



Universidad de  
Oviedo

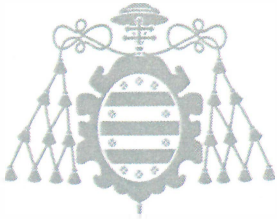
**TRABAJO FIN DE MÁSTER**

**TÉCNICAS DE CARACTERIZACIÓN DE  
YACIMIENTOS. APLICACIÓN AL  
YACIMIENTO AURÍFERO DE CERRO  
QUEMA, PANAMÁ.**

**MANUEL DE JESÚS RAMOS MURGAS**

**MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA  
GEOLÓGICA**

**JUNIO 2022**



## Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Universidad de Oviedo



D. Manuel de Jesús Ramos Murgas, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “Técnicas De Caracterización de Yacimientos. Aplicación al yacimiento aurífero de Cerro Quema, Panamá”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 15 de junio de 2022

Fdo. Manuel de Jesús Ramos Murgas

La Dra. María Mercedes Fuertes Fuente, Profesora Titular, y la Dra. María Antonia Cepedal Hernández, Profesora Contratada Doctora, ambas del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirman que han tutelado el trabajo “Técnicas De Caracterización de Yacimientos. Aplicación al yacimiento aurífero de Cerro Quema, Panamá”, realizado por D. Manuel de Jesús Ramos Murgas, y autoriza/n su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 15 de junio de 2022

Fdo. María Antonia Cepedal Hernández.

Fdo. María Mercedes Fuertes Fuente.

## **AGRADECIMIENTOS**

Son muchas las personas que de una forma u otra han hecho posible, mis dos años de estudio en la Universidad Oviedo.

Quiero comenzar con todas personas que intervinieron en el programa de becas IFARHU-SENACYT del Gobierno de Panamá y al personal de la Dirección Nacional de Recursos Minerales, en particular a su director, el ingeniero Jaime Pashales y la ingeniera Noris Guillen, quienes me ayudaron a emprender este reto, además de haber facilitado los trabajos desarrollados en Panamá, para la elaboración de este Trabajo de Fin de Máster. También al ingeniero Martin Clark, de la empresa Minera Cerro Quema, S.A., por sus atenciones durante la visita de campo.

A todos los profesores del Máster y compañeros, que hicieron de estos dos años de estudio de los mejores que he vivido hasta hoy.

A María Antonia y María Mercedes, por guiarme en el desarrollo de este trabajo y brindarme todo el tiempo, dedicación y sobre todo el conocimiento, que he requerido para culminar satisfactoriamente este trabajo. Espero que lo hayáis disfrutado tanto como yo, muchas gracias a ambas.

Finalmente, a mi familia, a mi papá Manuel, a mi mamá Aisis, a mis hermanos Fernando y Roberto, a mi tía Yasmin y a mi pequeña sobrina Sophia, todos de una forma u otra me han ayudado a llegar hasta aquí, y no tengo palabras para expresar lo mucho que les aprecio.

## ÍNDICE

1. RESUMEN .....	5
2. ABSTRACT .....	7
3. INTRODUCCIÓN .....	9
3.1 Yacimientos epitermales de Au-Ag-(Cu). .....	10
3.2 Situación geográfica .....	13
3.3 Situación geológica .....	14
3.4 Yacimiento de Au-Cu de Cerro Quema .....	18
4. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS .....	21
5. METODOLOGÍA.....	23
5.1 Visita de campo .....	23
6.1.1 Materiales .....	25
5.2 Trabajo de laboratorio .....	26
5.2.1 Estudio mediante microscopia óptica de polarización.....	26
5.2.2 Análisis de difracción de rayos X: método de polvo.....	27
5.2.3 Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), equipado con microanálisis.	29
5.3 Trabajo de gabinete.....	30
6. RESULTADOS .....	31
6.1 Descripción petrográfica y mineralógica.....	31
6.1.1 Muestras de campo de Cerro La Pava .....	32
6.1.2 Muestras de testigos de sondeos de Cerro La Pava, Filo Chontal y Cerro Idaida. 43	
6.2 Análisis por difracción de rayos x, método de polvo.....	55
6.3 Estudio mediante microscopio electrónico de barrido (MEB), equipado con microanálisis EDX.....	63
6.3.1 Análisis de los minerales transparentes.....	64
6.3.2 Análisis de los minerales metálicos .....	67
7. CONCLUSIONES.....	84
8. BIBLIOGRAFÍA .....	88

## 1. RESUMEN

En este trabajo de Fin de Máster se aborda un ejemplo de aplicación de diferentes técnicas de caracterización en el estudio de un yacimiento epitermal de alta sulfuración de oro, plata y cobre situado en la provincia de Los Santos, en la República de Panamá. Geológicamente, el yacimiento, conocido como Cerro Quema, se ubica en la Formación Río Quema, una secuencia intercalada de sedimentos, vulcanoclásticos, detríticos, y calcáreos, y rocas de origen volcánico (domos dacíticos y coladas andesíticas) del Paleógeno.

Específicamente, la mineralización de oro en Cerro Quema se encuentra encajada en domos dacíticos, formados en un ambiente de cuenca de antearco, lo que contrasta con el modelo clásico de yacimiento epitermal de alta sulfuración asociado a edificios volcánicos, y que estaría relacionado con intrusiones tipo pórfido cuprífero subyacentes asociadas al batolito de Valle Rico. Como consecuencia, la mineralización de oro ha sido asociada a la presencia de minerales sulfurados (ej.: pirita, calcopirita, enargita y tennantita). Este yacimiento está constituido por tres cuerpos mineralizados principales, denominados Cerro La Pava, Quema-Quemita y Idaida-Caballito, y otros de menor tamaño, entre los que se destaca Filo Chontal, todos siguiendo una orientación este-oeste.

Con el propósito de estudiar este yacimiento, se realizó una visita al yacimiento en noviembre de 2021. Específicamente se visitó Cerro La Pava, uno de los tres cuerpos mineralizados principales que conforman el yacimiento. Durante la visita se recolectaron muestras de las distintas alteraciones hidrotermales observadas en superficie, a partir de las cuales se prepararon láminas delgadas pulidas, sin cubreobjetos, probetas y muestras para análisis mediante difracción de rayos X. Mientras que la parte del yacimiento sin alteración supergénica fue estudiada gracias a láminas delgadas pulidas, sin cubreobjetos, proporcionadas por el Dr. Isaac Corral, profesor de la Universidad Autónoma de Barcelona. Con ellas se pudo determinar que la paragénesis mineral de sulfuros está constituida principalmente por pirita, calcopirita, reemplazada parcialmente por covellita, cobres grises (tennantita) y enargita.

En base a la descripción mineralógica y petrográfica de las muestras obtenidas durante la visita de campo, se logró describir tres tipos de texturas de alteración hidrotermal, típicas de depósitos epitermales de alta sulfuración, estas fueron: propilítica, alteración argílica, tipo sílice porosa y silicificación. Adicionalmente, el estudio de áreas de intensa alteración supergénica mediante DRX (método de polvo) en las muestras tomadas en superficie, permitió identificar la presencia de

svanbergita, un fosfato-sulfato de aluminio (APS en la literatura académica), perteneciente al supergrupo de la alunita, que se considera asociada a alunita hipógena en las zonas de alteración tipo argílica avanzada, en yacimientos epitermales de alta sulfuración.

Los análisis mediante microscopio electrónico de barrido (MEB), permitieron determinar la composición química de los principales minerales que componen la mena, y la variabilidad de esta a lo largo de los tres cuerpos mineralizados estudiados. Observándose que, para piritita y la calcopiritita, no se presenta mayor variabilidad en sus composiciones químicas, entre un cuerpo y otro, e incluso, entre una etapa de crecimiento y otra. De igual forma, tampoco se observan cambios significativos en la composición química en la enargita, que presenta una composición promedio (en % peso) de S 35,14 %, Fe 0,05 %, Cu 45,66 %, As 18,68 % y Sb 0,50 %. Aunque si se observó que la abundancia de enargita era mucho mayor hacia el este del yacimiento, más concretamente en el área de Cerro Idaida. Esta misma distribución espacial dentro del yacimiento se observó en el caso de los cobres grises, con la excepción de que en estos minerales sí se observa un cambio en la composición química, entre los cobres grises analizados en Cerro Idaida, con una composición química promedio (en % peso) de: S 31,6 %, Fe 3,3 %, Cu 44,5 %, As 20,4 % y Sb 0,1; y los analizados en Cerro La Pava y Filo Chontal, con una composición química promedio (en % peso) de: S 31,3 %, Fe 1,2 %, Cu 41,8 %, Zn 5,7 %, As 19,9 % y Sb 0,1 %, observándose una tendencia de mayor enriquecimiento en Zn hacia el oeste del yacimiento, en reemplazo del Fe.

Por último, los análisis mediante MEB permitieron la identificación de colusita, presente en forma de pequeños (< 0,1 mm) cristales incluidos tanto en enargita como en los cobres grises, de las muestras procedentes de Cerro Idaida, que en promedio poseen una composición en % peso de: S 35.03%, Cu 46.64%, As 11.56%, V 2.91%, Sn 2.87%, Sb 0.75%, Fe 0.19% y W 0.05%. La colusita es una rara sulfosal de cobre y vanadio de composición compleja cuya fórmula teórica es  $Cu_{26}V_2(As,Sn,Sb)_6S_{32}$  (Wagner y Monecke, 2005), y representa la primera mención de este mineral como parte de la paragénesis mineral del yacimiento de Cerro Quema. Adicionalmente, los análisis de composición química realizados en los últimos crecimientos que presentan algunos de los cristales de colusita estudiados tienen valores elevados de W y Ge (hasta 8 % en peso, y 5,9 % en peso, respectivamente), muy por encima de los típicamente esperados para distintos minerales dentro del grupo de la colusita, por lo que podría tratarse de una nueva fase mineral.

## 2. ABSTRACT

This Master's thesis is an example of the application of different characterization techniques in the study of a high sulfidation epithermal gold, silver and copper deposit located in the province of Los Santos, in the Republic of Panama. The deposit, known as Cerro Quema, is geologically located in the Río Quema Formation, an interbedded sequence of volcanoclastic, detrital, and calcareous sediments and volcanic rocks (dacitic domes and andesitic lava flows) Paleogene in age.

