con impurezas de vanadio-bario y cromfilita, son minerales identificados en análisis micro-drx y relacionados al EH2 por el contenido de Ba de estos minerales, debido a que en análisis SEM-EDS fue identificado el elemento Ba en

asociación con el material de relleno con Monacita-Ce, Ce y MnO. La moscovita con impurezas de vanadio y bario es posiblemente formada debido a la removilización de estos metales en rocas durante el paso de fluidos a través de estas, transporte e inclusión dentro de la composición química de estas por fluidos hidrotermales. Información sobre este tipo de mica es escaso sin embargo en Muir, T.L., (2011) y Snetsinger, L. G., (1966) son reportadas e interpretadas de manera similar. La cromfilita corresponde a un filosilicato del grupo de las moscovitas con impurezas de metales, mayormente en cromo seguido de vanadio y bario, que se sugiere comparte un origen similar al de la moscovita anterior.

La fuente mas probable de los elementos (Cr y V) que presentan estos filosilicatos anteriormente mencionados pueden estar relacionadas temporalmente con el emplazamiento de diques básicos observados en ese sector durante el Jurásico? reportados en Mantilla, L.C., y García, C.A., (2018), relacionado con procesos de adelgazamiento cortical.

Considerando el ETH se tiene en cuenta un trabajo de Mort y Woodcock, (2008) en el que se definen las brechas de falla como aquellas que poseen clastos con diámetros $>2\text{mm}$ al menos en 30% del volumen, basándose principalmente en el tamaño de clastos y dejando la proporción de clastos-matriz como un criterio secundario para evitar confusiones con respecto al tipo de cohesión, las brechas son subdivididas según la forma en que los clastos pueden encajar entre sí, concentración y rotación siendo entonces brechas de crackle, mosaico y caótica. Siguiendo estos lineamientos planteados por los autores mencionados la brecha del trabajo actual presenta una configuración de los clastos que permite clasificarla como brecha de mosaico con un porcentaje de 70% del contenido de clastos $>2\text{mm}$, cercano a las brechas de crackle. Las características de este tipo de brecha son la presencia de clastos con poca rotación entre sí y con poca separación entre estos por delgadas fracturas rellenas de cemento y matriz. Sin embargo, en esta

clasificación utilizada no se propone ningún mecanismo de falla por tanto se tiene en cuenta un trabajo publicado por Sibson, (1986), en el que son planteados tres procesos mecánicos bajo los cuales se presenta la generación de brechas: desgaste por atrición, aplastamiento cataclástico distribuido y por implosión.

A partir de esta clasificación se interpreta que la brecha de estudio ocurrió por implosión que según Sibson, (1986) es un proceso producido durante un rápido deslizamiento por falla, sus características son la presencia de clastos con poca rotación y pocas señales de desgaste por fricción pudiendo mostrar la adaptación con los clastos adyacentes siendo entonces restringidas a las brechas tipo crackle o mosaico según la clasificación de Woodcock y Mort, (2008). La textura junto a la presencia común de minerales hidrotermales cementando las brechas son importantes para su identificación, minerales hidrotermales como cemento son indicadores de que el mecanismo común es la implosión hidráulica debido a la rápida generación de diferenciales de presión del fluido durante la detención de la ruptura y la permeabilidad por fractura mejorada.

En los análisis petrográficos son identificados minerales que se sugieren como recristalizados producto de este ETH los cuales son: Qtz1 con textura anhedral que presenta tamaños muy fino a fino (0.02 y 01mm) con desarrollo de bordes suturados, en ocasiones redondeados, limpios, sin fracturas y en ocasiones con ángulos de extinción ondulantes, Ser1 con tamaño muy fino (entre 0.01 y 0.02mm) con ausencia de deformación, Ser3 con tamaños finos entre 0.25 y 0.3mm que se encuentran dispuestas como agregados compartiendo alguna de sus caras cristalinas recomendando el uso de glomérulos para su textura por el posible crecimiento epitaxial con un mecanismo de recristalización con geometrías levemente plegadas pero con un ángulo de extinción recta dentro de las estructuras de brecha que hacen parte del cemento-matriz.

