

Génesis de las venas hidrotermales cuarzo-especularita aflorantes en el Cerro El Cardonal  
(Municipio de Mogotes, M.S)

Fabián Samuel Reyes Santos

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogo

Director

Luis Carlos Mantilla Figueroa

PhD en Geología económica y geoquímica

Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Físicoquímicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga

2021

### **Dedicatoria**

A Dios por ayudarme a cumplir mis metas y proyectos, en especial por la inmensa creación de este universo lleno de misterios por descubrir y comprender.

A mis padres Ana y Samuel por su incondicional apoyo y amor durante toda mi vida, guiándome y apoyando las metas que me propongo.

A mis hermanos César y Felipe por su compañía tanto terrenal como espiritual, con quienes he compartido toda mi vida en momentos felices y tristes, siendo a quienes aprecio de corazón y les deseo la mayor felicidad y éxitos.

A todos mis familiares que de una u otra forma me apoyaron, en especial a mi tía Clemencia, a mi abuela, a mi primo Luis Carlos, a mi tía Sofía y a mi tío Evaristo, también a mi perro Lolo quien me ha acompañado estos últimos años.

A mis mejores amigos por todos los momentos vividos durante años a John, Duban, Pedro Luis, Diego y en especial mis amigos de toda la vida universitaria Pacho, Daniel, Hellal, Oscar y Esteban de PFULegends, también a Aldo, Jose R., David Santiago, Santiago S., Diana, Juan Pablo y Omar con quienes he compartido muchos momentos de felicidad, gracias por su apoyo, por las polas que nos tomamos y las que vendrán, en fin, una increíble compañía que ha dejado en mí recuerdos inolvidables.

A mis compañeros de geología y de otras carreras con quienes he compartido increíbles experiencias y salidas de campo Sebastián H., Gabriel, Cala, Camilo, Victoria, Diego, Mauro, Mónica, Daniela, Luis, Ángela, César, Sarai, Jesús, Santiago, Maria Paula, Laura, Nathalia y todos los demás que no alcancé a nombrar gracias por su compañía.

Al personal de Bienestar Universitario en especial a la doctora Martha, a la jefe Amparo, la doctora Mónica y a Paola, que me ayudaron durante mis problemas de salud y lesiones, con una excelente calidad humana y profesionalismo.

### **Agradecimientos**

Un agradecimiento especial al profesor Luis Carlos Mantilla por orientarme desde introducción a las geociencias hacia el área de yacimientos minerales que tanto me apasiona, quien con su colaboración, paciencia y acompañamiento llevó a cabo la satisfactoria culminación de este proyecto a pesar de los problemas que trajo consigo la pandemia.

A mi alma máter, la Universidad Industrial de Santander por permitirme adquirir conocimientos y crecer no solo como profesional, sino como una persona integral.

A la escuela de Geología, cuerpo administrativo, docente y compañeros con los que pude compartir varios años durante nuestra formación profesional.

Al Laboratorio de Microscopia del Parque Tecnológico Guatiguará, en especial al profesor Carlos Alberto Ríos por su apoyo y colaboración, así como al profesor Carlos Villareal por su acompañamiento en la adquisición de los datos.

A la profesora Edith Katherine Jerez por su amabilidad y sencillez a la hora de discutir inquietudes geológicas, quien no solo demuestra su calidad docente, sino también su calidad humana. Muchas gracias por tus consejos.

Al profe Luis Fernando Anaya técnico del laboratorio de preparación de muestras y secciones delgadas por su colaboración y ayuda en la fabricación de las secciones requeridas, así como por brindarme su amistad, sus consejos y enseñarme un poco el arte de la fabricación de secciones delgadas.

Al laboratorio de Rayos X del Parque Tecnológico Guatiguará y su director el profesor José Antonio Henao, por su apoyo en la adquisición de datos de difracción.

Al profesor Juan Diego Colegial y al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) por permitirme el uso de los equipos de laboratorio.

Al laboratorio de Microsonda Electrónica de la Universidad Nacional de Colombia, en especial a Mayda por su colaboración y ayuda durante la adquisición de datos.

A mis siete compañeros de campo II en Mogotes con quienes compartí la salida, en especial a David Santiago con quien logramos explorar esa zona de difícil acceso, en una forma de geología extrema que permitió identificar y recolectar muestras de las rocas reportadas en este trabajo.

A César Betancourt por su amistad y apoyo con la auxiliatura administrativa, la cual permitió financiar una parte del costo que representó el servicio de análisis EMPA.

A los colegas de junta de la SGA UIS Student Chapter durante estos últimos tres años (Juan Pablo, Aldo, Gabriel, Paez, Santiago S., Diana, Camilo y Jose), así como a los miembros del capítulo que durante varios años han sido el pilar para apasionarme y aprender mucho más sobre el área de yacimientos minerales.

A todos los profesores, amigos y colegas geólogos que de una u otra forma aportaron su opinión, discusión y acompañamiento durante mi vida universitaria, en el marco del desarrollo de este proyecto de investigación.

A Alexandra Elbakyan quien fundó Sci-Hub y permite que muchos estudiantes e investigadores podamos tener acceso a una amplia base de datos académicos de manera gratuita.

A los habitantes del casco urbano y rural del municipio de Mogotes por su amabilidad y generosidad durante el desarrollo de las campañas de campo.

**Tabla de Contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción.....	13
<b>1. Objetivos .....</b>	<b>14</b>
1.1 Objetivo General.....	14
1.2 Objetivos Específicos.....	14
<b>2. Metodología .....</b>	<b>15</b>
2.1 Fase de campo.....	15
2.2 Fase de laboratorio.....	15
2.2.1 Descripción macroscópica .....	16
2.2.2 Descripción petrográfica.....	16
2.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) .....	17
2.2.4 Difracción de Rayos X (DRX).....	18
2.2.5 Microsonda electrónica.....	19
<b>3. Generalidades del área de estudio.....</b>	<b>20</b>
3.1 Localización.....	20
3.2 Fisiografía de la zona.....	21
<b>4. Antecedentes .....</b>	<b>22</b>
4.1 Marco geológico regional .....	22
4.2 Marco geológico-estructural local .....	25
4.2.1 Batolito de Mogotes.....	25
4.2.2 Falla de Bucaramanga.....	29
4.2.3 Filones y alteraciones hidrotermales.....	32
<b>5. Resultados .....</b>	<b>34</b>
5.1 Litologías aflorantes en el área de estudio.....	34
5.1.1 Monzogranito del Batolito de Mogotes .....	34
5.1.2 Diques de diabasa .....	34
5.1.3 Diques de diorita hornbléndica .....	34
5.2 Análisis Macroscópico.....	38
5.3 Análisis mineralógico-petrográfico .....	41
5.3.1 Mineralogía del monzogranito alterado hidrotermalmente.....	41

5.3.2 Caracterización textural .....	45
5.3.3 Evento de filosilicatos.....	49
5.3.4 Evento de sulfatos y sulfuros .....	53
5.3.5 Eventos con presencia de óxidos de hierro (hipógeno y supérgeno) .....	66
5.3.6 Alteración supérgena .....	70
5.4 Inclusiones Fluidas.....	77
5.4.1 Petrografía.....	78
5.5 Difracción de Rayos X.....	84
5.6 Análisis EMPA .....	88
5.6.1 Elementos mayores, menores y trazas en sulfuros.....	95
6. Discusión.....	101
6.1 Cuadro de paragénesis mineral .....	101
6.2 Condiciones fisicoquímicas y modelo genético.....	102
6.2.1 Forma en que se presentan los metales preciosos.....	110
7. Conclusiones.....	113
8. Recomendaciones.....	116
Referencias bibliográficas .....	118

**Lista de Tablas**

	<b>Pág.</b>
<i>Tabla 1 Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042001 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 1 de la vena hidrotermal. ....</i>	84
<i>Tabla 2 Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042002 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 2 de la vena hidrotermal. ....</i>	84
<i>Tabla 3 Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042003 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 3 de la vena hidrotermal. ....</i>	85
<i>Tabla 4 Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042004 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 4 de la vena hidrotermal. ....</i>	86
<i>Tabla 5 Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042005 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD) para muestra del cuerpo diorítico. ....</i>	87
<i>Tabla 6 Composición semicuantitativa de las inclusiones de calcopirita en la esfalerita. ....</i>	89
<i>Tabla 7 Composición semicuantitativa de inclusión de molibdenita en pirita. ....</i>	91
<i>Tabla 8 Análisis semicuantitativo de calcocita mediante microsonda electrónica. ....</i>	93
<i>Tabla 9 Composición semicuantitativa de inclusión de galena en especularita. ....</i>	95
<i>Tabla 10 Concentración de elementos mayores, menores y trazas en sulfuros determinados por EMPA. ....</i>	96
<i>Tabla 11 Paragénesis de minerales identificados en la vena hidrotermal. ....</i>	102

## Lista de Figuras

	<b>Pág.</b>
<i>Figura 1</i> Microscopios de luz transmitida y reflejada del GIGBA .....	17
<i>Figura 2</i> Microscopio electrónico de barrido FEG Quanta FEG 650 y metalizador .....	18
<i>Figura 3</i> Localización del área de estudio y vías de acceso.....	20
<i>Figura 4</i> Ubicación del Batolito de Mogotes y litologías aflorantes en sus alrededores .....	26
<i>Figura 5</i> Triángulo QAP de composición modal de rocas plutónicas del Batolito de Mogotes. ....	28
<i>Figura 6</i> Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur.....	30
<i>Figura 7</i> Mapa geológico generalizado y terminación sur de la Falla Bucaramanga.....	31
<i>Figura 8</i> Vena de relleno hidrotermal caracterizada por Jerez y Rodríguez, (2018). ....	33
<i>Figura 9</i> Microfotografías e imágenes BSE de la diorita hornbléndica .....	35
<i>Figura 10</i> Espectros de dispersión de algunos minerales del cuerpo diorítico .....	37
<i>Figura 11</i> Sección transversal de la vena hidrotermal objeto de estudio. ....	39
<i>Figura 12</i> Microfotografías mediante microscopio óptico de la roca caja alterada y el contacto con la vena hidrotermal.....	43
<i>Figura 13</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la roca caja .....	45
<i>Figura 14</i> Texturas de crecimiento primario, recristalización y asociación con especularita .....	47
<i>Figura 15</i> Imágenes BSE y microfotografías de minerales pertenecientes al evento de filosilicatos. ....	50
<i>Figura 16</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales del evento filosilicatado.....	52
<i>Figura 17</i> Microfotografías de asociación Qtz+Ms+Chl y Qtz+Chl .....	53
<i>Figura 18</i> Evento de crecimiento de sulfuros y sulfatos.....	54
<i>Figura 19</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 18.....	56
<i>Figura 20</i> Imagen del evento de sulfuros con presencia de inclusiones de calcopirita .....	58
<i>Figura 21</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales analizados en la Figura 20.....	60
<i>Figura 22</i> Microfotografías de asociación spe+py+qtz±chl.....	62
<i>Figura 23</i> Imágenes BSE para la asociación de sulfuros+óxidos de hierro y hematización de pirita. ....	64
<i>Figura 24</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales identificados en la Figura 23.....	66
<i>Figura 25</i> Imágenes BSE y microfotografías en microscopio de luz transmitida del evento rico en óxidos de hierro. ....	68
<i>Figura 26</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 25.....	70
<i>Figura 27</i> Evento de alteración supérgena de sulfuro de plomo .....	72
<i>Figura 28</i> Microfotografías de alteración supérgena de esfalerita .....	73
<i>Figura 29</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 27 y Figura 28.....	74
<i>Figura 30</i> Imagen BSE y microfotografías de alteración supérgena de sulfuros y especularita .....	75
<i>Figura 31</i> Microfotografías e imágenes BSE de clorita (variedad chamosita) afectada por alteración supérgena....	76
<i>Figura 32</i> Espectros de dispersión y composición semicuantitativo de minerales presentes en la Figura 31.....	77
<i>Figura 33</i> Microfotografías de inclusiones primarias y secundarias identificadas en textura zonal de cuarzo .....	80
<i>Figura 34</i> Microfotografías de AIF primarias y secundarias presentes en cuarzo .....	81
<i>Figura 35</i> Microfotografías de inclusiones fluidas en cuarzo cercano al evento de sulfuros .....	83
<i>Figura 36</i> Difractograma de la muestra 20042003, región 3 de la vena hidrotermal, visualizado mediante el software DIFRAC.EVA.....	85
<i>Figura 37</i> Difractograma de la muestra 20042005, muestra del cuerpo gabrodiorítico, visualizado mediante el software DIFRAC.EVA.....	87

<i>Figura 38</i> Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) donde se identifica la mineralogía y los puntos cuantitativos.....	88
<i>Figura 39</i> Imagen BSE y espectro de dispersión de inclusiones de calcopirita en esfalerita.....	89
<i>Figura 40</i> Imagen BSE de inclusiones con molibdeno y espectro de dispersión.....	90
<i>Figura 41</i> Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de diversos sulfuros y los puntos cuantitativos analizados.....	92
<i>Figura 42</i> Imágenes BSE y espectros de dispersión de calcocita.....	93
<i>Figura 43</i> Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión para inclusión de galena en especularita.....	94
<i>Figura 44</i> Diagrama $\log fS_2 - 1000/T$ con estado del sulfidación de magmas y fluidos de sistemas hidrotermales activos.....	106
<i>Figura 45</i> Propuesta de modelo genético en el marco de la mineralogía y textura observada en la vena hidrotermal.....	109
<i>Figura 46</i> Estabilidad de carbonatos de zinc en el sistema químico Zn-H-O-C y estabilidad de minerales de plomo en función del pH.....	110
<i>Figura 47</i> Revisión de puntos de microsonda en galena que exhiben valores de oro.....	111

## Resumen

**Título:** Génesis de las venas hidrotermales cuarzo-especularita aflorantes en el Cerro El Cardonal (Municipio de Mogotes, M.S)\*

**Autor:** Fabián Samuel Reyes Santos\*\*

**Palabras Clave:** Especularita, epitermal, inclusiones fluidas, Macizo de Santander (M.S.), paleofluidos

### Descripción:

En las veredas Las Flores y El Gaital del Municipio de Mogotes (Departamento de Santander) afloran cuerpos ígneos pertenecientes al Batolito de Mogotes del Triásico tardío – Jurásico temprano, los cuales han sido afectados por procesos hidrotermales epigenéticos.

Las alteraciones y las estructuras presentes en el sector del Cerro El Cardonal apuntan a procesos hidrotermales que coinciden en su ambiente de formación con ambientes subepitermales (>1.5 Km de profundidad) con sobreimposiciones hidrotermales tipo epitermal (<1.5 Km de profundidad). La evidencia del ambiente subepitermal se ve reflejado en la alteración de sericita, specularita y moscovita gruesa hidrotermal de la roca caja, así como el primer evento de crecimiento de la vena hidrotermal (minerales de reemplazamiento) y la posterior apertura con formación de cuarzo masivo y cristales principalmente euhedrales de pirita (minerales de relleno). La mineralogía del ambiente epitermal está dominada por cuarzo con textura crustiforme y sulfuros (pirita, galena, esfalerita, calcopirita). Las venas hidrotermales cuarzo–especularita–(±sulfuros) descritas anteriormente según el ambiente de formación, completan su evolución con la acción de procesos supérgenos, que se ven representados por la hematización de la pirita (transformación pseudomorfa de pirita por hematita especular) y la formación de hidróxidos de hierro con carbonatos.

Se desconoce la fuente de los fluidos hidrotermales que causaron las alteraciones y venas presentes en la zona de estudio; sin embargo, en este estudio se sugieren los cuerpos ígneos de finales del Jurásico Temprano como principales contribuyentes de fluidos, tal como lo infieren datos geocronológicos reportados por otros estudios, sin descartar la participación de fluidos meteóricos.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa. Geólogo PhD en Geología económica y geoquímica.

### Abstract

**Title:** Genesis of the hydrothermal quartz – specularite veins outcropping in The Cardonal Hill (Mogotes Town, S. M.)\*

**Author:** Fabián Samuel Reyes Santos\*\*

**Key Words:** Specularite, epithermal, fluid inclusions, Santander Massif (S.M.), paleofluids

### Description:

In the villages of Las Flores and El Gaital of the Mogotes Town (Santander Department) igneous bodies outcrops belonging to the Mogotes Batholith of the late Triassic – Early Jurassic, which have been affected by epigenetic hydrothermal processes.

The alterations and structures present in the sector of The Cardonal Hill point to hydrothermal processes that agree in their formation environment with subepithermal environments (>1.5 Km depth) with epithermal type hydrothermal overprints (<1.5 Km depth). Evidence of the subepithermal environment is reflected in the alteration of sericite, specularite and coarse hydrothermal muscovite of the box rock, as well as the first hydrothermal vein growth event (replacement minerals) and the subsequent opening with massive quartz formation and mainly euhedrales pyrite crystals (filler minerals). The mineralogy of the epithermal environment is dominated by quartz with crustiform texture and sulfides (pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite). The quartz–specularite–(±sulfides) hydrothermal veins described above according to the formation environment complete their evolution with the action of supergen processes, which are represented by the hematitization of pyrite (pseudomorphic transformation of pyrite by specular hematite) and the formation of iron hydroxides with carbonates.

The source of the hydrothermal fluids that caused the alterations and veins present in the study area is unknown; however, this study suggests igneous bodies from the late Early Jurassic as major fluid contributors, as inferred by geochronological data reported by other studies, without ruling out the involvement of meteoric fluids.

---

\* Degree Work

\*\* Faculty of Physicochemical Engineering. Geology School. Advisor: Luis Carlos Mantilla Figueroa. Geologist PhD in Economic Geology and geochemistry

## **Introducción**

Los fluidos hidrotermales que circulan por la corteza terrestre son agentes geológicos importantes que lixivian, transportan y concentran elementos químicos (ocasionalmente con interés económico), los cuales generan cambios en las rocas afectadas durante su paso por estas. Como resultado de los procesos de interacción fluido – roca, se forman estructuras hidrotermales y se generan alteraciones hidrotermales, solo en aquellas rocas donde existen condiciones de desequilibrio químico entre el fluido y la roca. El estudio de estas evidencias hidrotermales es de gran importancia para la Geología, debido a que su composición mineralógica, textura de relleno de venas y demás atributos fisicoquímicos, permiten establecer sus condiciones de formación y su temporalidad relativa.

Con base en lo anterior y en el marco de investigaciones anteriores que han caracterizado alteraciones y venas hidrotermales en cercanías al municipio de Mogotes, se desarrolló la presente tesis de pregrado en modalidad de investigación. Se pretende realizar una caracterización mineralógica que permita indagar aspectos genéticos de las venas hidrotermales con presencia de specularita y sulfuros, en aras de establecer un modelo que explique su formación y sus implicaciones metalogénicas; brindando información para el desarrollo de futuros proyectos de investigación e incrementando el interés en temas relacionados con yacimientos minerales para esta región. Las técnicas usadas brindan información confiable que permite comprender la dinámica fisicoquímica de los paleofluidos y la evolución del sistema hidrotermal registrada en la composición mineralógica de la vena objeto de estudio.

## 1. Objetivos

### 1.1 Objetivo General

Determinar la génesis de las venas hidrotermales cuarzo-especularita aflorantes en el cerro El Cardonal, perteneciente al municipio de Mogotes, identificando las características mineralógicas y estableciendo un modelo de su formación.

### 1.2 Objetivos Específicos

- Realizar una compilación y revisión de la información geológica disponible del área de estudio, con el fin de contextualizar geológicamente el área de trabajo.
- Realizar un estudio mineralógico-petrográfico del material de relleno de la vena hidrotermal, mediante microscopía óptica, SEM (Microscopía Electrónica de Barrido) y DRX (Difracción de Rayos X).
- Analizar la geoquímica de las venas hidrotermales de interés, para fines de su caracterización e interpretación de su génesis y sus posibles implicaciones metalogénicas.
- Realizar un estudio petrográfico de inclusiones fluidas (IF) en el cuarzo hidrotermal.
- Sugerir a la luz de nuevos datos, un modelo que explique la génesis de las venas hidrotermales objeto de estudio.

## **2. Metodología**

Con el fin de alcanzar los objetivos anteriormente mencionados, se siguió la metodología compuesta por las siguientes fases: a. Trabajo de oficina: en el cual se procede a la búsqueda y revisión de información geológica del área que cubre el municipio de Mogotes, b. Campo: Identificación litológica de las unidades aflorantes y eventos hidrotermales impresos en las rocas, toma de muestras georreferenciadas y adquisición de datos adicionales, c. Laboratorio: Análisis realizados para cumplir los objetivos propuestos y d. Análisis, interpretación de datos y desarrollo de documento técnico de tesis en modalidad investigativa

### **2.1 Fase de campo**

Durante la fase de campo se llevó a cabo el reconocimiento de las rocas presentes en el área de estudio, con el fin de determinar su composición basada en observaciones en campo, comprender la distribución y competencia de los cuerpos rocosos, buscando evidencias de hidrotermalismo y posibles cuerpos que llegaron a tener cierto grado de importancia como fuente para estos fluidos, todo ello basado en relaciones de campo.

### **2.2 Fase de laboratorio**

Se considera esta fase como la más importante entendiendo la necesidad que se tiene de conocer nuevos datos que permitan comprender los paleofluidos involucrados en la formación mineralógica de las venas hidrotermales objeto de estudio. Durante esta fase se llevó a cabo: a) adecuación de las muestras y descripción macroscópica, b) descripción textural y mineralógica de las muestras mediante microscopía óptica, c) análisis de fases minerales mediante Microscopía Electrónica de Barrido (SEM), d) identificación mineralógica usando el análisis de Difracción de Rayos X (DRX) para muestras pulverizadas, e) estudio petrográfico y

microtermométrico de Inclusiones Fluidas (IF) y f) análisis geoquímico e isotópico en laboratorio certificado.

### ***2.2.1 Descripción macroscópica***

En primer lugar, se adecuaron las muestras de tal manera que fuera posible a la identificación, para tal razón se hicieron cortes y se estudiaron con lupas de mano y estereomicroscopios binocular Nikon N1-150 modelo C-PS en el laboratorio de estereomicroscopía de la Escuela de Geología. Se sugirieron de acuerdo con las tonalidades de las venas hidrotermales algunas texturas de crecimiento cristalino, así como algunas especies minerales por sus características físicas como la raya, dureza, color, magnetismo, entre otros. Esta descripción mineralógica previa, permitió seleccionar las muestras de mayor interés para la realización de secciones delgadas y análisis petrográfico en microscopios de luz transmitida polarizada.

### ***2.2.2 Descripción petrográfica***

Se fabricó una macro-sección delgada doblemente pulida en el Laboratorio de Secciones Delgadas de la Escuela de Geología en el Parque Tecnológico Guatiguará y se analizó mediante microscopía óptica de luz transmitida en el laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología salón 312 con el microscopio NIKON modelo Eclipse E200 50/POL y en el Laboratorio de Microscopía Óptica ubicado en el Parque Tecnológico Guatiguará, dirigido por el Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) usando el microscopio Leica modelo DM750P. Con este análisis fue posible la identificación de especies minerales presentes en las venas hidrotermales, así como las características texturales de los minerales y la relación que guardan con los diferentes pulsos de paleofluidos que intervinieron en su formación, otorgándoles características particulares que pueden ser observadas mediante la petrografía de

inclusiones fluidas en cuarzo. Adicionalmente se usó el microscopio de luz reflejada Nikon adjunto al GIGBA y con el cual fue posible caracterizar los minerales opacos.

**Figura 1** Microscopios de luz transmitida y reflejada del GIGBA



*Nota:* **a)** Microscopio de luz transmitida Leica DM750P; **b)** Microscopio de luz reflejada Nikon; **c)** Microscopio ZEISS adaptado con platina de enfriamiento – calentamiento THMS 600 marca LINKAM usado para el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

Se prepararon dos macrosecciones delgadas doblemente pulidas especiales para inclusiones fluidas en el Laboratorio de Secciones Delgadas de la Escuela de Geología en el Parque Tecnológico Guatiguará. Con base en estas dos secciones se realizó un estudio petrográfico de Inclusiones Fluidas (IF), donde se caracterizaron los diferentes tipos de inclusiones y las Asociaciones de Inclusiones Fluidas (AIF).

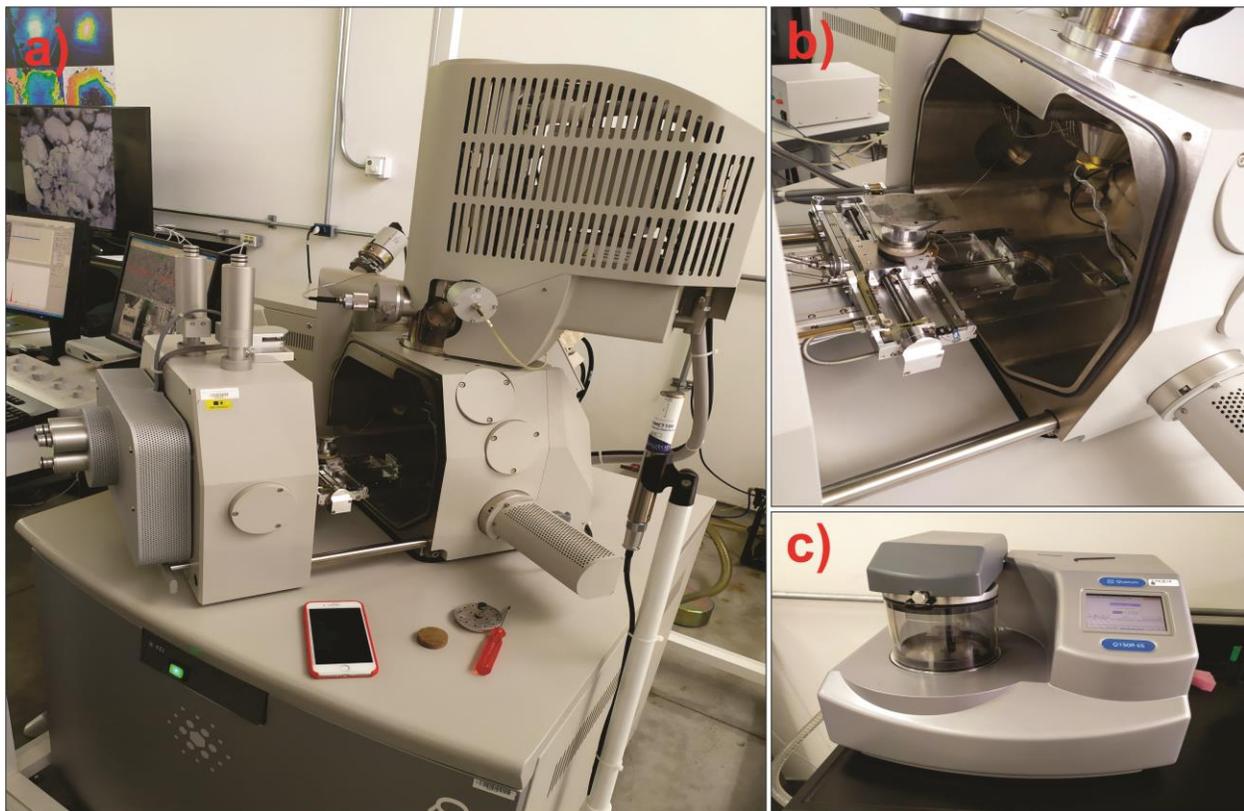
### ***2.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)***

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Microscopia Electrónica ubicado en el Parque Tecnológico Guatiguará, usando el Microscopio Electrónico de Barrido FEG Quanta FEG 650 (Field Emission Gun) en alto vacío, equipado con un detector EDAX APOLO X (resolución de 16,1 eV (en. Mn  $K\alpha$ )), con un voltaje de aceleración para análisis químico de 25 KV y procesando los datos con el Software EDX Genesis. Este análisis corresponde con un

método semicuantitativo para estimar el porcentaje atómico y en masa de los elementos que conforman los minerales. Las muestras fueron previamente secadas y recubiertas con grafito para mejorar la conducción y permitir el funcionamiento adecuado del microscopio electrónico.

**Figura 2**

*Microscopio electrónico de barrido FEG Quanta FEG 650 y metalizador*



#### **2.2.4 Difracción de Rayos X (DRX)**

El análisis de difracción convencional de rayos X fue realizado en el Laboratorio de Rayos X de la Universidad Industrial de Santander, ubicado en el Parque Tecnológico Guatiguará. Con el fin de tener una comprensión adecuada de la mineralogía de la vena se tomaron cuatro (4) muestras que abarcan las variaciones texturales observadas en muestra de

mano, como complemento se tomó una muestra del dique gabro – diorítico para realizar análisis DRX. Los especímenes seleccionados fueron molturados, homogenizados en un mortero de ágata y llevados a un tamaño de partícula menor a 38 micras. Las muestras pulverizadas fueron montadas en portamuestras de polimetilmetacrilato mediante la técnica de llenado frontal, para ser procesadas en el difractómetro de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con Geometría DaVinci. Los datos fueron procesados en el software DIFFRAC.EVA para estimar de forma cualitativa las especies minerales presentes en las muestras analizadas.

### ***2.2.5 Microsonda electrónica***

El análisis EMPA (Electron Microprobe Analysis) fue desarrollado en el Laboratorio de Microsonda Electrónica adjunto al Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, dotado con un JEOL superprobe JXA-8230 con tres canales de espectrómetros WDS, cada uno de ellos con dos cristales. Los parámetros del equipo se ajustaron con un voltaje de 20 kV, corriente de emisión de 10.8  $\mu\text{A}$  y 10.9  $\mu\text{A}$ , las correcciones se realizaron a partir del método ZAF y la calibración fue realizada con estándares certificados. Se analizaron diferentes sulfuros de forma cuantitativa en los siguientes 18 elementos: As, Se, Ge, Bi, Zn, Cu, Ni, In, Co, Mn, S, Au, Ga, Te, Cd, Ag, Fe y Pb.

### 3. Generalidades del área de estudio

#### 3.1 Localización

El área de trabajo objeto del presente estudio, se localiza aproximadamente a 5 Km hacia el Este del municipio de Mogotes (Este del Departamento de Santander), en zona boscosa del cerro El Cardonal, con acceso por la vía que conduce a la vereda El Gaital (cerca de 7 km desde la cabecera municipal), como se observa en la Figura 2. El área se centra en la subcuenca de la quebrada Los Negros y se encuentra en la plancha topográfica 136-III-C del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 2014) delimitada por las siguientes coordenadas planas origen Bogotá:

X= 1'127.000    Y= 1'207.000

X= 1'128.000    Y= 1'208.000

#### Figura 3

*Localización del área de estudio y vías de acceso*



*Nota:* El recuadro rojo representa el area seleccionada para explorar filones hidrotermales y el color cian la mejor ruta de acceso al area de estudio. Modificado de Google Earth.

### **3.2 Fisiografía de la zona**

El área de estudio se encuentra a una altura de 1900 a 2400 metros sobre el nivel del mar, el relieve montañoso está dominado por altas pendientes, escarpes y drenajes subparalelos controlados estructuralmente. Se caracteriza por ser un ambiente fluvio-erosional controlado por los sistemas de fallas, con superficies de roca altamente alterada por eventos supérgenos y procesos erosivos activos causados por el flujo de agua, generando en algunos lugares geoformas como cárcavas, surcos y también fenómenos de remoción en masa. La vegetación es muy densa en la zona de estudio con dominio de bosque natural y secundario, representado por árboles frondosos de talla media y alta, con presencia de algunos cultivos y rastrojos. El clima en el área de estudio y sus alrededores se considera como templado de montaña con temperaturas promedio de 20°C y altos valores de humedad.

#### 4. Antecedentes

##### 4.1 Marco geológico regional

Con el fin de contextualizar la zona de estudio, se describen las características principales del Macizo de Santander, considerando su evolución, unidades aflorantes y procesos geológicos que intervinieron en su formación.

El macizo de Santander forma parte de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos; los Andes Colombianos junto con los Andes de Mérida y Ecuatorianos conforman el bloque andino denominado Andes del Norte (Gansser, 1973; Pennington, 1981; Alemán y Ramos, 2000). Este cuerpo ha sufrido eventos de metamorfismo regional, fracturamiento, intrusiones y también otros eventos metamórficos de características más locales; además es considerado por algunos autores como un bloque alóctono acrecionado durante eventos regionales que se presentaron al margen de Gondwana durante el Ordovícico y el Carbonífero.

El basamento del Macizo de Santander está compuesto principalmente de gneises y esquistos, que son intruídos por granitoides, estas a su vez se presentan en contacto con unidades sedimentarias del Paleozoico al Cuaternario (Ward *et al.*, 1973; Mendoza y Jaramillo, 1979; Royero y Clavijo, 2001; Velandia, 2017; Velandia *et al.*, 2017). El metamorfismo regional se presentó bajo condiciones de alta temperatura y presión intermedia, superiores a las Facies Anfibolita y siguiendo trayectorias P-T en sentido horario, lo que sugiere un metamorfismo tipo Barroviano como consecuencia del engrosamiento cortical que se presenta en modelos orogénicos (Ríos *et al.*, 2003; García *et al.*, 2005; Castellanos *et al.*, 2008; Van Der Lelij *et al.*, 2019). Según Ward *et al.*, (1973), el basamento del Macizo de Santander (MS) está conformado por la unidad Neis de Bucaramanga, que corresponde a la unidad más antigua con una edad Proterozoica y con más alto grado de metamorfismo en el MS, asociado al metamorfismo

regional generado durante la Orogenia Grenvilliana. Apoyado en edades U-Pb, Mantilla *et al.*, (2016a) propone escindir la Formación Silgará en tres unidades diferentes: Esquistos de Silgará, Esquistos de Chicamocha y Filitas de San Pedro. Las unidades Esquistos de Silgará y Esquistos de Chicamocha, presentan edades del Cámbrico Tardío al Ordovícico Temprano y se relacionan con el evento Orogénico Principal Fammatiniano; coetáneamente al proceso metamórfico se genera la intrusión del protolito que pasó a formar la unidad Ortogneis (Ward *et al.*, 1973; Mantilla *et al.*, 2016a; Mantilla *et al.*, 2016b). La unidad Filitas de San Pedro por otra parte presenta un menor grado de metamorfismo y también una edad más joven, que las relaciona con el evento Orogénico Menor Fammatiniano del Ordovícico Tardío (Mantilla *et al.*, 2016b). Las Filitas de San Pedro son consideradas las rocas más jóvenes del MS que sufrieron metamorfismo regional, aunque considerando el metamorfismo de bajo grado que presenta la Formación Floresta del cual no se tiene plena certeza en lo relacionado al tipo de metamorfismo, así como la presencia de otras rocas con bajo grado de metamorfismo en el Macizo de Santander (metasedimentitas de la Virgen, las metasedimentitas de Guaca, entre otras; Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001; Clavijo *et al.*, 2008; Mantilla *et al.*, 2016a; Mantilla *et al.*, 2016b), no se puede asegurar del todo cuales rocas presentan evidencias del último evento metamórfico regional en el Macizo de Santander, por lo que es necesario contar con más datos y nuevas investigaciones orientadas a resolver estas dudas (Mantilla y García, 2018).

Según Mantilla y García, (2018) el magmatismo del Triásico-Jurásico derivó una anomalía termal que junto con eventos dinamo-térmicos generó en el MS procesos locales de metamorfismo. Posteriormente a los eventos metamórficos regionales, en el marco evolutivo del Macizo de Santander se presentan diversas intrusiones ígneas reportadas por diferentes autores, para Mantilla *et al.*, (2009) se pueden agrupar en cinco pulsos magmáticos diferentes, que

posteriormente fueron complementados con un nuevo pulso de edad Mioceno descrito por Mantilla *et al.*, (2011) y Cruz *et al.*, (2014):

1) Un evento magmático con una edad K-Ar de  $461\pm 10$  Ma (Ward *et al.*, 1973), a partir de una moscovita en una pegmatita, representado por la inyección de fundidos graníticos como los asociados al Granito de Durania; se presentan controversia debido a que presenta una edad similar a la Formación Ortogneis.

2) Un evento magmático granítico de edad en torno a  $394\pm 23$  Ma según Boinet *et al.*, (1985), que dio lugar a la Formación de la Monzonita de Onzaga.

3) Un evento magmático responsable de la formación de batolitos y plutones agrupados en el denominado Grupo Plutónico de Santander, en el cual se encuentra el Batolito de Mogotes, corresponden a granitoides tipo I, asociados a rocas de series calco-alcalinas orogénicas. Edades reportadas por Aspend *et al.*, (1987) mediante dataciones K-Ar en biotitas sugieren una edad de  $192\pm 6$  Ma para el Batolito de Mogotes y en general este evento se relaciona con el periodo magmático del Triásico Tardío – Jurásico Temprano en un rango de edad que oscila entre 198-209 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971; Aspend *et al.*, 1987; Dorr *et al.*, 1995; Cediél *et al.*, 2011; Mantilla *et al.*, 2013; Cruz *et al.*, 2014; Correa *et al.*, 2016).