The gold mineralization in the Cerro Quema deposit, hosted by in dacitic domes, formed in a forearc basin environment, which contrasts with the classic model of high sulfidation epithermal ore deposits associated with the volcanic edifices, and which would be related to the intrusion of an underlying porphyry copper deposit, associated with the Valle Rico batholith. Therefore, the gold mineralization has been associated with the presence of sulfide minerals (e.g., pyrite, chalcopyrite, enargite, and tennantite). The Cerro Quema ore deposit comprises three main ore bodies, named Cerro La Pava, Quema-Quemita and Idaida-Caballito, and others of smaller size, among which Filo Chontal stands out, all following an east-west orientation.

To study this deposit, an on-field visit was made in November 2021. Specifically, to the Cerro La Pava ore body, one of the three aforementioned main bodies of the Cerro Quema ore deposit. During the visit, samples of the different hydrothermal alterations, observed at surface, were collected. From which polished thin sections, and powder samples for X-ray diffraction analysis, were prepared. While the non-oxidized zone was studied thanks to polished thin sections provided by Dr. Isaac Corral, professor at the Universidad Autonoma de Barcelona. With these samples, it was possible to determine that the paragenesis of sulfides is mainly formed by pyrite, chalcopyrite, partially replaced by covellite, fahlore (tennantite) and enargite.

Based on the mineralogical and petrographical descriptions of the samples obtained during the field visit, we were able to describe three types of hydrothermal alterations, typical of high sulfidation epithermal deposits: propylitic and argillic alterations, vuggy silica and silicification. Additionally, the XRD (powder method) study of the samples taken from areas with intense supergene alteration resulted in the determination of the presence of svanbergite occurrence, an aluminum phosphate-sulfate (APS in the academic literature), belonging to the supergroup of alunite. This APS is considered to be associated with hypogene alunite in zones affected by advanced argillic alteration, in high sulfidation epithermal deposits.

By means of the scanning electron microscope (SEM) analyses, we were able to

determine the chemical composition of the main minerals of the ore deposit, and their variability along the three mineralized bodies studied. It was observed that, for pyrite and chalcopyrite, there is no major variability in their chemical compositions between one orebody and another, and even between one growth stage and another. Likewise, no significant changes in the chemical composition were observed in the enargite, which presents an average composition (in weight %) of S 35.14 %, Fe 0.05 %, Cu 45.66 %, As 18.68 % and Sb 0.50 %. Although it was observed that the abundance of enargite was much higher towards the east of the deposit, more precisely in the Cerro Idaida body. The same spatial distribution in the deposit was observed in the case of the fahlore. However, the fahlore did present chemical composition variations among the three main ore bodies. Fahlore from Cerro Idaida, have an average a chemical composition (in weight %) of: S 31.6 %, Fe 3.3 %, Cu 44.5 %, As 20.4 % and Sb 0.1; and those from Cerro La Pava and Filo Chontal have and average chemical composition (in weight %) of: S 31.3 %, Fe 1.2 %, Cu 41.8 %, Zn 5.7 %, As 19.9 % and Sb 0.1 %. These results indicate of a trend of Zn enrichment towards the west of the deposit, replacing Fe.

Finally, SEM analyses allowed the identification of colusita, as small (< 0.1 mm) crystals included in both enargite and fahlore, from Cerro Idaida samples, with a, average (in weight %) of: S 35.03 %, Cu 46.64 %, As 11.56 %, V 2.91 %, Sn 2.87 %, Sb 0.75 %, Fe 0.19 %, and W 0.05 %. Colusite is a rare copper-vanadium sulfosalt with a complex composition, the theoretical formula being  $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{As},\text{Sn},\text{Sb})_6\text{S}_{32}$  (Wagner and Monecke, 2005). This TFM is the first mention of its occurrence in the mineral paragenesis of the Cerro Quema ore deposit. Additionally, the chemical composition analyses, of last growths bands of some colusite crystals, resulted in high values of W and Ge (up to 8 wt.% and 5.9 wt.%, respectively), well above of those typically expected for the colusite group minerals. It suggests the possibility of being a new mineral phase.



### 3. INTRODUCCIÓN

Históricamente, Panamá ha sido conocida por su riqueza mineral, en particular de oro, el cual fue explotado por las poblaciones precolombinas locales (National Geographic, 2018). Con la llegada de los españoles a Panamá se inicia una nueva fase de la explotación minera en Panamá, durante este periodo se destacan las explotaciones de depósitos aluviales y de veta en el norte de la provincia de Veraguas (Fig. 1), de donde la Corona Española extrajo 9 toneladas ( $\approx 320$  Koz) de oro entre los años 1559-1589. Tras el declive de la explotación del oro en esta zona, la actividad se traslada a la provincia de Darién (Fig. 1), entre las actuales fronteras de Panamá y Colombia. En esta región destaca la explotación de la mina Espíritu Santo de Cana, de la cual se estima que se extrajeron un millón de onzas de oro hasta 1727, cuando concluyó la explotación (Espí, 2001).

A mediados del Siglo XX (años 60), con el apoyo del Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), el gobierno panameño desarrolló el más amplio proyecto de exploración minera del país, inicialmente dirigido a la búsqueda de cobre en pórfidos cupríferos. Este plan nacional de exploración resultó en el descubrimiento de tres yacimientos: Petaquilla, Río Pito y Cerro Colorado. Este último destaca por ser uno de los depósitos de cobre sin explotar más grande del mundo, con 1.400 Mt de mena y una ley media de 0,78 % de cobre y 0,08 ppm de oro (Espí, 2001) (Fig. 1). A finales de la década de los 60 e inicio de los 70 se descubren nuevos yacimientos en la provincia de Veraguas y en la Península de Azuero (Fig. 1). En la provincia de Veraguas se destacan los yacimientos de oro plata de Santa Rosa, Remance, Los Hatillos y Cerro Alto de la Mina, y en la Península de Azuero, el de oro-cobre de Cerro Quema (provincia de Los Santos) (Fig. 1). A partir de la década de los 90 se inicia la explotación industrial de oro y plata en Panamá, con la explotación de los yacimientos de Santa Rosa y Remance, en la provincia de Veraguas. Entre los años 2008 y 2014, se explotó el yacimiento de Molejón (oro y plata). En 2019, se inició la explotación del yacimiento de Petaquilla para cobre y molibdeno (Fig. 1), siendo esta la más grande e importante, desarrollada hasta la fecha, y la única mina en explotación del país, de acuerdo con notas de prensa (ej.: Telemetro, junio de 2019).

Este trabajo fin de máster se centra en el yacimiento de oro-cobre de Cerro Quema, arriba mencionado, que actualmente es uno de los yacimientos de mayor interés económico en Panamá que no está en explotación. El yacimiento de Cerro Quema se ha clasificado como un yacimiento epitermal de alta sulfuración (Corral et al., 2016).

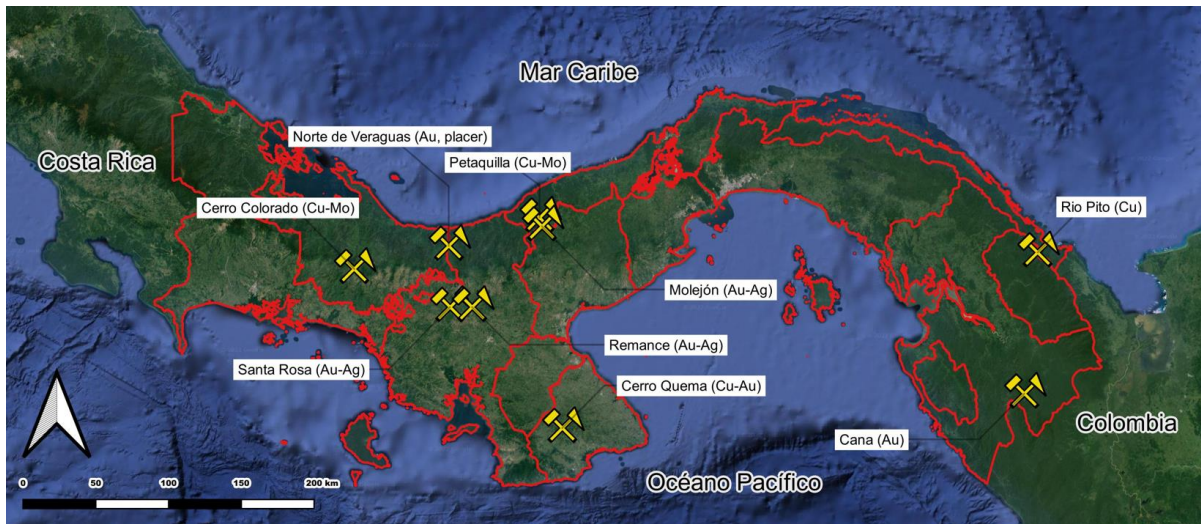


Figura 1: Localización en Panamá de las principales áreas de exploración/explotación minera para Cu-Au-Ag, históricas y actuales.

### 3.1 Yacimientos epitermales de Au-Ag-(Cu).

En este apartado se hace una breve descripción de las características generales de esta tipología de yacimientos, ya que el yacimiento objeto de estudio se incluye dentro de ella.

En su libro “Introducción a los procesos de formación de yacimientos” de 2005, Laurence Robb indica que el concepto de yacimiento “epitermal” proviene de la clasificación de depósitos minerales propuesta por Lindgren (1933), y se refiere a aquellos depósitos formados en niveles corticales someros. La formación de estos depósitos minerales ha sido asociada con ambientes volcánicos tanto geológicamente recientes como activos. Los trabajos de Cooke y Simmons (2000), y Hedenquist et al. (2000), basados en análogos modernos, han establecido que, típicamente, estos depósitos se forman en ambientes con temperaturas de entre 160 y 270° C y presiones equivalentes a profundidades de entre 50 y 1000 m.

Hoy se reconoce que la mineralización de un depósito epitermal se puede dar en dos estilos distintos identificados como de alta sulfuración y de baja sulfuración. Estos términos se refieren específicamente al estado de oxidación del azufre presente en los fluidos mineralizantes, además de la química y el grado de alcalinidad o acidez (pH) de estos fluidos, que influyen en la naturaleza de la alteración asociada a cada estilo.