Cavailles et al. (2013) realizaron un estudio con análisis microestructural bajo condiciones de laboratorio en el que los resultados revelaron moscovitización ($KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) sincinematica de feldespatos potásicos ($KAlSi_3O_8$) que fueron deformados por fracturamiento frágil generando una recristalización de clorita y moscovita con morfologías semejantes a las dúctiles, con cristales plegados dentro de la zona de cizallamiento sin relación con la progresiva deformación por el fallamiento, sugiriendo entonces que la alteración se produce al inicio de la falla y argumentando la abundancia de micas en zonas de falla. En base a esto se sugiere que la Ser3 es producto de recristalización en el inicio del movimiento de falla que genero el evento de brechificación, tomándose entonces como una evidencia de la relación tectónica en la génesis de estas rocas, cabe resaltar que esto es sugerido teniendo en cuenta que los elementos químicos presentes en la alteración Qz+Ser son suficientes para la recristalización de este mineral y el planteamiento de la abundancia de micas en zonas de falla según el autor anterior.

En resultados de micro-drx fue identificada fengita que posiblemente corresponde a un mineral cristalizado durante el ETH debido a que es un filosilicato del grupo de las moscovitas con un mayor contenido en Si en el que para su formación se deben presentar condiciones de bajas temperaturas y altas presiones. En un reporte de Velde, B., (1965), se realizan trabajos experimentales en donde se ejecuta la extrapolación de las condiciones experimentales para describir las condiciones naturales bajo las cuales se garantiza la formación de fengita suponiendo entonces que es posible la comparación de la estabilidad de la fengita natural con la sintética, siendo desde aproximadamente 300°C y 2Kb. Debido a esto se propone la formación de este mineral en este evento sin embargo, las condiciones P-T pueden ser modificadas debido a variaciones químicas en los sistemas que permitan su cristalización, además es encontrado un

reporte en el que la fengita está asociada espacialmente a sericita de alteración hidrotermal en Meunier A., Velde, B., (1982).

Autores como Sibson, (1987) y Taylor & Pollard, (1993) en Corbett, J., & Leach, M. (1997), hablan de la importancia de las brechas como anfitriones de mineralización secundaria hidrotermal post-brechamiento como ocurre en este caso. La migración del fluido episódico y la mineralización asociada en las zonas de falla están vinculadas intrínsecamente a los cambios rápidos en la presión del fluido en las corrientes de dilatación, donde la entrada de fluido es asistida por la caída de la presión del fluido cuando las fracturas se abren (Sibson, 1987; Woodcock and Mort, 2008).

En Robb, (2005) es mostrado un diagrama de fugacidad de oxígeno vs pH de estabilidad de óxidos de hierro y sulfuros en un fluido a 200°C, a partir de esta información se cree que la precipitación de hematita se produjo por un fluido oxidado, con alta fugacidad de oxígeno y que como es mostrado en el diagrama puede presentarse en un rango de pH amplio. Según este mismo diagrama las condiciones bajo las cuales se produce la precipitación de piritita son a partir de un fluido reducido, con baja fugacidad de oxígeno y con rangos de pH principalmente ácidos.

En Gamboa, (2016) es mencionado un evento de piritización asociado a una alteración de tipo argílica y sugerido un evento de telescoping sobre la historia de alteraciones debido al contraste de características químicas de los fluidos hidrotermales puesto que los fluidos que dieron origen a las alteraciones principales son de carácter neutro y la piritización de carácter ácido, correlacionando entonces ambos eventos al mismo evento de argilización donde a su vez los datos estructurales poseen rumbos parecidos. Además, reporta resultados de ensayo al fuego sobre muestras de la vena actual donde el contenido de oro y plata por tonelada presente en el material que compone las vetillas es de 16gr/Ton y 33g/Ton, sugiriendo corroborar por medio de

otras técnicas analíticas debido a que el método utilizado es comparativamente menos preciso y exacto (semi-cuantitativo). En nuestros resultados SEM-EDS, DRX y micro-DRX no fue posible la identificación de contenidos en oro y plata posiblemente por el grado de disseminación de estos elementos en las muestras analizadas o por ser muestras estériles.

En Huizenga, J. M., (2010) es mencionada la formación de grafito como resultado de precipitación hidrotermal de un fluido con C-O-H con un origen epigenético y relacionados a zonas de falla. Su precipitación es atribuida a sobresaturación de carbono como resultado de tres principales procesos: 1. Cambios composicionales del fluido, 2. Enfriamiento del fluido y 3. Infiltración de un fluido oxidado con C-O-H dentro de un ambiente reducido, donde el enfriamiento es la causa de sobresaturación de carbono y subsecuentemente precipitación de grafito. El autor hace énfasis en que es muy importante determinar si el sistema del fluido es abierto o cerrado con respecto al oxígeno e hidrógeno pues las reacciones de precipitación y el potencial de precipitación de grafito presentan diferencias notables que afectan las condiciones de P y T y su vez una correcta interpretación. La distinción de los fluidos entre sistemas abiertos y cerrados es posible distinguir por medio de un estudio de inclusiones fluidas.