4) Un evento magmático responsable de la formación de diques riolíticos y diabasas del Cretácico Inferior tomando como referencia dataciones K-Ar en sanidinas de diques porfiríticos del sector de Ocaña, donde se reporta una edad de  $127\pm 3$  Ma (Ward *et al.*, 1973).

5) Evento magmático con una edad en torno a  $57\pm 10$  Ma posiblemente del Finicretácico-Eoterciario, según datos extrapolados de las edades Re-Os obtenidas a partir de concentrados de pirita en filones auríferos del área de California (Mathur *et al.*, 2003; Mantilla *et al.*, 2009).

6) Un evento magmático del Neógeno en un contexto de arco magmático de margen continental que se observa en el municipio de Arboledas como diques riódacíticos con una edad de  $13,9\pm 0,2$  Ma (mejor edad estimada de cristalización), granodioritas en el Municipio de Vetas con edades  $10,9\pm 0,2$  Ma y riódacitas en la Vereda Hato Viejo que reportan una edad de  $8,4\pm 0,2$  Ma, representan el evento más joven de magmatismo que afectó el Macizo de Santander (Mantilla *et al.*, 2009; Mantilla *et al.*, 2011; Cruz *et al.*, 2014).

#### **4.2 Marco geológico-estructural local**

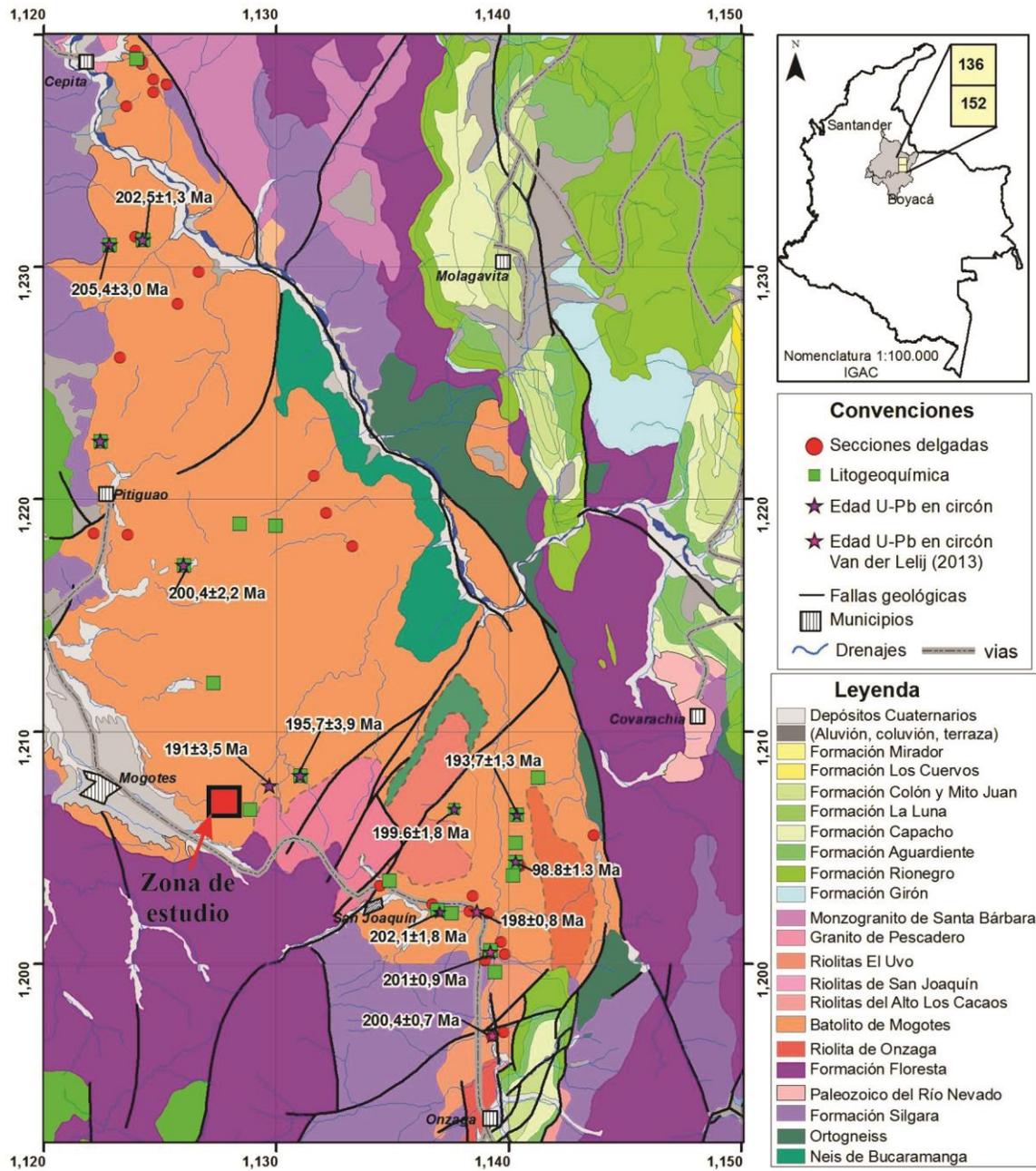
En el macizo de Santander según estudios realizados por diferentes autores, se han identificado diferentes tipos litológicos entre los que dominan los cuerpos ígneo-metamórficos. En la historia evolutiva del MS se tiene periodos de erosión, depositación sedimentaria, metamorfismo y eventos magmáticos, entre otros. Uno de los eventos magmáticos que sufrió el Macizo de Santander y del cual se tiene evidencia en la región de Mogotes corresponde principalmente al evento del Triásico Tardío – Jurásico Temprano que formó la unidad denominada Batolito de Mogotes, con evidencia de eventos posteriores tanto de diques básicos como de diques félsicos.

##### **4.2.1 Batolito de Mogotes**

Fue reportado por Goldsmith *et al.*, (1971) y descrito inicialmente por Ward *et al.*, 1973, aflora al oeste de la Falla de Bucaramanga mostrando un rumbo preferencial NW-SE, con unas dimensiones cercanas a los 45 Km de largo y 21 Km de ancho en la zona más amplia (Figura 3). En general el Batolito de Mogotes está compuesto principalmente por monzogranitos y en menor proporción por granodioritas (Figura 4).

Figura 4

Ubicación del Batolito de Mogotes y litologías aflorantes en sus alrededores



Nota: Gráfico tomado y modificado de Correa *et al.*, (2016) con litologías y dataciones.

Los monzogranitos son leucocráticos, de color blanco rosáceo, gris-rosáceo y rosado-naranja, que exhiben una intensa meteorización y llegan a desarrollar saprolitos que oscilan entre

los 5 y los 15 metros de espesor, dando lugar a suelos arenosos con tonalidades claras (anaranjado principalmente) conservando una textura granular fanerítica de grano medio. La textura es moteada por la presencia de micas y óxidos de hierro, es equigranular a inequigranular con un tamaño de grano medio, se presentan algunas variaciones locales a rocas faneríticas de grano fino con textura sacaroidal granular, en casos puntuales se observan enclaves desde melanocráticos hasta leucocráticos. La roca se compone de un 30 a 40% de plagioclasa blanca, feldespato potásico (25-35%), cuarzo (20-30%) y biotita (3-5%), además se presentan otros minerales en menor proporción: apatito, circón, rutilo, epidota, hornblenda, clorita, titanita; opacos, allanita. La epidota y la clorita se consideran como secundarias, la biotita ocasionalmente posee inclusiones de apatito, la allanita se presenta como cristales prismáticos subhedrales y euhedrales, ocurre disseminada en la roca o como inclusión en el feldespato (Correa *et al.*, 2016).

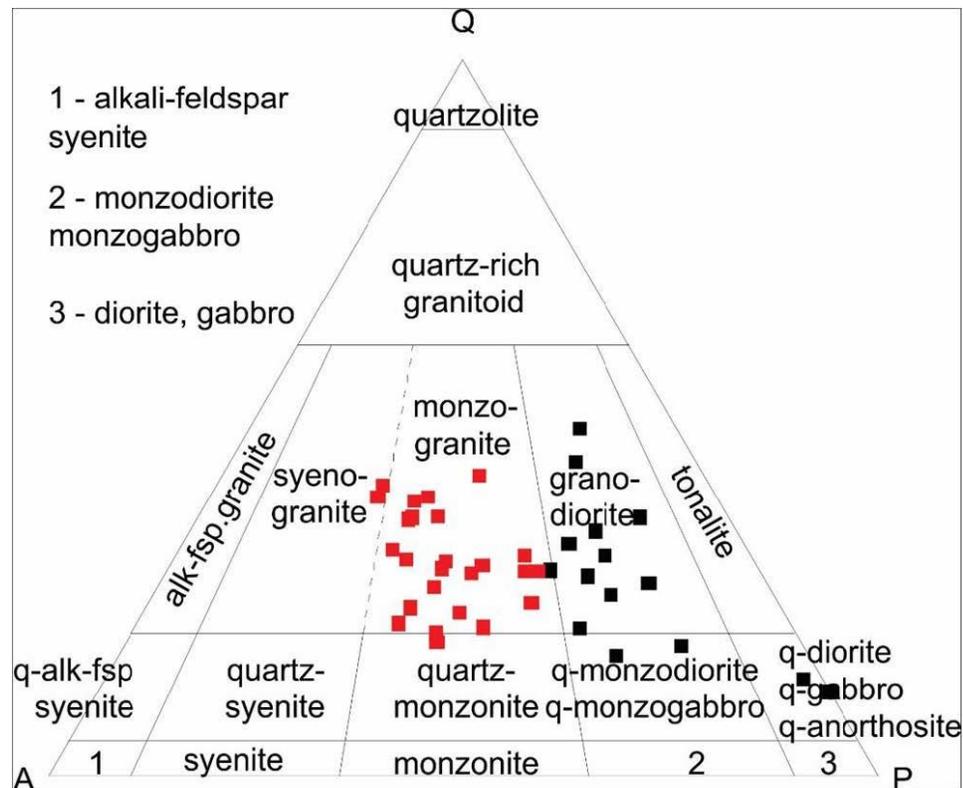
Las granodioritas y cuarzo-monzodioritas ocurren en los extremos SE y NNE del cuerpo principal, se presentan tanto frescos en los cortes de los drenajes como moderadamente alterados por meteorización supérgena en los taludes de las vías. No se aprecia una relación clara con el monzogranito, pero se presume que intruye al cuerpo principal monzogranítico. La granodiorita es de gris a gris rosácea o blanco rosado moteado de gris oscuro, de grano medio a grueso, de equigranular a inequigranular, compuesta por plagioclasa (60%), cuarzo (10%), biotita negra y anfíbol verde oscuro (20-25%) y feldespato potásico (5-10%). La cuarzo-monzodiorita es semejante macroscópicamente a la granodiorita, se diferencia en que exhibe una orientación de los minerales máficos, debido con la deformación asociada a la actividad de las fallas.

Se presentan además de las dos litologías anteriormente descritas unos cuerpos menores que corresponden a un monzogranito granofídico que aflora en el borde oeste del batolito en la

vía Aratoca-Las Palmas y el sienogranito aplítico Los Trapiches (denominado así por Correa *et al.*, 2016) que aflora en la vía San Joaquín-Las Tapias-Onzaga, en el sector de Los Trapiches.

**Figura 5**

*Triángulo QAP de composición modal de rocas plutónicas del Batolito de Mogotes.*



*Nota:* Triángulo composicional de cuarzo, plagioclasa y álcalis, modificado de Streckeisen (1974) y tomado de Correa *et al.*, (2016).

Diques máficos, intermedios y félsicos, de textura porfídica y aplítica se presentan en varias partes del cuerpo principal. Diques de micro-tonalita, diorita, andesita (al sur del cuerpo, cerca al municipio de Onzaga), granodioritas en San Joaquín con una orientación de minerales apreciable, diques aplíticos de composición sienogranítica a monzogranítica y porfídicos en su mayoría de composición riolítica. Los diques máficos son de grano fino, de afinidad andesítica, en la cual se puede observar bajo microscopio una textura porfirítica con cristales de andesina

subhedral y hornblenda euhedral en una matriz diabásica, compuesta principalmente de hornblenda y plagioclasa, los minerales accesorio son biotita, apatito, esfeno y óxidos de hierro, presenta minerales de alteración como clorita, calcita y epidota, así como sericita producto de la alteración supérgena de la plagioclasa, el grado de alteración en diferentes regiones del cuerpo plutónico es de intermedio ha avanzado y afecta de una forma similar tanto a la roca leucocrática como a estos diques, tomando tonalidades ocre a marrón oscuro (Ward *et al.*, 1973; Correa *et al.*, 2016).

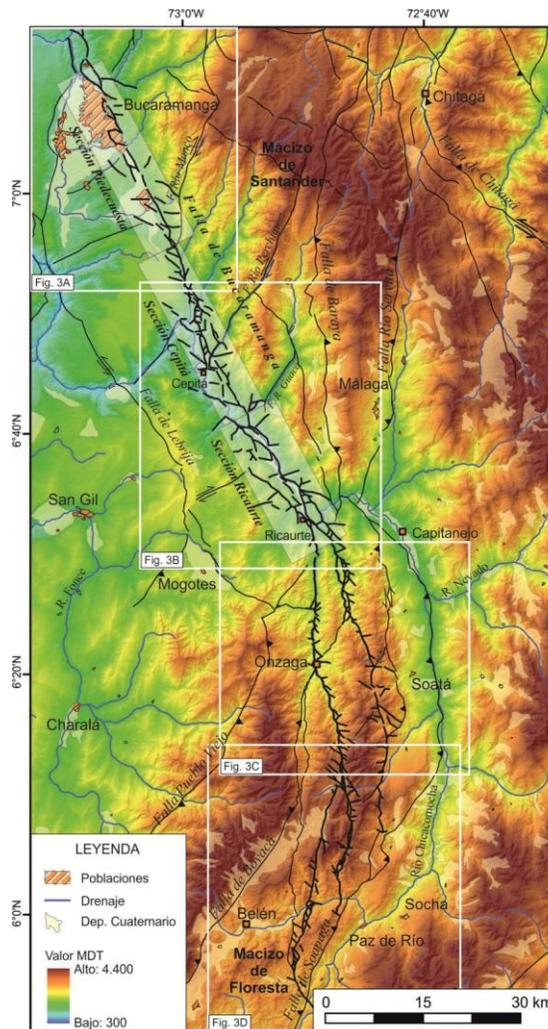
#### **4.2.2 Falla de Bucaramanga**

Estructura de rumbo regional que se extiende por el nororiente del Departamento de Santander con un movimiento sinestral (Campbell, 1965; Clavijo *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001; entre otros), se considera como el límite oeste del Macizo de Santander y del Bloque de Maracaibo. Es dividida en tres secciones donde se observa una continuidad definida: la sección Piedecuesta se extiende por 32 Km desde Bucaramanga hasta la Falla del Rio Manco, la sección Cepitá con 31 Km limita al norte por la Falla del Rio Manco y al sur por la Falla del Rio Guaca y la sección Ricaurte con longitud de 19 Km que incluye abundantes fallas sintéticas (Velandia, 2017; Velandia & Bermúdez, 2018). El desplazamiento propuesto inicialmente por Campbell, (1965) en Royero y Clavijo, (2001) oscila entre 100 a 110 Km. Velandia, (2017) realizó un estudio detallado de esta falla determinando que en la sección Piedecuesta se presenta un desplazamiento aproximado de 18 Km en rumbo sinestral, en la sección Cepitá un desplazamiento de 20 Km (midiendo el contacto entre los plutones jurásicos y los Esquistos de Pescadero (F. Silgará), y más al sur 30 Km de desplazamiento considerando el afloramiento del Neis de Bucaramanga en la Falla del Rio Manco y al sur el afloramiento en Ricaurte. En

promedio considerando lo anterior, Velandia, (2017) propone para ese tramo definido de la falla un desplazamiento de 23 Km.

**Figura 6**

*Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur*



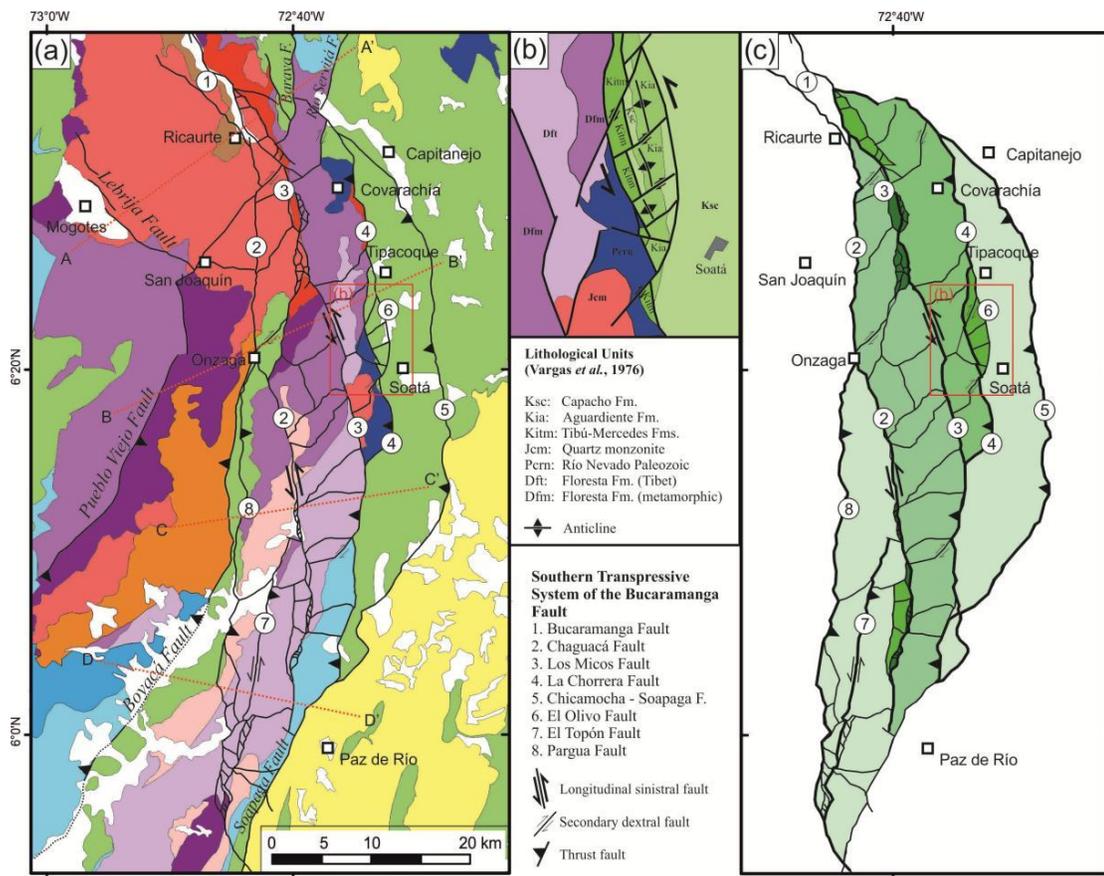
*Nota:* Terminación sur en varios ramales de la Falla Bucaramanga. Tomado de Velandia, (2017).

Con base en la cartografía de la falla se puede definir que la estructura no es simple y angosta, sino que presenta una ancha zona de daño, además es posible identificar al menos cinco fallas relacionadas con la terminación sur de la estructura, de las cuales al menos tres de estas

presentan características de transcurrencia (Velandia, 2017); hacia el Macizo de Floresta donde se da la terminación sur de la estructura, no está claramente definida como una falla de rumbo.

**Figura 7**

*Mapa geológico generalizado y terminación sur de la Falla Bucaramanga.*



*Nota:* El grafico representa las litologías aflorantes y el sistema transpresivo de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga, en la que se encuentra el municipio de Mogotes. Tomado de Velandia y Bermúdez, (2018).

Velandia, (2017) como también Velandia y Bermúdez, (2018) concluyen que la terminación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta es de 60 Km de longitud, la cual está definida por una estructura transpresiva dominada por un componente de rumbo en las fallas centrales y el cabalgamiento de las laterales, generando una estructura en flor positiva definiéndose la captura de la Falla de Boyacá por la Falla de Bucaramanga en la zona de Onzaga;

al sur de esta ubicación el comportamiento es independiente y la Falla de Boyacá conserva su comportamiento de falla inversa.

#### **4.2.3 Filones y alteraciones hidrotermales**

Estudios desarrollados anteriormente evidencian procesos hidrotermales que afectaron algunas zonas del Batolito de Mogotes y que además generan incertidumbre sobre las implicaciones metalogénicas que se generaron por la interacción de los paleofluidos. Gamboa, (2016) identificó alteraciones hidrotermales rumbo N23W en el Batolito de Mogotes representadas en cuatro eventos: 1) Evento de epidotización, 2) Evento de Clorización, 3) Evento de Chl+Ep+Qtz+Ser+Clc y 4) Evento de Qtz+Ser; identificando además venas de Qtz+Py con valores anómalos de oro y plata.

Ardila & Ayala, (2017) estudiaron las rocas del Batolito de Mogotes evidenciando alteraciones hidrotermales de Qtz+Ser principalmente, las cuales reportan una edad de  $184 \pm 1$  Ma mediante análisis Ar/Ar de la sericita hidrotermal. Complementando el estudio anteriormente citado, Pinilla & Almanzar, (2017) definieron tres eventos hidrotermales principales: 1) Alteración potásica debido a un intercambio catiónico entre  $K^+$  y  $Na^+/Ca^+$  lo cual ocurre en fluidos neutros y es generado por la adición de potasio al sistema (Robb, 2005); 2) Alteración fílica según Bowden, (2007), también denominada alteración clorita-sericita y sericítica por Sillitoe, (2010), identificada por la asociación mineral Chl+Ser+Rt+Qtz y 3) Un evento de hematización debido a la interacción de fluidos oxidantes con la presencia de hierro. Jerez & Rodríguez, (2018) identificaron venas producto de eventos tectono-hidrotermales que evidencia alteración Qtz+Ser, con presencia de minerales como monacita, moscovitas con vanadio, cromfilita, óxidos de hierro y un evento Qtz+Py (Figura 8); sugiriendo que la fuente de cromo y vanadio son los diques básicos de edad Jurásica reportados por Mantilla y García, (2018).

**Figura 8**

*Vena de relleno hidrotermal caracterizada por Jerez y Rodríguez, (2018).*



## 5. Resultados

### 5.1 Litologías aflorantes en el área de estudio

La fase de exploración en campo permitió la identificación del cuerpo principal monzogranítico que conforma el Batolito de Mogotes, en general para el área de estudio el cuerpo se presenta poco alterado por procesos supérgenos, un contraste marcado en relación con los afloramientos en las vías donde la roca se encuentra en un estado avanzado de alteración. Intruyendo el monzogranito se identificaron diques de diabasa y diques gabrodioríticos con alteración propilítica y filica.

#### 5.1.1 *Monzogranito del Batolito de Mogotes*

El monzogranito presenta las características mencionadas en el apartado de antecedentes con variación en el grado de alteración supérgena, con presencia de saprolitos en la parte superior del área de estudio y rocas más preservadas levemente alteradas en las zonas de cota más bajas. La afectación por hidrotermalismo es considerada para una descripción posterior en la cual se debe profundizar por su relación con la vena hidrotermal objeto de estudio.

#### 5.1.2 *Diques de diabasa*

Estos diques se encuentran con una amplia distribución en los alrededores de la zona de estudio y corresponden a un evento de magmatismo básico reportado por diferentes autores. En la zona se encuentran estos diques desde un bajo grado de alteración supérgena hasta un alto grado donde toman tonalidades marrones y tienden a ser poco competentes.

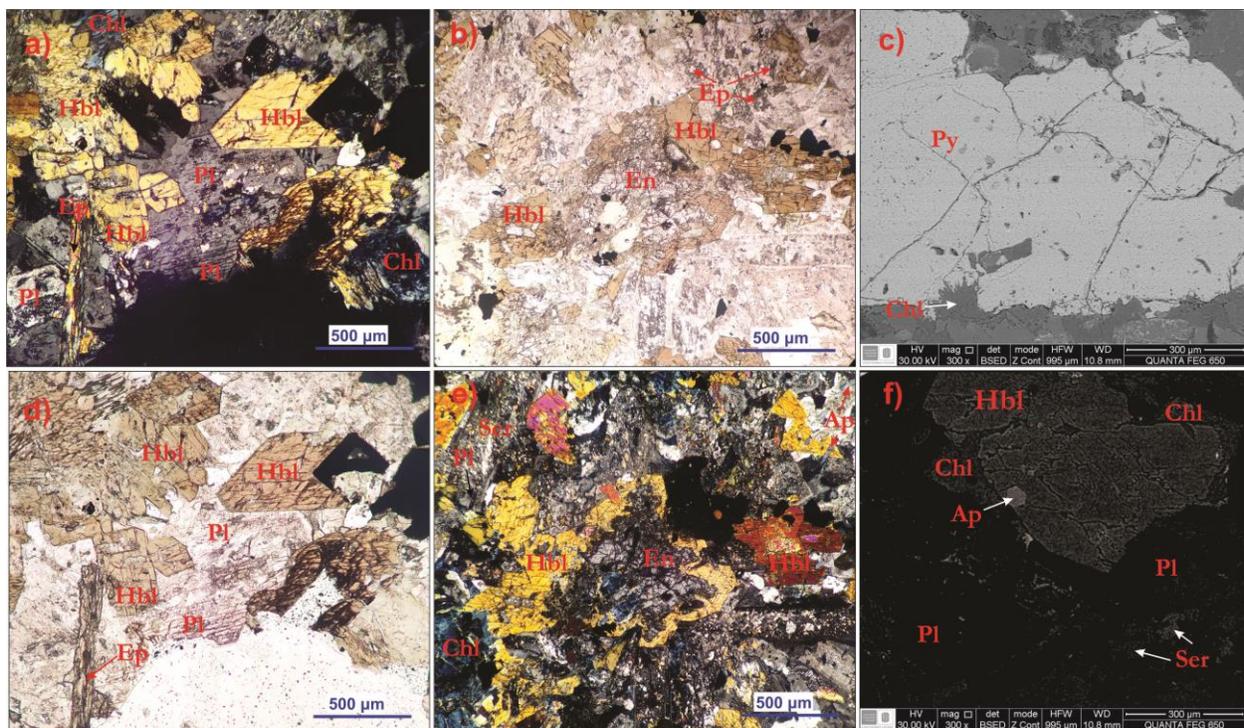
#### 5.1.3 *Diques de diorita hornbléndica*

Se encuentra como un cuerpo que intruyen el monzogranito del Batolito de Mogotes siguiendo una dirección N40°E, con un espesor aproximado de 4 metros que varía debido a la acción erosiva que ha generado un drenaje. Esta roca presenta textura holocristalina, fanerítica,

con tamaño medio de cristales (según clasificación de Guillespie & Styles, 1999) y está compuesta por cristales de plagioclasa (54%), hornblenda (17%), clorita (10%), epidota (6%), opacos (4%), piroxeno (2%), cuarzo (3%), apatito (2%), feldespato K (2%) y zircones fueron observados, pero no picados en el conteo de 574 puntos. La anterior mineralogía corresponde con todos los minerales identificados de la fase magmática y de alteración hidrotermal que sufrió la roca, en la cual la sericita al estar dispersa en plagioclasas alteradas de forma parcial, no se consideró en el conteo.

### Figura 9

*Microfotografías e imágenes BSE de la diorita hornbléndica*

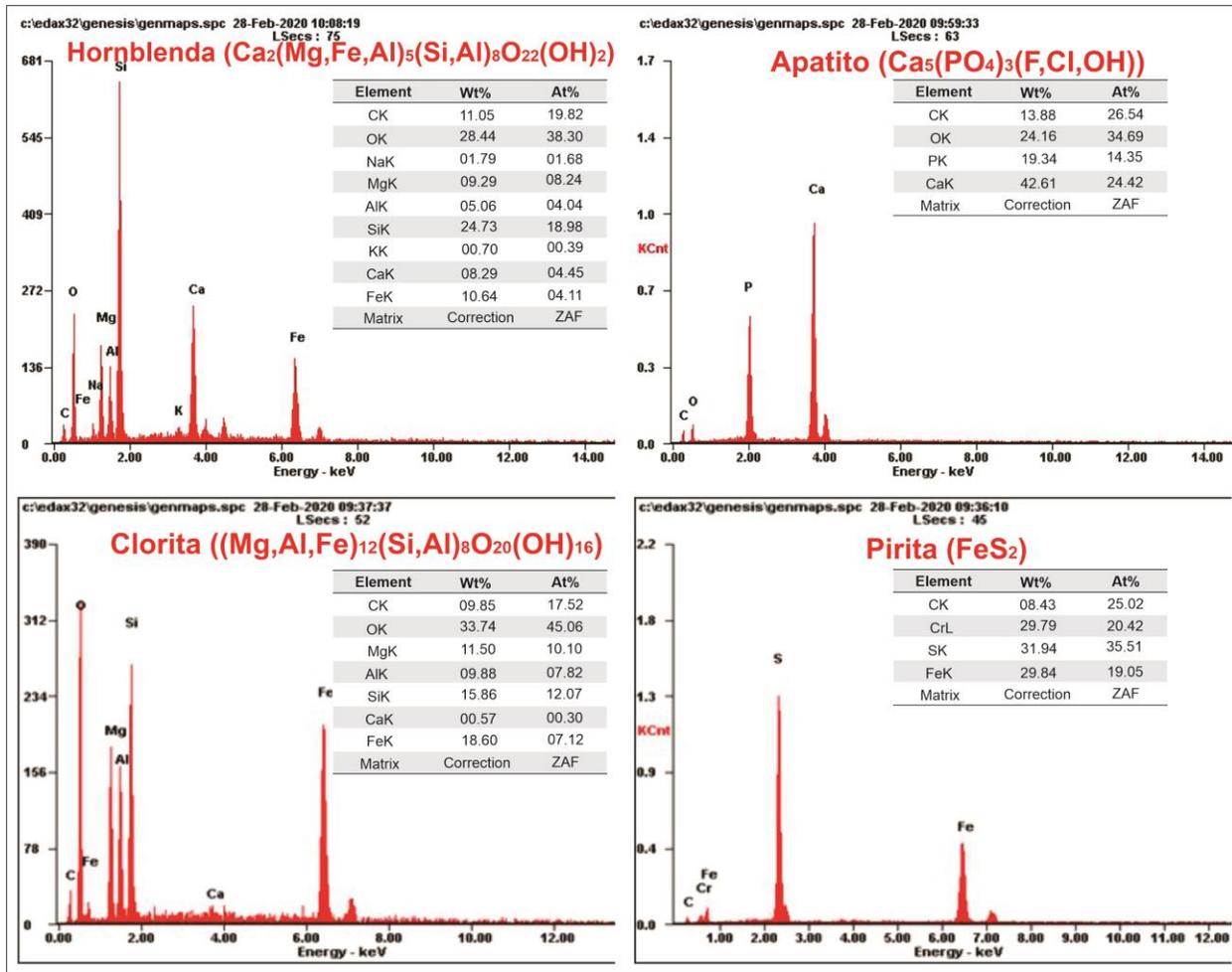


*Nota:* a) y d) Región con minerales opacos, hbl subhedral y minerales de alteración, en NX y NP respectivamente; b) y e) Microfotografías en NP y NX de zona con hbl creciendo como corona sobre el piroxeno; c) y f) Imágenes BSE con un gran cristal anhedral de py y hbl+ap euhedrales. Abreviaciones: Ap = Apatito, Chl = Clorita, En = Enstatita, Ep = Epidota, Hbl = Hornblenda, Pl = Plagioclasa, Py = Pirita, Ser = Sericita. Las abreviaciones fueron tomadas de la IMA (*International Mineralogical Association*).

Minerales generados de la cristalización magmática: Se identifica la presencia mayoritaria de plagioclasa subhedral de forma semi-tabular con maclas polisintéticas, se encuentran generalmente alterando a sericita. La hornblenda es el segundo mineral más abundante con su característica exfoliación en dos direcciones, pleocroísmo en tonalidades de marrón y composición confirmada mediante análisis SEM (Figura 10), que se presenta generalmente como individuos subhedrales y en diversas ocasiones con una textura coronítica en la cual el anfíbol crece alrededor de cristales de piroxeno (Figura 9 b y e). Los piroxenos identificados corresponden a enstatita con colores de interferencia grises de primer orden, alto relieve y generalmente se presentan en el interior de anfíboles. En menor proporción se encuentra hematita (mineral opaco), feldespato potásico, zircón y cuarzo, Los apatitos euhedrales exhiben formas tabulares y hexagonales según el corte del mineral, con su característico color de interferencia de gris azulado de primer orden e incoloro en NP, que de acuerdo con la composición semicuantitativa en la que se refleja la ausencia de flúor y cloro podrían considerarse como hidroxapatitos (Figura 10).

Figura 10

*Espectros de dispersión de algunos minerales del cuerpo diorítico*



Minerales generados durante la alteración hidrotermal: Los fluidos que circularon y afectaron este cuerpo básico se ven representados principalmente por la presencia de cuarzo y sericita que altera la plagioclasa (alteración filica). La sericita se presenta como una mica fina con colores de interferencia de segundo y tercer orden que reemplaza parcialmente la plagioclasa, el cuarzo fino acompaña la sericita. En menor cantidad se presentan cristales anhedrales de clorita caracterizados por sus colores de interferencia azul anómalos, la clorita se encuentra alterando la hornblenda (Figura 9 b, e, f). Asociada con la clorita se presenta epidota

como cristales subhedrales de forma tabular, con un alto relieve y colores de interferencia de segundo orden, la asociación clorita – epidota se podría relacionar con la alteración propilítica, adicionalmente se identificó la presencia de pirita que exhibe altos valores de cromo, de los que se presume puede estar relacionado con algún tipo de inclusión (Figura 10).

La muestra fue enviada al Geoservices Corporation en Tucson, Arizona para la datación U/Pb; sin embargo, no fue posible realizar la datación por la baja cantidad de zircones que presentaba la muestra. Actualmente solo se puede sugerir que estos diques son posteriores a los diques de diabasa y relativamente más jóvenes de acuerdo con las relaciones de campo.

## **5.2 Análisis Macroscópico**

La vena hidrotermal encontrada en la zona de estudio corresponde a un bloque rocoso identificado en un drenaje siguiendo las coordenadas N 1'207.294 – E 1'127.449, debido a que esta zona es boscosa y de difícil acceso se asegura que la muestra corresponde a material autóctono del área.