Los depósitos epitermales de alta sulfuración (High sulfidation) se emplazan comúnmente en o cerca del conducto volcánico principal (Fig. 2). Los fluidos involucrados en la mineralización provienen directamente del magma como producto de la saturación en vapor y fluidos. Estos fluidos son muy ácidos (pH de 1 a 3) y oxidantes, transportando en solución las especies oxidadas del azufre ( $S^{4+}$  o  $S^{6+}$ ) en

forma de  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HSO}_4^-$ . Cuando el  $\text{CO}_2$  y  $\text{SO}_2$  se separan a la fase vapor, dejan un fluido enriquecido en  $\text{H}^+$ , muy ácido ( $\text{pH} = 1$ ; Hedenquist et al., 2000). Su acidez es tal que es capaz de lixiviar la mayor parte de los elementos presentes en la roca de caja por la cual circula. Esto resulta en una alteración de tipo argílica avanzada (Tabla 1), y en la formación de lo que se conoce como sílice porosa (vuggy silica) donde la roca está formada por cuarzo remanente y abundantes cavidades “poros” debido a la disolución de minerales previos.

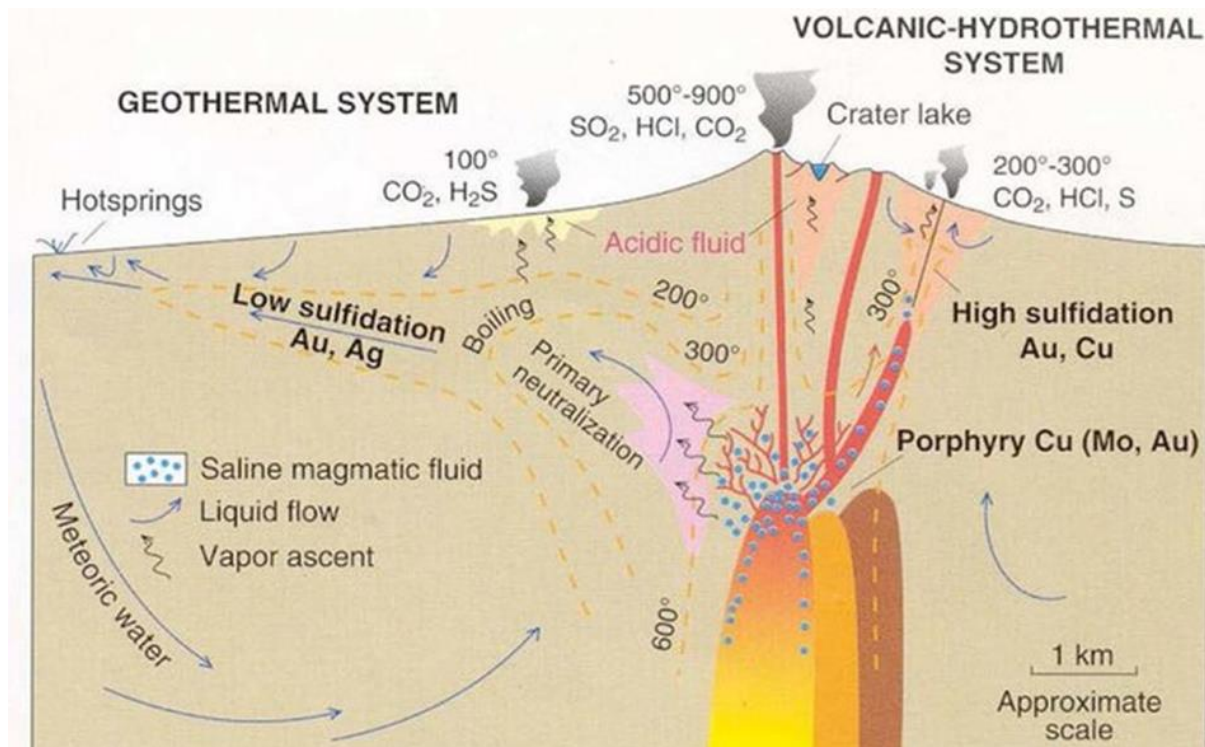


Figura 2: Emplazamiento y características geológicas de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. Se sugiere un enlace genético entre depósitos (Au-Cu) epitermales de alta sulfuración y depósitos (Cu-Au) tipo pórfido subvolcánico (Hedenquist et al., 2000).

En cambio, los depósitos epitermales de baja sulfuración (Low sulfidation) se forman algo más alejados del foco de actividad volcánica (Fig. 2) en las etapas finales de la actividad magmática cuando la infiltración de las aguas meteóricas es más probable. Estos se asocian a manifestaciones geotermales como: fumarolas o aguas termales, y en estas zonas los fluidos presentan una composición predominantemente meteórica, con un pH casi neutros y de baja salinidad, con menor proporción de fluidos de origen magmático (Hedenquist et al., 2000).

**Tabla 1:** Características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración (Robb, 2005).

<b>Alta sulfuración</b>	<b>Baja Sulfuración</b>
Especies oxidadas de azufre (SO <sub>2</sub> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , HSO <sub>4</sub> ) en el fluido/vapor mineralizante	Especies reducidas de azufre (HS <sup>-</sup> , H <sub>2</sub> S) en el fluido/vapor mineralizante
<i>Fluidos:</i>	
pH ácido, probablemente salinos inicialmente, predominantemente magmáticos	pH casi neutro, baja salinidad, rico en gases (CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S), predominantemente meteórico
<i>Alteraciones características:</i>	
Argílica avanzada Sílice porosa/ cuarzo-alunita-caolinita-illita-montmorillonita-clorita	Adularia-sericita cuarzo/calcedonia-calcita-adularia-sericita-clorita
<i>Asociaciones metálicas:</i>	
Au-Cu (menos Ag, Bi, Te)	Au-Ag (menos As, Sb, Se, Hg)

Como podemos observar en la tabla 1, la alteración típica que caracteriza un yacimiento epitermal de alta sulfuración es la alteración argílica, la cual es comúnmente dividida en dos categorías, intermedia y avanzada. En la alteración argílica intermedia se forman minerales arcillosos del grupo de la caolinita y esméctica (montmorillonita). Mientras que la alteración argílica avanzada se caracteriza por la destrucción total de feldspatos y representa una forma extrema de lixiviación por fluidos ácidos. Se identifica principalmente por la presencia de caolinita, pirofilita o dickita (dependiendo de la temperatura) y minerales del supergrupo de la alunita. En casos extremos de acidez del fluido (pH < 2), la roca puede ser transformada a una de sílice porosa u oquerosa residual (vuggy silica). Por otro lado, la lixiviación de Si durante las alteraciones mencionadas da lugar a la neoformación de cuarzo (silicificación) en esta tipología de yacimientos.

Por último, la alteración propilítica es otro tipo de alteración que se puede observar en depósitos epitermales, particularmente en las zonas marginales del halo de alteración principal, donde hay una menor relación fluido/roca. Se caracteriza por la formación de clorita y epidota, y en menor cantidad, calcita, zoisita, clinozoisita y albita.

Finalmente, cabe destacar que clásicamente los yacimientos de estas tipologías han sido explotados para la extracción de metales preciosos, oro y plata, y metales base como el cobre, plomo y zinc (Taylor, 2007), aunque también es sabido que contienen otros metales de interés económico como wolframio o bismuto (Arribas, 1995). Sin embargo, en los últimos años, se ha incrementado el interés por investigar

este tipo de depósitos con el fin de conocer su potencial para la explotación de metales/metaloides como el galio, germanio o indio (ej.: Sahlström et al., 2017). Elementos que actualmente experimentan una gran demanda debido a su uso en el desarrollo de tecnologías punta (Graedel et al., 2014), algunas aplicadas a la obtención de energías renovables.

### **3.2 Situación geográfica**

El yacimiento de Cerro Quema se ubica en la Península de Azuero, la cual está situada en la región sur central de la República de Panamá. Este país constituye el extremo sureste del Istmo Centroamericano y limita al norte con el Mar Caribe, al sur con el Océano Pacífico, al este con la República de Colombia y al oeste con la República de Costa Rica. Específicamente, el yacimiento, se ubica en la Provincia de Los Santos, a aproximadamente 40 km (en línea recta) de su capital, la ciudad de Las Tablas, y a 193 km (en línea recta) de la Ciudad de Panamá (capital del país) (Fig. 3).

El clima de esta región es descrito en el Balance hídrico superficial de Panamá, elaborado por la UNESCO (2008), como: tropical húmedo con dos estaciones, una lluviosa que se inicia en mayo y se extiende hasta finales de diciembre, y otra seca que ocurre entre finales de diciembre hasta finales de abril. La precipitación media es de 2.233 mm, siendo los meses de septiembre y octubre los más lluviosos, y marzo el mes más seco. La temperatura anual oscila entre los 34° C diurnos y los 20° C nocturnos.

Fisiográficamente, el yacimiento se emplaza en una región moderadamente escarpada y montañosa, que se caracteriza por fuertes pendientes formadas por drenajes encajados, con desniveles que van desde los 200 m hasta los 959 m. Cerro Quema (Fig. 4) es el punto más alto de la Sierra del Canajagua, que junto con los cerros La Pava, Chontal, Quemita e Idaida, dan nombre a los principales cuerpos mineralizados que conforman el yacimiento objeto de este TFM. Esta Sierra sirve como divisoria de las cuencas de los principales ríos de la Península de Azuero: La Villa, que discurre hacia el este, y Tonosí, que lo hace hacia el sureste. Este último forma el valle de Tonosí donde, a aproximadamente 20 km, encontramos la población de Tonosí, capital del municipio homónimo. Esta población es la de mayor importancia y la más cercana al yacimiento, con aproximadamente 2.200 habitantes, aunque otros 8.000 habitantes habitarían de forma dispersa dentro de la zona de influencia de esta concesión minera (Fig. 3), según el censo de 2010.