Se propone de manera preliminar que posiblemente la precipitación de grafito ocurre por la mezcla fluido-fluido en la cual un fluido relativamente oxidado se mezcla con un fluido relativamente reducido generando la sobresaturación de carbono llevando a su precipitación, esto es propuesto teniendo en cuenta la presencia de pirita que indica un fluido reducido y este mecanismo alternativo que es propuesto en el trabajo de Huizenga, J. M., (2010), sin embargo es muy necesario datos y estudios posteriores que corroboren esta teoría.

A partir de toda la información anterior se cree que los fluidos posteriores a la alteración Qz+Ser correspondían a pH ácidos presentándose el posible evento de telescoping sugerido en

Gamboa, (2016) pero siendo imposible realizar aseveraciones con respecto a las condiciones de exactas de los fluidos, enmascarando la posible evolución de estos y notándose la necesidad de un estudio con diferentes técnicas analíticas que tenga en cuenta las condiciones fisicoquímicas para dar información certera, así mismo también es evidente la necesidad de un estudio estructural en la zona en el que se identifique las estructuras presentes, su temporalidad y su cinemática siendo una herramienta más para entender de mejor manera la evolución geológica de la zona. La fuente de los fluidos presentes en el trabajo actual es incierta pudiendo posiblemente estar relacionada a intrusiones de tipo pórfido posteriores a la edad de cristalización del Batolito o corresponder a una fase fluida exsuelta en los últimos estadios de la cristalización del Batolito de Mogotes, para esto es necesario muchos más indicios y estudios que puedan corroborar las hipótesis para dar lugar a la verdad

8. CONCLUSIONES

- Las venas del presente trabajo son producto de eventos tectónico-hidrotermales que afecta una estructura anterior con composiciones estrictas de Qz+Ser producto de alteración hidrotermal en el Batolito de Mogotes, debido a esto los clastos solo presentan estas composiciones.
- Se reconocieron 7 eventos que afectan las venas siendo estos: 1. Alteración Qz+Ser pervasiva (EH1), 2. Depositación de Monacita-Ce+Ce+Ba+MnO+Al+Ti+Pd. Formación de moscovita con impurezas de vanadio-bario y cromfilita (EH2), 3. Evento tectónico que genera brechamiento y cementación de manera coetánea por hematita (hematita 1) de fluidos hidrotermales, formación de fengita por condiciones de P-T (ETH), 4. Se genera un evento de reapertura precipitando hematita (hematita 2 y hematita 3) y formación de cavidades por

posiblemente falta de fluido para su relleno (EH3), 5. Precipitación de pirita±cuarzo en cavidades (EH4), 6. Disolución de forma parcial y total de pocas cavidades con pirita±qz, produciendo cuarzo y hematita corroídos, posible precipitación de grafito+cloro, 7. Alteración supérgena con formación de caolinita y goethita.

- Las venas presentan un control estructural con direcciones NW-SE asociadas a las fallas geológicas del área (Lebrija y Las flores), estructuras que deben ser tenidas en cuenta ya que controlan tectónicamente los espacios por los que ascienden los paleofluidos.
- La brechificación presente en las muestras ocurre por el proceso mecánico denominado implosión, el cual sucede durante un rápido deslizamiento por falla que junto a la presencia de cementación por mineralogía hidrotermal es un indicador de implosión hidráulica con rápida generación de diferenciales de presión de fluido durante el cese de la ruptura generando su ascenso asistido por la caída de presión.
- La mineralogía identificada mediante análisis DRX y micro-DRX corresponden a trazas debido a que su identificación fue de manera puntual y no identificable mediante análisis petrográfico.
- Teniendo en cuenta las edades reportadas en Ardila, D. & Ayala, A., 2017 para los datos de análisis geocronológicos de la alteración Qz+Ser se plantea que los eventos siguientes presentados en el actual trabajo ocurrieron posteriores a 184.01 ± 1.09 (Pliensbachiano del Jurásico Temprano) sin poder presentar mayores aseveraciones sobre la edad.
- No fue posible la identificación de contenidos en Ag y Au mediante las técnicas analíticas utilizadas.
- De manera preliminar se plantea que la fuente de los paleofluidos presentes en el trabajo actual puede ser la intrusión de cuerpos porfíricos posteriores a la cristalización del Batolito

de Mogotes o pueden corresponder a fluidos exsueitos en las últimas fases de cristalización del Batolito de Mogotes, son necesarios más datos y estudios para corroborar estas hipótesis