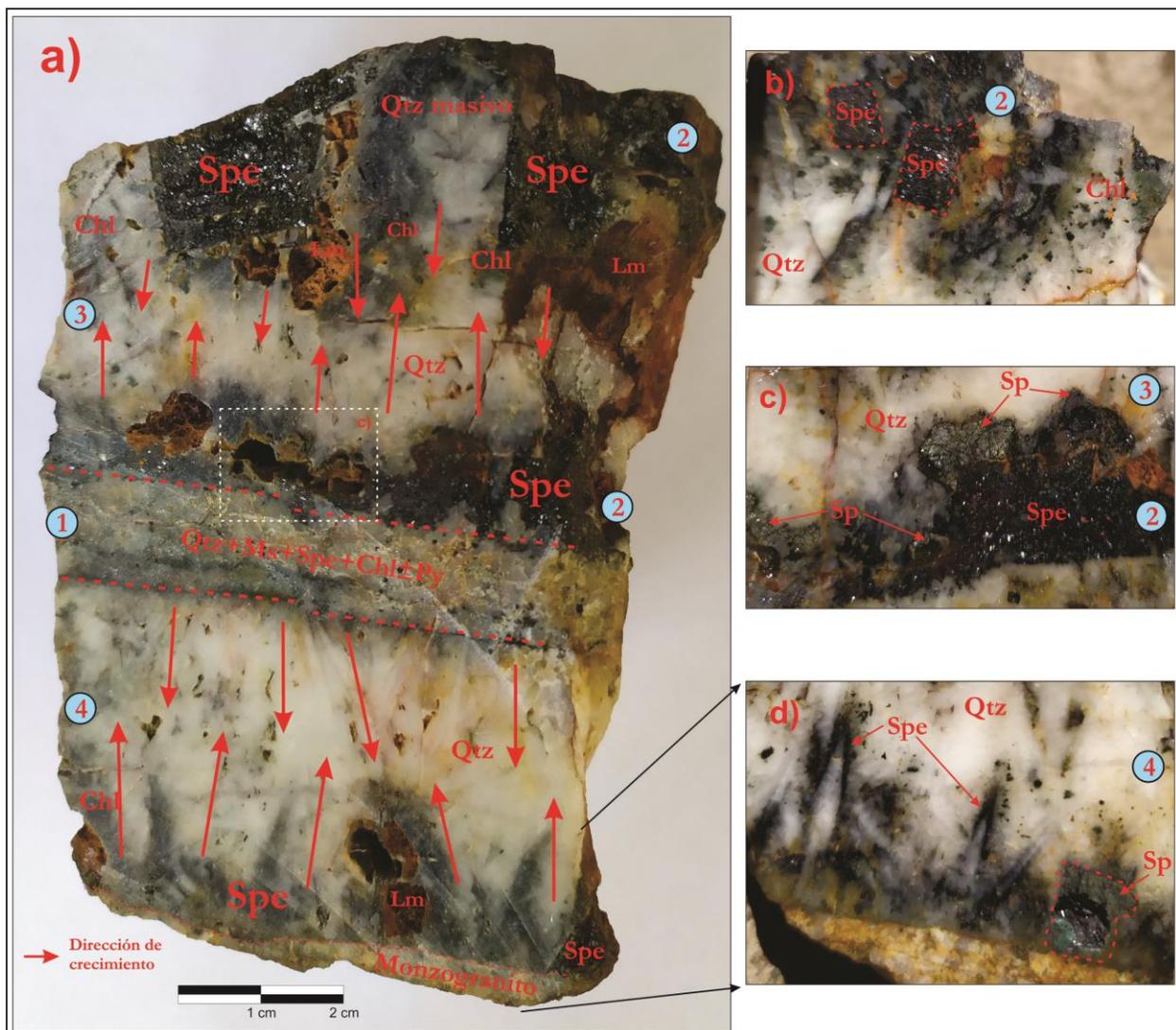
Esta vena hidrotermal presenta un espesor de 14 cm con el monzogranito del Batolito de Mogotes como la roca caja que la hospeda, pero alterado hidrotermalmente (Figura 11 d). Debido a la difícil topografía, densidad boscosa y falta de presupuesto fue difícil buscar las venas hidrotermales in-situ, aunque no se tenga dicha información este hallazgo representa nuevos datos para comprender la interacción de los fluidos hidrotermales en la zona y sus implicaciones metalogénicas.

La vena presenta una coloración blanquizca grisácea con algunas partes caracterizadas por tonalidades oscuras con brillo metálico y otras rojizas debido a la oxidación. Los minerales que la componen a nivel macroscópico corresponden a cuarzo (45%), specularita (30%), moscovita (6%), esfalerita (11%), clorita (1%) y limonita (7%), esta última se presenta como producto de

lixiviación y alteración tanto de sulfuros como de la especularita (Figura 11). Algunas zonas con alta cantidad de sulfuros han sido eliminadas dejando cavidades vacías de las que se presume fueron generadas por la lixiviación durante la marcada alteración supérgena que han sufrido las litologías presentes en el Batolito de Mogotes.

**Figura 11**

*Sección transversal de la vena hidrotermal objeto de estudio.*



*Nota:* El corte permite observar toda la variación mineralógica-textural de la vena hidrotermal. **a)** Sección completa de la vena hidrotermal con las superficies de crecimiento representadas por líneas rojas punteadas y flechas que

sugieren las direcciones de crecimiento; **b)** Corte en profundidad de la parte superior de la vena; **c)** Material preservado durante el corte de la región intermedia con presencia de sulfuros y especularita; **d)** Contacto inferior del filón hidrotermal y el monzogranito alterado, importante denotar la presencia de esfalerita y el crecimiento de especularita fina sobre cristales de cuarzo piramidales. El modelo propuesto se discute con base en la Figura 45.

Los agregados de especularita que se agrupan y toman formas cúbicas, se presentan en tamaños considerables (hasta 1.5 cm de arista), desde allí y de las superficies de crecimiento cristalino se presentan cristales alargados de cuarzo lechoso que se interceptan y forman una textura crustiforme observable en muestra de mano. Sobre las superficies de los cristales piramidales de cuarzo en ocasiones se presenta agrupación de pequeñas fibras de especularita (Figura 11 d), es notable que algunos filosilicatos junto a óxidos de hierro y cuarzo han incurrido por fracturas que se presentan en la vena hidrotermal, dichas fracturas se pueden considerar asociadas a la actividad de las fallas cercanas. La acción de los esfuerzos no solo formó esta serie de fracturas en la vena hidrotermal, sino que las dilataciones generadas por el desplazamiento de las fallas pudieron favorecer la circulación de fluidos, que dieron paso al desarrollo de diversas manifestaciones hidrotermales en esta región.

La organización interna de la vena hidrotermal se puede dividir en cuatro regiones separadas por superficies de crecimiento cristalino, por ende, se puede suponer que macroscópicamente la mayor parte de la vena hidrotermal fue formada mínimamente por cuatro eventos que dieron paso a la cristalización de los minerales mena y ganga: en menor volumen se encuentra el evento de filosilicatos (moscovita gruesa-sericita-cuarzo-especularita-clorita-(±pirita)) en la zona intermedia de la vena hidrotermal, seguido de un evento de cuarzo y pirita cúbica euhedral (estos dos asociados al ambiente subepitermal), dos eventos caracterizados por la presencia de cuarzo crustiforme con galena-esfalerita-calcopirita-pirita y clorita, estos dos

eventos se ven reflejados en las regiones que están en contacto con la roca caja y exhiben una considerable variación en el volumen de sulfuros-especularita (parte superior e inferior en la Figura 11 a).

### **5.3 Análisis mineralógico-petrográfico**

El análisis mineralógico – petrográfico fue desarrollado siguiendo lo mencionado en el apartado de metodología, para facilitar la comprensión y con el fin de conjugar la información adquirida se caracteriza la vena objeto de estudio mediante petrografía y SEM simultáneamente.

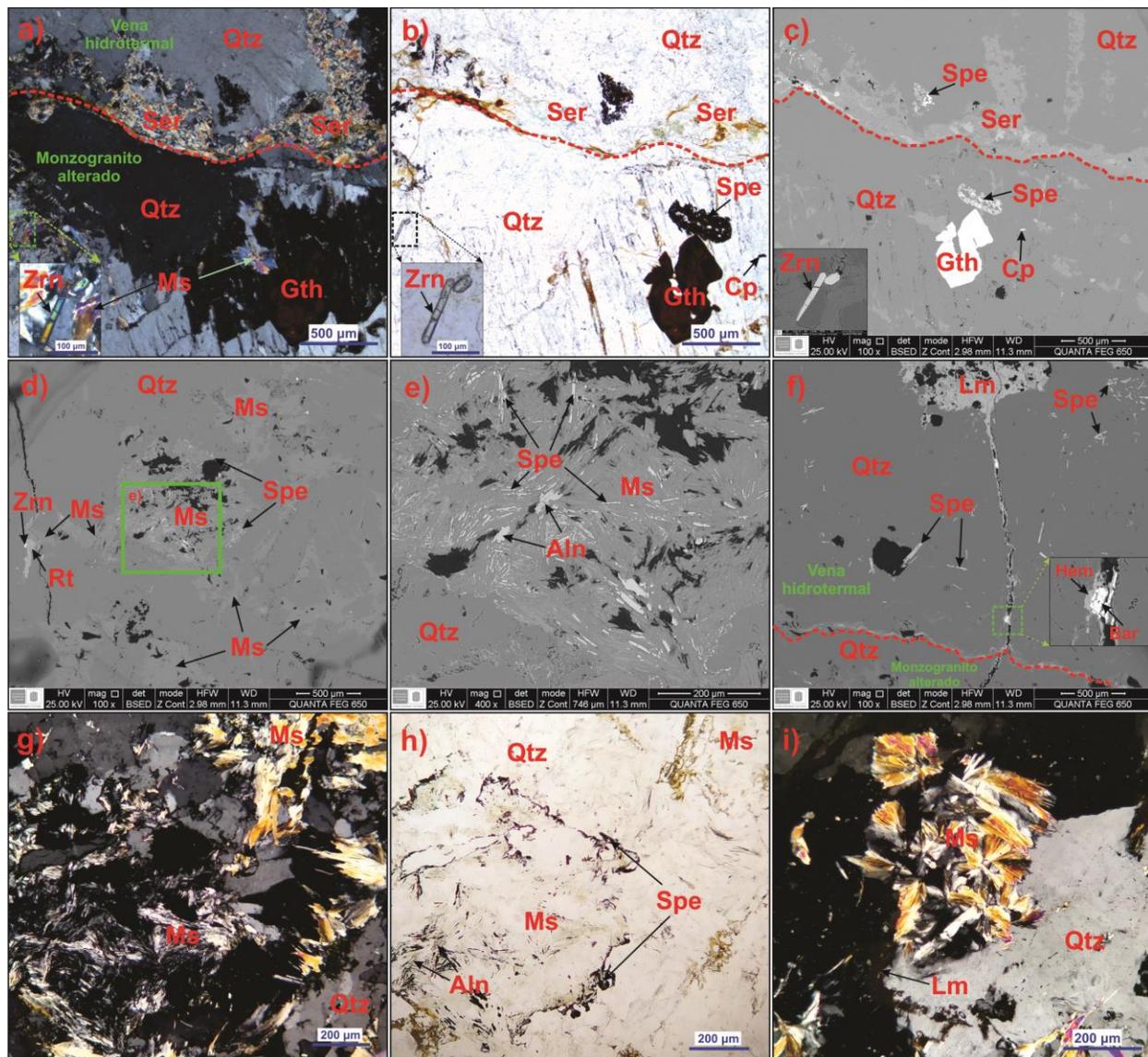
#### ***5.3.1 Mineralogía del monzogranito alterado hidrotermalmente***

El monzogranito es leucocrático y presenta las características anteriormente mencionadas en los antecedentes, que describe de una manera acertada la mayoría del monzogranito del área de estudio. Un caso especial ocurre con el monzogranito que se encuentra en contacto con la vena hidrotermal, debido a que se presume una fuerte interacción fluido-roca que modificó una buena parte de la mineralogía original que presenta este cuerpo, principalmente hidrolizando los feldespatos (Figura 11). La sección de la vena hidrotermal que se aprecia en la Figura 12 (a y b) se encuentra compuesta por cuarzo con color de interferencia que varía en la gama de grises de primer orden en el que se aprecian dos dominios texturales: uno marcado por ser fino y otro por tener cristales mucho más grandes y desarrollados hacia el centro de la vena. El cuarzo fino se asocia con los cristales dispersos de especularita y con moscovita fina (sericita) que bordean el contacto con la roca caja, la sericita presenta colores de interferencia que varían desde finales del segundo orden a colores del tercer orden, con algunas regiones que asumen una coloración rojiza en NP debido a la movilización del hierro durante la alteración supérgena; en la imagen BSE la hematita especular así como la limonita toman una tonalidad más clara, seguida de un gris intermedio para la sericita y una tonalidad más oscura para el cuarzo (Figura 12 c).

Los minerales identificados durante la revisión petrográfica y análisis de SEM en el monzogranito son: cuarzo, moscovita, goethita, zircón, calcopirita, especularita, rutilo y allanita. Diversos cristales de zircón en la sección analizada se presentan generalmente como cristales euhedrales de forma bipiramidal, con un relieve muy alto y colores de interferencia que varían entre el segundo y tercer orden; al ser un mineral muy resistente no exhibe afectación alguna durante la alteración hidrotermal y se considera como relicto del evento magmático que formó el monzogranito (Figura 12 a y b). En la misma zona donde se presentan los zircones también se encuentra cantidades representativas de moscovita de tamaño medio dispersas en el cuarzo, así como goethita subhedral de color marrón-rojizo, relieve muy alto, colores de interferencia de ordenes elevados enmascarados por las características propias del mineral y una tonalidad muy clara de gris en la imagen BSE (Figura 12 a, b y c).

Figura 12

Microfotografías mediante microscopio óptico de la roca caja alterada y el contacto con la vena hidrotermal



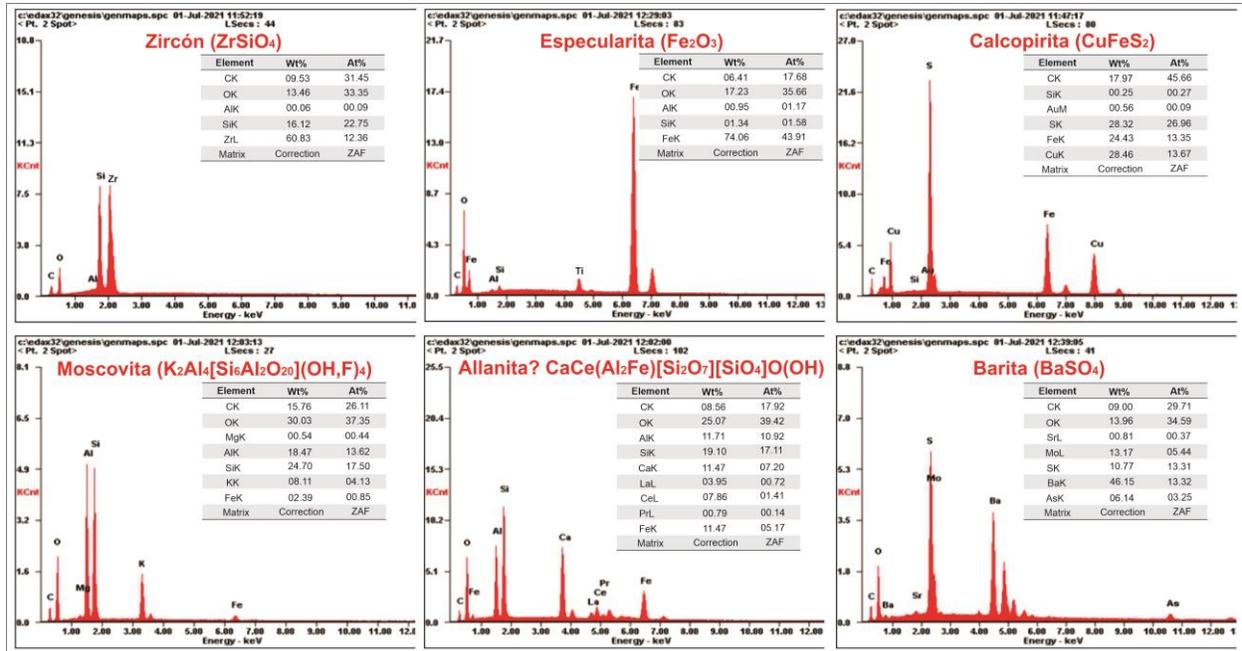
*Nota:* Alteración fílica? del monzogranito en contacto con la vena hidrotermal. **a)** y **b)** microfotografías tomadas en NX y NP respectivamente, del contacto entre la vena hidrotermal y el monzogranito; **c)** Imagen BSE de la misma zona con presencia de Zrn, Ms, Gth, Qtz, Ser, Spe y Cp; **d)** y **e)** Imágenes BSE de moscovita fina y gruesa, como pseudomorfo de feldespatos, con presencia de Aln, Rt, Zrn y Spe; **f)** Imagen BSE de contacto roca caja – vena con fractura rellena por hem+bar; **g)** y **h)** Microfotografías en NX y NP de la misma zona con Ms fina pseudomórfica; **i)** Microfotografía en NX de Ms. Abreviaciones: Aln = Allanita, Bar = Barita, Cp = Calcopirita, Gth = Goethita, Hem

= Hematita, Lm = Limonita, Ms = Moscovita, NP = Nícoles Paralelos, NX = Nícoles Cruzados, Qtz = Cuarzo, Rt = Rutilo, Ser = Sericita, Spe = Especularita, Zrn = Zircón.

El cuarzo presenta las clásicas características petrográficas con variaciones de colores de interferencia en gris para NX e incoloros en luz transmitida, generalmente subhedrales – anhedrales y de tamaños variables, en diversos cristales de cuarzo se identificaron inclusiones fluidas bifásicas (líquido-vapor) que en estudios posteriores pueden facilitar la comprensión de las condiciones fisicoquímicas a las que fueron sometidas estas rocas. La moscovita con colores de interferencia que varían del segundo y tercer orden presenta dos morfologías diferentes además de la sericita: una corresponde con cristales de tamaño variable (200-700  $\mu\text{m}$ ) con vivos colores de interferencia de segundo orden y tonalidades de amarillo-rojizo a violeta en NX, que se disponen de manera aleatoria en la roca como cristales tabulares y agregados radiales (Figura 12 g, i); la segunda morfología observada en la moscovita corresponde con cristales que se presentan en agregados escamosos con colores de interferencia de órdenes elevados intercrecida con especularita tabular fina en formas pseudomorfas, posiblemente de los cristales de feldespato. La especularita como se observa en la Figura 13 exhibe picos de titanio (no cuantificables por problemas con el equipo) que asociados con la moscovita pseudomorfa presentan cristales anhedrales de epidota variedad allanita (Figura 12 d, e, g, h), considera así por los valores de Ce, La y Pr que presenta (Figura 13). Completando el grupo de minerales generados por la alteración hidrotermal la calcopirita se distribuye en muy poca cantidad como cristales anhedrales, opacos en luz transmitida y con valores bajos de oro identificados de forma semicuantitativa mediante microscopía electrónica (Figura 13).

Figura 13

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la roca caja*



La actividad tectónica además de favorecer la formación de la vena hidrotermal generó fracturas tanto en la roca caja como en la vena, en las que se identifican diferentes tipos de materiales, principalmente con relleno de óxidos de hierro hacia las paredes de las fracturas y cristalización de barita en el espacio libre de óxidos hacia el centro del espacio generado por la fractura (Figura 12 f), la barita en base a los análisis semicuantitativos presenta picos de arsénico y molibdeno (Figura 13).

### 5.3.2 Caracterización textural

La variación mineralógica de la vena fue observada macroscópicamente en la Figura 11, dentro de los minerales formados algunos exhiben ciertas características texturales importantes como el cuarzo al cual Dong *et al.*, (1995) caracterizó y agrupó según las características genéticas que generan dichas texturas. En la Figura 14 se presentan las texturas identificadas en la vena hidrotermal con presencia de los dos minerales principales que la conforman

(especularita y cuarzo). La specularita exhibe dos dominios texturales uno caracterizado por agregados fibroradiales-tabulares con un tamaño considerable (Figura 14 c) y el otro corresponde a una specularita fina que generalmente se presenta como pequeñas fibras creciendo sobre la superficie de cristales de cuarzo preexistentes (Figura 14 a y b).

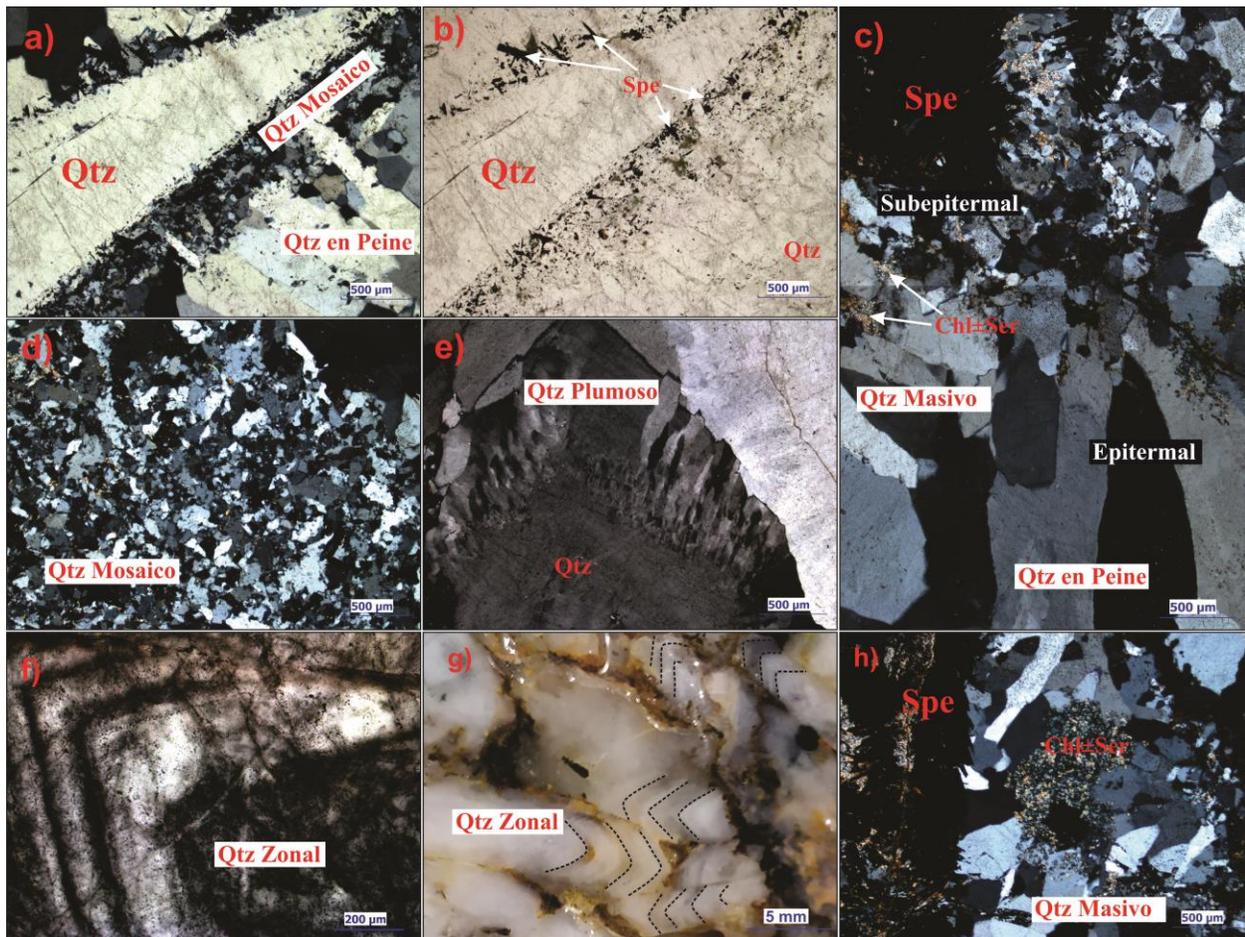
Trabajos previos realizados por diferentes autores han demostrado que las fases de sílice en ambientes epitermales comúnmente presentan diferentes texturas, las cuales pueden ser diagnosticas a la hora de identificar las condiciones físicas asociadas con la mineralización y evolución de los sistemas hidrotermales (Adams, 1920; Dong *et al.*, 1995; Fournier, 1985...). Dichas texturas son divididas de acuerdo con su genesis en texturas primarias (generadas durante la cristalización original del fluido), las texturas de recristalización y las texturas de reemplazamiento del material precipitado o cristalizado originalmente. La identificación de las texturas permite seleccionar las inclusiones fluidas que presentan utilidad a la hora de inferir características paleoambientales en el sistema hidrotermal (Bodnar *et al.*, 1985).

La textura masiva de cuarzo es una textura primaria, que exhibe una variación en el tamaño tendiendo a ser generalmente de intermedio a grueso; está asociado con cuarzo – sericita y se formó en conjunto con los sulfuros primarios euhedrales que fueron reemplazados totalmente por specularita (Figura 14 c y h). La textura en peine (comb) es una textura primaria que se caracteriza por cristales prismáticos, paralelos y subparalelos con terminaciones euhedrales (Figura 14 a y c). La textura es formada durante la no ebullición a baja ebullición del fluido, donde se induce los procesos de transporte de minerales de interes (ore) y la precipitación de minerales ganga (Dong *et al.*, 1995). Algunos cristales exhiben la textura zonal, que es una textura primaria caracterizada por zonas transparentes que contrastan con zonas de innumerables inclusiones fluidas (como se observa en la Figura 14 f y g), la formación de esta textura requiere

que el fluido hidrotermal esté solo ligeramente saturado respecto al cuarzo por lo tanto, se sugieren cambios lentos o fluctuaciones leves en la composición del fluido durante la formación de los cristales. Normalmente las inclusiones fluidas primarias se desarrollan paralelas a las superficies de crecimiento del cristal y brindan información útil sobre las características fisicoquímicas originales del fluido (Fournier, 1985; Sanders and Black, 1988; Dong *et al.*, 1995).

**Figura 14**

*Texturas de crecimiento primario, recrystalización y asociación con specularita*



*Nota:* Texturas observadas en microscopio de luz transmitida como también en muestra de mano. a) y b) Microfotografías que demarcan la evolución textural de la vena hidrotermal en el ambiente epitermal, con textura

mosaico que acompaña la especularita fina y textura en peine (*comb*) formada posteriormente; **c**) Cambio textural del cuarzo con textura masiva con clorita y sericita, adjunto a la pirita alterada a especularita (ambiente subepitermal) y la posterior textura “en peine” del cuarzo común en el ambiente epitermal; **d**) Microfotografía en NX en la que se observa la textura mosaico asociada con la presencia de sulfuros como galena y esfalerita; **e**) Textura de cuarzo plumoso bajo NX; **f**) y **g**) Corresponde a textura primaria zonal bajo NP en microscopio de luz transmitida y en muestra de mano respectivamente; **h**) Textura masiva de cuarzo en la que se observa la presencia de clorita y sericita.

Acompañando la especularita, el cuarzo presenta una textura en mosaico (Mosaic o *jigsaw* en inglés) que se caracteriza por agregados de cristales de cuarzo que van de un tamaño microcristalino a cristalino con bordes interpenetrados, esta textura se considera como el producto de la recristalización masiva de calcedonia o sílica amorfa (Dong *et al.*, 1995). La textura de mosaico solo puede ser observada con NX (Figura 14 a, b y d), y para Fournier, (1985) la presencia de cuarzo con textura en mosaico indica una temperatura de recristalización superior a 180°C que esta cerca del limite superior de estabilidad para la calcedonia. La textura plumosa nombrada por Sander y Black (1988) y antes denominada “feathery” por Adams, (1920), muestra dominios individuales de extinción que se asemejan mucho a pequeños cristales de cuarzo subhedrales cuando se observa en NX (Figura 14 e). El posible origen de esta textura se explica por el crecimiento de pequeños cristales de cuarzo a lo largo de la superficie de un cristal de cuarzo preexistente, posteriormente estos pequeños cristales son recristalizados (Dong *et al.*, 1995), para otros autores la presencia de texturas plumosas puede indicar la cristalización de un precursor de la calcedonia, por ende, la cristalización se dio a partir de una fase metaestable de SiO<sub>2</sub> derivada de gel de silice como la sílica amorfa (Marinova *et al.*, 2014; Oehler, 1976; Sander and Black, 1988; Yilmaz *et al.*, 2016). Tanto para el caso de la textura en mosaico como la plumosa, las inclusiones fluidas primarias presentes en estos cristales no

registran condiciones originales de cristalización, pero sus inclusiones secundarias pueden brindar información sobre las condiciones posteriores (Sander y Black, 1988).

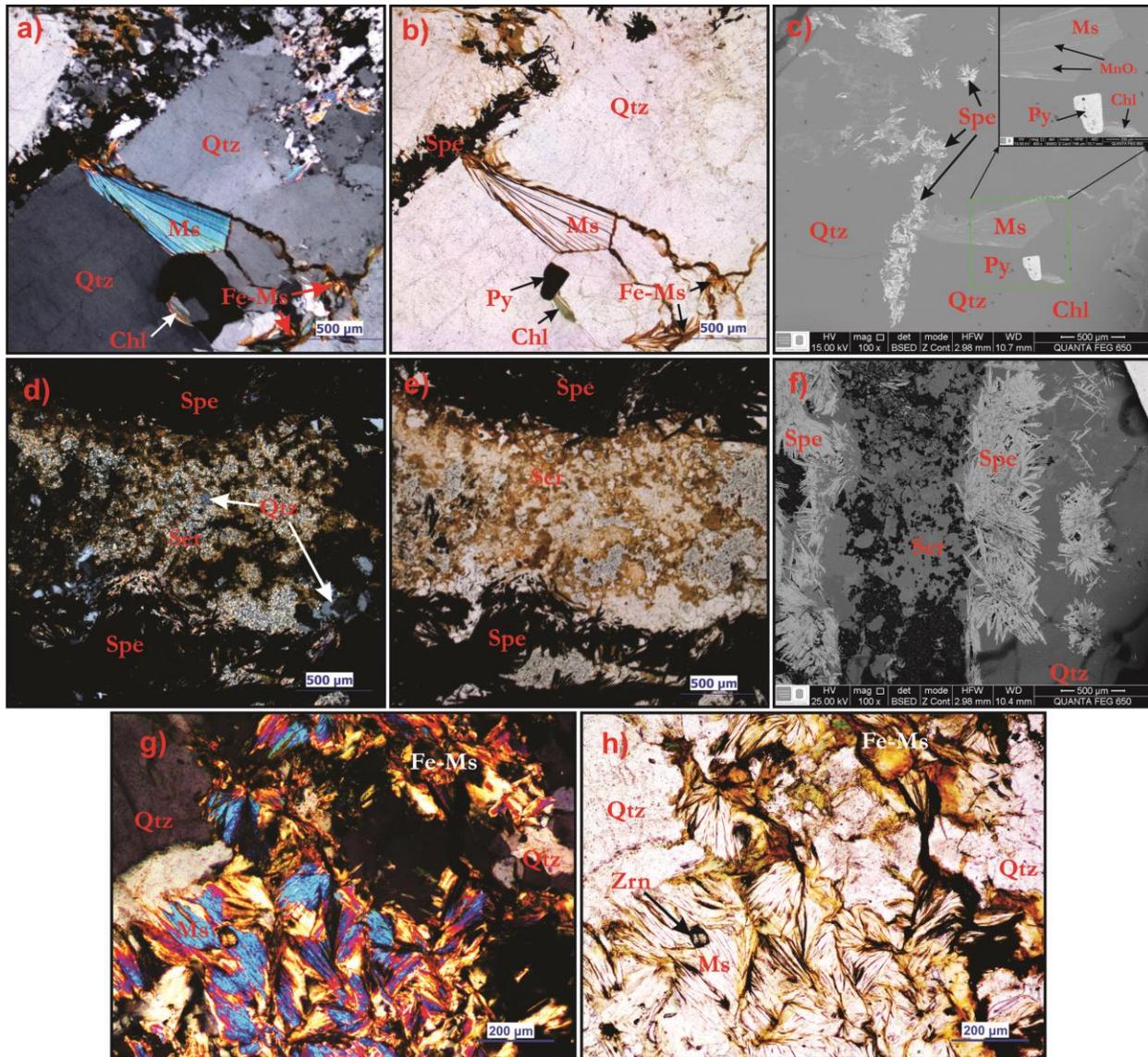
### ***5.3.3 Evento de filosilicatos***

La presencia de filosilicatos comprende principalmente el evento inicial que configura la composición de la vena hidrotermal en lo relacionado con el material ganga. El evento se divide en tres: en el primero se identifica la asociación  $ms+spe+qtz+chl\pm py$  en la que los cristales de moscovita alcanzan una longitud de 1.5 mm y que está relacionada con el ambiente subepiternal, la segunda asociación  $qtz+chl$  principalmente la variedad de clorita rica en hierro (chamosita) y la tercera relacionada con material filosilicatado que rellenó fracturas e intersticios en los agregados de especularita con la asociación  $qtz+ser\pm ms$ .

La moscovita que compone el mayor volumen de filosilicatos presenta colores de interferencia de segundo y tercer orden que van de tonos violetas a azules, generalmente incoloros en NP, buena exfoliación y bajo relieve, algunos cristales presentan una coloración marrón debido a la concentración de hierro en la red cristalina del mineral y eventos póstumos de alteración supérgena (Figura 15 a, b, g y h). La textura de la moscovita principalmente se observa como cristales subhedrales, algunos cristales euhedrales de forma tabular y en ocasiones agregados fibroradiales asociados con una textura masiva de cuarzo, en menor medida clorita y pirita; en la que también se relacionan pequeños cristales de especularita de forma tabular, Ms menos gruesa y cuarzo más fino. Entre sus planos de exfoliación se encuentran en ocasiones acumulaciones de óxidos de manganeso con algunos picos de plomo y hierro (Figura 16), por lo que se presume que se asocian con el evento de alteración supérgena (Figura 15 c).

Figura 15

Imágenes BSE y microfotografías de minerales pertenecientes al evento de filosilicatos.



*Nota:* Las imágenes corresponde a un evento dominado por filosilicatos, cuarzo y especularita fina. **a)** y **b)** Microfotografías en NX y NP de asociación mineral Qtz+Ms+Spe±Py±Chl con cuarzo masivo; **c)** Imágenes BSE de asociación mineral antes mencionada; **d)** y **e)** Microfotografía en NX y NP respectivamente, de la asociación cuarzo-sericita; **f)** Imagen BSE de la misma región con Qtz+Ser; **g)** y **h)** Microfotografía en NX y NP respectivamente, de la asociación qtz+ms+spe±py±chl con presencia de cuarzo masivo y moscovita gruesa. Abreviaciones: Chl = Clorita, Fe-Ms = Ms rica en hierro, Hem = Hematita, Lm = Limonita, MnO = Óxidos de Manganeseo, Ms = Moscovita, NP =

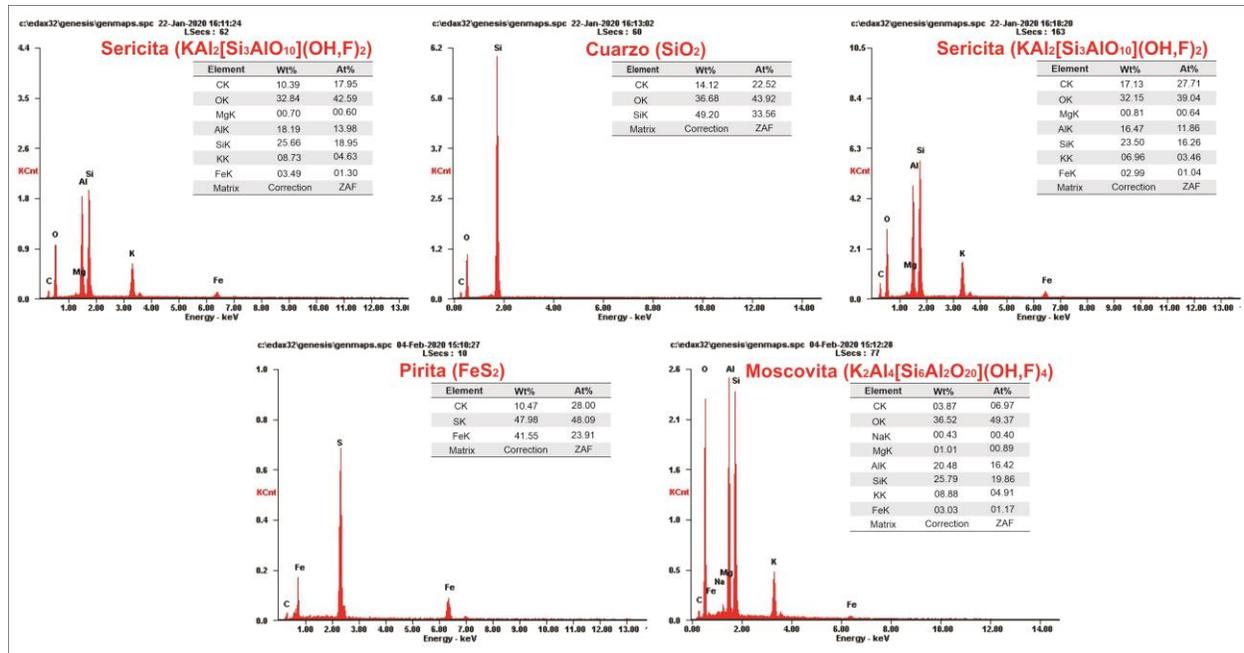
Nicoles Paralelos, NX = Nicoles Cruzados, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Ser = Sericita, Spe = Especularita, Zrn = Zircón.

Como se observa en la Figura 15 (b y c) la pirita subhedral opaca en luz transmitida está asociada con cristales de moscovita, clorita, y cuarzo que exhibe una textura masiva relativamente gruesa.

La moscovita criptocristalina denominada sericita (podría considerarse interestratificados illita+esmectita), se presenta de manera diseminada en la vena, principalmente rellenando fracturas e intersticios de los agregados de especularita, estando acompañada de moscovita rica en hierro de mayor tamaño. La sericita exhibe colores de interferencia de tercer orden en NX, incolora en NP, pero en ocasiones toma una tonalidad rojiza debido a la alta cantidad de hierro del sistema hidrotermal y los procesos de alteración supérgena. La sericita está asociada con cantidades menores de cuarzo y clorita, formando vetillas <2 mm de espesor que se aprecian claramente cortando los agregados de especularita.