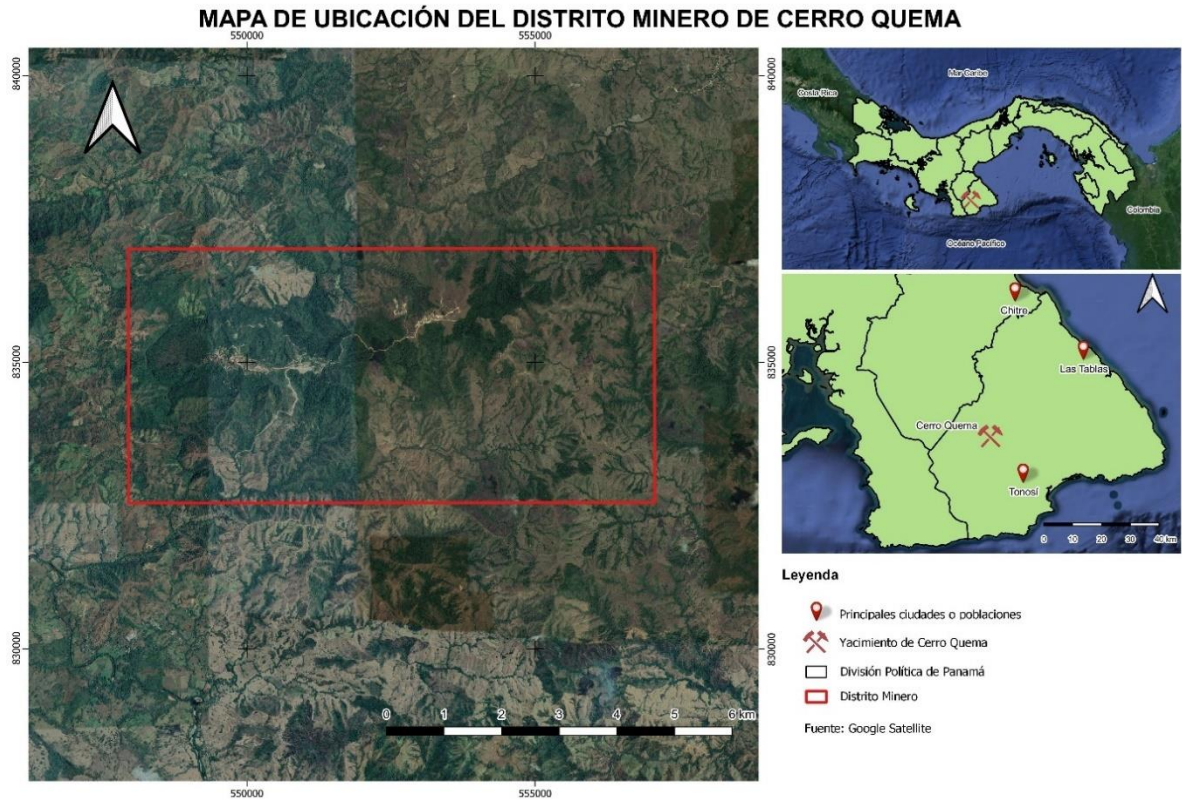


Figura 3: Mapa de ubicación del distrito minero de Cerro Quema.



Figura 4: Vista de Cerro Quema (959 m), desde la cima de Cerro La Pava, los cuales forman parte del yacimiento de Cerro Quema.

### 3.3 Situación geológica

El consenso científico establece que el Istmo de Panamá es la sección más joven

en formarse del Istmo Centroamericano, cuya emersión y cierre total, se sitúa hace aproximadamente 2,8 millones años (O’Dea et al., 2016). Este evento es considerado uno de los eventos naturales de mayor importancia acontecidos durante el Cenozoico, siendo el motor de una profunda transformación biótica tanto en el mar como sobre la superficie del continente americano (Coates et al., 2005).

El Istmo de Panamá yace en la conjunción de cuatro placas tectónicas: Caribe, Cocos, Nazca y Sudamericana, y se le denomina microplaca Panamá o Bloque Panamá (Fig. 5). Esta microplaca está delimitada al norte por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Silver et al., 1990). Su límite sur lo constituye el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (Kolarsky et al., 1995), y la zona de subducción de las placas Cocos y Nazca bajo la microplaca de Panamá. El límite oeste es una zona de falla con límites difusos que atraviesa el Valle central de Costa Rica, extendiéndose desde Cinturón Deformado del Norte de Panamá hasta llegar al Pacífico (Marshall et al., 2000). El límite este lo forma la Zona de Sutura Panamá Sudamérica, la cual es una zona de deformación cuyo límite generalmente se sitúa en el borde más oriental de la cuenca del río Atrato en Colombia (Trenkamp et al., 2002).

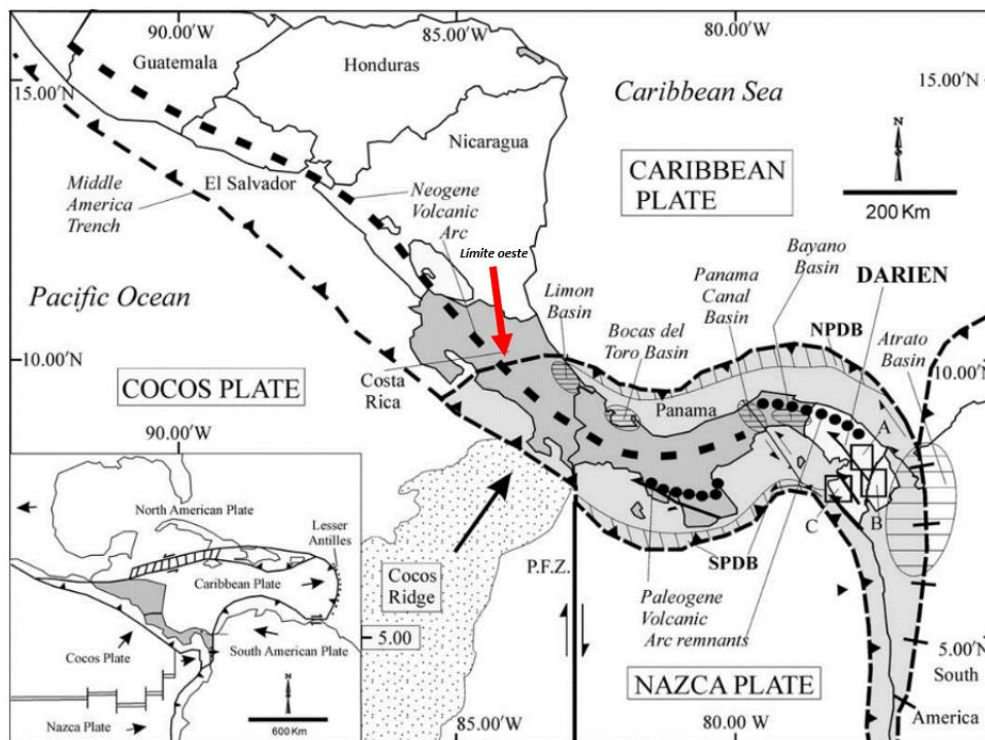


Figura 5: Mapa de la sección sureste del Istmo Centroamericano. Sombreado en gris la sección denominada microplaca Panamá o Bloque Panamá (Coates et al., 2005). La fecha roja indica el límite occidental del bloque Panamá. NPDB: Cinturón Deformado del Norte de Panamá. SPDB: Cinturón Deformado del Sur de Panamá. PFZ: Zona de fractura de Panamá (Panama Fracture Zone). ●●●: Remanentes del arco volcánico Paleógeno. — — —: Arco volcánico Neógeno. La flecha roja señala la zona de falla del límite oeste.

La península de Azuero, donde está el yacimiento de Cerro Quema, se ubica en la región central del Istmo de Panamá, y se extiende de forma pronunciada hacia el sur en la vertiente del Pacífico panameño. (Fig. 6A). Su formación se debe a la subducción de las placas intraoceánicas de Cocos y Nazca, que dio lugar a la formación de un arco de islas volcánicas entre el Cretácico superior y el Mioceno medio (Buchs et al., 2011).

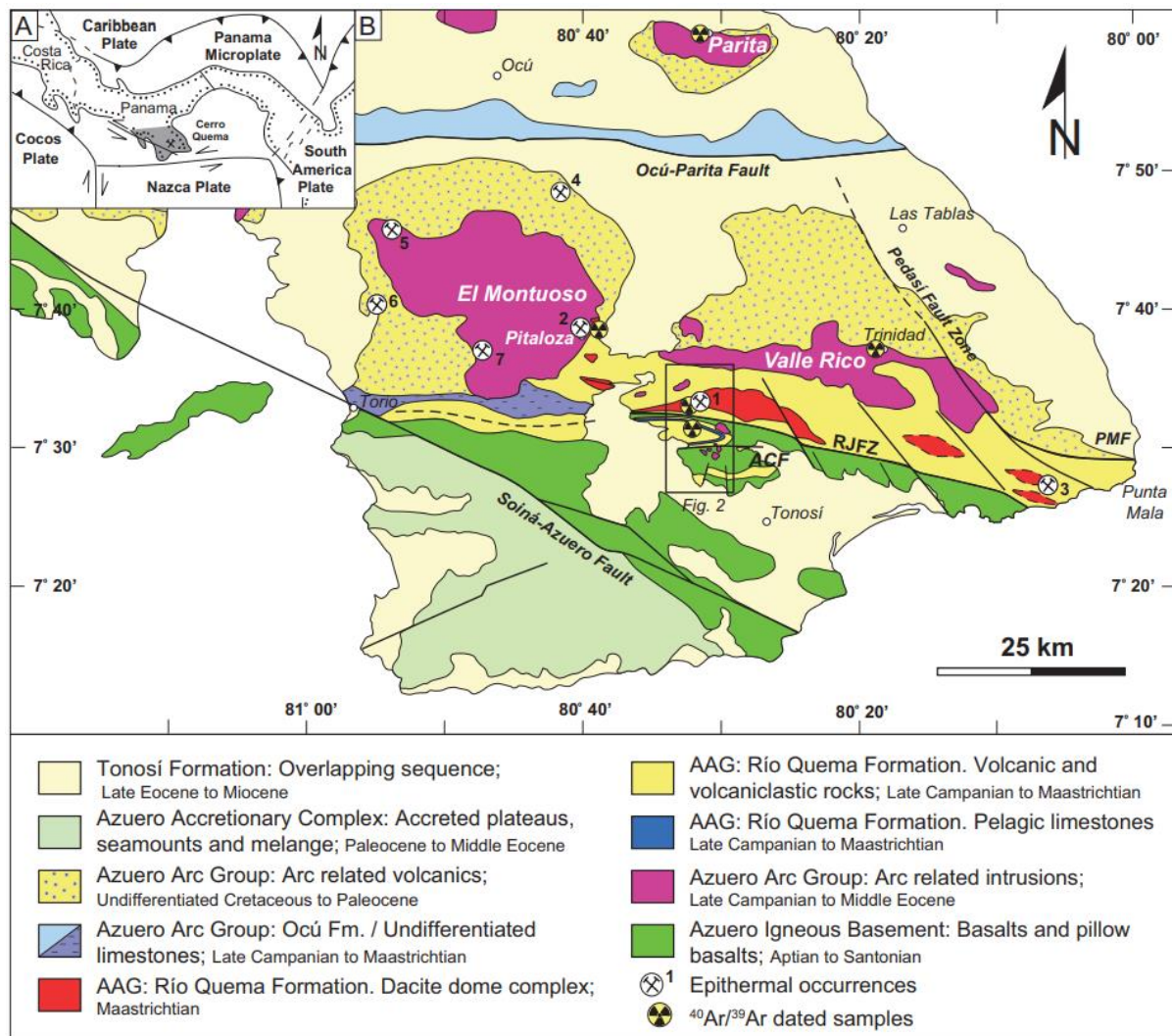


Figura 6: A) Localización del yacimiento de Cerro Quema en relación con el esquema geotectónico del Istmo Centroamericano y muestra la disposición de las placas de Cocos, Nazca y la microplaca de Panamá. B) Geología de la Península de Azuero según Corral et al. (2016) donde se muestran las principales formaciones descritas en esta memoria. El yacimiento de Cerro Quema está indicado con el número 1, al norte de la Zona de Falla Río Joaquín (RJFZ).