- Se plantea en el trabajo actual que la fuente de principalmente los elementos cromo y vanadio pueden ser las intrusiones de diques ácidos aledaños a la zona de estudio de edad Jurásico? reportados en Mantilla, L.C., y García, C.A., (2018).

Recomendaciones

- Hacer uso de otros análisis como inclusiones fluidas y recolección de muestras para una mejor identificación y entendimiento de las condiciones fisicoquímicas y evolución del fluido.
- Es necesario la toma de muestras más frescas a mayor profundidad para corroborar información sobre la paragénesis del evento asociado a Monacita-Ce, Ce, Pd, Ba, MnO, Al y Ti con más datos y evaluar su potencial. También para poder aclarar el carácter hipógeno o supergeno de la hematita debido a que la roca caja en el afloramiento identificado se encontraba en condiciones de saprolitización existiendo la posibilidad que los procesos supergenos también tuvieran lugar en las venas siendo probable que la hematita sea resultado de alteración de un mineral anterior.
- Ejecutar otras técnicas analíticas que permitan corroborar el contenido de Ag y Au reportados en Gamboa, (2016) puesto que con los métodos actuales no fue posible.
- En el afloramiento de las rocas del presente trabajo son encontradas venillas cercanas, a un par de metros, que siguen direcciones similares a las de las Fallas de San Roque de colores negros oscuros y arcillosas, posiblemente debido al grado de meteorización de la zona, que

no pudieron relacionarse mediante un orden de corte con las venas del presente estudio pero que se cree pueden estar relacionadas a un evento posterior con contenidos en Mn o Carbono, como el ultimo evento hidrotermal propuesto, debido a que presentan la propiedad de manchar la piel al tener contacto. Con base en esto se sugieren estudios sobre las venillas ya que el estudio de estas se sale del objetivo del presente trabajo.

- Fueron tenidos en cuenta modelos realizados por diversos autores para dar una aproximación preliminar con respecto a cierta información de la mineralogía presente, sin embargo son necesarios datos experimentales para corroborarlos de manera unánime.

Referencias Bibliográficas

- Andrew, D., Cooke, D., Gemmell, B., y Simpson, K. (2008). Diatreme Breccias at the Kelian Gold Mine, Kalimantan, Indonesia: Precursors to Epithermal Gold Mineralization.
- Aleman, A., y Ramos, V. (2000). The Northern Andes in: Cordani, U., Milani, E., Thomas F., & Campos., D (Eds). Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro, Brazil, *Spec. Publ*, p: 453-480.
- Ardilla, D., y Ayala, A. (2017). Estudio Mineralógico-Petrográfico de las alteraciones hidrotermales presentes en las rocas ígneas aflorantes a lo largo de la transecta Mogotes-San Joaquín (Macizo de Santander, Colombia). *Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, 2016. p: 30-67.*
- Barbes, J., & Weihua, L. (2012). Pt and Pd mobility in hydrothermal fluids: Evidence from komatiites and from thermodynamic modelling.
- Cavailles, T., Soliva, R., Labaume, P., Wibberley, C., Sizun, J., Gout, C., Charpentier, D., Chauvet, A., Scalabrino, B & Buatier, M. (2013). Phyllosilicates formation in faults rocks: Implications for dormant fault-sealing potential and fault strength in the upper crust. *Geophysical. Research Letters* 40(4272-4278).
- Clavijo, J. (1994). Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander. *Memoria explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 47p.*
- Cediell, F., Shaw, R., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. *AAPG Memory, Vol. 79, pp. 815-816.*
- Chirif, H. (2010). Microscopia Óptica de Minerales. *Boletín N°1 Serie J, tópicos de geología.*