Figura 16

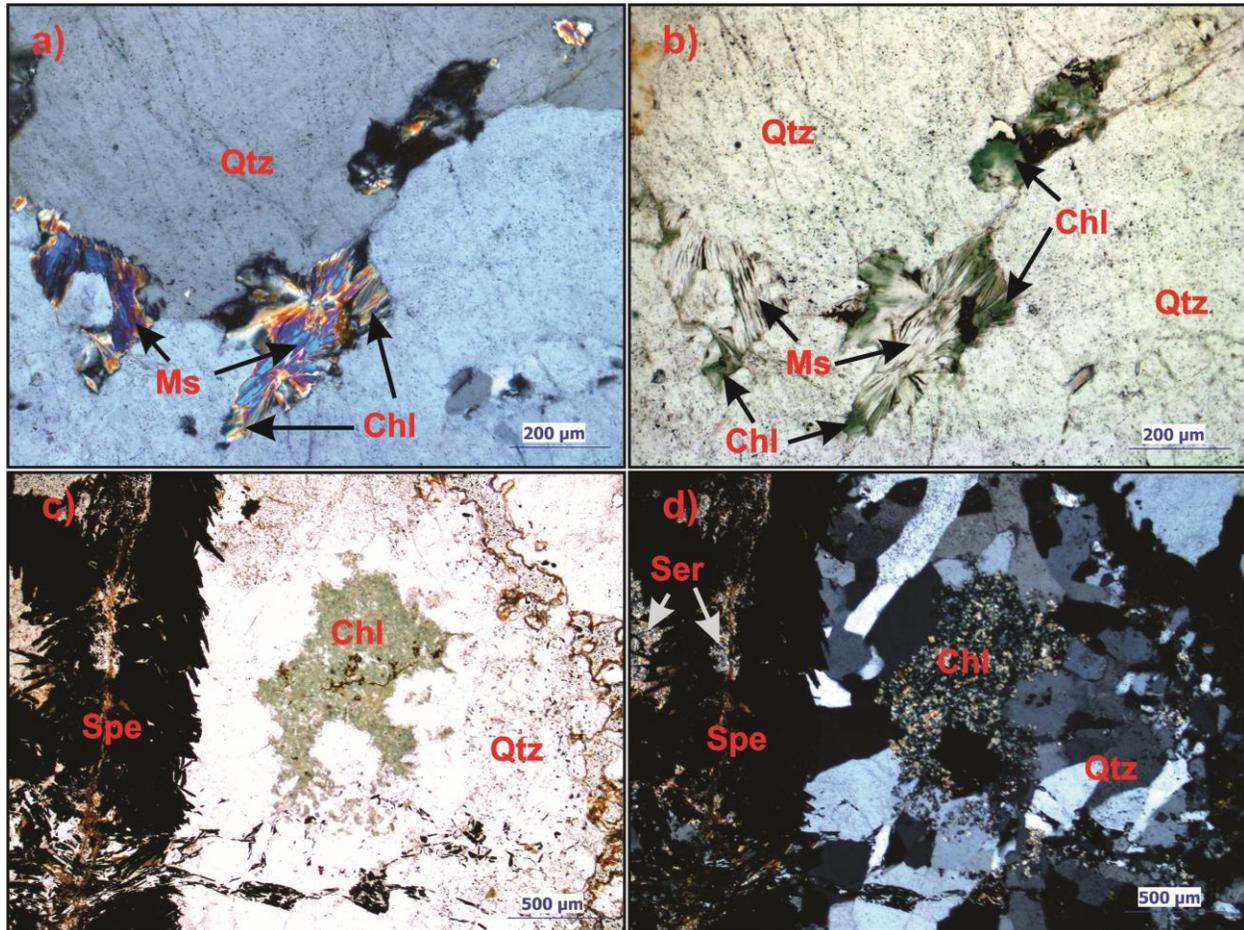
*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales del evento filosilicatado*



Dentro de las asociaciones anteriormente mencionadas se encuentra la correspondiente con los filosilicatos principales (ms+spe+qtz±chl±py), la cual presenta asociada en ocasiones clorita y moscovita (Figura 17 a y b). La asociación qtz+ser que forma vetillas y rellena espacios disponibles entre los materiales formadores de la estructura principal de la vena, como se había mencionado anteriormente la clorita en ocasiones domina y forma la asociación qtz+chl con reducidas cantidades de sericita relacionadas con el ambiente subepitermal de la cristalización de pirita que fue reemplazada totalmente por especularita, caracterizado por la presencia de cuarzo masivo grueso (Figura 17 c y d).

Figura 17

Microfotografías de asociación  $Qtz+Ms+Chl$  y  $Qtz+Chl$



Nota: a) y b) Moscovita asociada con clorita NX y NP; c) y d) Cuarzo masivo + clorita con presencia de especularita de eventos supérgenos. Abreviaciones: Chl = Clorita, Ms = Moscovita, Qtz = Cuarzo, Ser = Sericita, Spe = Especularita.

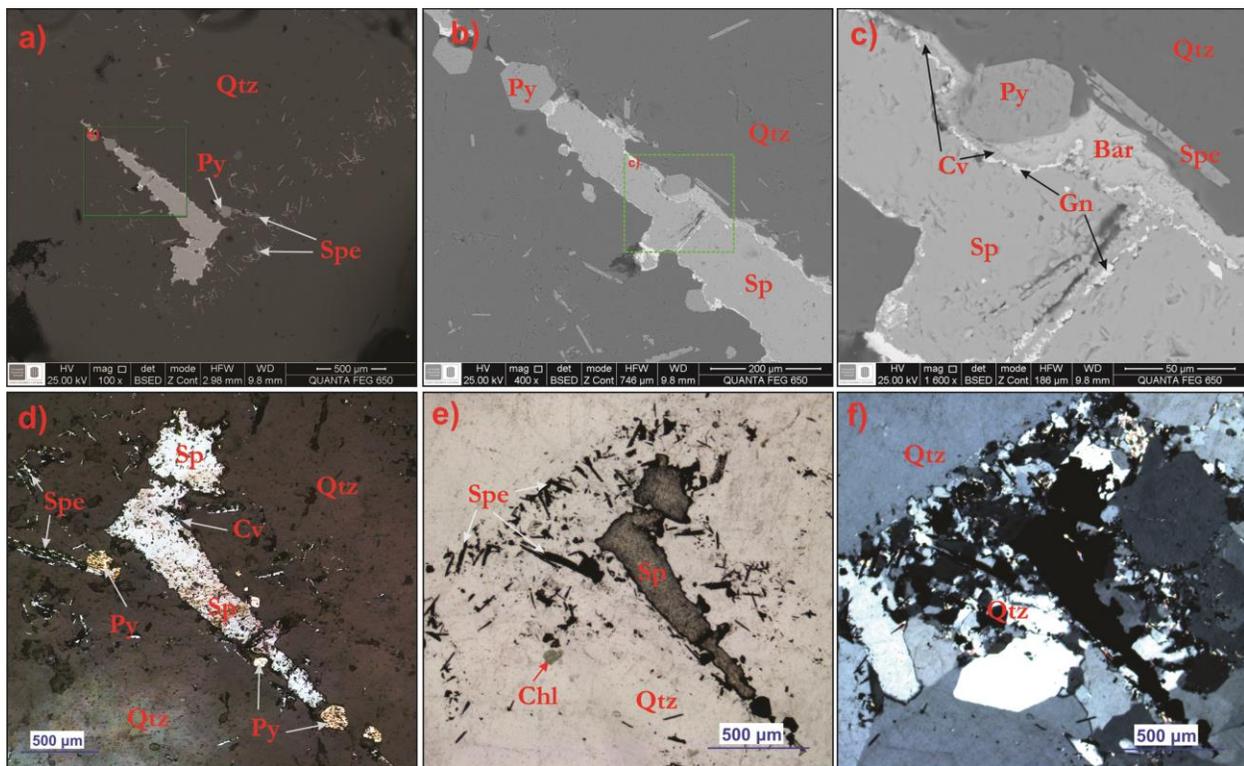
### 5.3.4 Evento de sulfatos y sulfuros

El sistema hidrotermal en esta fase aumenta su fugacidad de azufre permitiendo la formación de sulfuros y sulfatos, de acuerdo con las variaciones en las condiciones fisicoquímicas de los paleo-fluidos. En la vena hidrotermal objeto de estudio los sulfuros se generan en grandes volúmenes para la primera fase de apertura (minerales de relleno subepiternal) en la que la

mayoría de los sulfuros corresponden con cristales euhedrales cúbicos de pirita, que fueron reemplazados totalmente por especularita e hidroxidos de hierro. Dos eventos posteriores de minerales que representan evidencia del ambiente epitermal en los que se identifica esfalerita, calcopirita, galena y pirita, en ocasiones ilmenita y especularita con titanio. La fase final de sulfuros y sulfatos se relaciona con procesos más supérgenos debido a la presencia de covelita, barita, calcocita, calcopirita y azufre nativo distribuidos principalmente en cavidades y fracturas. En la Figura 18 se presenta el crecimiento de diferentes especies minerales, con la cristalización inicial de una asociación  $qtz+spe\pm chl$ , con cuarzo mosaico y la posterior formación de sulfuros dominados por esfalerita, galena y pirita.

**Figura 18**

*Evento de crecimiento de sulfuros y sulfatos*



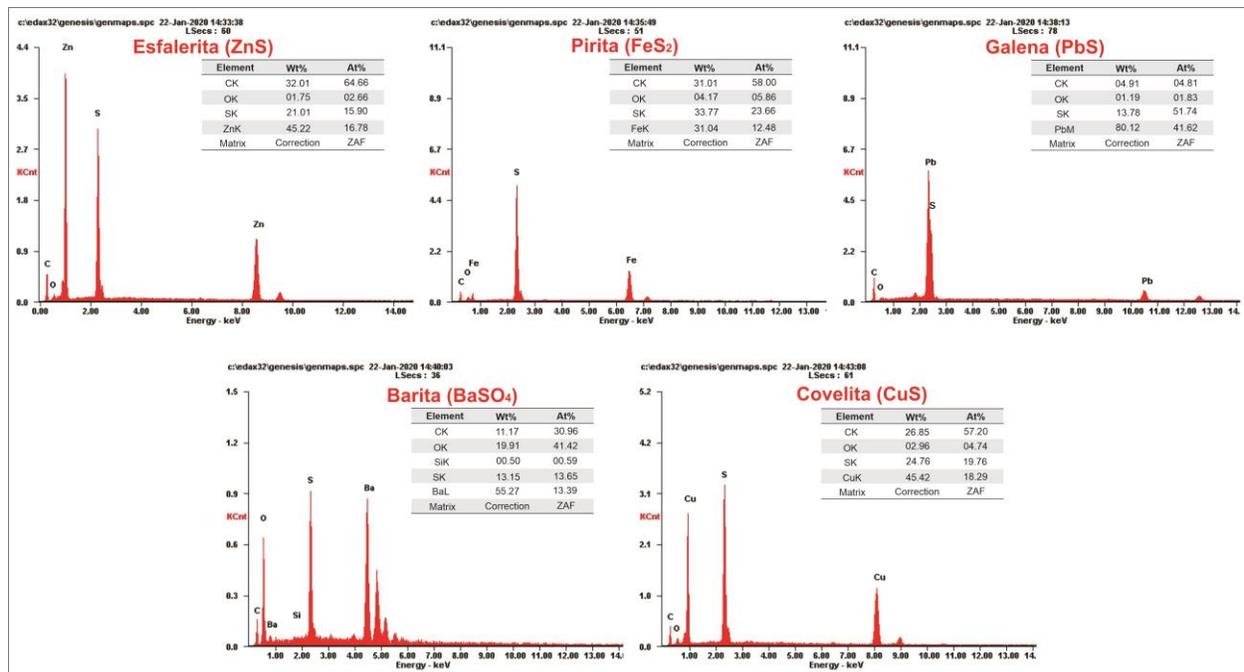
*Nota:* Imágenes del evento rico en sulfuros y sulfatos rellenando espacios disponibles en la vena hidrotermal. **a)**, **b)** y **c)** Imágenes BSE de los minerales identificados mediante el análisis de los espectros de dispersión y la composición semicuantitativa; **d)** Microfotografía en luz reflejada de la zona con dominio de esfalerita y pirita; **e)** y **f)** Microfotografías de la misma zona mediante luz transmitida polarizada en NP y NX respectivamente. Abreviaciones: Bar = Barita, Chl = Clorita, Cv = Covelita, Gn = Galena, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

La zonación de sulfuros y sulfatos de la Figura 18 se interpretó con los espectros de dispersión del SEM que fueron comparados con los espectros de Severin, (2004) y Welton, (2003), identificándose esfalerita (ZnS), pirita (FeS<sub>2</sub>), galena (PbS), barita (BaSO<sub>4</sub>) y covelita (CuS). Estos sulfuros se ubican cerca de los agregados de specularita pseudomórfica donde se presume, basados en relaciones texturales la esfalerita anhedral que se presenta relativamente incolora en NX y de gris medio a claro en reflejada con microinclusiones de calcopirita, se asocia con cristales euhedrales de pirita opacos en luz transmitida y que se observa ligeramente porosa en luz reflejada. La cristalización de una capa de galena sobre los cristales formados de esfalerita e inclusiones de galena demarcan una asociación mineral de sulfuros (sp+gn+py±cp). Sobre la galena cristaliza covellita, que al igual que la galena se presentan como minerales opacos en luz transmitida; la identificación de la covelita fue posible debido a la relación del porcentaje atómico entre las cantidades de azufre y cobre (1:1) que fueron medidos de manera semicuantitativa. La barita que cristalizó sigue bordeando los sulfuros formados con anterioridad y se observa de una tonalidad de gris mas opaca que la galena y mas clara que la covellita en las imágenes BSE (Figura 18 b y c). La textura que exhibe el cuarzo cerca de los cristales de sulfuros es fina, generalmente en mosaico, acompañando el cuarzo se presenta specularita

dispersa con presencia de pirita euhedral que crece alrededor de cristales tabulares de specularita, esta relación sera expuesta con mas detalle en la Figura 23 (e y f).

**Figura 19**

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 18*



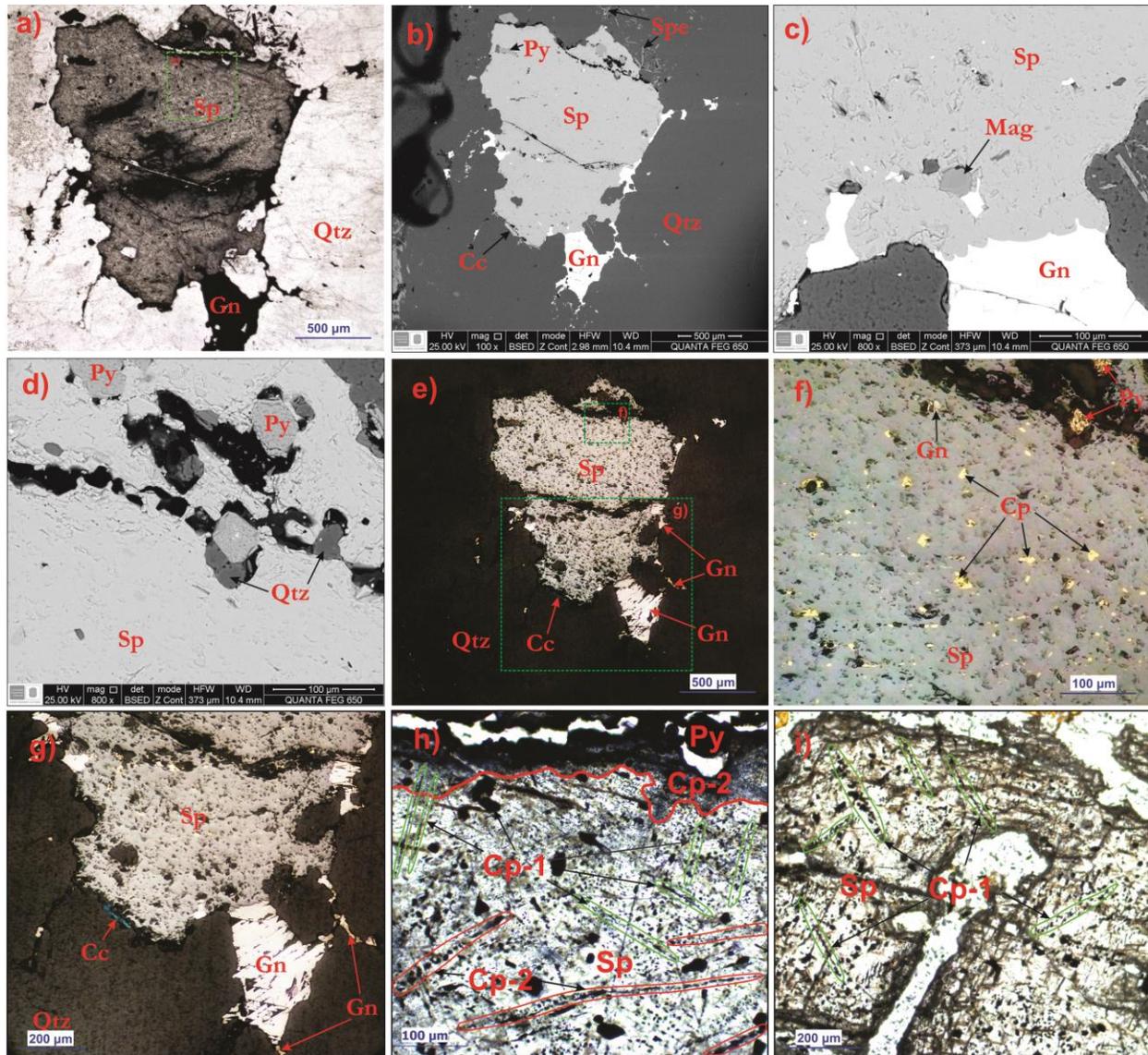
Como se aprecia en la figura anterior los espectros de dispersión y composición semicuantitativa corresponden a los minerales identificados en la Figura 18 con la presencia de esfalerita, pirita, galena, barita y covelita, algunos de estos puntos fueron corroborados mediante analisis de microsonda electronica.

En la Figura 20 se observan minerales principalmente anhedrales que corresponden a sulfuros de plomo y zinc mayoritariamente. De acuerdo con los espectros de dispersión y sus características petrográficas los minerales identificados corresponden a esfalerita (ZnS), cuarzo (SiO<sub>2</sub>), galena (PbS), pirita (FeS<sub>2</sub>), calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>), calcocita (Cu<sub>2</sub>S) y óxido de hierro sugerido como magnetita (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) (Figura 21). La galena se presenta principalmente hacia los

bordes caracterizada por ser un mineral opaco en luz transmitida, con un brillo más elevado que la esfalerita en luz reflejada. La esfalerita ocupa mayor volumen en los sulfuros identificados, observada en NP mediante luz transmitida presenta un alto relieve, relativamente incoloro con inclusiones opacas de calcopirita y zonas más oscuras (debido posiblemente a concentraciones más elevadas de estas microinclusiones), en luz reflejada se caracteriza por su color de reflexión gris medio y brillo metálico (Figura 20 e y g), con presencia de inclusiones de calcopirita de color amarillo (Figura 20 f) y puntos oscuros debidos a la pérdida de las inclusiones durante el pulido de la sección.

Figura 20

Imagen del evento de sulfuros con presencia de inclusiones de calcopirita



*Nota:* Sulfuros relleno de la vena hidrotermal. **a)** Microfotografía en NP de sulfuros dominados por la asociación Sp+Py+Gn+Cp±Mag? con zonas oscuras en la esferita atribuidas a concentraciones de hierro y microinclusiones de Cp; **b)** Imagen BSE de la asociación anterior; **c)** y **d)** Acercamiento a zonas de interés con imágenes de electrones retrodispersados (BSE) con presencia de magnetita? y cristales euédricos de Py; **e)** Microfotografía en la misma región de a y b, bajo el microscopio de luz reflejada; **f)** Inclusiones de Cp observadas mediante luz reflejada; **g)** Microfotografía de luz reflejada con presencia de galena, esferita, pirita y calcocita; **h)** y **i)**

i) Microfotografías mediante luz transmitida con los patrones de distribución de inclusiones de calcopirita en la esfalerita. Abreviaciones: Cc = Calcocita, Cp = Calcopirita, Gn = Galena, Mag = Magnetita, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

Una peculiaridad que presenta la esfalerita respecto a la observada en la Figura 18 es la notable presencia de inclusiones de calcopirita con dos patrones de distribución diferentes. Las inclusiones en primera medida se distribuyen regularmente controladas por la estructura cristalina de la esfalerita y orientadas linealmente siguiendo el plano de exfoliación, el tamaño es variable siendo principalmente cercano a 20 micras, también se encuentran pequeñas microinclusiones de calcopirita (Cp-1) diseminadas de forma aleatoria en los cristales de esfalerita; esta agrupación de inclusiones pudo ser formada por coprecipitación de esfalerita y calcopirita durante el crecimiento cristalino. El otro patrón de distribución se encuentra como lineamientos asociados a fracturas en los cristales de esfalerita, estas inclusiones de calcopirita (Cp-2) presentan un tamaño pequeño y se considera que se formaron por reemplazamiento como resultado de la interacción de la esfalerita con soluciones que transportaban hierro y cobre (Bortnikov *et al.*, 1991).

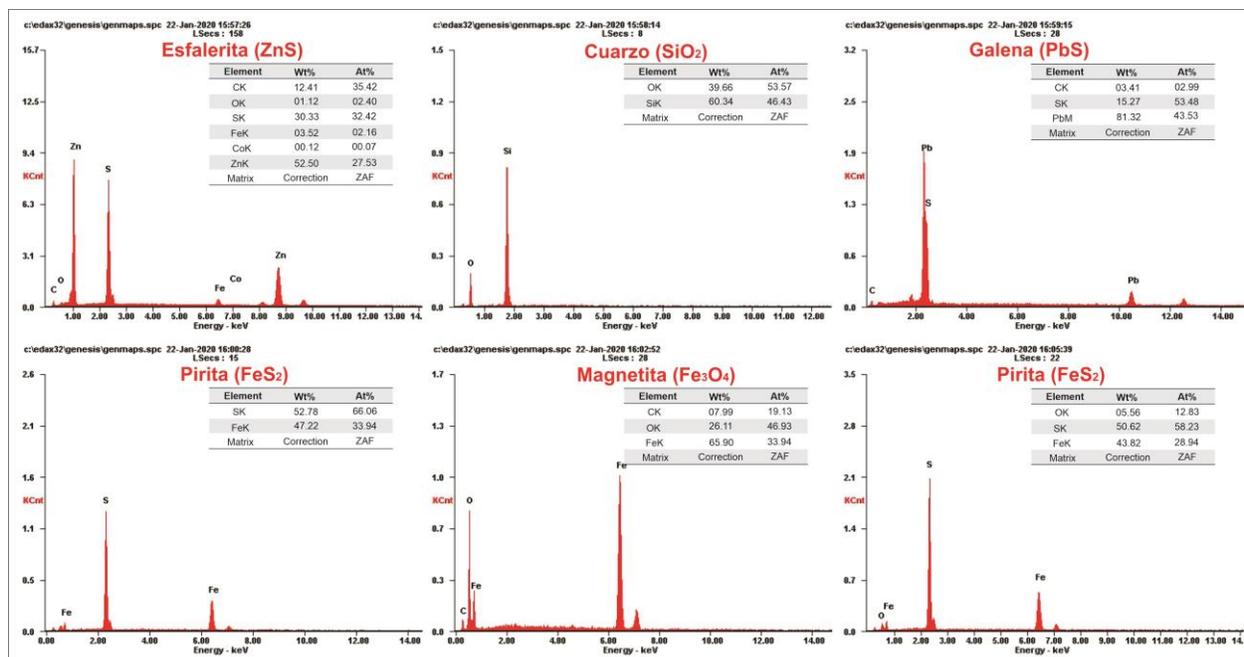
La pirita, generalmente euhedral, opaca en luz transmitida y de color crema bajo luz reflejada se presume que su formación fue coetánea con la esfalerita y unos óxidos de hierro que de acuerdo con la estabilidad mineral (ambiente relativamente más reducido) y su morfología podría tratarse de magnetita, así como también cristales euhedrales de pirita que nuclearon sobre algunas specularitas con valores de titanio. En algunas fracturas de la esfalerita y particularmente junto al borde del contacto esfalerita-cuarzo se presenta calcocita en forma casi tabular con color de reflexión azul bajo el microscopio de luz reflejada (Figura 20 g) y opaco en

luz transmitida, la procedencia de la calcocita se sugiere que se debió a un fluido meteórico cargado con cobre responsable de la formación de la cp-2 y la calcocita presente.

La composición semicuantitativa de las especies minerales fluctúa de acuerdo con las impurezas que presentan en su red cristalina y los límites de detección del microscopio electrónico. En la Figura 21 se observan los espectros de dispersión de esfalerita, cuarzo, galena, pirita y magnetita, que conforman la mayoría de las especies minerales identificadas mediante SEM y petrografía.

**Figura 21**

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales analizados en la Figura 20*



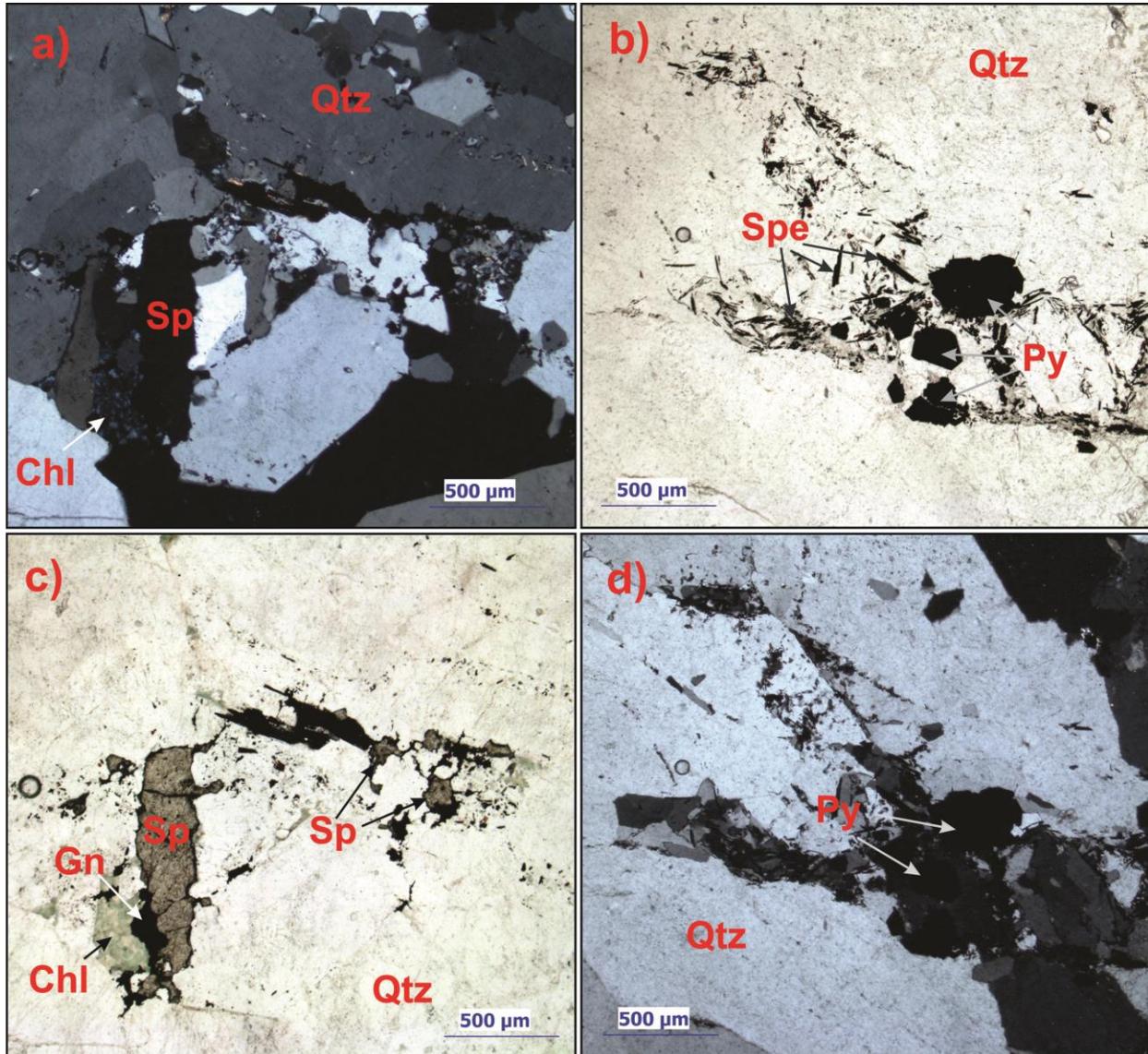
La esfalerita analizada presenta picos de hierro, el cual es considerado como el elemento menor más común en la esfalerita, también se identificó mediante los espectros de dispersión la presencia de cobalto, el cual de cierta forma según diversos autores se concentra generalmente en la esfalerita de depósitos hipotermales – mesotermales de temperatura relativamente alta. El cuarzo, galena y pirita presentan una composición normal, pero en el caso del óxido de hierro

con base en la composición, asociación mineral y morfología observada se presume que corresponde a magnetita.

De acuerdo con las figuras anteriores se puede concluir que el dominio general de los sulfuros en la vena hidrotermal consta de esfalerita, galena y pirita, en algunos casos se observan características texturales que permiten sugerir la presencia de un evento pequeño que favoreció la cristalización de la asociación  $\text{spe}+\text{qtz}\pm\text{chl}$ , que en ocasiones presenta la ausencia de alguno de estos minerales (Figura 22 a, b, c y d). El cuarzo de la asociación mencionada anteriormente se presenta de una textura fina con colores de interferencia grises de primer orden y la especularita fina se encuentra dispersa en el cuarzo, como cristales tabulares opacos bajo luz transmitida. Asociada a estos dos minerales se presenta pirita generalmente euhedral como mineral opaco en luz transmitida (Figura 22 b y d), en ocasiones también se reporta la ocurrencia de clorita con colores de interferencia azules anómalos y su característica tonalidad verde en NP; se sugiere en base a la relación textural que la asociación anteriormente mencionada cristalizó luego de que se formara la esfalerita incolora en NP con inclusiones de calcopirita y galena opaca en luz transmitida que se ha descrito anteriormente (Figura 22 a y c).

Figura 22

*Microfotografías de asociación spe+qtz±chl con posterior cristalización de sulfuros*

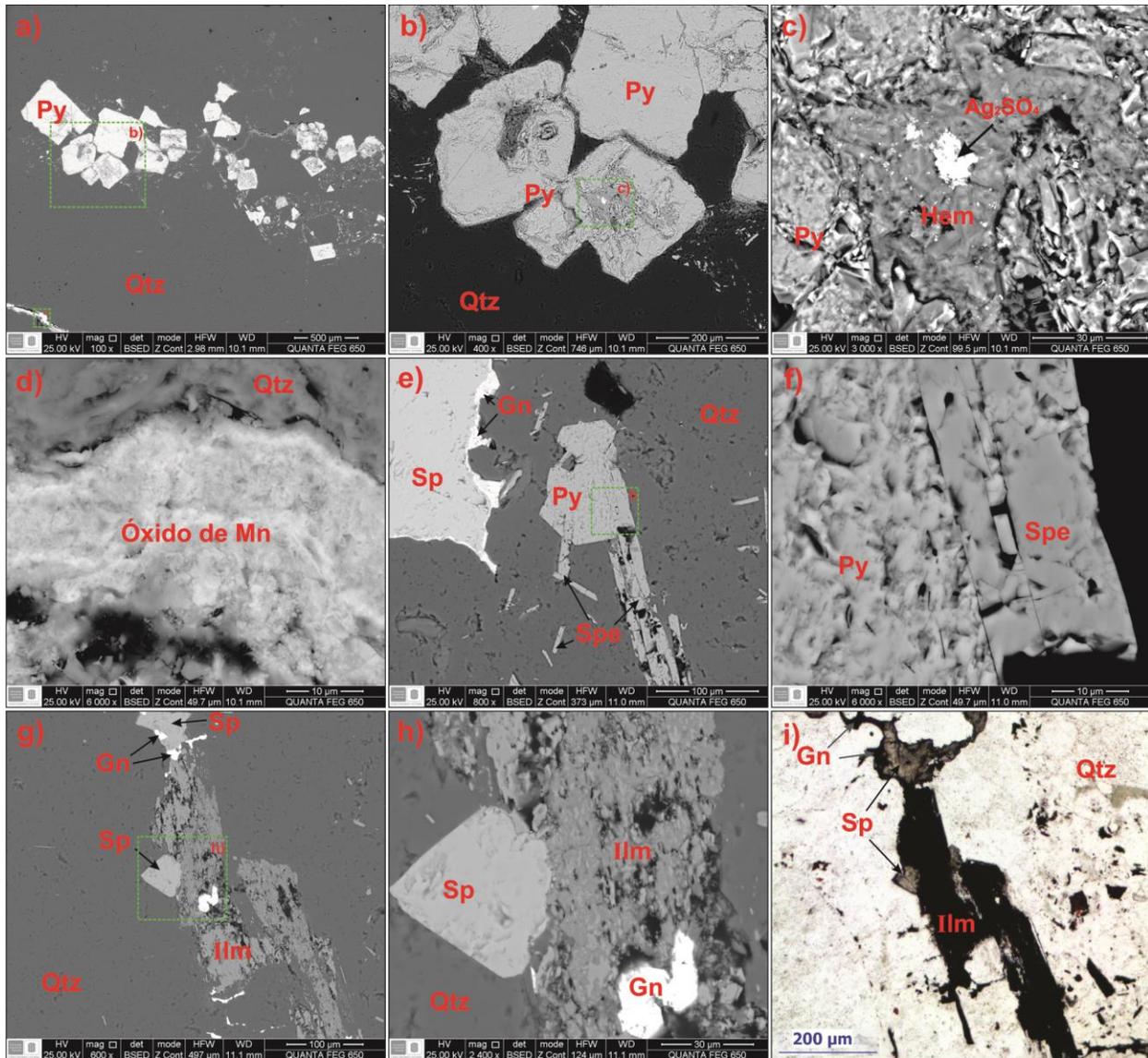


*Nota:* Los sulfuros, óxidos y cuarzo fino incursionan en espacios del cuarzo masivo subepiternal. **a)** y **c)** Microfotografías bajo microscopio de luz transmitida de asociación Qtz+Chl±Spe y asociación Gn+Sp+Chl en NX y paralelos respectivamente; **b)** y **d)** Microfotografías mediante luz transmitida en NP y cruzados para asociación Qtz+Spe con posterior cristalización de Py. Abreviaciones: Chl = Clorita, Gn = Galena, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

La textura y morfología mineral observada en la Figura 22 representa una importancia ya que los sulfuros presentes (Gn, Sp y Py) fueron analizados de forma cuantitativa mediante microsonda electrónica; de acuerdo con las observaciones se sugiere que en las regiones que se presenta clorita la hematita especular no se aprecia de una manera muy marcada, a diferencia de las zonas con dominio de Qtz+Spe en la que la clorita se encuentra casi ausente. Dentro de las relaciones mineralógicas entre los sulfuros y los óxidos, se realizó análisis de SEM para determinar minerales de los cuales no se tenían plena certeza, así como para apreciar netamente el contacto de dichos minerales (Figura 23). Como se había mencionado en las anteriores regiones con sulfuros, los cristales de pirita generalmente se presentan de manera euhedral, con tonalidades grisáceas muy claras en las imágenes BSE y en ocasiones con inclusiones anhedrales de galena o barita cerca de los bordes cristalinos. Con base en dichas imágenes se aprecian variaciones en la tonalidad homogénea que deberían poseer los cristales de pirita, estas tonalidades más oscuras son debidas a la hematitización de la pirita que se encuentra principalmente en los bordes y fracturas, donde se presentan como masas amorfas que se adentran en los cristales de pirita (Figura 23 a, b y c). Acompañando los óxidos de hierro debido a la hematitización de la pirita se presentan como relictos anhedrales de tonalidades blancas que de acuerdo con su composición semicuantitativa y espectros de dispersión corresponde con un sulfato de plata ( $\text{Ag}_2\text{SO}_4$ ), este mineral se encuentra en el centro de algunos cristales de pirita, presentando algunos picos de cobre y oro. La specularita con picos de titanio se presenta de forma tabular, en ocasiones se encuentran cristales de pirita euhedral que crecen a partir de estos cristales de hematita especular, como se observa en la Figura 23 (e y f), demarcando un cambio en la evolución de los fluidos mineralizantes de características oxidantes a unos fluidos más reducidos.

Figura 23

Imágenes BSE para la presencia de óxidos de hierro con sulfuros posteriores y hematización de pirita.