En el área del yacimiento, Corral et al. (2016) distinguen tres formaciones principales representadas en la columna estratigráfica de la figura 7. A muro se localiza el denominado Basamento Ígneo de Azuero formado por basaltos tipo “pillow



lava” de edad cretácica. Por encima se sitúa la denominada Formación Río Quema (Cretácico Superior a Paleoceno) formada por las rocas relacionadas con el primitivo arco volcánico. Esta formación incluye calizas, sedimentos vulcanoclásticos, turbiditas, coladas andesíticas e intrusiones de domos dacíticos. Estas dacitas son la roca encajante de la mineralización de oro-cobre del yacimiento objeto de estudio. En la parte superior de la columna estratigráfica se sitúa la Formación Tonosí (Eoceno Superior-Mioceno) constituida por calcoarenitas.

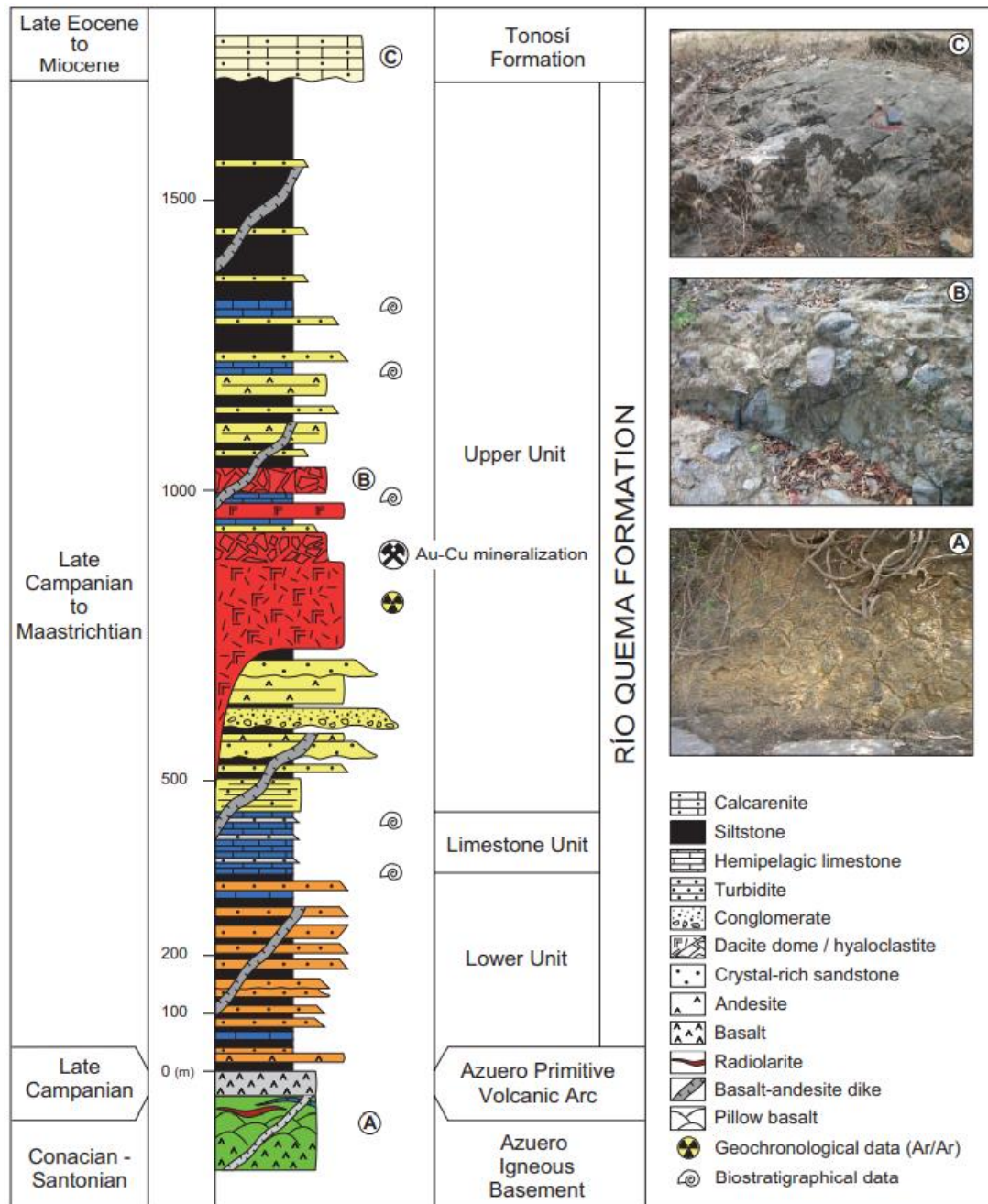


Figura 7: Columna estratigráfica del área del yacimiento tomada de Corral et al. (2016). En rojo se representan los domos dacíticos, roca encajante de la mineralización de Au-Cu del yacimiento estudiado.

La Formación Río Quema ha sido dividida en tres unidades, Unidad Inferior, Unidad Calcárea y Unidad Superior (Fig. 7) (Corral et al., 2016). La Unidad Inferior está constituida por sedimentos vulcanoclásticos y turbiditas. A techo de esta, se sitúa la Unidad Calcárea compuesta por calizas de hemipelágicas a pelágicas que se depositaron durante el Campaniense ( $83,6\pm 0,2$  Ma) y el Maastrichtiense ( $72,1\pm 0,2$  Ma). Las dos unidades tienen una potencia aproximada de 450 m. La Unidad Superior, de mayor potencia, está dominada a muro por rocas de origen volcánico (domos de dacita y coladas de andesita) y sedimentos vulcanoclásticos, pasando hacia techo a rocas sedimentarias (areniscas, calizas y lutitas) de edad Daniense (66 Ma) (Corral et al., 2016).

El Basamento Ígneo de Azuero (Fig. 6B y 7, Azuero Igneous Basement) representa el basamento autóctono al inicio de la subducción, y es equivalente a la Gran Provincia Ígnea del Caribe, descrita por Hoernle et al. (2004). Este proceso de subducción generó la formación de una cuenca de antearco y dio inicio al vulcanismo, del cual proceden los sedimentos vulcanoclásticos que rellenaron la cuenca y que conforman la Formación Río Quema, así como de las fallas que facilitaron la intrusión de los domos dacíticos, principalmente la Zona de Falla Río Joaquín (RJFZ, Río Joaquín Fault Zone) (Fig. 6B). Finalmente, la formación Tonosí, representa un evento regional de transgresión marina que afectó a la península de Azuero (Krawinkel et al., 1999).

### **3.4 Yacimiento de Au-Cu de Cerro Quema**

Como ya se mencionó en la introducción, el yacimiento de Cerro Quema se ha clasificado como un yacimiento epitermal de alta sulfuración, originado en un ambiente de arco-isla con magmatismo calco-alcalino, siendo el encajante de la mineralización domos dacíticos (Corral et al., 2011). De acuerdo con Corral et al. (2013), este yacimiento se formaría en un ambiente de cuenca de antearco, en contraste con el modelo clásico de yacimiento epitermal de alta sulfuración asociado a los edificios volcánicos del arco volcánico. Nelson (1995) y Corral et al. (2016) proponen que estaría relacionado con intrusiones tipo pórfido cuprífero subyacentes asociadas al batolito de Valle Rico. Corral et al. (2016) proponen una edad Eoceno inferior ( $\approx 55$  a  $49$  Ma) para la formación de este yacimiento. En la figura 8 se muestra la cartografía local simplificada y un corte geológico del yacimiento de Corral et al. (2011 y 2017).