- Corbett, J., y Leach, M. (1997). Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, Alteration, and Mineralization. short course manual.
- Del Real, C., y Velandia, F. (2013). Cartografía geomorfológica y evidencias de actividad reciente de la falla de Chaguacá, prolongación sur de la falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta.
- Dorr, W., Grosser, J., Rodríguez, G., & 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*. v8, p: 187-194.
- Evans, J. (1977). Geological and Geochemical reconnaissance in the Central Santander Massif, Departments of Santander and Norte de Santander, Colombia. *U. S. Geological Survey (edits)*. 43 p.
- Gamboa, J. (2016). Estudio de las alteraciones hidrotermales asociadas a sistemas de fallas de dirección noreste en el Batolito de Mogotes (Sector Mogotes-Alto de los Cacaos; Macizo de Santander).
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society, London*, v129, p: 93-131.
- García, C., Ríos, C. (1999). Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. *Informe final Proyecto de Investigación 102-05-083-95 Colciencias-Universidad Industrial de Santander (Bucaramanga)*, 191p.
- Goldsmith, R., Marvin, F., & Mehnert, H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, v750-A: D44-D49'.
- Hernández, C. (2011). Estudio mineralógico, petrográfico y geoquímico de las rocas ígneas aflorantes en el cerro El Mirador (vía Mogotes-San Joaquín, Departamento de Santander). *Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, 2016*. p: 31-71.

- Huizenga, M. (2010). Thermodynamic modelling of a cooling C-O-H fluid-graphite system: Implications for hydrothermal graphite precipitation.
- Mackenzie y Guilford, (1996). Atlas de petrografía, minerales formadores de rocas en lamina delgada.
- Mantilla, C., Bissig, T., Cottle, J., & Hart, C. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, v38, p: 1-12.
- Mantilla, C., Bissig, T., Valencia, V., & Hart, C (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v45, p: 235-249.
- Mantilla, C. (2003). Guía de laboratorios de petrología ígnea.
- Mantilla, C., García, C., y Valencia, V. (2016). Propuesta de escisión de la denominada 'Formacion Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detritícos. *Boletín de Geología*, v38 (1), p: 33-50.
- Mantilla, C., García, C., y Valencia, V., (2016). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, v40 (155), p: 320-336.
- Mantilla, L.C., y García, C.A., (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander).
- Mendoza, H. et al. (1979). Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico Ingeominas*, 22: 3-52.
- Meuniera, A., y Velde, B. (1982). Phengitization, sericitization and potassium-beidellite in a hydrothermally-altered granite.

- Moreno, M., Gómez, A., y Castillo, 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, p: 1-7.*
- Muir, T. (2011). Geology of the Northern Eagle barite occurrence, Hemlo greenstone belt, Ontario. *Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3759, scale 1:100.*
- Pennington, D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research, v86, p: 10753-10770.*
- Pinilla, D. y Almanzar, J. (2017.) Estudio Geológico de los diques riodacíticos porfíricos aflorantes en el sector cerro de las antenas (Municipio de Mogotes, Departamento de Santander). *Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, p: 24-47.*
- Restrepo, A. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. *Ph.D Thesis, University of Arizona, Department of Geosciences, 195p.*
- Robb, L. (2005). Introduction to ore-forming processes
- Royero, J., y Vargas, R. (1999). Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. *INGEOMINAS.*
- Royero, J., y Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1:400.000. *Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá, p: 17-41.*
- Severin, K. (2004). Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winklerf, 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, v27 (1) p: 95-139.*

- Sibson, R.H., (1986). Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 159-175.
- Sibson, R.H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems.
- Snetsinger, K. (1966). Barium-Vanadium Muscovite and Vanadium Tourmaline from Mariposa County, California.
- Toussaint, J. y Restrepo, J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas de los Andes colombianos. *Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Medellín*. v1, p: 1-47
- Van Der Lelij, R. (2013). Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. *Thèse de doctorat, Université de Genève*, 248p.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., y Mora, A. (2015). 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*. V 31, p: 271-294.
- Vargas, H., Arias, T., Jaramillo, C., y Tellez, I. (1981). Geología de las Planchas 136 Málaga y 152 Soatá, Cuadrángulo I-13. Escala 1:100.000. *Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá*, p: 18-21.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM.
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., y Taboada, A. (2017). Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes.
- Velde, B. (1965). Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence.

- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. U.S. *Geological Survey e INGEOMINAS. Boletín Geológico, v (1-3): p 30-41.*
- Jones, W. (2015). The hydrothermal mobility of the rare earth elements.
- Woodcock, N., y Mort, K. (2008). Classification of fault breccias and related fault rocks.