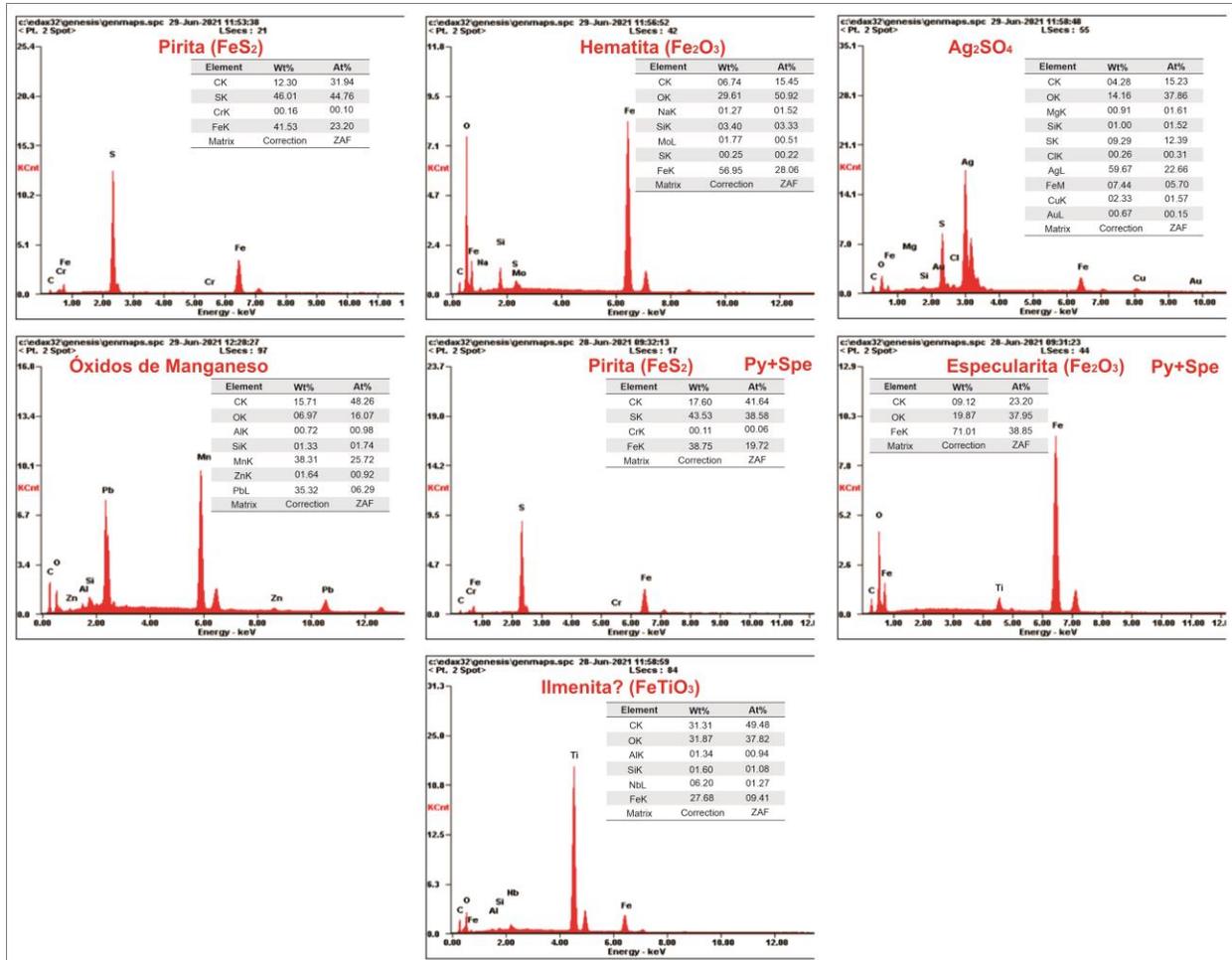
Nota: **a) b) y c)** Imágenes BSE de pirita euhedral con mineral de plata y alteración a hematita en las fracturas del cristal; **d)** Imagen BSE de fractura rellena por óxidos de manganeso; **e) y f)** Asociación py+spe en equilibrio textural; **g) h) i)** Imágenes BSE y microfotografía en NP de asociación gn+sp+ilm+qtz. Abreviaciones: Gn = Galena, Hem = Hematita, Ilm = Ilmenita, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

Dentro de la paragénesis mineral de los sulfuros es importante recordar que en regiones anteriores se logró identificar la presencia de óxidos de hierro (posible magnetita) asociada a la

esfalerita, adicionalmente se identificó la presencia de ilmenita en contacto con la esfalerita y la galena, en la que se observa de forma casi tabular, opaca en luz transmitida y con una tonalidad más oscura de gris que la esfalerita en las imágenes BSE (Figura 23 g,h,i), que de acuerdo con los espectros de dispersión comparados con Severin, (2004) posee una fuerte respuesta al pico de titanio y se ajusta a la composición de la ilmenita (Figura 24). Algunas fracturas se encuentran rellenas por un material con tonalidad clara en imágenes BSE (Figura 23 a y d), de acuerdo con la composición semicuantitativa y espectros de dispersión corresponde con óxidos de manganeso.

Figura 24

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales identificados en la Figura 23*



### 5.3.5 Eventos con presencia de óxidos de hierro (hipógeno y supérgeno)

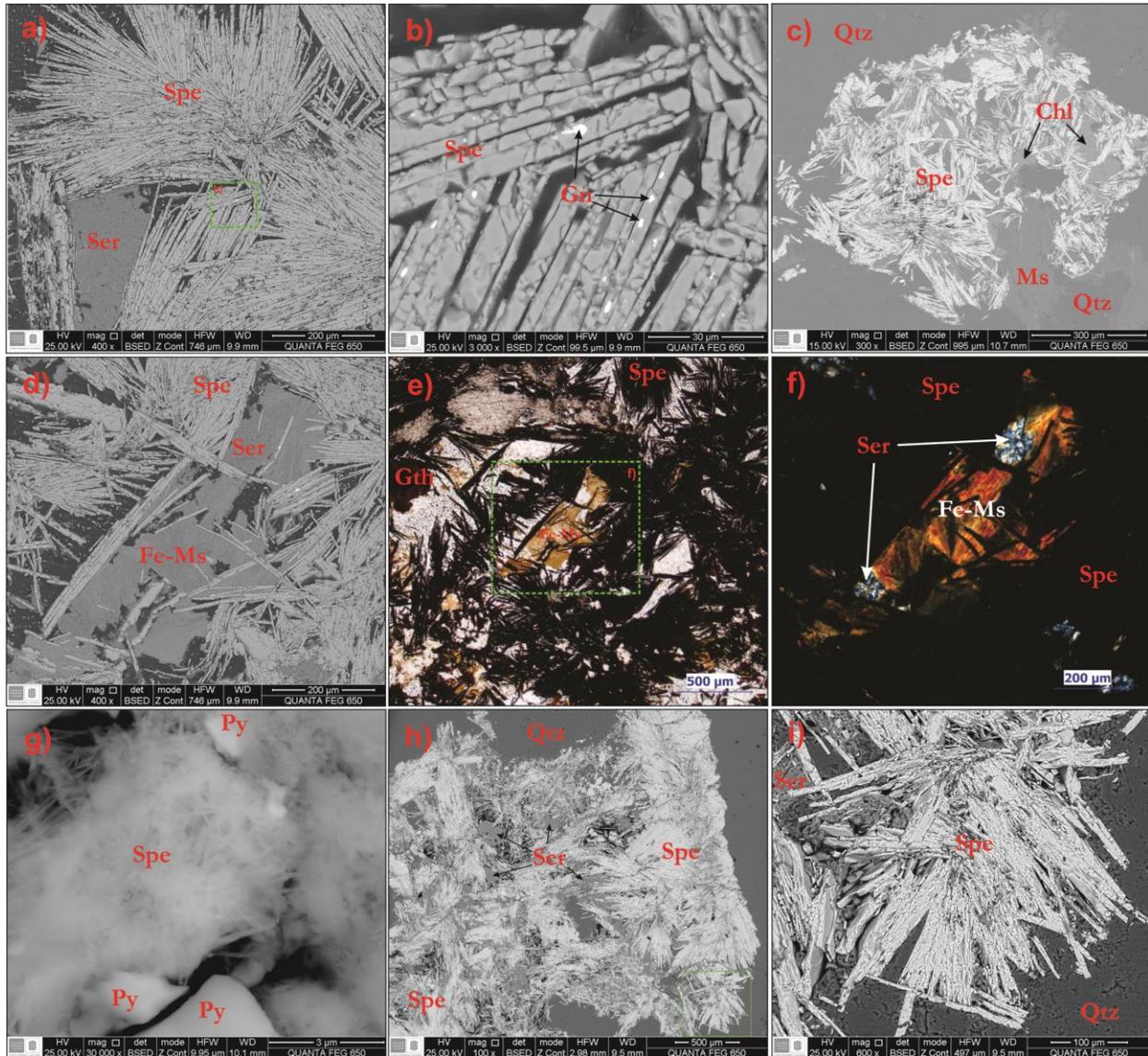
El mayor volumen que compone la vena hidrotermal está representado por la mineralogía de este evento, de la cual se tienen tres paragénesis basándose en las relaciones texturales, morfológicas y petrográficas observadas: como evento inicial se encuentra la especularita asociada con el evento inicial de crecimiento en la vena hidrotermal con la asociación Ms+Spe+Qtz+Chl±(Py), la segunda paragénesis corresponde a Qtz+Spe que se generó antes de la cristalización de sulfuros y la tercera asociación se encuentra el evento relacionado con el

reemplazamiento pseudomórfico de especularita relativamente gruesa como resultado de la hematización de sulfuros, que a su vez cristalizó especularita fina sobre la superficie de algunos cristales de cuarzo formados con anterioridad.

La especularita (una variedad especular de hematita) es un mineral con brillo metálico y tonos claros en luz reflejada, los mayores volúmenes de especularita están representados por cristales tabulares (forma de aguja) y agregados fibroradiales de un largo máximo de 1,5 mm con tonos de gris claro en la imagen BSE (electrones retrodispersados), dentro de algunos cristales tabulares se aprecian inclusiones anhedrales de tonalidad muy clara, que de acuerdo con los espectros de dispersión y análisis semicuantitativo corresponde con galena (Figura 25 a y b); estos agregados de especularita macroscópicamente se observa de una forma euhedral cubica, de tal forma que se consideran como pseudomorfos de sulfuros alterados por hematización. Dentro de la asociación anteriormente descrita del evento filosilicatado se presentan cristales tabulares finos de especularita que en ocasiones puntuales forman agrupaciones morfológicas casi hexagonales, adicionalmente se encuentran asociados con moscovita y clorita, como filosilicatos típicos de este evento (Figura 25 c). Generalmente la especularita tiende a estar dispersa y distribuida de forma aleatoria con el cuarzo y los filosilicatos, además el hecho de no presentar inclusiones de galena le otorga una clara diferencia con la especularita formada por procesos de reemplazamiento pseudomórfico.

Figura 25

Imágenes BSE y microfotografías en microscopio de luz transmitida del evento rico en óxidos de hierro



*Nota:* Las microfotografías corresponden al evento de mayor cantidad de hierro en el sistema hidrotermal. **a)** Agregados tabulares y fibroradiales de especularita generada como reemplazamiento pseudomórfico de sulfuros, con presencia de filosilicatos de eventos posteriores; **b)** Imagen BSE con acercamiento a los cristales tabulares de especularita donde se aprecian las inclusiones anhedrales de galena; **c)** Agrupación de especularita, con presencia de moscovita y clorita del evento primario de filosilicatos; **d)** imagen BSE de especularita y probable ferri-moscovita; **e)** y **f)** especularita, ferri-moscovita y sericita, observados mediante microscopio de luz transmitida en NP y cruzados respectivamente; **g)** Evidencia del reemplazamiento de pirita por hematita especular (especularita); **h)** **i)** Agregados de especularita perteneciente al reemplazamiento pseudomórfico de los sulfuros

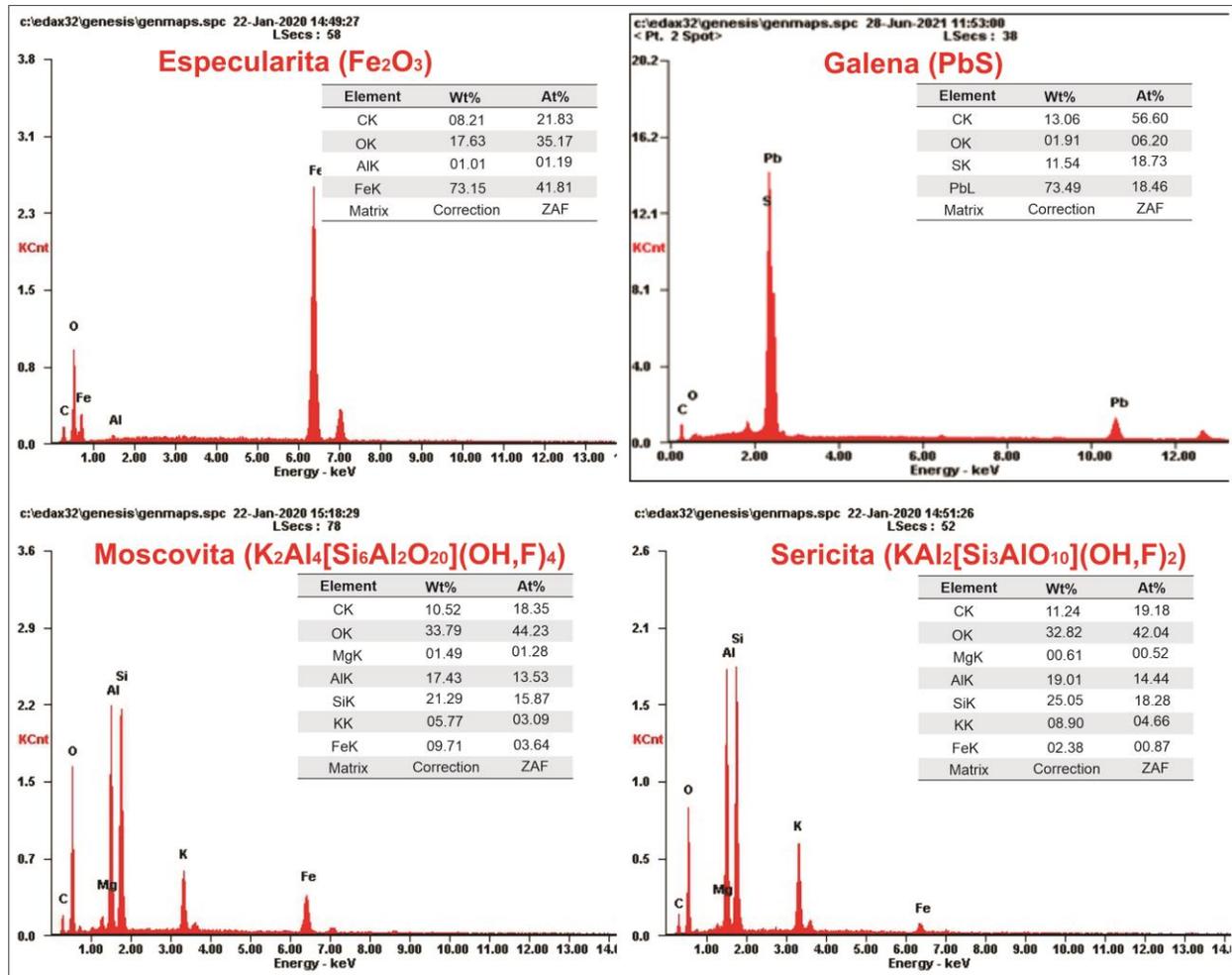
generados en la última fase de apertura para estos minerales sulfurados. Abreviaciones: Chl = Clorita, Fe-Ms = Moscovita rica en hierro, Gn = Galena, Ms = Moscovita, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Ser = Sericita, Spe = Especularita.

La especularita se observa como un mineral opaco bajo luz polarizada en el microscopio de luz transmitida, en la que los intersticios se encuentran vacíos u ocupados por filosilicatos. Los espacios intersticiales entre los cristales tabulares de hematita especular fueron en ocasiones ocupados por moscovita de tamaño medio y de grano fino (sericita), con colores de interferencia de tercer orden, generalmente incoloros en paralelos pero que en ocasiones exhiben tonalidades de marrón debido a la incorporación de hierro en su estructura cristalina (Figura 25 d, e y f), se comprueba mediante la composición semicuantitativa que la moscovita se encuentra enriquecida en hierro (Figura 26).

La especularita pseudomorfa mencionada anteriormente no posee relictos en los que se aprecie una relación con el sulfuro que fue reemplazado, salvo un caso puntual de piritas (de un tamaño menor a los grandes cubos macroscópicos de especularita) que presentan una hematitización parcial en la que se observa una especularita muy fina que crece en las fracturas de las piritas euhedrales (Figura 25 g). Complementando la caracterización en la Figura 25 (h, i) se observa especularita pseudomorfa de sulfuros pertenecientes al tercer evento de sulfuros (considerado en la discusión) con dominio de esfalerita, pirita y galena, donde exhibe las características mencionadas anteriormente para este tipo de especularitas y en la que se recalca nuevamente la presencia de inclusiones de galena.

Figura 26

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 25*



La specularita generada como precedente a la cristalización de sulfuros es descrita en el apartado de sulfuros, en la que se presenta mayoritariamente fina y con cuarzo de textura mosaico.

### 5.3.6 Alteración supérgena

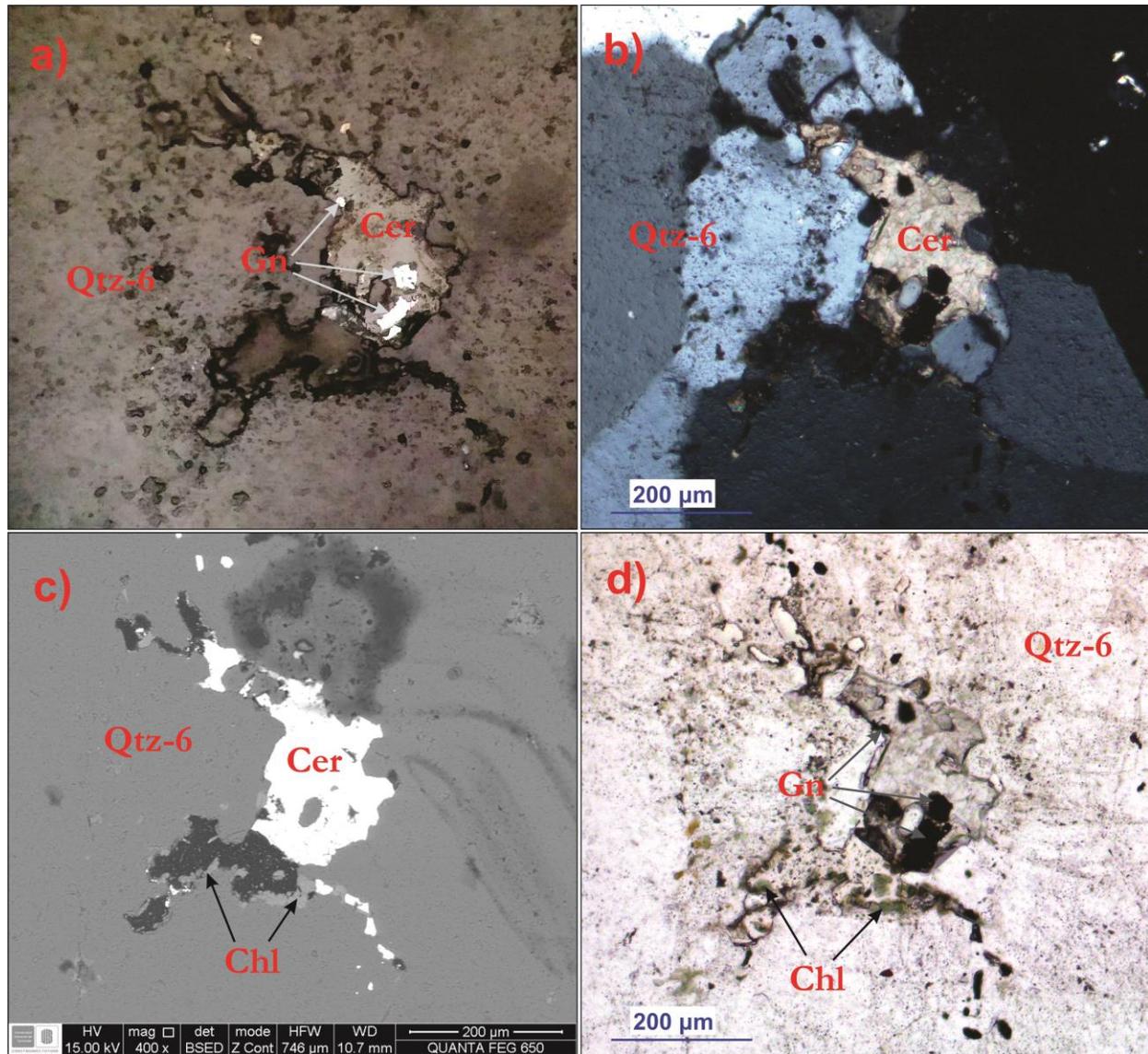
La alteración supérgena ha afectado de diferentes formas e intensidades algunos minerales, tanto minerales ganga como también minerales mena. Los sulfuros representan los minerales notoriamente más afectados por la alteración superficial debido al importante volumen

que poseen en la composición mineral de la vena hidrotermal objeto de estudio y al contraste con las propiedades fisicoquímicas del fluido del cual se formaron.

Los procesos supérgenos modificaron la galena para formar cerusita ( $\text{PbCO}_3$ ), el carbonato de plomo se aprecia reemplazando total o parcialmente la galena, y aunque dicha alteración no afecta a todos los cristales de galena, en algunas zonas de la vena hidrotermal el desarrollo de fracturas permitió la circulación de fluidos meteóricos y por ende una considerable hidrólisis del sulfuro. En la Figura 27 se observa una alteración parcial de la galena a cerusita, en la cual la galena presenta una tonalidad blanca con brillo metálico bajo el microscopio de luz reflejada (Figura 27 a) y la cerusita un color gris levemente más cálido que el cuarzo.

Figura 27

Evento de alteración supérgena de sulfuro de plomo



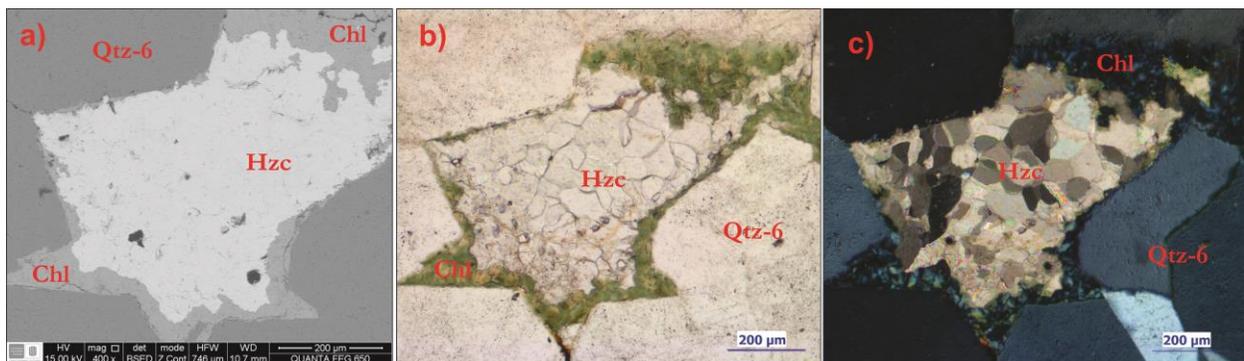
*Nota:* Formación de cerusita por alteración supérgena de galena. **a)** Microfotografía bajo microscopio de luz reflejada donde se observa la presencia de relictos de galena; **b)** Microfotografía de la misma zona mediante microscopio de luz transmitida en NX, cerusita con colores de interferencia de tercer y cuarto orden; **c)** Imagen BSE que permitió identificar cerusita y clorita; **d)** Microfotografía de luz transmitida en NP con cerusita incolora, tonos verdes para la clorita y los relictos de galena como mineral opaco. Abreviaciones: Cer = Cerusita, Chl = Clorita, Gn = Galena, Qtz = Cuarzo.

La cerusita observada mediante el microscopio de luz transmitida presenta colores de interferencia de tercer y cuarto orden, con alta birrefringencia (propiedades muy características de diversos carbonatos), acompañada de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) con color de interferencia gris de primer orden, clorita  $((\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16})$  con colores de interferencia anómalos azules y color verde en NP, así como relictos de galena opacos en luz transmitida (Figura 27 b y d). El análisis de microscopía electrónica permitió confirmar de manera semicuantitativa la composición de la cerusita (Figura 29).

Dentro de la alteración de sulfuros a minerales carbonatados también se modifica la esfalerita (Figura 28) que, de acuerdo con los espectros de dispersión y las características petrográficas, se identificó la presencia del mineral secundario hidrozincita ( $\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$ ), acompañado de silicatos como el cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) y clorita  $((\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16})$  (Figura 29). La hidrozincita se presenta como agregados granulares anhedrales con colores de birrefringencia de ordenes elevados y en NP los cristales son incoloros, en los bordes se encuentran cristales de clorita que exhibe colores de birrefringencia anómalos azules en NX y tonalidades verdosas en NP.

### Figura 28

*Microfotografías de alteración supérgena de esfalerita*

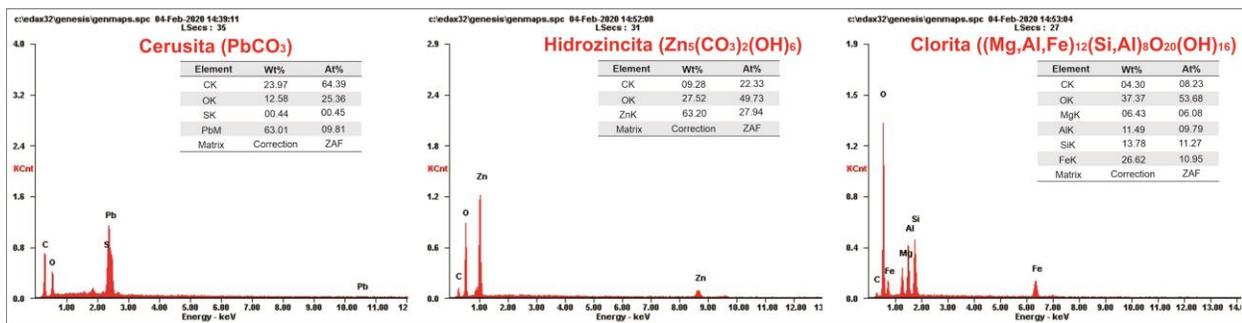


*Nota:* Presencia de hidrozincita y clorita. Abreviaciones: Chl = Clorita, Hzc = Hidrozincita, Qtz = Cuarzo.

La interpretación de los espectros EDS con base en Severin, (2004), así como la composición semicuantitativa de los minerales permitió identificar acertadamente este carbonato de zinc y confirmar la presencia de clorita.

### Figura 29

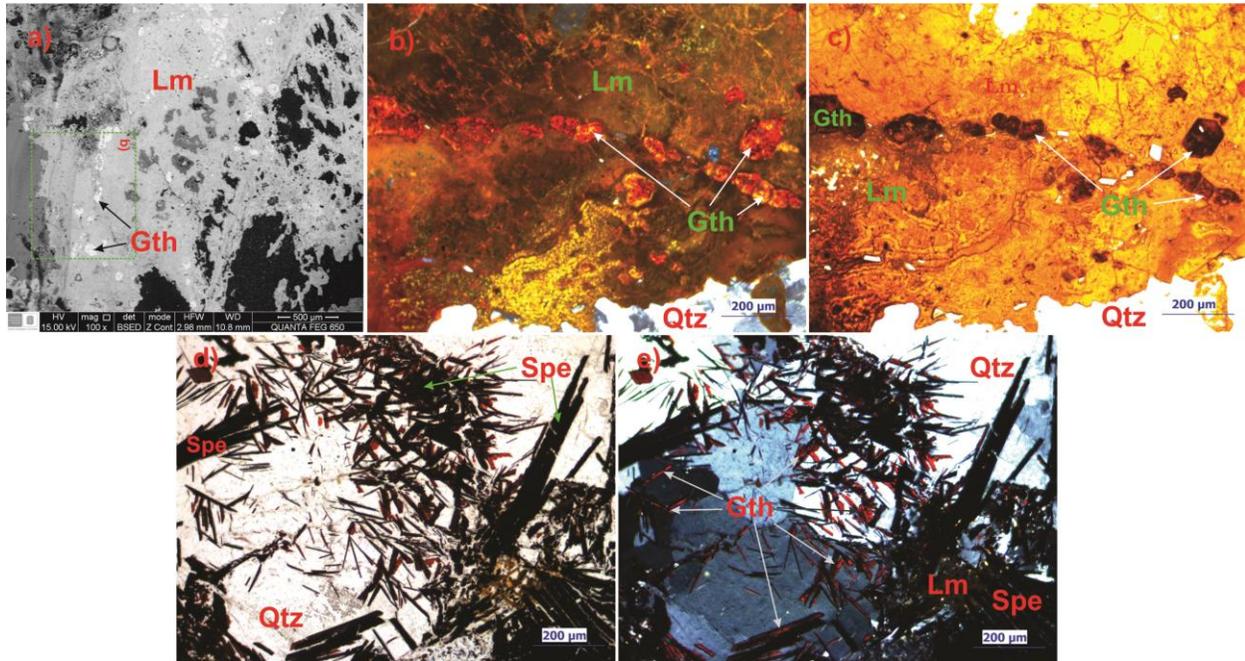
*Espectros de dispersión y composición semicuantitativa de minerales presentes en la Figura 27 y Figura 28*



Además de los minerales secundarios tipo carbonatos producto de la oxidación de galena y esfalerita, la alteración supérgena ha afectado de formas variables óxidos de hierro, algunos filossilicatos y principalmente sulfuros, dentro del campo supérgeno se tiene el reemplazamiento pseudomórfico de sulfuros por especularita, junto con la goethización y formación de otros hidróxidos de hierro como la limonita (mezcla de óxidos e hidróxidos de hierro). El mayor grado de modificación supérgena está relacionado con la alteración de la piritita y en menor medida la esfalerita, que al poseer valores de hierro tienden a convertirse en limonita (Figura 30 b y c), se caracteriza por una textura masiva, con colores de interferencia que varían en la gama del marrón rojizo oscuro a amarillento y tonos amarillento-rojizos en NP, con algunas cavidades (color negro en imágenes de SEM) generadas por la circulación de aguas meteóricas cerca de la superficie.

**Figura 30**

*Imagen BSE y microfotografías de alteración supérgena de sulfuros y especularita*



*Nota:* a) b) y c) Imagen BSE y microfotografías (NX y NP) de limonita producto de alteración de sulfuros; d) y e) Goethización de cristales tabulares de especularita. Abreviaciones: Gth = Goethita, Lm = Limonita, NP = Nicoles Paralelos, NX = Nicoles Cruzados, Qtz = Cuarzo, Spe = Especularita.

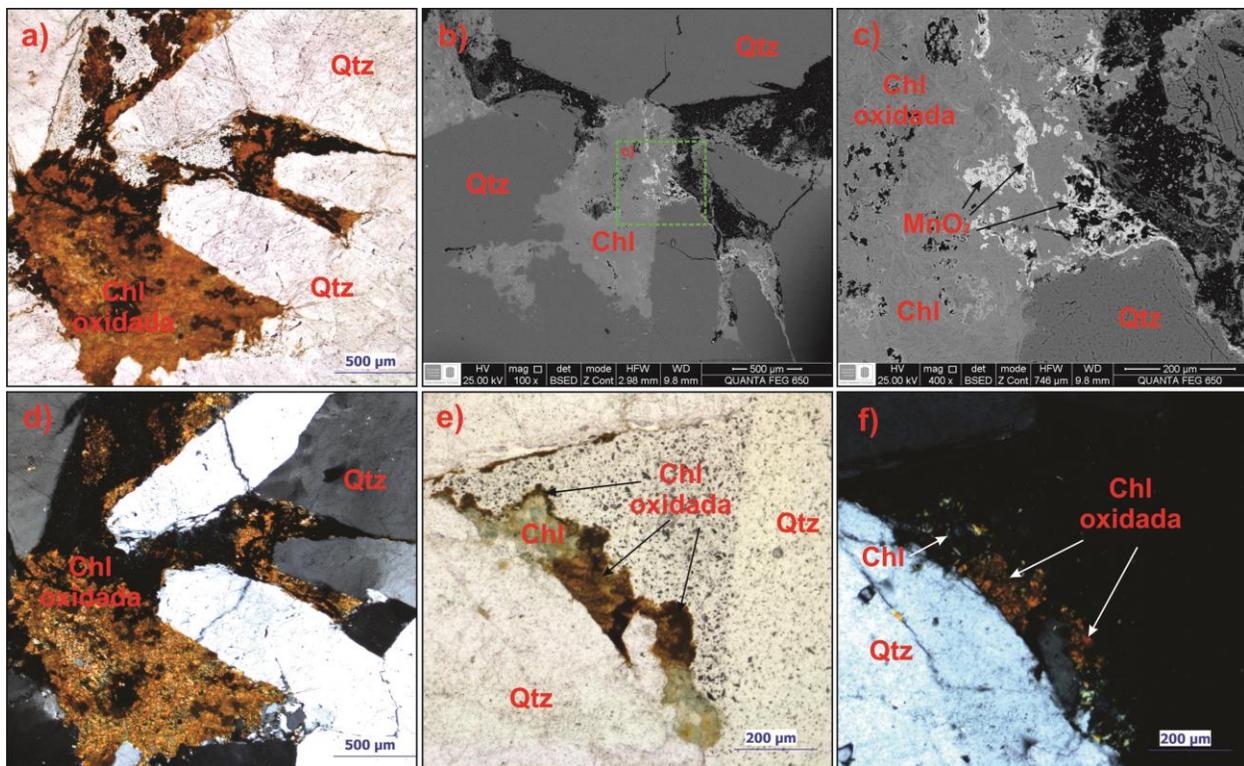
Dentro de las estructuras dominadas por limonita que se interpretan como pseudomorfos de sulfuros y especularita, también se presentan cristales euhedrales a subhedrales de goethita casi opaca que se disponen generalmente en agrupaciones lineales, con tonalidades claras en la imagen BSE. La especularita generalmente presenta un grado menor de oxidación supérgena que los sulfuros al estar relacionada genéticamente con un ambiente oxidante, en la cual la goethita representa el mineral hidratado de hierro más común, reemplazando parcial y en ocasiones totalmente los cristales tabulares de especularita (Figura 30 d y e).

La clorita (variedad chamosita) generalmente se presenta con la tonalidad verdosa en NP y con colores de interferencia anómalos en tonos azul-violáceos, que durante la alteración

supérgena se tiende a confundir con otros filosilicatos como la biotita debido a que adquiere un color marrón en paralelos y cambian los colores de interferencia. Se identificaron agregados de grano fino de chamosita que se encuentra totalmente afectada por oxidación supérgena, dentro de este filosilicato se aprecia la acumulación de material opaco en luz transmitida y que a su vez presenta una tonalidad muy clara en las imágenes BSE (Figura 31 c).

**Figura 31**

*Microfotografías e imágenes BSE de clorita (variedad chamosita) afectada por alteración supérgena*



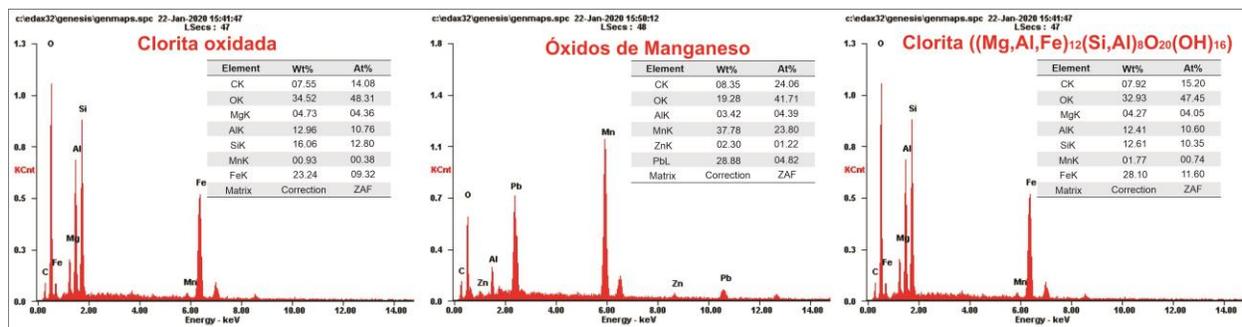
*Nota:* Proceso de alteración supérgena total y parcial de clorita (variedad chamosita). Abreviaciones: Chl = Clorita,  $MnO_2$  = Óxidos de manganeso, Qtz = Cuarzo.