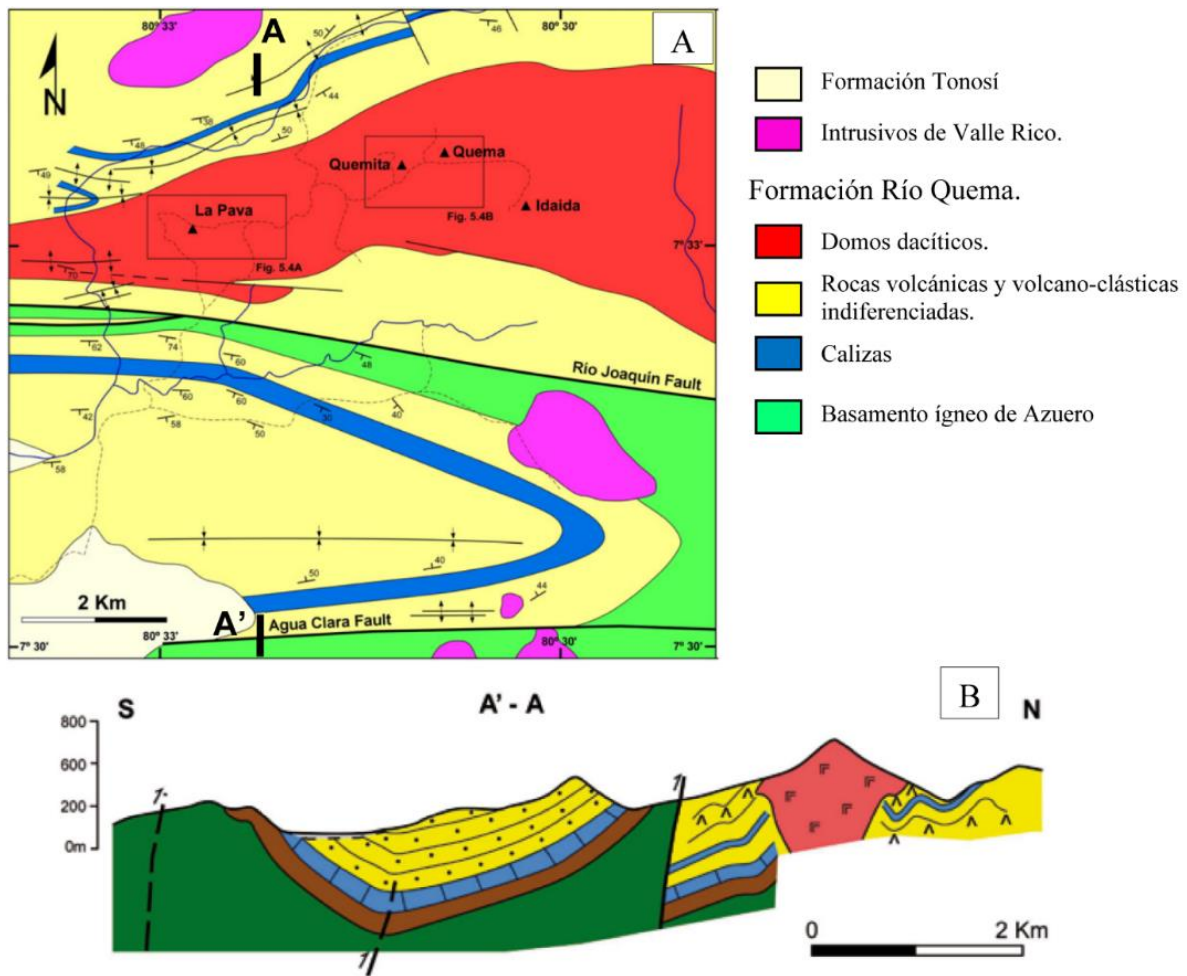


Figura 8: A) Cartografía simplificada de la geología local del yacimiento de Cerro Quema. B) Corte geológico A-A'. Modificado de Corral et al. (2011 y 2017).

En el yacimiento de Cerro Quema, la alteración hidrotermal sigue una tendencia E-O paralela a fallas secundarias de la Zona de Falla Río Joaquín (Corral, 2013; Corral et al., 2016, 2017). Estas alteraciones afectan a las rocas dacíticas que presentan una alteración intensa de tipo sílice porosa, argílica avanzada, argílica y propilítica, aunque esta última no aflora en superficie y fue descrita a partir de testigos de sondeos (Corral et al., 2016 y 2017). De acuerdo con estos autores, los halos de alteración tienen forma de seta y se distinguen varios cuerpos mineralizados (La Pava, Filo Chontal, Cerro Quemita-Cerro Quema) como se muestra en la figura 9. Corral et al. (2016) también señalan que estas alteraciones, y la mineralización asociada, se extiende más hacia el este a otros cerros de esta sierra (ej.: Cerro Idaida, Fig. 8A). De hecho, en el Informe *Técnico NI 43-101* del proyecto de Cerro Quema, presentado por la empresa minera que tiene la concesión (Orla Mining Ltd.) en 2022, se separan cuatro zonas mineralizadas principales, La Pava, Quema-Quemita, Idaida-Caballito y Pelona, estas dos últimas localizadas más al este (Fig. 10).

En cuanto a la mineralización de Au y Cu, Corral et al. (2016) describen que el oro se presenta diseminado en granos submicroscópicos y como oro invisible en piritita, que es el sulfuro más abundante en este yacimiento. El cobre se presenta en calcopirita, enargita, bornita y tennantita, además de covellita y calcosina supergénicas. Cabe señalar que el Informe *Técnico NI 43-101* del proyecto de Cerro Quema, antes mencionado, indica que la mineralización en Idaida-Caballito difiere por su alto contenido en cobre y una fuerte asociación cobre-oro.

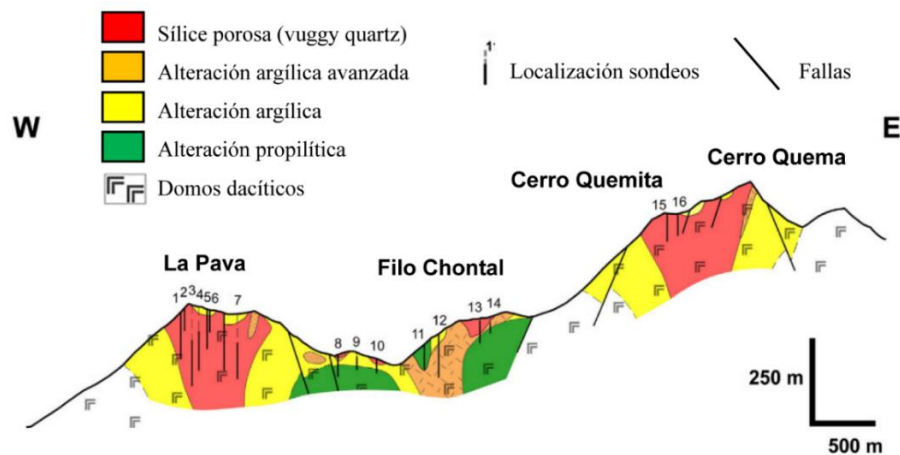


Figura 9: Corte geológico mostrando la distribución de las alteraciones hidrotermales en los distintos cuerpos mineralizados del yacimiento de Cerro Quema. Modificado de Corral et al. (2017).

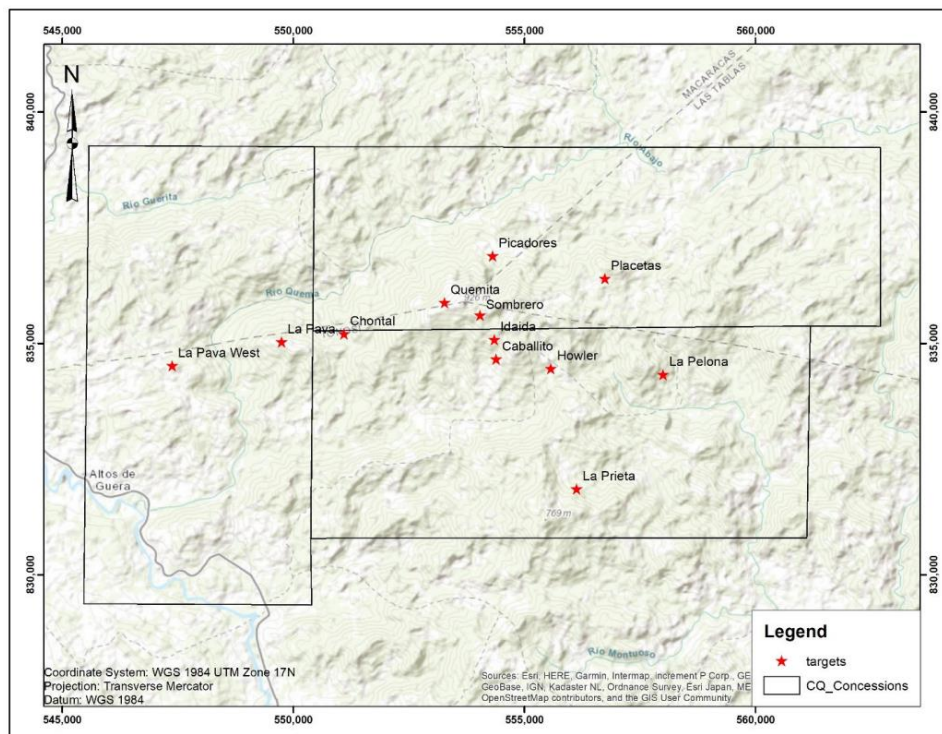


Figura 10: Mapa de localización de los potenciales cuerpos mineralizados ubicados dentro de la concesión de la empresa Orla Mining Ltd., tomado del Informe *Técnico NI 43-101* del proyecto de Cerro Quema de esta empresa de 2022.

Finalmente, cabe destacar que la parte más superficial de todos cuerpos mineralizados que conforman el yacimiento de Cerro Quema presenta una oxidación meteórica muy intensa. El límite entre la zona oxidada y la zona de sulfuros primarios puede situarse hasta una profundidad de aproximadamente 150 m desde la superficie (Corral et al., 2016). De acuerdo a Corral (2013), el factor de enriquecimiento en esta zona oxidada con respecto a la de sulfuros primarios es de 2,41 para el oro y 0,61 para el cobre. La alta permeabilidad de las rocas alteradas hidrotermalmente hace que, en algunos cuerpos mineralizados, la oxidación mimetice la morfología de determinados tipos de alteraciones. Este es el caso en las rocas afectadas por la alteración sílice porosa (Fig. 11), posiblemente como consecuencia del aumento de porosidad que genera, facilita la percolación de las aguas meteóricas a través de ella.

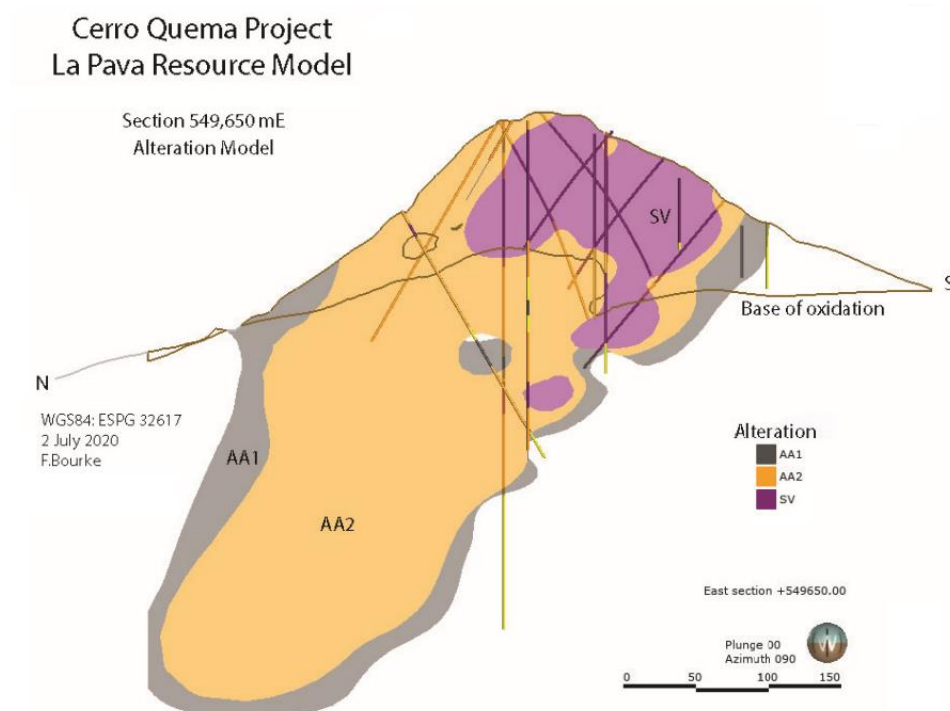


Figura 11. Sección del cuerpo mineralizado de la Pava con las diferentes alteraciones hidrotermales y la línea de base de la oxidación meteórica, tomado del Informe Técnico NI 43-101 del proyecto de Cerro Quema de Orla Mining Ltd., de 2022. AA1: Alteración argílica avanzada de menor intensidad. AA2: Alteración argílica avanzada. SV: Sílice porosa.

#### 4. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El yacimiento de Cerro Quema, que nunca ha sido objeto de explotación, fue identificado como un prospecto minero de Au-Cu a finales de la década de los 60, como ya se mencionó en la introducción. Pero no fue hasta 1988 que la empresa Compañía de Exploración Minera, S.A. (CEMSA) obtuvo los primeros permisos de exploración. Durante la década de los 90, CEMSA en conjunto con Cyprus Minera de Panamá S.A., llevaron una extensa campaña de exploración geológica, tras lo cual,

los derechos de exploración fueron adquiridos por Campbell Resources Inc. A finales de los 90, dicha empresa culminó el estudio de viabilidad del proyecto. Posteriormente, los derechos de exploración son adquiridos por distintas empresas, hasta que, en 2014, Pershimco Resources Inc. publica el primer estudio de pre-viabilidad económica del yacimiento. En la actualidad, los derechos de exploración y explotación son propiedad de la empresa Minera Cerro Quema, S.A., subsidiaria de la empresa canadiense Orla Mining Ltd. Esta última, en 2022, publicó una actualización del estudio de pre-viabilidad económica NI-43-101 del 2021, donde señala unas reservas indicadas de 708.000 onzas de oro y 2.265.000 onzas de plata, y reservas inferidas de 80.000 onzas de oro y 569.000 onzas de plata. Por tanto, el interés de este yacimiento, desde un punto de vista económico, es claro y abre la posibilidad de exploración de yacimientos similares en Panamá.

Desde un punto de vista científico, este yacimiento ha sido objeto de investigación en una tesis doctoral (Corral, 2013) en la que se desarrolló su modelo genético. De esta tesis han derivado varios artículos científicos (ej. Corral et al., 2013, 2016, 2017 y 2021) que han sido la fuente bibliográfica principal de las secciones previas 3.2 y 3.3. En estos trabajos se caracterizan las rocas del distrito, tanto sedimentarias como ígneas, así como la mineralización y las alteraciones asociadas. También el origen y evolución de los fluidos mineralizantes, y la edad de formación del yacimiento.

Como se deduce de lo arriba expuesto, existe un conocimiento científico bastante completo del yacimiento de Cerro Quema. No obstante, todavía no se ha llevado a cabo una caracterización mineralógica de detalle de los minerales minoritarios de la paragénesis metálica, ni la detección y cuantificación del contenido en oro de la pirita a nivel de trazas. Lo que se conoce hasta el momento indica concentraciones de oro en la pirita por debajo de los límites de detección de la microsonda electrónica (Corral, 2013; Corral et al., 2016). Sahlström et al. (2017), en un trabajo sobre la distribución de Ge, Ga e In en la paragénesis mineral de un yacimiento epitermal de alta-sulfuración australiano, hacen análisis comparativos de trazas en enargitas de yacimientos del mundo, entre los cuales incluyen enargita del yacimiento de Cerro Quema. En la tabla que presentan estos autores, la enargita de Cerro Quema destaca por su contenido en trazas de germanio (hasta 1202 ppm Ge). Dado el interés económico de este elemento como materia prima crítica para las nuevas tecnologías, hace atrayente indagar en la posibilidad de fases portadoras de estos metales/metaloides críticos en la paragénesis de Cerro Quema.

Considerando lo expuesto hasta ahora, los objetivos propuestos en este TFM son la aplicación de técnicas de caracterización de yacimientos con el fin de realizar:

- a. La caracterización mineralógica de las alteraciones, principalmente en

- superficie, de este yacimiento. El fin es que pueda ser usado en la prospección de esta tipología de yacimientos en otras áreas de Panamá.
- b. El estudio mineralógico de detalle de la paragénesis metálica.

Finalmente, hay que mencionar que otro de los objetivos propuestos inicialmente fue la cuantificación/detección de oro a bajo límite de detección en la pirita. Esto se realizaría mediante microanálisis con ablación láser acoplada a espectrómetro de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS). Sin embargo, una avería en este equipo ha impedido alcanzar este objetivo que queda como línea de trabajo abierta para el futuro.

## 5. METODOLOGÍA

Para la elaboración de este Trabajo Final de Máster, se requirió de la realización de distintas actividades tanto *in situ* (campo) como de laboratorio o gabinete, las cuales procedemos a describir brevemente en orden cronológico a su realización:

- a. Preparación y estudios previos: Esta fue la primera fase del trabajo y consistió en la recopilación de información previa disponible sobre el yacimiento de Cerro Quema (Panamá), así como todo lo referente a la coordinación para la visita del sitio de estudio con las autoridades panameñas, la Dirección Nacional de Recursos Minerales (DNRM) y la empresa Minera Cerro Quema, S.A. (concesionaria).
- b. Visita de Campo: Con la autorización de la DNRM y en compañía de personal de la empresa concesionaria, el día 17 de noviembre de 2021 se realizó, una visita al yacimiento en donde se recolectaron algunas de las muestras utilizadas para este trabajo.
- c. Trabajos de laboratorios: En esta fase se llevó a cabo el estudio y preparación de las muestras recogidas en campo, así como de otras muestras procedentes de estudios previos en el yacimiento. En esta fase se llevaron a cabo diversas técnicas de estudio y analíticas: Microscopía Óptica de Polarización, Difracción de Rayos X, método de polvo, Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), equipada con microanálisis.
- d. Trabajo de gabinete: En esta fase se llevó a cabo la interpretación de los resultados obtenidos, mediante la utilización de diferentes programas informáticos, páginas Web y bibliografía específica.

### 5.1 Visita de campo

La visita se realizó el día 17 de noviembre de 2021, inicialmente con la intención de visitar el campamento minero, testificar dos sondeos de campañas de exploración pasadas y obtener muestras de las distintas zonas de alteración del yacimiento. Sin embargo, debido al cese de las operaciones de exploración y la disminución del

personal como consecuencia de las medidas sanitarias impuestas en la República de Panamá, producto de la pandemia de la Covid-19, a la fecha de la visita, el campamento solo contaba con personal dedicado exclusivamente a la seguridad y mantenimiento de las infraestructuras del campamento y no para el manejo de sus componentes y equipos, lo que imposibilitó el acceso a los sondeos.

A pesar de lo anterior, la empresa facilitó la realización de un recorrido de uno de los cuerpos mineralizados que conforman el yacimiento (oro-cobre) de Cerro Quema, denominado (Cerro) La Pava. Este recorrido se realizó en un vehículo todoterreno, en compañía del gerente de exploración de la empresa, el Ing. Martin Clark, lo que permitió visitar distintos afloramientos y apreciar algunas de las alteraciones presentes del cuerpo mineralizado, incluyendo el protolito sin alterar (Fig. 12), zonas de brecha, de alteración argílica y de tipo sílice porosa (*vuggy silica*); aunque si bien todas estaban fuertemente meteorizadas (Fig. 13).

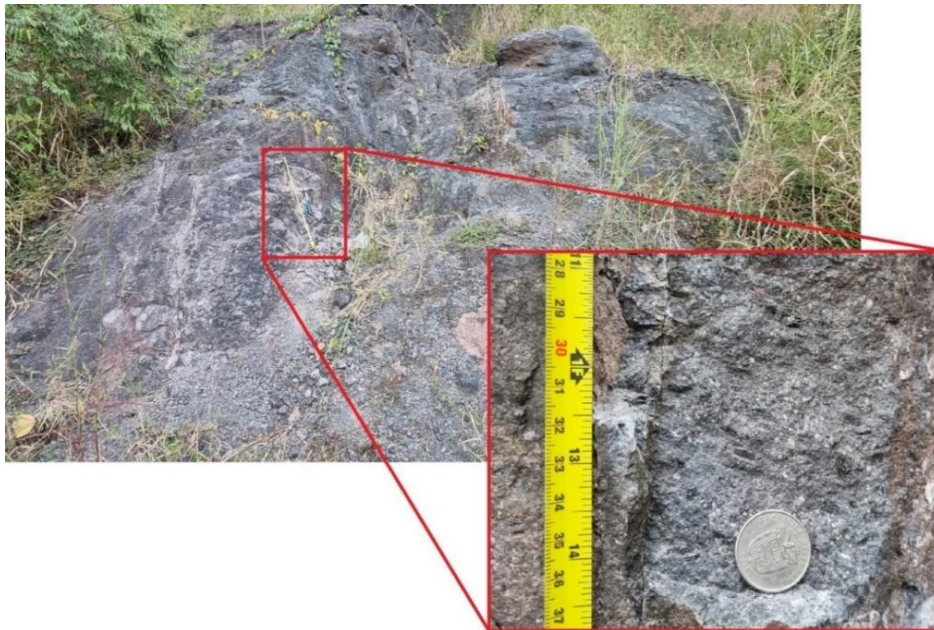


Figura 12: Afloramiento de dacita sin alterar (protolito), del cual se recolectó la muestra MQ-RM-0, que está ubicado en las coordenadas 550752 E, 834607 N (Z17).





Figura 13: Afloramiento de dacita alterada (alteración argílica) y meteorizada. En este afloramiento se recolectó la muestra MQ-RM-7, y está ubicado en las coordenadas 549842 E, 835006 N (Z17).