Con base en los datos semicuantitativos se pudo determinar que el material opaco está compuesto por óxidos de manganeso ( $MnO_2$ ), los cuales presentan pequeñas cantidades de plomo y zinc, con base en lo anterior se puede sugerir una interacción de estos fluidos meteóricos con los sulfuros preexistentes (Figura 32). La clorita de la Figura 31 (e y f) demarca

la alteración parcial hacia los bordes más expuestos a los fluidos oxidantes, siendo ello una evidencia petrográfica importante en la identificación de las cloritas totalmente oxidadas, que químicamente no presentan una variación significativa en el análisis SEM.

**Figura 32**

*Espectros de dispersión y composición semicuantitativo de minerales presentes en la Figura 31*



## 5.4 Inclusiones Fluidas

Las inclusiones fluidas son el resultado del propio proceso de cristalización cuando el mineral se forma en presencia de una fase fluida, los defectos generados por parte de ese fluido atrapado durante el crecimiento cristalino forman las inclusiones fluidas; también son formadas cuando ocurre precipitación durante el proceso de cicatrización de las fracturas de los minerales. Un estudio básico de inclusiones fluidas se compone de tres parámetros básicos: 1) Petrografía de inclusiones fluidas, 2) Mediciones microtermométricas y 3) Interpretación de los datos P y M (composición del fluido, densidad del fluido, estado de fase del fluido durante el atrapamiento, condiciones PT de atrapamiento, generaciones de IF). Debido a los problemas generados por la pandemia SARS-CoV-2 (COVID-19) fue imposible completar esta fase y solo se logró completar el estudio petrográfico.

### 5.4.1 Petrografía

Se revisaron diferentes generaciones de cuarzo de la vena hidrotermal principalmente los relacionados con los eventos de sulfuros y la posterior hematización con formación de cuarzo en textura crustiforme, en aras de poder establecer algunas características de los paleofluidos que circularon por la zona y formaron estas venas consideradas principalmente como parte del ambiente epitermal. Se considera la clasificación de Shepherd *et al.*, (1985) para describir las inclusiones fluidas:

Tipo I: monofásicas de líquido (L)

Tipo II: Bifásicas de líquido (>50%) + vapor (<50%) (L+V)

Tipo III: Bifásicas de vapor (>50%) + líquido (<50%) (V+L)

Tipo IV: Monofásicas de solo vapor (V)

Tipo V: Multifásicas de líquido ± vapor + sólidos (L+V+S)

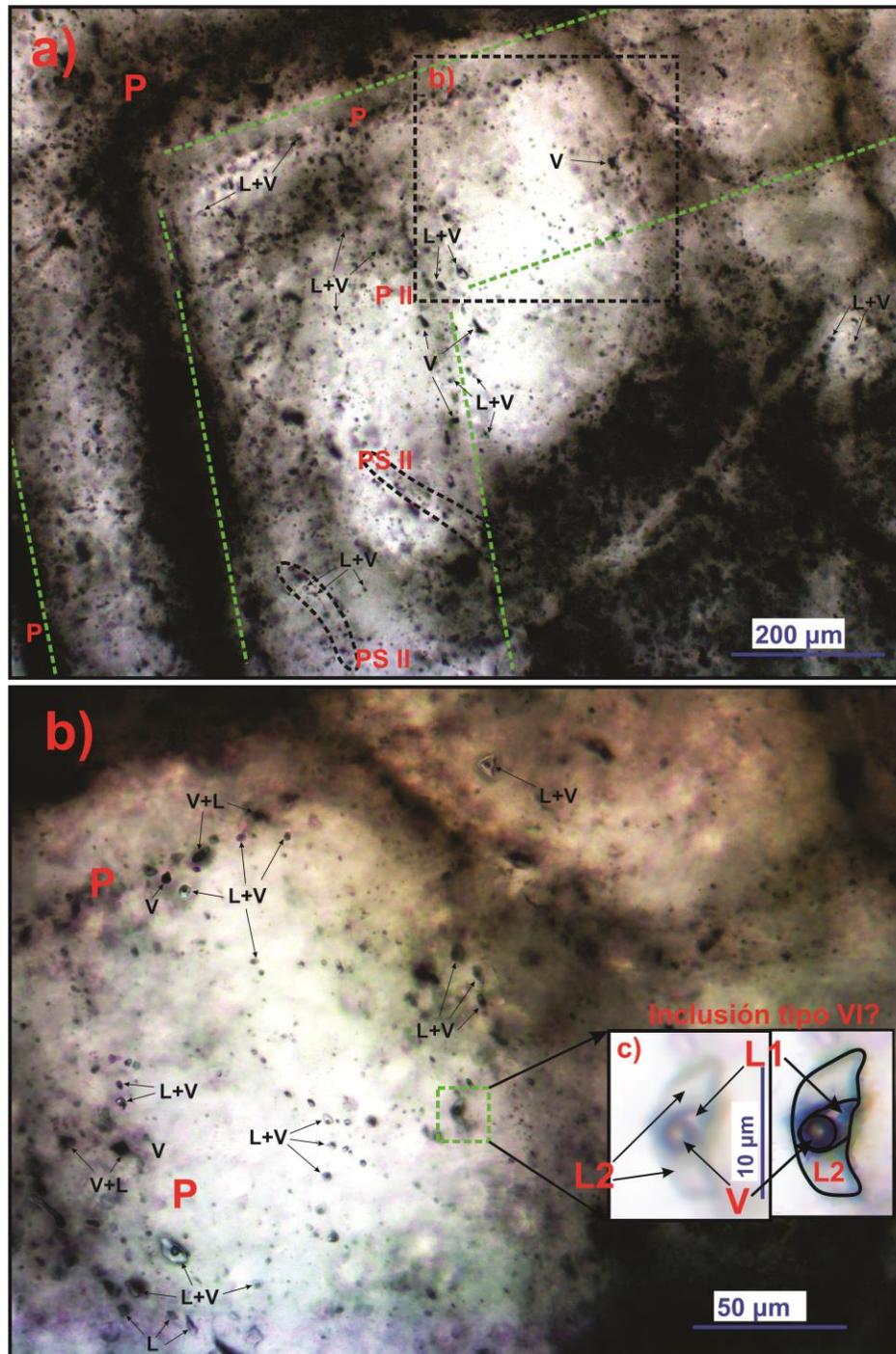
Tipo VI: Líquidos inmiscibles + vapor (L1+L2+V)

La Figura 33 representa inclusiones analizadas en una textura zonal de cuarzo, considerada como evento posterior a la formación de sulfuros, durante una reapertura del sistema hidrotermal. Se identifica una gran cantidad de inclusiones fluidas primarias asociadas con las zonas de crecimiento cristalino, presentan morfologías diversas entre las que predominan las ovoides e irregulares, pueden ser tipo I, II, III, IV y VI, y tamaños variables. La presencia de inclusiones de diferentes tipos sugiere un atrapamiento heterogéneo, la mayoría con presencia ya sea de L+V, V+L, L o V; una inclusión en particular fue identificada en la que se puede apreciar la presencia de dos líquidos y un vapor, se sugiere que el V1 y el L1 es sugestivo de una IF con contenidos de CO<sub>2</sub> por lo que requiere un análisis detallado que confirme esta premisa (Figura 33 c).

Algunos trenes de inclusiones fluidas son clasificados como pseudosecundarios debido a la distribución lineal, de las que se presume se generaron en las fracturas que el cristal presentó durante su crecimiento. Estas inclusiones pseudosecundarias son de tipo II, con un tamaño inferior a 5  $\mu\text{m}$ , generalmente ovoides – tabulares y exhiben atrapamiento homogéneo.

Figura 33

Microfotografías de inclusiones primarias y secundarias identificadas en textura zonal de cuarzo

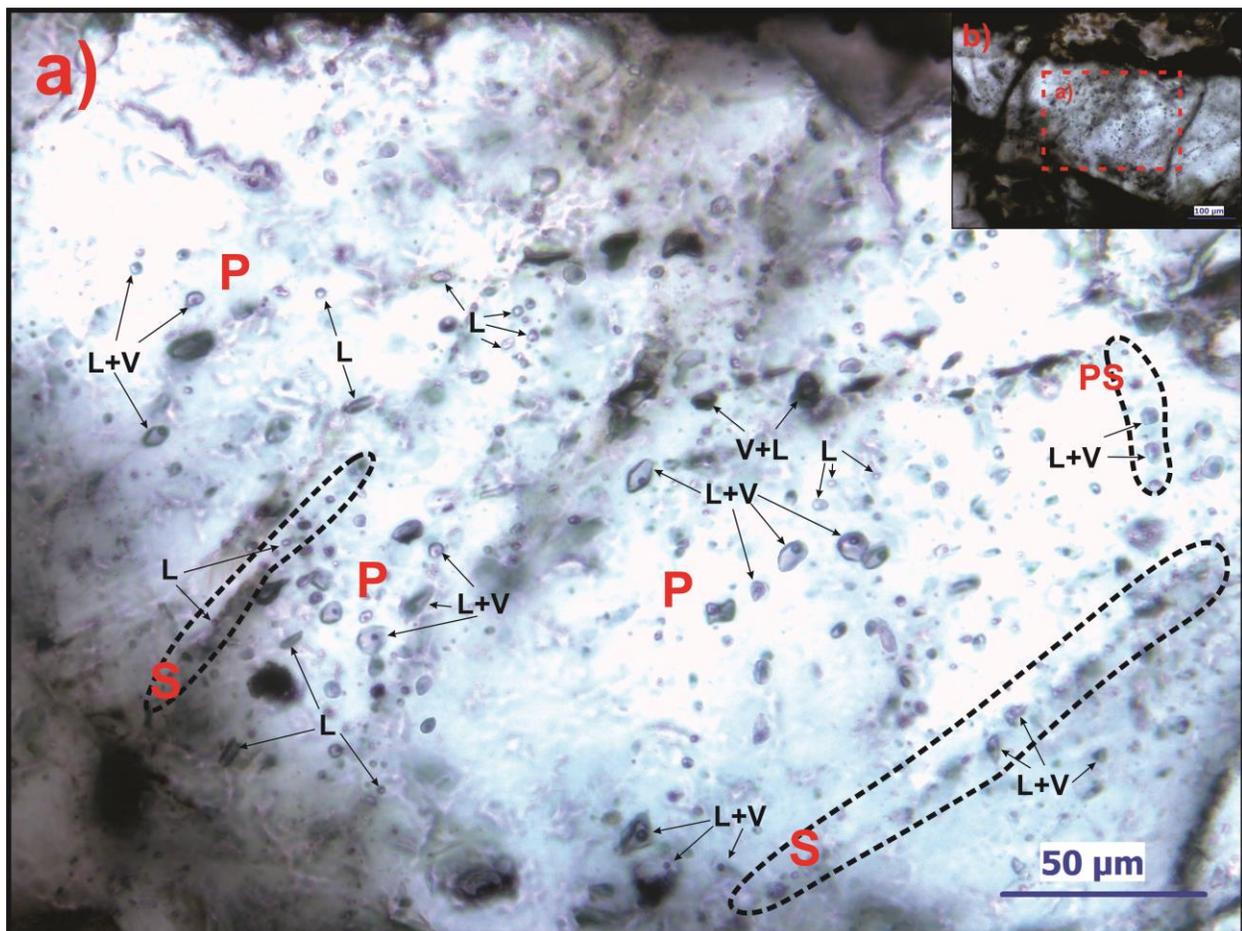


Nota: Inclusiones primarias (P) y pseudosecundarias (SP) a) y b) Asociaciones de inclusiones y distribución en textura zonal; c) Acercamiento a inclusión tipo VI.

En la Figura 34 se pueden identificar inclusiones de composición variable con dominio de inclusiones tipo II, acompañadas de inclusiones tipo I y III, en su mayoría son inclusiones con morfologías ovoides y con una mayor cantidad de inclusiones tabulares que en las demás regiones estudiadas. Las inclusiones fluidas monofásicas líquidas se presentan generalmente de un menor tamaño que las IF de L+V, al presentarse tres tipos de inclusiones en la asociación de inclusiones primarias se establece que fueron generadas por un atrapamiento heterogéneo y para el caso de las IF secundarias exhiben una sola fase de lo cual se deduce un atrapamiento homogéneo.

**Figura 34**

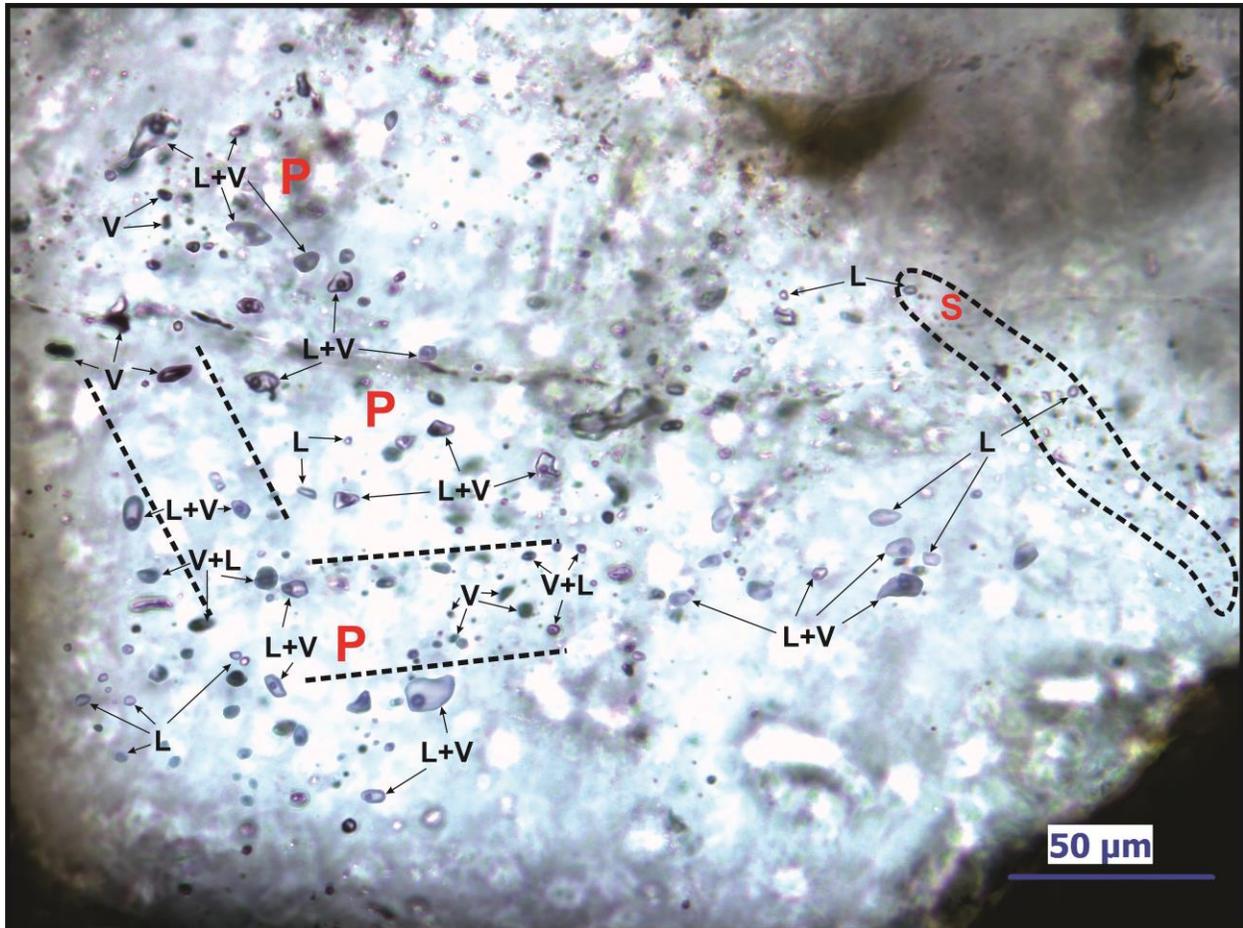
*Microfotografías de AIF primarias y secundarias presentes en cuarzo*



Cerca de la zona con presencia de sulfuros se identificaron, al igual que en la región anterior, inclusiones primarias tipo I, II, III y IV de morfologías ovoides, irregulares y tabulares, que se presentan asociadas y por lo tanto se considera que se generaron por un atrapamiento heterogéneo. En la Figura 35 se presenta una mayor variación en la composición de las inclusiones fluidas, con mayor presencia de inclusiones monofásicas de líquido y vapor (tipo I y IV), así como inclusiones bifásicas ricas en vapor (tipo III) que no son tan comunes en las regiones anteriormente estudiadas; sin embargo, las inclusiones tipo II se mantiene dominante sobre todas las demás.

Figura 35

*Microfotografías de inclusiones fluidas en cuarzo cercano al evento de sulfuros*



Debido a que no fue posible realizar mediciones microtermométricas solo se puede sugerir la posibilidad que las inclusiones tipo II y III puedan homogeneizar a líquido y gas respectivamente. Durante el desarrollo de revisión petrográfica de inclusiones fluidas no se identificaron modificaciones post-atrapamiento, ni inclusiones multifásicas con presencia de cristales salinos; sin embargo, no es apropiado descartar la posibilidad de que existan estas inclusiones en la vena hidrotermal objeto de estudio.

## 5.5 Difracción de Rayos X

El análisis de difracción de rayos X fue realizado de acuerdo con la composición observada de la vena hidrotermal, dividiéndose en 4 regiones para identificar las especies minerales dominantes: la región 1 corresponde a la parte inferior de la vena hidrotermal ajustándose a la mineralogía de la etapa 1.2, la región 2 está representada por la etapa 2 con presencia de un volumen considerable de filosilicatos, la región 3 y 4 corresponden con la parte inferior y superior de la etapa 1.1 respectivamente. Como es casi imposible seleccionar material de una sola región sin estar contaminada, muchas de las muestras presentan sulfuros y filosilicatos que fueron cristalizados en los espacios abiertos y fracturas que posee la vena hidrotermal.

**Tabla 1**

*Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042001 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 1 de la vena hidrotermal.*

ICSD #	Patrón No.	Mineral	Fórmula
094554	PDF 01-070-8495	Calcopirita, syn	CuFeS <sub>2</sub>
16732	PDF 01-072-1234	Clorita	Mg <sub>2.5</sub> Fe <sub>1.65</sub> Al <sub>1.5</sub> Si <sub>2.2</sub> Al <sub>1.8</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
164010	PDF 01-077-9927	Hematita, syn	Fe <sub>1.987</sub> O <sub>3</sub>
15868	PDF 01-072-0496	Moscovita-2M1	K(Al <sub>1.88</sub> Fe <sub>0.12</sub> )(Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
56534	PDF 01-071-5208	Pirita, syn	FeS <sub>1.74</sub>
67121	PDF 01-079-1910	Cuarzo, syn	SiO <sub>2</sub>

**Tabla 2**

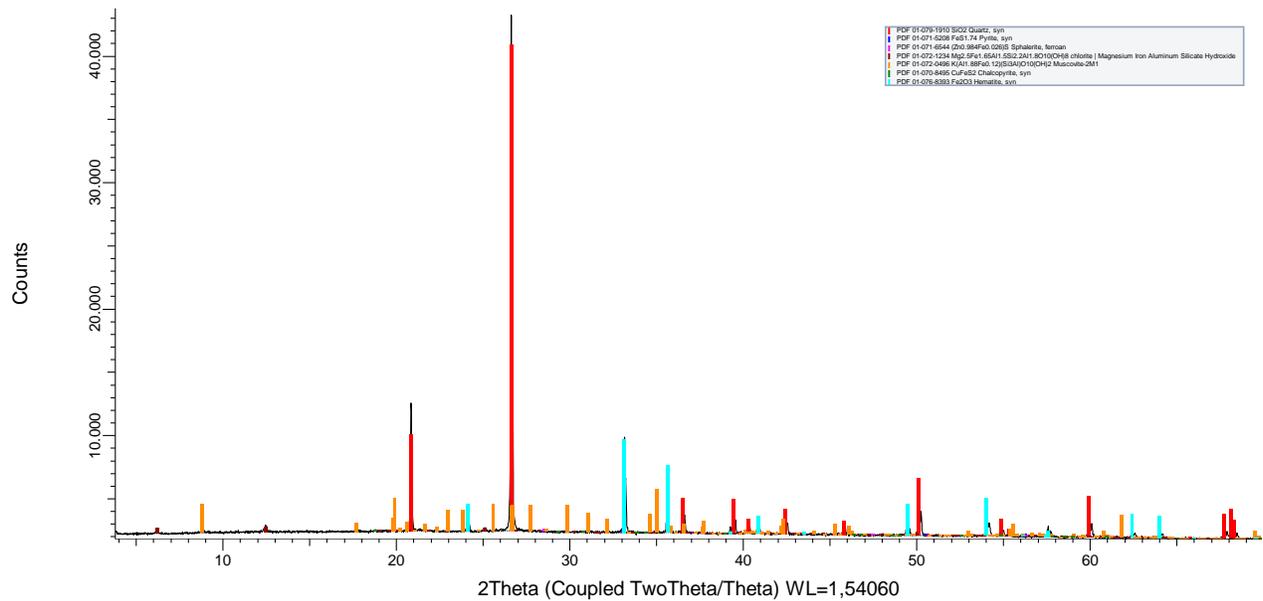
*Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042002 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 2 de la vena hidrotermal.*

ICSD #	Patrón No.	Mineral	Fórmula
094554	PDF 01-070-8495	Calcopirita, syn	CuFeS <sub>2</sub>
16732	PDF 01-072-1234	Clorita	Mg <sub>2.5</sub> Fe <sub>1.65</sub> Al <sub>1.5</sub> Si <sub>2.2</sub> Al <sub>1.8</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
164010	PDF 01-077-9927	Hematita, syn	Fe <sub>1.987</sub> O <sub>3</sub>
15868	PDF 01-072-0496	Moscovita-2M1	K(Al <sub>1.88</sub> Fe <sub>0.12</sub> )(Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
56534	PDF 01-071-5208	Pirita, syn	FeS <sub>1.74</sub>
67121	PDF 01-079-1910	Cuarzo, syn	SiO <sub>2</sub>
77909	PDF 01-071-6544	Esfalerita	(Zn <sub>0.984</sub> Fe <sub>0.026</sub> )S

**Figura 36**

Difractograma de la muestra 20042003, región 3 de la vena hidrotermal, visualizado mediante el software

DIFRAC.EVA

**Tabla 3**

Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042003 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal

Structure Database (ICSD), región 3 de la vena hidrotermal.

ICSD #	Patrón No.	Mineral	Fórmula
094554	PDF 01-070-8495	Calcopirita, syn	CuFeS <sub>2</sub>
16732	PDF 01-072-1234	Clorita	Mg <sub>2.5</sub> Fe <sub>1.65</sub> Al <sub>1.5</sub> Si <sub>2.2</sub> Al <sub>1.8</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
161283	PDF 01-076-8393	Hematita, syn	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
15868	PDF 01-072-0496	Moscovita-2M1	K(Al <sub>1.88</sub> Fe <sub>0.12</sub> )(Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
56534	PDF 01-071-5208	Pirita, syn	FeS <sub>1.74</sub>
67121	PDF 01-079-1910	Cuarzo, syn	SiO <sub>2</sub>
77909	PDF 01-071-6544	Esfalerita	(Zn <sub>0.984</sub> Fe <sub>0.026</sub> )S

**Tabla 4**

*Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042004 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal Structure Database (ICSD), región 4 de la vena hidrotermal.*

ICSD #	Patrón No.	Mineral	Fórmula
16732	PDF 01-072-1234	Clorita	$Mg_{2.5}Fe_{1.65}Al_{1.5}Si_{2.2}Al_{1.8}O_{10}(OH)_8$
164010	PDF 01-077-9927	Hematita, syn	$Fe_{1.987}O_3$
15868	PDF 01-072-0496	Moscovita-2M1	$K(Al_{1.88}Fe_{0.12})(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$
56534	PDF 01-071-5208	Pirita, syn	$FeS_{1.74}$
67121	PDF 01-079-1910	Cuarzo, syn	$SiO_2$

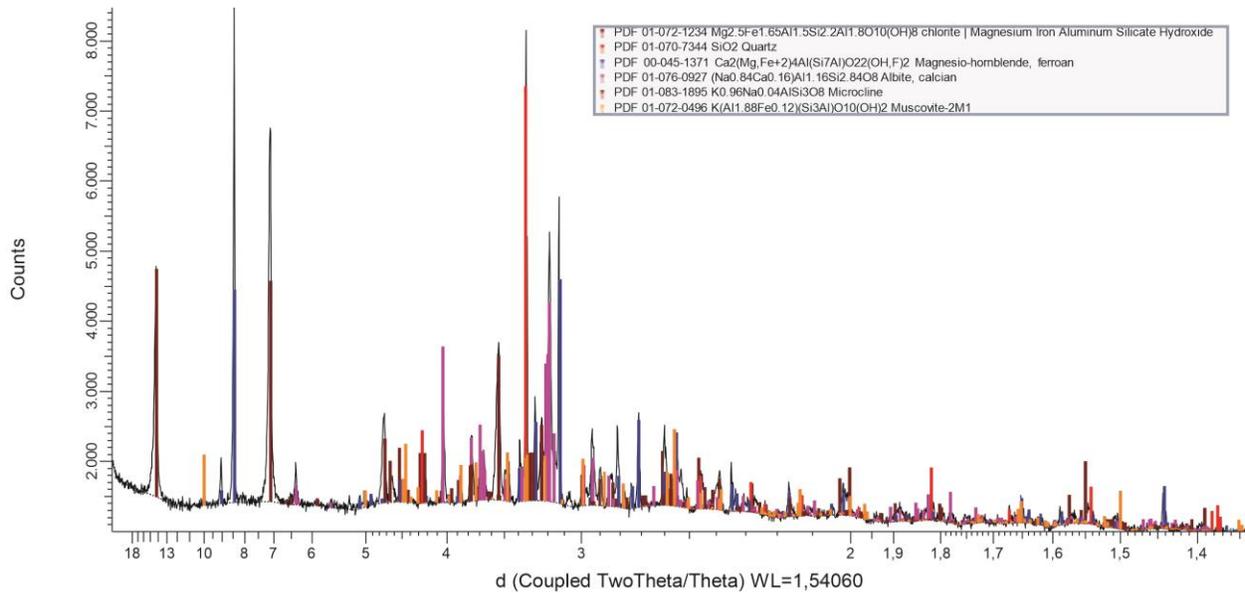
En las tablas anteriores podemos identificar las diversas especies minerales de las regiones de interés, es importante definir que la variación composicional no es muy considerable manteniéndose especies comunes como la clorita, hematita, cuarzo, pirita y moscovita en todas las muestras, esta similitud se debe a la diseminación de algunos minerales por los espacios abiertos y fracturas que permitieron la circulación de fluidos hidrotermales. Otros sulfuros como la calcopirita y la esfalerita se encuentran en algunas muestras, cabe notar que otras especies minerales no fueron reportadas debido posiblemente a la baja concentración que presentaban en las muestras analizadas.

Adicionalmente se realizó difracción de rayos X convencional a una muestra del cuerpo diorítico alterado hidrotermalmente y que se encuentra cerca de la zona donde fue adquirida la muestra de la vena hidrotermal. Se identificaron las especies cristalinas observadas en la Tabla 5 y la Figura 37, con una gran cantidad de picos que pudo enmascarar la respuesta de otros minerales que se encontraban en una menor proporción.

**Figura 37**

*Difractograma de la muestra 20042005, muestra del cuerpo gabrodiorítico, visualizado mediante el software*

*DIFRAC.EVA*

**Tabla 5**

*Fases cristalinas identificadas de la muestra 20042005 usando la base de datos PDF-1 del Inorganic Crystal*

*Structure Database (ICSD) para muestra del cuerpo diorítico.*

ICSD #	Patrón No.	Mineral	Fórmula
34917	PDF 01-076-0927	Albita cálcica	(Na <sub>0.84</sub> Ca <sub>0.16</sub> )Al <sub>1.16</sub> Si <sub>2.84</sub> O <sub>8</sub>
16732	PDF 01-072-1234	Clorita	Mg <sub>2.5</sub> Fe <sub>1.65</sub> Al <sub>1.5</sub> Si <sub>2.2</sub> Al <sub>1.8</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
	PDF 00-045-1371	Magnesio-Hornblenda Férrica	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe+2)4Al(Si7Al)O <sub>22</sub> (OH,F) <sub>2</sub>
100819	PDF 01-083-1895	Microclina	K <sub>0.96</sub> Na <sub>0.04</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
15868	PDF 01-072-0496	Moscovita-2M1	K(Al <sub>1.88</sub> Fe <sub>0.12</sub> )(Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
093093	PDF 01-070-7344	Cuarzo, syn	SiO <sub>2</sub>

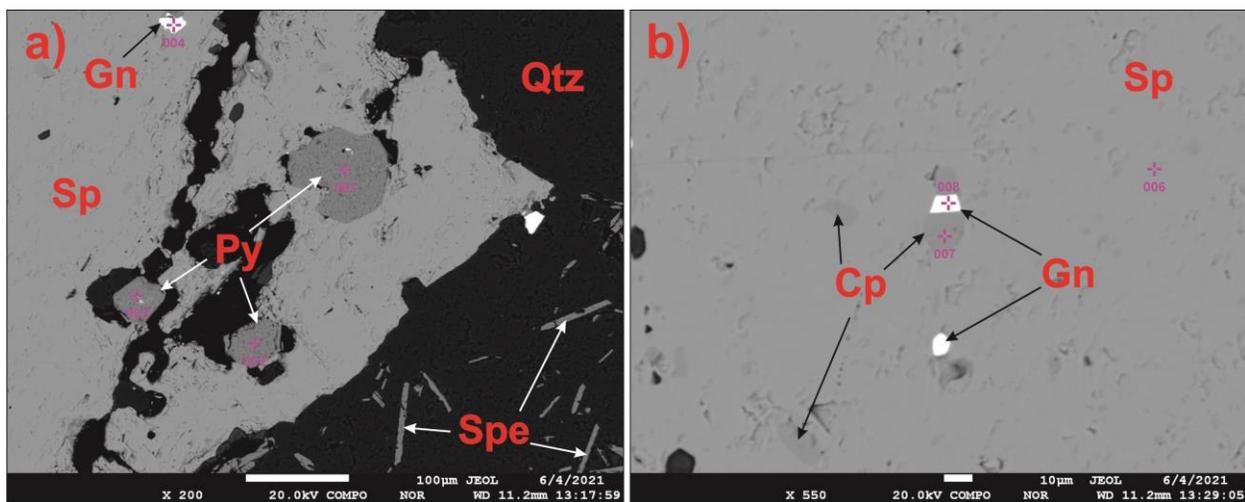
Corroborando algunos datos definidos en el estudio petrográficos (Figura 9 y Figura 10) se presenta magnesio – hornblenda que además posee hierro en su estructura, plagioclasa tipo albita cálcica, feldespato potásico identificado como microclina, junto con los minerales de alteración clorita, moscovita (sericita) y cuarzo, en general se esperaría que la química de los minerales primarios presente algunos cambios debidos a la alteración hidrotermal.

## 5.6 Análisis EMPA

El análisis de microsonda electrónica fue desarrollado en el Laboratorio EMPA de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá. Para el desarrollo de método analítico se seleccionaron diversos sulfuros que permitieran comprender la química mineral de los sulfuros que representan los minerales mena formados por los paleofluidos que circularon y formaron la vena hidrotermal. Como parte del análisis de microsonda se desarrollaron análisis cuantitativos y semicuantitativos, con la cuantificación de pirita, galena, calcopirita y esfalerita (Figura 38) ubicados en la región de la Figura 20.

**Figura 38**

*Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) donde se identifica la mineralogía y los puntos cuantitativos*



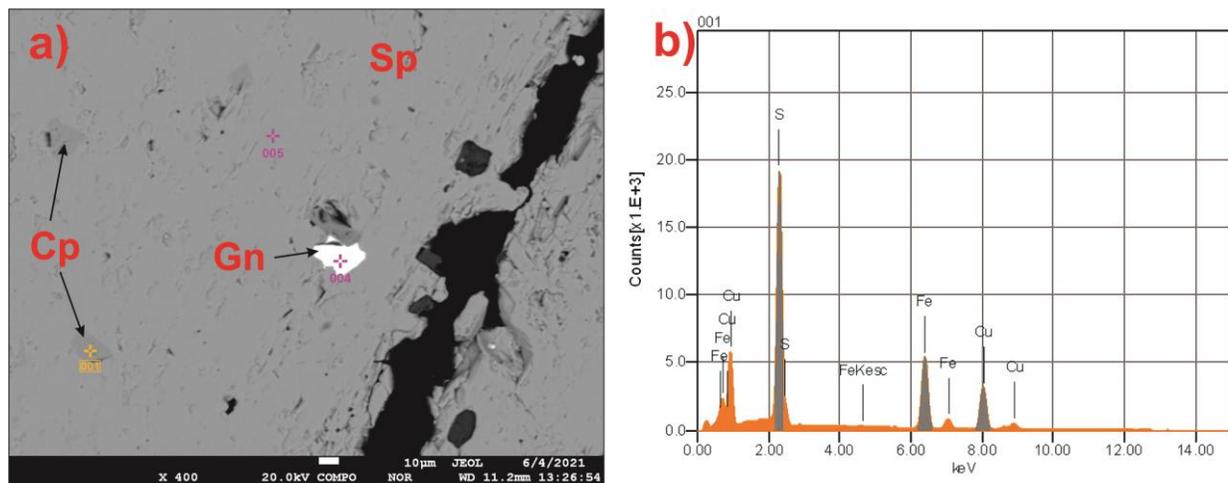
*Nota:* Imágenes de fases minerales bajo microsonda electrónica con puntos cuantitativos en violeta y semicuantitativo en amarillo. **a)** Presencia de especularita, cuarzo, pirita (puntos 1, 2 y 3), esfalerita y galena (punto 4) del evento rico en sulfuros; **b)** Puntos cuantitativos en calcopirita (punto 7), galena asociada a la calcopirita (punto 8) y esfalerita (punto 6). Abreviaturas: Cp = Calcopirita, Gn = Galena, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

Con base en los análisis EDS y semicuantitativos (Figura 39 y Tabla 6) se logró confirmar la presencia de calcopirita que se identificó mediante petrografía de luz reflejada,

donde se aprecian picos de azufre, hierro y cobre, con proporciones atómicas que se asemejan a su fórmula química ( $\text{CuFeS}_2$ ). La calcopirita como se había mencionado anteriormente en la descripción mineralógica se encuentra principalmente como inclusiones dentro de la esfalerita, así como en algunas zonas de la roca caja.

**Figura 39**

*Imagen BSE y espectro de dispersión de inclusiones de calcopirita en esfalerita*



*Nota:* a) calcopirita con punto semicuantitativo, galena (punto 4) y esfalerita (punto 5) con análisis cuantitativo; b)

Espectro de dispersión de inclusión de calcopirita. Abreviaturas: Cp = Calcopirita, Gn = Galena, Sp = Esfalerita.

**Tabla 6**

*Composición semicuantitativa de las inclusiones de calcopirita en la esfalerita.*

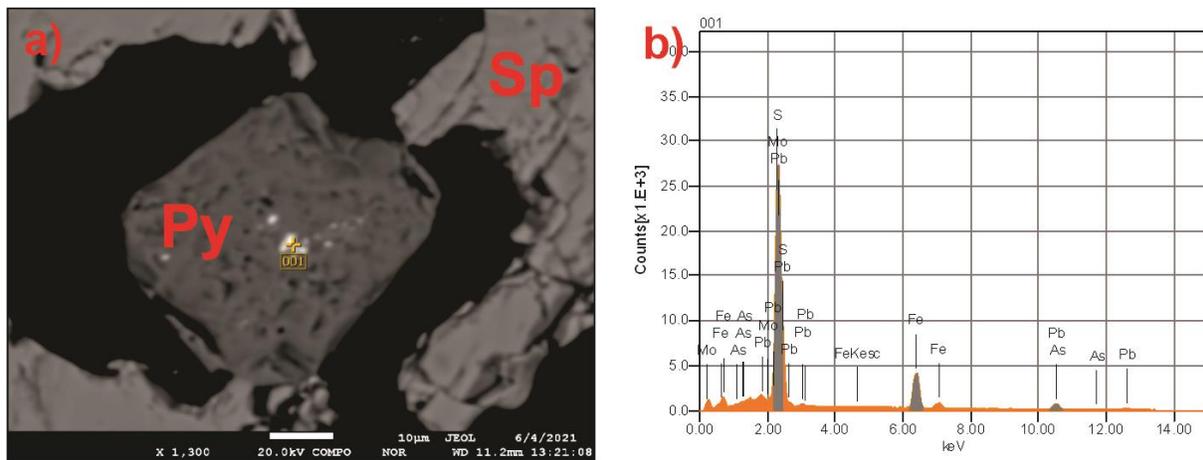
Chemical formula	mass%	Atom%	Sigma	Net	K ratio	Line
S	26.02	39.60	0.05	5074234	3.0687767	K
Fe	33.95	29.66	0.08	2799215	4.8539268	K
Cu	40.03	30.74	0.12	1841875	5.1968469	K
Total	100	100				

En la Figura 38 (b), se logra identificar que las inclusiones de calcopirita también presentan una parte de galena en algunas ocasiones, ya que generalmente estas inclusiones son

monominerales compuestas de calcopirita. Un rasgo particular observado en algunas piritas subhedrales es la presencia de inclusiones en forma irregular y de tonalidades blancas a grises muy claros en las imágenes BSE (Figura 40 a).

**Figura 40**

*Imagen BSE de inclusiones con molibdeno y espectro de dispersión*



La composición observada en el espectro de dispersión (Figura 40b) refleja la presencia de azufre, hierro, plomo, arsénico y molibdeno, el cual es analizado de manera semicuantitativa demostrando valores típicos de hierro y azufre asociados a la química del mineral hospedador (pirita). Los valores altos de molibdeno y plomo que se observan en la Tabla 7, además de la presencia de arsénico supone que estas inclusiones podrían relacionarse a que el fluido mineralizante poseía pequeñas cantidades de molibdeno que formaron molibdenita y además cristalizaron pequeñas inclusiones de galena, acompañados de valores anómalos de arsénico.

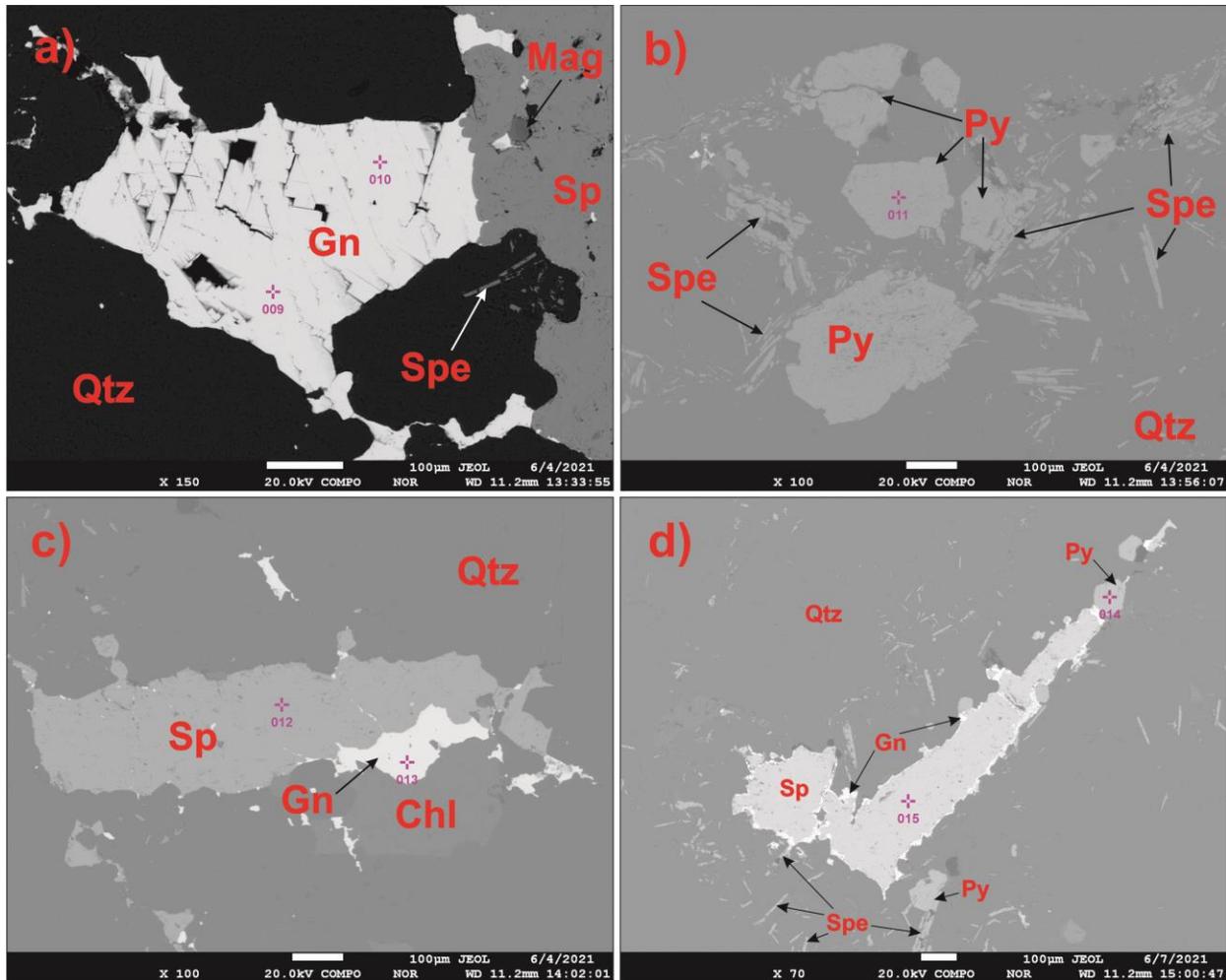
**Tabla 7***Composición semicuantitativa de inclusión de molibdenita en pirita*

Chemical formula	mass%	Atom%	Sigma	Net	K ratio	Line
S	10.98	27.10	0.09	3044143	1.8410258	K
Fe	21.46	30.41	0.06	2101284	3.6436911	K
As	2.97	3.13	0.25	70864	0.4612587	K
Mo	33.15	27.34	0.26	5403002	4.4363651	L
Pb	31.44	12.01	0.18	3826542	4.3788932	M
Total	100	100				

Para abarcar la mayor diversidad de sulfuros en la vena hidrotermal se consideró adquirir datos de diferentes cristales minerales distribuidos en la macrosección delgada, en dicha revisión de áreas se evidenció un equilibrio textural entre la pirita, specularita fina, cuarzo con textura mosaico y clorita (Figura 41 b y c). Para el caso de la Figura 41 (a y d) estos minerales ya habían sido analizados mediante microscopio electrónica de barrido (SEM) y representan minerales importantes en cuestión de volumen y relaciones texturales.

Figura 41

Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de diversos sulfuros y los puntos cuantitativos analizados



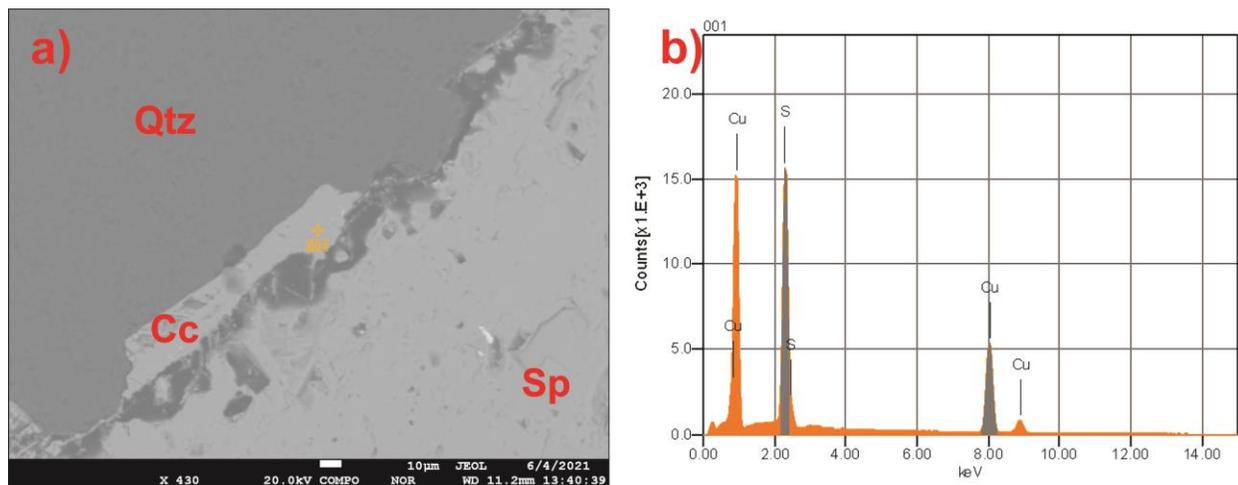
*Nota:* **a)** Imagen BSE de sulfuros y óxidos de hierro, con puntos cuantitativos en galena (Punto 9 y 10); **b)** Imagen BSE de especularita, cuarzo y pirita con punto cuantitativo (punto 11); **c)** Imagen BSE de cuarzo, clorita, con puntos cuantitativos en esfalerita y galena (puntos 12 y 13); **d)** Asociación de silicatos y especularita con relleno de cavidades por sulfuros, puntos cuantitativos de pirita y esfalerita (puntos 14 y 15). Abreviaturas: Chl = Clorita, Gn = Galena, Mag = Magnetita, Py = Pirita, Qtz = Cuarzo, Sp = Esfalerita, Spe = Especularita.

La presencia de especularita fina se encuentra cerca de las paredes de cuarzo que albergan la mayoría de los sulfuros y está relacionada con cristales de pirita euhedral. Dentro de

los minerales generados durante procesos de alteración supérgena se encuentra la calcocita, su identificación en petrografía de luz reflejada no fue acertada ya que se confunde con las propiedades ópticas de la covelita y por ello fue necesario analizarlo mediante microsonda; con base en los espectros de dispersión que reflejan picos de cobre y azufre (Figura 42), así como su composición semicuantitativa (Tabla 8) es posible sugerir y complementar la petrografía de luz reflejada para denominar este mineral como calcocita.

**Figura 42**

*Imágenes BSE y espectros de dispersión de calcocita*



**Tabla 8**

*Análisis semicuantitativo de calcocita mediante microsonda electrónica*

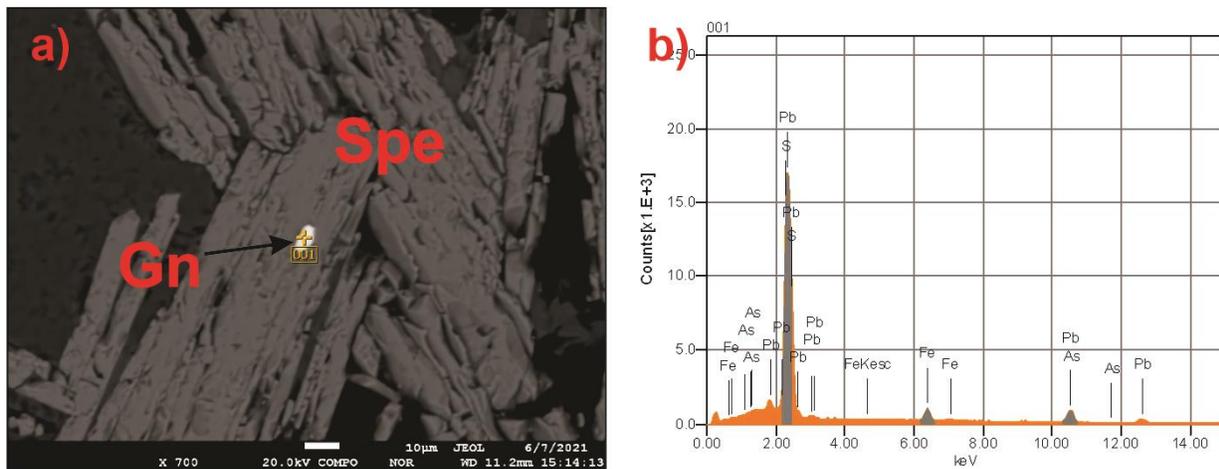
Chemical formula	mass%	Atom%	Sigma	Net	K ratio	Line
S	24.72	39.42	0.06	3995692	2.6810282	K
Cu	75.28	60.58	0.18	3131767	9.8035577	K
Total	100	100				

Generalmente los cristales de calcocita se encuentran dispersos en los bordes de los sulfuros y en las fracturas existentes en la esfalerita, que pueden ser subhedrales como en la

Figura 42 (a) pero generalmente anhedrales. Al igual que se presentaba en imágenes de Microscopia Electrónica de Barrido los cristales tabulares alargados de especularita en agregados fibroradiales presentan inclusiones con tonalidades blancas que son claramente apreciables frente a los tonos grisáceos medios que exhibe la hematita especular en la imagen BSE (Figura 43 a).

**Figura 43**

*Imagen de electrones retrodispersados y espectro de dispersión para inclusión de galena en especularita*



El análisis de microsonda permitió nuevamente confirmar la presencia de azufre y plomo para denominar que dichas inclusiones corresponden a galena. A diferencia del análisis en el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM), la microsonda refleja picos de hierro relacionados con la contaminación del punto por la especularita, además se identifica la presencia de valores elevados de arsénico en la galena, de acuerdo con los espectros de dispersión y la composición semicuantitativa observada en la Tabla 9.

**Tabla 9***Composición semicuantitativa de inclusión de galena en especularita*

Chemical formula	mass%	Atom%	Sigma	Net	K ratio	Line
S	13.95	43.26	0.07	2033412	1.2297592	K
Fe	7.48	13.32	0.06	391649	0.6791309	K
As	6.74	8.94	0.49	89096	0.5799316	K
Pb	71.83	34.48	0.31	4600303	5.2643449	M
Total	100	100				

### 5.6.1 Elementos mayores, menores y trazas en sulfuros

El análisis cuantitativo fue realizado en 15 puntos en los que se adquirieron datos de minerales como pirita, calcopirita, galena y esfalerita, en los que se identificaron variaciones relativas de diferentes elementos en la composición de los sulfuros (Tabla 10). Algunos minerales de los cuales no se lograron realizar análisis cuantitativos debido a su tamaño y contaminación con minerales cercanos, solo se lograron medir de forma semicuantitativa como se observa en los datos anteriormente presentados. La distribución elemental de los minerales no es homogénea y dependen de diversos factores durante la fase de crecimiento mineral, así como la presencia de microinclusiones de otros minerales que de cierta forma pueden llegar a aportar valores considerables de metales en la composición cuantitativa de cierto mineral. Para evitar la contaminación de los puntos muestreados se identificaron zonas libres de microinclusiones y así obtener valores lo menos sesgados de la composición real del sulfuro. Se deja como constancia que tal y como lo sugiere George *et al.*, (2018), el EMPA no es una técnica adecuada para determinar la abundancia de muchos elementos traza, la técnica optima seria LA-ICP-MS.

**Tabla 10***Concentración de elementos mayores, menores y trazas en sulfuros determinados por EMPA*

Punto	Mineral	As	Se	Ge	Bi	Zn*	Cu	Ni	In	Co	Mn	S*	Au	Ga	Te	Cd	Ag	Fe*	Pb*
1	Py	-	-	-	540	0.666	150	140	-	830	-	51.733	-	140	-	570	-	47.747	0.043
2	Py	-	50	-	260	0.657	30	-	-	660	30	52.216	-	90	-	660	-	46.338	0.06
3	Py	620	50	50	1090	0.524	460	30	-	2530	10	53.425	-	190	-	640	30	45.285	0.068
4	Gn	-	-	-	11800	3.337	540	20	-	320	-	12.25	810	-	620	2600	4120	0.241	81.122
5	Sp	-	60	-	-	66.73	380	20	-	280	190	31.468	-	40	-	4750	-	0.585	0.066
6	Sp	390	140	-	2130	65.511	5000	-	-	330	250	31.382	-	100	-	4970	90	0.897	0.061
7	Cp	-	20	10	1450	1.643	351250	50	-	300	170	34.352	-	-	-	610	30	28.402	0.228
8	Gn	60	110	-	12000	-	-	-	-	440	-	12.781	-	-	780	2670	5720	-	85.431
9	Gn	-	120	370	16310	0.02	80	-	-	360	-	12.778	-	-	720	2750	5770	0.003	84.638
10	Gn	40	150	-	14430	0.016	-	90	-	400	-	12.625	540	-	870	2660	5780	0.038	84.505
11	Py	270	230	110	510	-	240	50	-	520	50	51.298	-	80	-	750	50	48.588	0.034
12	Sp	-	220	-	1410	66.328	60	-	-	380	230	31.417	-	70	-	4850	70	0.607	0.076
13	Gn	40	150	-	14380	0.016	-	90	-	400	-	12.587	540	-	870	2650	5770	0.038	84.249
14	Py	-	-	-	610	0.032	200	120	-	630	100	52.887	-	190	-	640	20	45.988	0.066
15	Sp	40	20	-	-	65.993	220	10	-	320	90	32.682	-	-	-	4890	-	0.576	0.064
<b>Min.</b>		40	20	10	260	0.016	30	10	-	280	10	12.25	540	40	620	570	20	0.003	0.034
<b>Max.</b>		620	230	370	16310	66.73	351250	140	-	2530	250	53.425	810	190	870	4970	5780	48.588	85.431
<b>Prom.</b>		97.33	88	36	5128	18.0982	23907	41.3	-	580	74.7	32.392	126	60	257	2444	1830	17.689	28.047
<b>D.S</b>		184.3	78.2	97.16	6440	30.001	90565	47.3	-	562	92	16.801	267	70	381	1756	2666	22.47	40.955

*Nota:* Los valores de concentración para los elementos se encuentran en partes por millón (ppm). \*La concentración del Zn, S, Fe y Pb se encuentra en porcentaje peso (%wt). Los elementos que no presentan valores (-) en los diferentes minerales se encuentran por debajo del límite de detección de la microsonda.

Aunque el volumen de datos no es el indicado para concluir de una manera acertada el comportamiento de los elementos trazas y considerando que la concentración de estos en la estructura interna de los sulfuros varía en función de las condiciones fisicoquímicas del fluido durante el crecimiento cristalino, se evaluará la distribución de elementos trazas en los diferentes sulfuros a los cuales fue posible realizar análisis cuantitativo con limitantes como la pureza de la muestra y obviamente el aspecto presupuestal.

### **Pirita**

Se analizaron cinco (5) especímenes de pirita euهدral (Punto 1, 2, 3 y 14 asociadas con esfalerita y Punto 11 asociada con especularita) en donde se aprecian variaciones considerables en los diferentes elementos. El arsénico presenta valores de 620 ppm y 270 ppm, para la pirita

del punto 3 y 11, respectivamente; las demás piritas presentan valores por debajo del límite de detección. El arsénico puede sustituir el S en la estructura de la pirita de una manera no estequiométrica y su incorporación puede generar distorsión estructural, ello puede favorecer el ingreso de otros elementos traza en la estructura de la pirita (Abraitis *et al.*, 2004), por lo tanto, podría explicar la correlación positiva entre los altos valores de As y Co en la pirita del punto 3. Valores de Se se presentan por encima del límite de detección en tres de las cinco muestras de pirita analizadas, dentro de ellas la pirita asociada a especularita y cuarzo en textura mosaico (Figura 41 b) es la que presenta el valor más alto (230 ppm), el selenio puede sustituir estequiométricamente el S en la estructura de la pirita y diversos autores han documentado una relación en la que aumenta la concentración de Se en la pirita con el aumento de la temperatura o un aumento en la  $f O_2$ , por lo que la presencia de especularita confirma un aumento de Se en la pirita debido al aumento de la fugacidad de oxígeno (Huston *et al.*, 1995; Large *et al.*, 2014). No se observa una correlación positiva entre los valores de Ni y los de Se, considerando el control que ejerce la temperatura en el contenido de Ni en la pirita, ayuda a descartar la posibilidad que los altos valores de Se sean causado en parte por el aumento de temperatura. Para el caso de las piritas estudiadas en términos de metales preciosos se encuentran valores de 50, 30 y 20 ppm de Ag en tres de las cinco piritas, pero todas con valores de Au por debajo del límite de detección.

### **Calcopirita**

La calcopirita como se había mencionado anteriormente se encuentra como inclusiones dentro de la esfalerita, para este caso se seleccionó una inclusión de tamaño acorde para permitir la medición cuantitativa y considerando que fuese una calcopirita co-cristalizada con la esfalerita-galena. La calcopirita es considerada generalmente como el huésped menos preferido para diversos elementos traza, que generalmente tienden a hospedarse en la galena y la esfalerita,

cuando se considera que estos tres sulfuros co-cristalizan (Cook *et al.*, 2009; George *et al.*, 2015; George *et al.*, 2016). La inclusión de calcopirita presenta en relación con los demás sulfuros cuantificados una concentración más baja, en la que los valores de Bi (1450 ppm) y Zn (1.643%) podrían estar relacionados con la proximidad de la galena y esfalerita; el Se, Ge y Ni presentan valores de 20, 10 y 50 ppm respectivamente y el Mn presenta un valor de 170 ppm lo que lo hace un valor no muy alejado de la media en la esfalerita, sin correlación alguna entre ellos. El Cd (con 610 ppm) presenta un comportamiento similar a las piritas analizadas, algo similar sucede con los valores de Co (300 ppm) en la calcopirita y los de esfaleritas, en los que al no presentarse una diferencia marcada se asume que la partición de cobalto no sigue el comportamiento común de preferencia hacia la esfalerita identificado por George *et al.*, (2016) a diferentes presiones y temperaturas, pero cabe aclarar que se necesitarían más datos para asegurar fielmente un cambio en este comportamiento.

### **Esfalerita**

La sustitución de elementos traza en la esfalerita se puede presentar de diferentes formas: incorporación de los metales como el In, Ge, Ga, Sn, Cd, Fe, Tl, As y Co en solución sólida; para el caso de los cationes divalentes como el  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Co}^{2+}$ , son incorporados por sustitución directa de  $\text{Zn}^{2+}$  en la esfalerita (Cook *et al.*, 2009; Bauer *et al.*, 2019) y para el caso de los cationes tri y tetravalentes pueden ser incorporados por sustituciones acopladas con  $\text{Ag}^+$  y  $\text{Cu}^+$  según diversos autores. La temperatura de formación de las esfaleritas se puede establecer usando el geotermómetro GGIMFis (Ga, Ge, In, Mn and Fe in sphalerite) de Frenzel *et al.*, (2016) lo cual era uno de los objetivos al adquirir datos con la microsonda, pero al igual que la investigación de Knorsch *et al.*, (2020) los datos útiles son muy reducidos (el autor solo logró

usar 22 de los 195 puntos analizados) lo que demuestra la importancia de un gran volumen de datos en la aplicación del geotermómetro y uno de los aspectos que no permitió llegar a tener puntos con todas las composiciones requeridas. Las esfaleritas analizadas mediante microsonda electrónica reflejan contenidos muy bajos de Fe (0.585%, 0.897%, 0.607% y 0.576 % en peso) lo que se ve reflejado petrográficamente en esfaleritas incoloras, por el contrario, se presentan altos contenidos de Cd (4700 – 5000 ppm) y Co (280 – 380 ppm). El Mn presenta bajas concentraciones (<280 ppm) al igual que el Cu con valores relativamente bajos, salvo un punto que presenta valores altos de Cu de 5000 ppm. En cuestión de metales preciosos las concentraciones de Au se encuentran por debajo del límite de detección y para el caso de Ag solo de identificaron dos puntos con 70 y 90 ppm.

### **Galena**

Debido a que la calcopirita, esfalerita y galena se encuentran co-cristalizadas la partición de elementos traza se ve un poco modificada de acuerdo con la distribución de los sulfuros. El Cd en los puntos muestreados presenta contenidos muy altos que oscilan entre los 2600 ppm a 2750 ppm, pero sabiendo que los cationes divalentes como el Cd poseen una incorporación preferida en la esfalerita, la galena debería ser relativamente estéril en este elemento. Si se considera que el número de cationes divalentes disponibles es mayor que la capacidad de elementos trazas que la esfalerita puede asimilar, una fracción del excedente puede sustituirse en la galena si las temperaturas son lo suficientemente altas, esto podría explicar los valores altos de Cd en la galena (George *et al.*, 2016). El Bi y la Ag se encuentra en muy altas concentraciones en los puntos muestreados (4000 – 5800 ppm de Ag y 1.1% – 1.64% de Bi), los altos valores de estos metales corresponden a que los radios iónicos y estado de oxidación proporcionan la base para las sustituciones acopladas bien estabilizadas, que permiten la incorporación de Bi y Ag en

la estructura de la galena según  $\text{Ag}^+ + (\text{Bi}^{3+}, \text{Sb}^{3+}) \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$  (Chutas *et al.*, 2008; Renock y Becker, 2011; George *et al.*, 2016). Al considerar que el comportamiento de los valores de Ag suele estar en el mismo orden de magnitud para todos los puntos analizados en la galena, se puede respaldar que la Ag medida en las galenas está en solución sólida y no es el resultado de microinclusiones de fases portadoras de Ag. Los valores de selenio presentan una tendencia de valores que oscilan entre las 110 ppm y 150 ppm, salvo el caso del punto 4 en que los valores se encuentran bajo los límites de detección. El Te solo presenta concentraciones en la galena con valores que oscilan entre 620 ppm y 870 ppm, se considera que tanto el Se como el Te son incorporados en la galena mediante la sustitución  $(\text{Se}, \text{Te})^{2-} \leftrightarrow \text{S}^{2-}$  (George *et al.*, 2015). En tres puntos analizados en diferentes cristales de galena se obtuvieron concentraciones de 540 ppm, 810 ppm y 540 ppm, valores muy altos de oro posiblemente asociado con microinclusiones dentro la galena.

Analizando los datos cuantitativos observados en la Tabla 10 se pueden establecer preferencias para algunos de los elementos analizados. El As se concentra principalmente en la pirita y la esfalerita, el Se en la esfalerita, galena y pirita, el Ge presenta valores altos en la galena y la pirita, el Bi se presenta con altos valores en la galena, el Ni no muestra una tendencia hacia algún sulfuro en específico, el In se presenta por debajo del límite de detección para todos los puntos muestreados, el Co tiende a concentrarse en la pirita, el Mn posee los mayores valores en la esfalerita y la calcopirita, el Ga se concentra en la pirita y esfalerita, el Cd posee los mayores valores en la esfalerita y la galena, los valores de Te y Au son exclusivos de las galenas y aunque se presentan valores dispersos en otros sulfuros la Ag presenta los mayores valores en la galena.

## **6. Discusión**

### **6.1 Cuadro de paragénesis mineral**

Considerando la información reportada anteriormente en cada uno de los apartados se sugieren campos de estabilidad mineral que demarcan los diferentes eventos hidrotermales que conforman la mineralogía de la vena hidrotermal (Tabla 11) y que son explicados de una manera más adecuada en el apartado de condiciones fisicoquímicas y modelo genético. Como aclaración se debe considerar que las etapas 2 y 3 de la tabla paragenética representadas por el sistema reductor y oxidante respectivamente, se dividen en dos subetapas cada una relacionadas con la cristalización de sulfuros y su posterior hematitización.

**Tabla 11***Paragénesis de minerales identificados en la vena hidrotermal*

Mineral	Periodo subepitermal		Periodo epitermal		Periodo Supérgeno	
		Sistema reductor	Sistema reductor	Sistema oxidante	+Profundo	+Superficial
	Etapas 1	Etapas 2	Etapas 3	Etapas 4	Etapas 5	
Galena		---	— — — — —			
Au-Ag			— — — — —	— — ?		
Esfalerita			— — — — —	— — — — —		
Ilmenita?			— — — — —			
Pirita	— — — — —	— — — — —	— — — — —			
Ag <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>						— — — — ?
Calcopirita			— — — — —	— — — — —		— —
Covellina						— —
Calcocita						— —
Azufre Nativo?						— — ?
Barita						— — — —
Cuarzo	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —		
Clorita	— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — — —		
Especularita	— — — — —			— — — — —		— — — — —
Magnetita?			— — — ?			
Moscovita	— — — — —				— — ?	
Sericita	— — — — —				— — — ?	
Apatito				— ?		
Hematita						— — —
Goethita						— — —
Limonita						— — — — —
Cerusita						— — —
MnO <sub>2</sub>						— — — — — ?
Hidrozinca						— — —

Abundante   
 Frecuente   
 Menor

## 6.2 Condiciones fisicoquímicas y modelo genético

La textura de la moscovita gruesa y fina es generada por el reemplazamiento hidrotermal de la mineralogía original de la roca monzogranítica y acompañada de cuarzo masivo. La moscovita hidrotermal de tamaño grueso, como la identificada en la muestra, está documentada

en sistemas de pórfido Cu±Mo y Mo–Cu, así como en greisen de sistemas vetiformes Sn–W–Mo (Runyon *et al.*, 2019); con base en lo anterior este parámetro determina una sólida evidencia relacionada con la participación de fluidos magmáticos en el sistema hidrotermal, en la cual esta alteración y cristalización de moscovita se relaciona con un ambiente subepitermal.

La revisión petrográfica de las texturas de cuarzo en las cuales se presenta textura masiva asociada con cubos de specularita y filosilicatos, textura mosaico asociada con sulfuros (galena, esfalerita, calcopirita, pirita) y cuarzo crustiforme con texturas en peine (*comb*) permite demarcar mínimamente dos dominios genéticos: uno de ambiente subepitermal (cuarzo masivo) y ambientes epitermales (textura mosaico y crustiforme). La textura mosaico refleja condiciones descritas por diversos autores como una evidencia de procesos de ebullición de fluidos y temperaturas de recristalización >180°C (Fournier, 1985). Las asociaciones de inclusiones fluidas estudiadas reflejan un atrapamiento heterogéneo en la cual se tienen dos posibilidades: que se haya presentado ebullición por cambios en las condiciones fisicoquímicas del fluido, generando zonas de bonanza en minerales mena o que este atrapamiento heterogéneo sea el resultado de la mezcla de fluidos con propiedades fisicoquímicas diferentes.

La specularita con cristales posteriores de pirita (Figura 23 e y f), la presencia óxidos de titanio–hierro (ilmenita, titano-magnetita?) con galena – esfalerita y la specularita dispersa en la roca caja, tienen en común la presencia de valores de titanio. Con base en estos hallazgos se pueden extraer importantes implicaciones en la química de los fluidos, debido a que generalmente la movilidad del titanio en fluidos acuosos post–magmáticos es baja y se requieren altas concentraciones de ligandos como Cl y F para transportar el Ti en solución (Ryzhenko *et al.*, 2006; Rapp *et al.*, 2010), de tal forma se podría considerar que los fluidos responsables de transportar metales en la vena hidrotermal deberían poseer cierto contenido de sales en solución.

Un tipo de especularita macroscópicamente se presenta como cristales euhedrales cúbicos con las características mencionadas en el apartado de descripción macroscópica, debido a que son cristales tabulares en forma de agujas finas no es común que formen cristales macroscópicamente tan perfectos, de tal manera que la mejor forma de explicar la presencia de esta especularita es un reemplazo pseudomórfico de los sulfuros formados. La hematización de pirita se presume sería la responsable de formar estos pseudomorfos de especularita, basados en la presencia de pequeñas fibras de especularita que crecen dentro de algunos cristales de pirita y considerando las inclusiones de galena en la especularita como material residual que se encontraba a modo de inclusiones dentro de los cristales de pirita.

Basados en los datos obtenidos mediante el uso de la microsonda electrónica se estima en primera medida que la presencia de inclusiones con altos valores de molibdeno (molibdenita?), en algunas piritas (asociadas con Sp), sugiere que los fluidos hicieron parte de un sistema magmático hidrotermal. Las relaciones Co/Ni de las piritas analizadas son 5.92, 84.3, 10.4 y 5.25, las cuales en su mayoría se ajustan en el intervalo 1-10 característico de depósitos magmático – hidrotermales y que pueden ser interpretados como un indicador de fluidos con afinidad a cuerpos máficos (Reich *et al.*, 2016); la relación Co/Ni de 84.3 se debe a valores de Co de 2530 ppm (altos valores) que podría relacionarse con la proximidad de algún pórfido (Steadman *et al.*, 2021).

Aunque para Tămas *et al.*, (2021) el uso del contenido de Fe en la esfalerita como una característica distintiva para determinar el estado de sulfidación (baja, intermedia, alta) no parece ser confiable totalmente, diversos autores entre ellos Einaudi *et al.*, (2003) consideran el porcentaje molar de FeS en esfalerita como una función del estado de sulfidación de la siguiente manera: de 40% a 20% molar de FeS en estados de baja sulfidación, de 20% a 1% en intermedia

sulfidación, de 1 a 0.05% alta sulfidación y <0.05% en muy alta. Para las esfaleritas analizadas se calculó un intervalo de 1 a 3% molar de FeS, por lo tanto, se sugiere que las esfaleritas presentes en la vena hidrotermal se formaron en un estado de intermedia sulfidación con una tendencia hacia alta sulfidación. La relación Zn/Cd en las esfaleritas varían de 130 a 140 y complementado con valores de Ga  $\leq$  100 ppm, se considera que la temperatura de formación de la esfalerita varía de mesotermal a epitermal ( $T \leq 300^{\circ}\text{C}$ ) basado en las relaciones usadas por Li *et al.*, (2020).

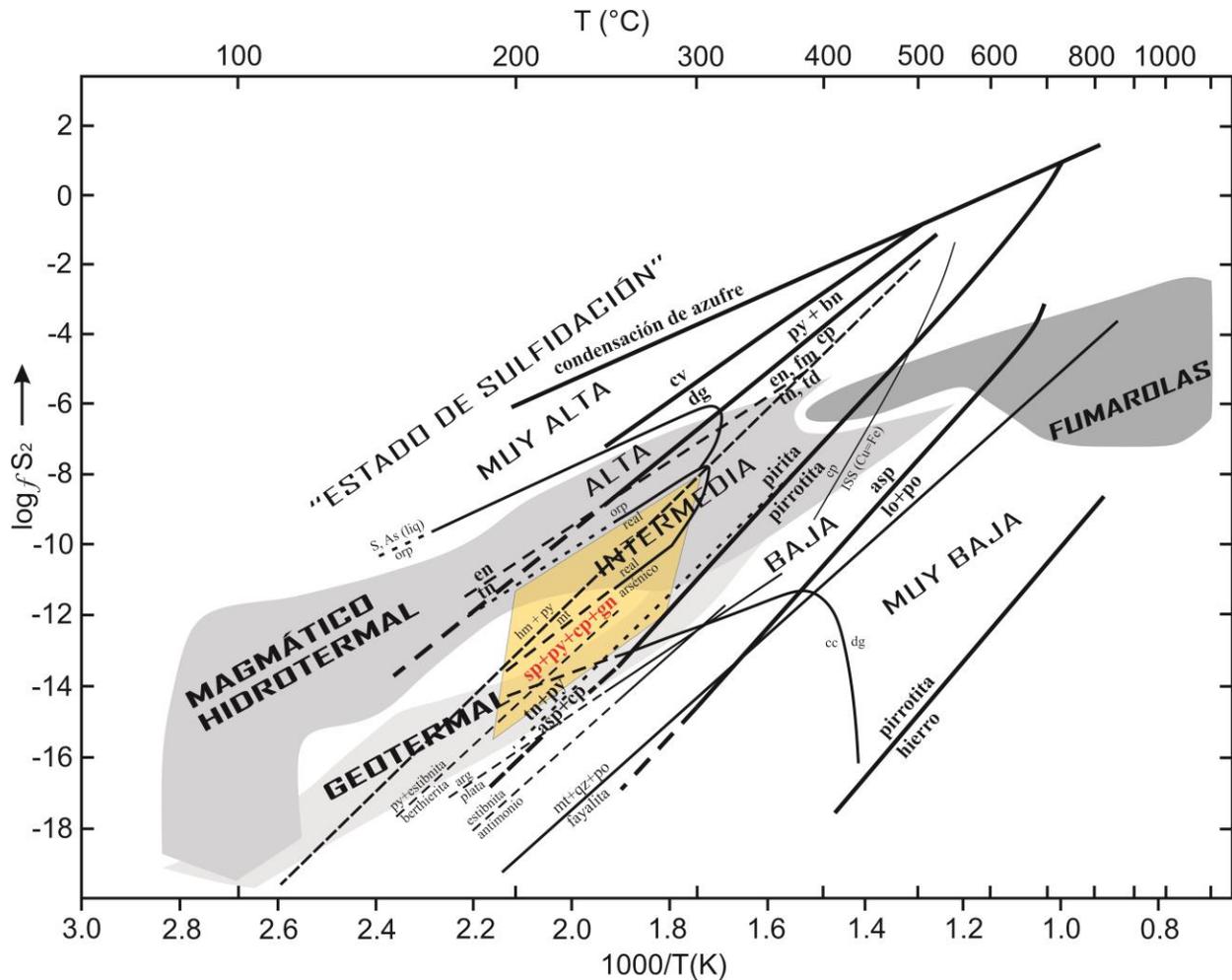
Las observaciones petrográficas, el análisis EMPA y la revisión mediante microscopía electrónica permitió definir la evolución química del sistema hidrotermal en base a las especies de sulfuros que cristalizaron:

- 1) La cristalización de pirita euhedral cubica (<2 cm) con posibles inclusiones de galena es inferida como un evento con presencia de cuarzo masivo, demarcando un ambiente subepitermal.
- 2) La primera generación de sulfuros del ambiente epitermal fue la más estudiada en la cual se presenta una cocrystalización de esfalerita, galena, pirita y calcopirita, la interpretación de los datos de microsonda para la esfalerita la ubica en un estilo de mineralización de sulfidación intermedia, por lo cual esta asociación mineral se considera de este tipo en la Figura 44. La segunda generación mantiene la misma asociación de sulfuros por lo que se infiere unas condiciones de sulfidación similares.

La estabilidad del sistema en intermedia sulfidación se ejemplifica en la Figura 44 cumpliendo el parámetro de temperatura de formación para la esfalerita, que lo ubica en temperaturas inferiores a  $300^{\circ}\text{C}$ .

Figura 44

Diagrama  $\log fS_2 - 1000/T$  con estado del sulfidación de magmas y fluidos de sistemas hidrotermales activos



Nota: Campos de estabilidad de las asociaciones de sulfuros en color naranja pálido y flechas azules demarcan los cambios que se generaron. Tomado y modificado de Einaudi *et al.*, (2003).

Al complementar toda la información mencionada anteriormente, se propone el siguiente modelo genético:

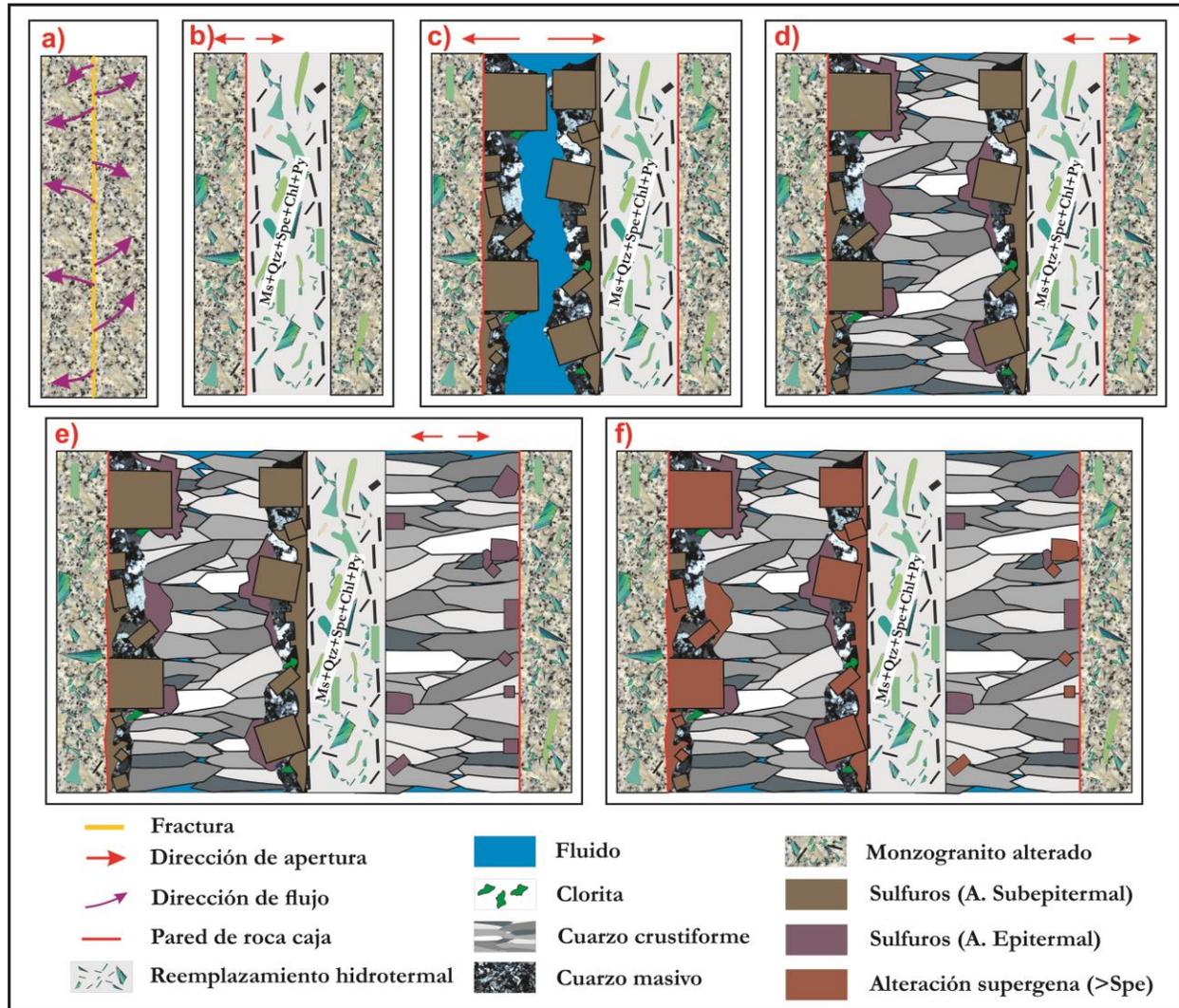
- 1) Incursión de un fluido de pH relativamente ácido y levemente oxidado que generó una fuerte hidrólisis sobre los aluminosilicatos del monzogranito, la interacción del fluido con la roca permitió su neutralización y la formación de moscovita, allanita, specularita, pirita y cuarzo masivo como minerales de alteración en la roca caja. El

- primer evento de crecimiento de la vena hidrotermal dominado por filosilicatos corresponde a una zona de reemplazamiento hidrotermal con la asociación mineral para este evento está definida por  $Ms+Qtz+Spe+Chl\pm Py$  (Figura 45 a y b). La textura gruesa de la moscovita, la presencia de sericita y cuarzo masivo sugieren un ambiente de formación subepitermal.
- 2) Una apertura inicial permite la formación de cristales euhedrales – subhedrales de pirita, con probables inclusiones de galena, acompañada de textura masiva de cuarzo y algunos agregados de clorita (Figura 45 c). El cuarzo masivo al estar en contacto (en paragénesis) con las piritas reemplazadas por especularita, permite sugerir que se formaron en un ambiente subepitermal.
  - 3) Se genera una nueva apertura con crecimiento sintaxial representada mineralógicamente por el ingreso de fluidos que exhiben condiciones reducidas y neutras para favorecer la precipitación de sulfuros (pirita, galena, esfalerita, calcopirita) anhedrales a subhedrales, acompañados de cuarzo con textura mosaico y el desarrollo posterior de textura crustiforme de cuarzo con algunos cristales finos de especularita (Figura 45 d). Los sulfuros se formaron en un estado de intermedia sulfidación (de acuerdo con datos mencionados anteriormente) y en el ambiente epitermal debido a las texturas de cuarzo presentes. La relevancia del proceso de ebullición o alguna mezcla de fluidos se deja a consideración de estudios más detallados que complementen este hallazgo.
  - 4) Las superficies de crecimiento cambian y la vena hidrotermal tiende a tomar un crecimiento compuesto, se genera la apertura y nuevamente un fluido reducido, de pH neutro cargado con metales y complejos sulfurados, permite la formación del segundo

- evento de sulfuros del ambiente epitermal con la asociación de sulfuros (galena, esfalerita, calcopirita, pirita) en condiciones de intermedia sulfidación (Figura 45 e). Asociado a los sulfuros se presenta cuarzo con textura mosaico y la posterior cristalización crustiforme de cuarzo con algunos cristales finos de specularita.
- 5) El fracturamiento y el cambio de las propiedades fisicoquímicas del medio con un aumento considerable de la fugacidad de oxígeno, favoreció el reemplazamiento pseudomorfo de algunos sulfuros por specularita. Se presume que los sulfuros mayoritariamente reemplazados corresponden con piritas que fueron hematitizadas por acción de estos fluidos más oxidantes con hierro, como parte de una alteración supérgena relativamente profunda (Figura 45 f). En algunos cristales se observan posteriores fracturas e intersticios de specularita rellenos con filosilicatos finos (illita, esmectita?), así como también la presencia de azufre, sulfuros y sulfatos generados por procesos supérgenos (covelita, calcocita, barita,  $\text{Ag}_2\text{SO}_4$ ).
  - 6) La alteración supérgena más somera, exhibe una fuerte afectación a diferentes minerales, en especial la goethización y la formación de limonita como producto de alteración de specularita y sulfuros, con una evidente oxidación de clorita. Fluidos oxidados cargados con manganeso fueron responsables de rellenar algunas fracturas y planos de exfoliación en filosilicatos. Algunos sulfuros puntualmente también fueron reemplazados parcial o totalmente, es el caso de la alteración de galena y esfalerita por carbonatos de los cuales se pueden sugerir algunas condiciones de formación.

Figura 45

Propuesta de modelo genético en el marco de la mineralogía y textura observada en la vena hidrotermal



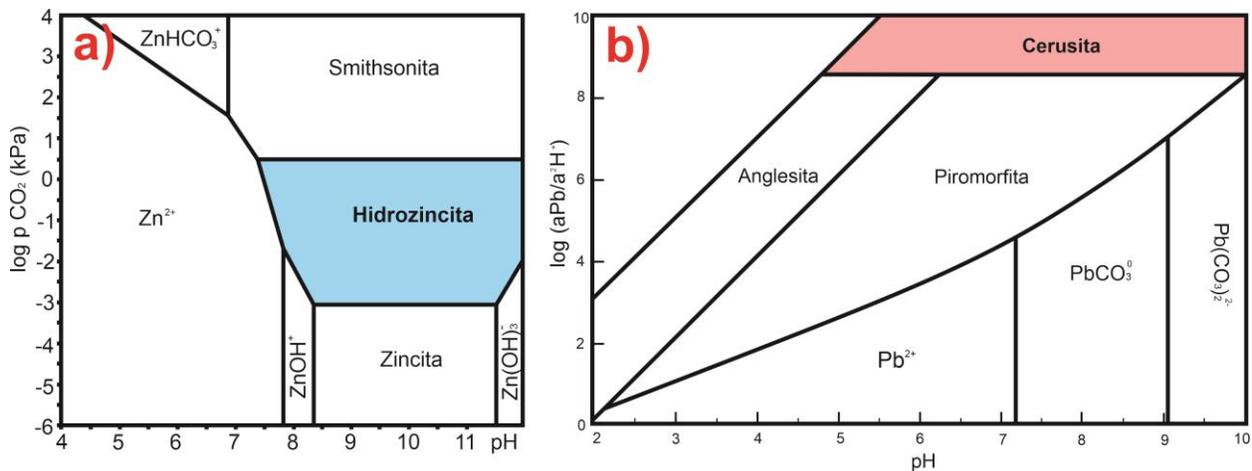
Nota: Comparar modelo preliminar propuesto con Figura 11 para comprender el crecimiento de la vena hidrotermal.

Teniendo en cuenta los estudios realizados por Keim y Markl, (2015), las condiciones del fluido para generar cerusita son generalmente neutras a básicas, tal y como se observa en la Figura 46 b, con los campos de estabilidad de diferentes minerales secundarios de la galena. En la Figura 46 (a) la hidrozinca se forman en condiciones de pH que oscila de neutro a básico en procesos de oxidación supérgena con la intervención de CO<sub>2</sub> (Reichert y Borg, 2008). Al

observar las dos graficas se puede apreciar la estrecha relación de estos dos carbonatos en las condiciones de pH que favoreció su formación.

**Figura 46**

*Estabilidad de carbonatos de zinc en el sistema químico Zn-H-O-C y estabilidad de minerales de plomo en función del pH.*



*Nota: a) Modificado de Reichert y Borg, (2008); b) Modificado de Keim y Markl, (2015).*

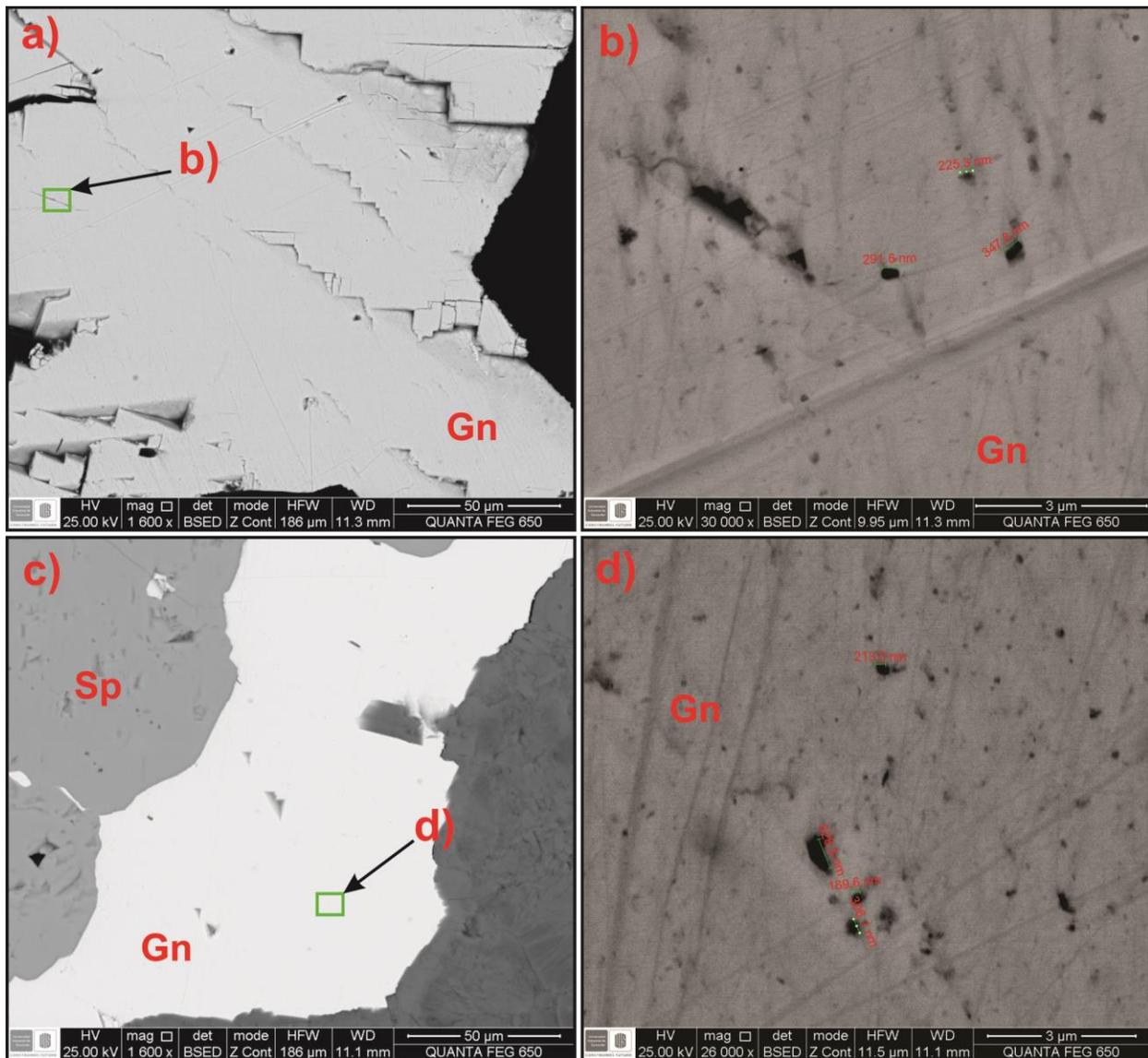
### 6.2.1 Forma en que se presentan los metales preciosos

Los contenidos de Au y Ag presentes en la galena no exhiben alguna correlación, como se había mencionado y revisando los datos de la Tabla 10, los valores de plata mantienen un orden de magnitud cercano (4000 – 5800 ppm) por ende se ha de suponer que estas concentraciones de plata responden al caso en que la plata se encuentra en solución sólida. Al revisar los datos de oro solo se presentan valores por encima del límite de detección en tres de los cinco puntos muestreados cuantitativamente en galenas y presentan valores altos (540 y 810 ppm). En la Figura 47 se usó el máximo acercamiento que permite el microscopio electrónico para explorar los puntos realizados por la microsonda, en los cuales no se identificaron microinclusiones de oro o de alguna sulfosal de plata que sea responsable de los valores cuantificados. La presencia de pequeñas cavidades en forma de inclusiones podría representar el

desprendimiento de las microinclusiones y que por ende los datos adquiridos corresponden con inclusiones de oro bajo la superficie de pulido en una especie de “efecto submarino” (sugerido por el profesor Camprubí de la UNAM en ponencia virtual).

**Figura 47**

*Revisión de puntos de microsonda en galena que exhiben valores de oro*



*Nota:* a) y b) Corresponden con el punto 10 en la Tabla 10 tomado sobre galena; c) y d) Revisión del punto 13 tomado en galena con cavidades de morfología ovoide de 150 – 600 nm.

Como se observa en la Figura 23 la hematitización de la pirita presenta asociado un sulfato de plata ( $\text{Ag}_2\text{SO}_4$ ) con valores de oro y cobre, que se sugieren como aleaciones de baja temperatura cuyo origen puede estar relacionado con procesos supérgenos que alteraron la pirita y movilizaron estos metales, con participación de fluidos que presentaban azufre oxidado ( $\text{SO}_4$ ).

## 7. Conclusiones

- La composición de la vena demarca diversos eventos hidrotermales epigenéticos sobreimpuestos, con marcados contrastes en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos y estrechamente relacionados inicialmente con ambientes subepitermales, que evolucionan a ambientes epitermales. Eventos de fracturamiento y la acción de procesos supérgenos, complementan la evolución genética de la vena hidrotermal, con la formación representativa de hematita especular pseudomórfica. Al comparar las superficies de crecimiento y el estilo de apertura con los modelos de Passchier y Trouw, (2005), la vena hidrotermal se clasifica como una vena hidrotermal de crecimiento compuesto.
- En el área de estudio se reconocen rocas ígneas del Batolito de Mogotes con un marcado contraste composicional, principalmente cuerpos monzograníticos ligeramente peraluminicos generados durante el magmatismo Triásico Tardío – Jurásico Temprano, diques de diabasa de espesores variables con edad de  $191 \pm 3,5$  Ma (Correa *et al.*, 2016) y diques dioríticos con dirección N40°E que presentan alteraciones hidrotermales.
- La roca caja de la vena hidrotermal corresponde con el monzogranito fuertemente alterado hidrotermalmente con presencia de moscovita fina (sericita) y gruesa. Adicionalmente se presenta allanita, especularita con Ti y una marcada silicificación masiva de esta roca, lo que denota la interacción de un fluido de pH ligeramente bajo, oxidado y con cierto grado de salinidad que fue neutralizado por la interacción con la roca caja y formó una mineralogía de reemplazamiento con la asociación  $Ms+Qtz+Spe+Chl \pm Py$ , como primer evento en la vena hidrotermal.

Lo anterior sugiere una asociación y relación textural generalmente identificada en ambientes subepitermales.

- De la specularita que conforma una buena parte de la vena hidrotermal y exhibe macroscópicamente formas euhedrales, se presume que fue generada por el reemplazamiento pseudomorfo de sulfuros (pirita, esfalerita?) bajo condiciones supergenas relativamente profundas de fluidos oxidantes.
- El estudio petrográfico de inclusiones fluidas en cuarzo de la vena hidrotermal evidencia un atrapamiento heterogéneo, que junto con texturas de cuarzo en mosaico sugieren un fluido en ebullición, aunque se deja abierta la posibilidad que también corresponda con una mezcla de fluidos.
- Los valores de Au y Ag se relacionan estrechamente con los sulfuros asociados al ambiente epitermal, principalmente en galena con datos cuantificados mediante análisis EMPA y sulfatos de plata cuyo origen puede estar relacionado con procesos supérgenos que afectaron cristales de pirita. El transporte de estos metales asociados a sulfuros se presume fue facilitado por la presencia de complejos bisulfurados en soluciones alcalinas y reductoras, aunque no se descarta la participación de complejos clorurados que están asociados al transporte de Ti.
- Las trazas en los sulfuros permiten determinar aspectos importantes en relación con las condiciones de formación. El contenido de hierro, la relación Zn/Cd y valores de Ga < 100 ppm en esfalerita, permite establecer un estado de sulfidación intermedia con una temperatura de formación que varía de mesotermal a epitermal ( $T < 300^{\circ}\text{C}$ ).

- La relación Co/Ni en la pirita sugiere una procedencia típica de piritas relacionadas con sistemas magmático–hidrotermales, de tal manera que se confirma la participación de aguas magmáticas primarias en la formación de la vena hidrotermal que a su vez respaldan la presencia de minerales con Ti e inclusiones de molibdenita en piritas.
- A partir de lo anteriormente expuesto se puede inferir que la vena hidrotermal demarca un indicio en la prospección de mineralizaciones tipo pórfido – epitermal de metales base y metales preciosos. La vena hidrotermal se puede relacionar con la zona mas apical del sistema magmático–hidrotermal responsable de formar las alteraciones presentes en la vereda Las Flores, El Gaital y la transecta Mogotes–San Joaquín que fueron descritas por diversos autores en tesis de pregrado.

## 8. Recomendaciones

- Tratar de identificar minerales óptimos para la datación del evento epitermal, ya que solo se cuenta con edades del evento subepitermal ( $184\pm 1$  Ma) y se desconoce si pertenece al evento hidrotermal del Jurásico o corresponde con un evento más reciente no reportado.
- Realizar una campaña de campo en los alrededores de la zona de estudio con el fin de identificar in situ las vetas hidrotermales y demás evidencias de hidrotermalismo que permitan comprender de una manera más completa la interacción de los fluidos en la región del Cerro El Cardonal.
- Completar la investigación de inclusiones fluidas con las mediciones microtermométricas que no fue posible realizar al acatar los protocolos de bioseguridad en el marco de la emergencia sanitaria.
- Realizar un mayor número de muestreo con la microsonda electrónica en los sulfuros y cloritas para establecer características genéticas en base a los datos cuantitativos de mayores, menores y trazas, orientadas principalmente a la implementación de los geotermómetros existentes.
- Se propone realizar química mineral de la specularita para discriminar los tipos de depósito mineral con el gráfico Ti+V vs Ca+Al+Mn usado por Dupuis y Beaudoni, (2011).
- Con la importancia en metales preciosos y base, se sugiere realizar una caracterización detallada de más muestras y si es posible considerar la aplicación de técnicas como isotopía estable en cuarzo y sulfuros para identificar

isotópicamente la participación de los diferentes tipos de fluidos de origen magmático, meteórico u otros.

- Realizar geocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la moscovita presente en el primer evento de la vena hidrotermal y la roca caja, con el fin de confirmar la edad del proceso hidrotermal que generó las venas objeto de estudio.
- Usando microscopía electrónica y análisis EMPA se identificaron diversos minerales que presentan ya sea como parte de su composición química o como impurezas metales pesados, dichos metales representa riesgos para la salud pública que desde el punto de vista de responsabilidad social sería útil caracterizar la química del agua de estos drenajes que son usados por la población rural como suministro para sus hogares.

**Referencias bibliográficas**

- Abratis, P., Patrick, R., & Vaughan, D. (2004). Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite (Review). *International Journal of Mineral Processing*, 74, 41-59.
- Adams, S. F. (1920). A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15(8), 623-664.  
doi:<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.15.8.623>
- Aleman, A., & Ramos, V. A. (2000). The Northern Andes, Tectonic evolution of South America. (U. Cordani, E. J. Milani, F. Tomas, & D. A. Campos, Edits.) *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 453-480.
- Ardila, D. H., & Ayala, A. C. (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)*. Bucaramanga: Tesis de Pregrado Universidad Industrial de Santander.
- Bauer, M. E., Burisch, M., Ostendorf, J., Krause, J., Frenzel, M., Seifert, T., & Gutzmer, J. (2019). Trace element geochemistry of sphalerite in contrasting hydrothermal fluid systems of the Freiberg district, Germany: insights from LA-ICP-MS analysis, near-infrared light microthermometry of sphalerite-hosted fluid inclusions, sulfur isotope geochemistry. *Mineralium Deposita*, 54, 237-262.
- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., & Toussaint, J. (1985). Age et repartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. *Serie D, Sciences Naturelles*, 300(II), 445-450.

- Bortnikov, N., Genkin, A., Dobrovold'skaya, M., Muravitskaya, G., & Filimonova, A. (1991). The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite; exsolution, coprecipitation, or "disease"? *Economic Geology*, 86(5), 1070-1082.
- Bowden, C. (2007). Epithermal systems of the Seongsan District, South Korea: an investigation on the geological setting and spatial and temporal relationships between high and low sulfidation systems. *James Cook University*, 67.
- Castellanos, O. M., Rios, C. A., & Takasu, A. (2008). A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with PT paths of the Barrovian-type Silgará Formation at the Central Santander Massif, Colombian Andes. *Earth Sciences Research Journal*, 12, 125-155.
- Cediél, F., Leal-Mejía, H., Shaw, R., Melgarejo, J., & Restrepo-Pace, P. (2011). Regional Geology of Colombia. Petroleum Geology of Colombia. *ANH*.
- Chutas, N., Kress, V., Ghiorso, M., & Sack, R. (2008). A solution model for high-temperature PbS–AgSbS<sub>2</sub>–AgBiS<sub>2</sub> galena. *Am. Mineralogist*, 93, 1630–1640.
- Clavijo, J., Mantilla, L. C., Pinto, J., Bernal, L., & Pérez, A. (2008). Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del valle medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*, 30(1), 45-62.
- Cook, N., Ciobanu, C., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., . . . Melcher, F. (2009). Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 4761-4791.
- Correa, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G., & Bermúdez, J. G. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Mogotes. Cordillera Oriental, Departamento de Santander*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

- Cruz, N., Carrillo, J. A., & Mantilla, L. C. (2014). Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfíricas aflorantes en la quebrada Ventanas (Municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): Implicaciones metalogenéticas. *Boletín de Geología*, 36(1), 103-118.
- del Real, I., Thompson, J., Simons, A., & Reich, M. (2020). Geochemical and Isotopic Signature of Pyrite as a Proxy for Fluid Source and Evolution in the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper-Gold District, Chile. *Economic Geology*, 115(7), 1493-1517.
- Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, a. S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90, 1841-1856.
- Dupuis, C., & Beaudoni, G. (2011). Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposits. *Mineralium Deposita*, 46, 319-335.
- Einaudi, M., Hedenquist, J., & Inan, E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems. Transition from porphyry to epithermal environments. *SEG Spec. Publ.*(10), 285-314.
- Ferreira, S. A., Castrillon, C. Z., & Bernet, M. (Junio de 2017). New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonics evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos*, 282-283, 388-402. doi:10.1016/j.lithos.2017.03.019
- Folch, F. (2003). *Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada*. (J. C. Melgarejo, Ed.) Barcelona: Ediciones de la Universidad de Barcelona.
- Fournier, R. O. (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions. In *Geology and Geochemistry of Epithermal System*. (B. R. Berger, & P. M. Bethke, Edits.) *Reviews in Economic Geology*, 2, 45-61.

- Frenzel, M., Hirsch, T., & Gutzmer, J. (2016). Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type—A meta-analysis. *Ore Geology Reviews*, 76, 52-78.
- Gamboa, J. A. (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)*. Bucaramanga: Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander. Proyecto de Grado.
- García, C. A., & Ríos, C. A. (1999). *Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia*. Bucaramanga: Colciencias-Universidad Industrial de Santander.
- García, C. A., Ríos, C. A., & Castellanos, O. M. (2005). Medium-Pressure Metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander*, 27(2), 43-68.
- George, L. L., Cook, N., & Ciobanu, C. L. (2016). Partitioning of trace elements in co-crystallized sphalerite–galena–chalcopyrite hydrothermal ores. *Ore Geology Reviews*, 77, 97-116.
- George, L. L., Cook, N., Ciobanu, C. L., & Wade, B. P. (2015). Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study. *American Mineralogist*, 100, 548–569.
- George, L. L., Cook, N., Crowe, B., & Ciobanu, C. L. (2018). Trace elements in hydrothermal chalcopyrite. *Mineralogical Magazine*, 82(1), 59-88.
- Goldsmith, R., Marvin, R. F., & Mehnert, H. H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 750-D, D44-D49.

- Guillesspie, M. R., & Styles, M. T. (1999). BGS Rock Classification Scheme: Classification of Igneous Rocks. *I*(RR 99 - 06 ).
- Huston, D., Sie, S., & Suter, G. (1995). Selenium and its importance to the study of ore genesis: The theoretical basis and its application to volcanic-hosted massive sulfide deposits using PIXE analysis. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, *104*(Section B), 476-480.
- Jerez, D. A., & Rodriguez, K. T. (2018). *Caracterización mineralógica y génesis de las venas hidrotermales presentes en el Batolito de Mogotes (Vereda Las Flores, Mogotes, Santander)*. Bucaramanga, Colombia: Universidad Industrial de Santander.
- Keim, M., & Markl, G. (2015). Weathering of galena: Mineralogical processes, hydrogeochemical fluid path modeling, and estimation of the growth rate of pyromorphite. *American Mineralogist*, *Volume 100*, 1584–1594. doi:<http://dx.doi.org/10.2138/am-2015-5183>
- Knorsch, M., Nadoll, P., & Klemd, R. (2020). Trace elements and textures of hydrothermal sphalerite and pyrite in Upper Permian carbonates of the North German Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, *209*, 106416. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106416>
- Large, R., Halpin, J., Danyushevsky, L., Maslennikov, V., Bull, S., Long, J., . . . Calver, C. (2014). Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, *389*, 209-220.
- Li, J., Chen, Z., Zhou, T., Gu, X., White, N. C., & Gao, H. (2020). Genesis of the Xiyi Pb–Zn deposit, Yunnan Province, SW China: Evidence from trace element and fluid inclusion

- data. *Ore Geology Reviews*, 119, 1-18.  
doi:<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103348>
- Mackenzie, W., Adams, A., & Brodie, K. (2017). *Rocks and Minerals in Thin Section* (Second ed.). London, UK: CRC Press Taylor and Francis Group.
- Mantilla, L. C., & García, C. A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín sector SW del Macizo de Santander. *Boletín de Geología*, 40(1), 123-144. doi:<http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v40n1-2018008>
- Mantilla, L. C., Bissing, T., Cottle, J. M., & Hart, C. J. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 1-12.  
doi:<http://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.03.001>
- Mantilla, L. C., García, C. A., & Valencia, V. A. (2016a). Propuesta de Escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33-50.  
doi:<http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>
- Mantilla, L. C., García, C. A., & Valencia, V. A. (2016b). 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). *Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 320-336.
- Mantilla, L. C., Mendoza, H., Bissig, T., & Craig, H. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo Miocénico en el Distrito Minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, 33(1), 43-58.

- Mantilla, L. C., Valencia, V. A., Barra, F., Pinto, J., & Colegial, J. D. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos porfíricos del distrito aurífero de Vetas-California (Dpto de Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 31-43.
- Marinova, I., Ganev, V., & Titorenkova, R. (2014). Colloidal origin of colloform-banded textures in the Paleogene low-sulfidation Khan Krum gold deposit, SE Bulgaria. *Mineralium Deposita*, 49, 49-74.
- Mathur, R., Ruiz, J., Herb, P., Hahn, L., & Burgath, P. (2003). Re-Os isotopes applied to epithermal gold deposits near Bucaramanga, northeastern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 815-821.
- Mendoza, H., & Jaramillo, L. (1979). Geología y geoquímica del área de California, Santander. *Boletín Geológico Ingeominas*, 22(2), 4-57.
- Oehler, J. (1976). Hydrothermal crystallization of silica gel. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1143-1152.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics* (Second ed.). Berlin, Germany: Springer.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panamá Basin and seismotectonics or Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10753-10770.
- Pinilla, D. M., & Almanzar, J. D. (2017). Estudio geológico de los diques riódacíticos porfíricos aflorantes en el sector Cerro de las Antenas (Municipio de Mogotes, Departamento de Santander). *Universidad Industrial de Santander. Tesis de Pregrado*.
- Pracejus, B. (2015). *The Ore Minerals Under the Microscope: An optical Guide* (Second ed.). Amsterdam, Netherlands: Elsevier.

- Rapp, J., Klemme, S., Bluter, I., & Harley, S. (2010). Extremely high solubility of rutile in chloride and fluoride-bearing metamorphic fluids: An experimental investigation. *Geology*, *38*, 323-326.
- Reich, M., Simon, A., Deditius, A., Barra, F., Chryssoulis, S., & *et al.* (2016). Trace element signature of pyrite from the Los Colorados iron oxide-apatite (IOA) deposit, Chile: A missing link between Andean IOA and iron oxide copper-gold systems? *Economic Geology*, *11*, 743-761.
- Reichert, J., & Borg, G. (2008). Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. *Ore Geology Reviews*, *33*, 134-151. doi:10.1016/j.oregeorev.2007.02.006
- Renock, D., & Becker, U. (2011). A first principles study of coupled substitution in galena. *Ore Geology Reviews*, *42*, 71-83.
- Rios, C. A., García, C. A., & Takasu, A. (2003). Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *South American Earth Sciences*, *16*(2), 133-154.
- Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-Forming Processes*. Carlton, Australia: Blackwell Publishing.
- Rodríguez, A. L., Bissig, T., Hart, C. J., & Mantilla, L. C. (2017). Late Pliocene High-Sulfidation Epithermal Gold Mineralization at the La Bodega and La Mascota Deposits, Northeastern Cordillera of Colombia. *Economic Geology*, *112*, 347-374.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, England: Pearson Education Limited.

- Royero, J. M., & Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. *INGEOMINAS*, 92p.
- Runyon, S. E., Seedorff, E., Barton, M. D., Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P., & Mazdab, F. K. (2019). Coarse muscovite veins and alteration in porphyry systems. *Ore Geology Reviews*, *113*, 103045.
- Ryzhenko, B. N., Kovalenko, N. I., & Prisyagina, N. I. (2006). Titanium complexation in hydrothermal systems. *Geochemistry International*, *44*(9), 879-895.
- Sander, M. ..., & Black, J. (1988). Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems - implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, *83*, 1052-1060.
- Severin, K. P. (2004). *Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Sharp, Z. (2006). *Principles of Stable Isotopes Geochemistry* (1 st ed.). New Jersey: Pearson Prentice Hall.
- Shepherd, T., Rankin, A., & Alderton, D. (1985). *A practical guide to fluid inclusions studies*. Glasgow and London (Blackie).
- Sillitoe, R. (2008). Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology*, *103*, 663–687.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, *105*(1), 3-41.
- Smirnov, V. I. (1962). *Geology of Mineral Deposits*. Moscow: MIR Publishers.

- Steadman, J. A., Large, R. R., Olin, P. H., Danyushevsky, L. V., Meffre, S., Huston, D., . . . Wells, T. (2021). Pyrite trace element behavior in magmatic-hydrothermal environments: An LA-ICPMS image study. *Ore Geology Reviews*, *128*, 103878.
- Tămas, C. G., Andrii, M. P., Kovács, R., Drăgusanu, S., & Cauuet, B. (2021). Sphalerite composition in Low and intermediate Sulfidation epithermal ore bodies from the Rosia Montană Au-Ag ore deposit, Apuseni Mountains, Romania. *Minerals*, *11*, 634.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., & Mora, A. (2016). Thermochronology and Tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, *248-251*, 220-239. doi:10.1016/j.lithos.2016.01.006
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., & Mora, A. (2019). Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to early Jurassic active margin or North-Western Gondwana. *Gondwana Research*, *66*, 227-245.
- Velandia, F. A. (2017). *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Tesis Doctoral.
- Velandia, F., & Bermúdez, M. A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*, *115*, 190-207.
- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., & Taboada, A. (2017). *Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes*. Santa Marta: XVI Congreso Colombiano de Geología, Memorias, 994-1000 p.

- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 1-3, 132.
- Welton, J. E. (2003). *SEM Petrology Atlas* (Vol. Chevron Oil Field Research Company). (J. C. Lorenz, Ed.) Tulsa, Oklahoma: The American Association of Petroleum Geologists.
- Yilmaz, T., Duschl, F., & Genova, D. D. (2016). Feathery and network-like filamentous textures as indicators for the crystallization of quartz from a silica gel precursor at the Rusey Fault, Cornwall, UK. *Solid Earth Discussions*, 7, 1509-1519.