### 6.1.1 Materiales

En total, para la realización de este trabajo, se recolectaron 9 muestras tomadas de los afloramientos visitados durante el trabajo de campo, a partir de las cuales se prepararon 8 muestras para su posterior estudio y análisis. Adicionalmente, el Dr. Isaac Corral, profesor de la Universidad Autónoma de Barcelona, proporcionó otras 8 muestras procedentes de su colección personal obtenida cuando llevó a cabo su tesis doctoral en la zona. Una recopilación y descripción de las muestras utilizadas para este trabajo y el tipo de estudio y/o análisis realizado en cada una de ellas está presente en la Tabla 2.

Tabla 2: Listado de muestras utilizada para la elaboración de este trabajo.

Muestra	Ubicación*	Tipo de Muestra		Análisis Realizado		
		Lámina Delgada	Probeta	Petrografía	DRX	SEM
MQ-MR-0	La Pava	X		X		
MQ-MR-1	La Pava	X		X		X
MQ-MR-3	La Pava	X		X		
MQ-MR-5	La Pava	X	X	X		
MQ-MR-6	La Pava				X	
MQ-MR-7	La Pava	X		X		
MQ-MR-8	La Pava				X	
MQ-MR-9	La Pava					
9311-169	La Pava	X	X	X		X**
9316-173,2	La Pava	X		X		X
0308-73.6	Filo Chontal	X		X		X
0408-102.3	Filo Chontal	X		X		X
9343-64	Idaida	X		X		X
9343-66	Idaida	X		X		X
9343-77	Idaida	X		X		X

\*Relativa a los principales cuerpos mineralizados que componen el yacimiento de Cerro Quema

\*\* La correspondiente a la probeta.

## 5.2 Trabajo de laboratorio

A continuación, se detallan las técnicas de estudio y/o analíticas empleadas durante la etapa de realización de la Tesis de Máster:

- a. Microscopía óptica de polarización (luz transmitida y reflejada): este trabajo fue realizado en el laboratorio de microscopia del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.
- b. Análisis de difracción de Rayos X: Este trabajo se realizó en los laboratorios de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo.
- c. Análisis mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB): Este trabajo se realizó en los laboratorios de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo.

### 5.2.1 Estudio mediante microscopía óptica de polarización

El estudio mediante microscopía óptica de polarización (luz transmitida y reflejada) fue realizado en el laboratorio de microscopia del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y consistió en el estudio petrográfico y mineralógico de las láminas y probetas obtenidas a partir de las distintas muestras recolectadas, prestando particular atención a las características morfológicas y texturales de los minerales de la mena y de la ganga, la identificación de los minerales presentes en las rocas y sus relaciones paragenéticas. Este trabajo se realizó haciendo uso de un microscopio marca Leica modelo DM2500P (Fig. 14), equipado con cinco objetivos (1,6x, 5x, 10x, 20x y 50x) y un sistema de iluminación para luz reflejada y transmitida. Este microscopio tiene, además, adaptada una cámara modelo (AmScope MU1000), con la que se tomaron todas las imágenes utilizadas para la caracterización de las muestras y presentadas en este trabajo.



Figura 14: Microscopio petrográfico y cámara digital utilizados en la elaboración de este trabajo.

### 5.2.2 Análisis de difracción de rayos X: método de polvo

El análisis de Difracción de Rayos X (DXR) por el método de polvo, es una técnica utilizada principalmente para la identificación y cuantificación de fases cristalinas (Justo y González, 1999), Este método analítico aprovecha las interacciones resultantes de la irradiación con rayos X de una muestra pulverizada y la distancia interatómica de la red cristalina del compuesto analizado. Cuando la muestra irradiada es alcanzada por los rayos X, estos se difractan con ángulos que dependerán tanto de la distancia interatómica de la red cristalina como de los átomos presentes.

Lo indicado anteriormente se describe mediante la ley de Bragg (Fig. 15), la cual se expresa mediante la siguiente ecuación matemática:  $n\lambda = 2d\text{sen}\theta$ , donde  $n$ : es un número entero,  $\lambda$ : es la longitud de onda de los rayos X,  $d$ : es la distancia interatómica de la red cristalina y  $\theta$ : es el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión. La difracción es interpretada como una reflexión de los rayos X por planos de átomos de la red cristalina, los cuales, debido a la naturaleza repetitiva del cristal, estarán separados entre sí por una distancia constante denominada espacio interplanar ( $d$ ) (Jiménez, 2018). En consecuencia, el espectro de difracción resultante (difractograma) dependerá tanto de los átomos presentes como de la disposición geométrica de estos dentro de la red cristalina, por lo que cada sustancia cristalina posee su propio difractograma, el cual permite su identificación.

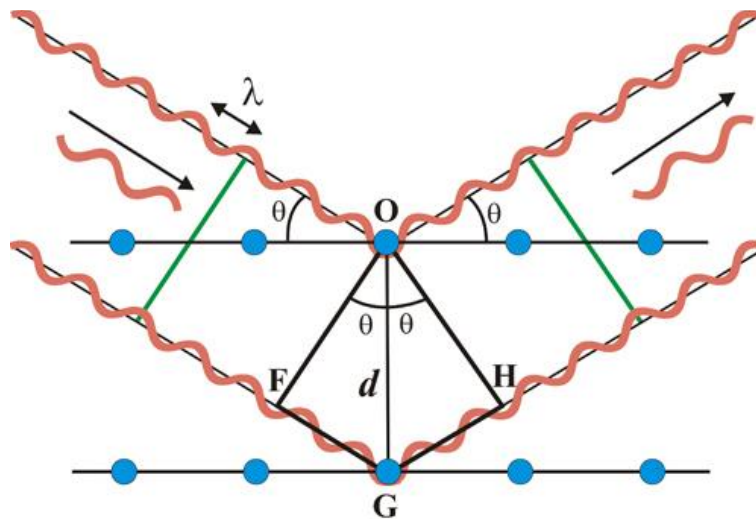


Figura 15: Representación gráfica de la Ley de Bragg, donde  $\theta$  es el ángulo de incidencia y de refracción de los haces de rayos X, y los segmentos FG y GH indican la diferencia del recorrido de estos haces en una familia de planos ( $hkl$ ) cuya distancia interplanar es  $d$  (tomado de Ripoll, 2010).

Para la realización de estos análisis se seleccionaron las muestras MQ-RM-6 y MQ-RM-8 (Fig. 16), las cuales fueron recolectadas durante la visita de campo. Estas muestras presentaban alto grado de alteración meteórica y/o hidrotermal y se decidió

que se obtendría poca información a partir de láminas delgadas pulidas. Por lo que se separaron para llevar a cabo en ellas este tipo de análisis. Esto permitiría, principalmente, caracterizar la mineralogía de estas alteraciones con el fin de situarlas en el contexto de las alteraciones propias del yacimiento de oro epitermal de alta sulfuración.

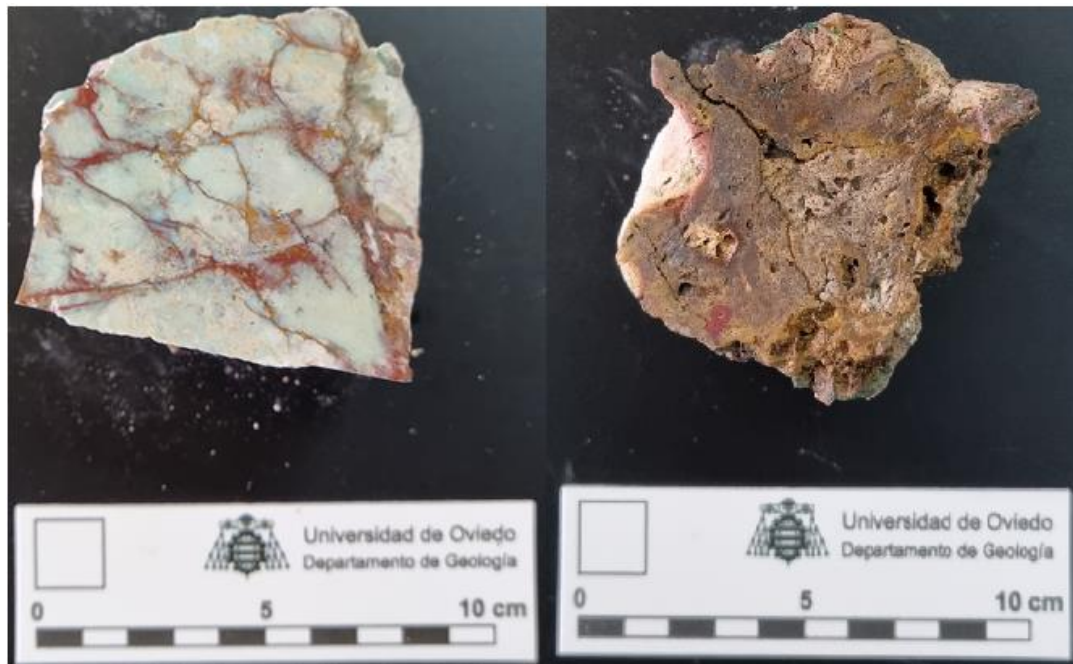


Figura 16: Muestra MQ-RM-6, fotografía de la izquierda, Muestra MQ-RM-8, fotografía de la derecha.

Con estas muestras, primero se procedió a triturarlas haciendo uso de un mortero de ágata (Fig. 17). Cabe mencionar que la muestra MQ-MR-6 fue dividida en dos secciones distintas, basados en su coloración (zona blanquecina y zona verdosa, Fig. 16). Posteriormente, las muestras fueron tamizadas primero en seco para separar las fracciones menores de 125  $\mu\text{m}$  y luego en húmedo para separar la fracción menor de 40  $\mu\text{m}$ . Por su parte, la muestra MQ-MR-8 fue separada en dos partes también a base de su coloración: una zona blanca, más blanda y terrosa, presumiblemente con mayor proporción de arcillas, y una zona marrón, con mayor proporción de óxidos de hierro. Ambas muestras fueron tamizadas en seco para separar solo la fracción menor a 125  $\mu\text{m}$ . Se decidió no separar la muestra menor a 40  $\mu\text{m}$  debido a que la cantidad de material recolectado, en particular de la zona más blanca, no fue suficiente para obtener dos muestras viables. Estas preparaciones se llevaron a cabo en el laboratorio de mineralogía I, ubicado en la 7ª planta del edificio departamental de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo.

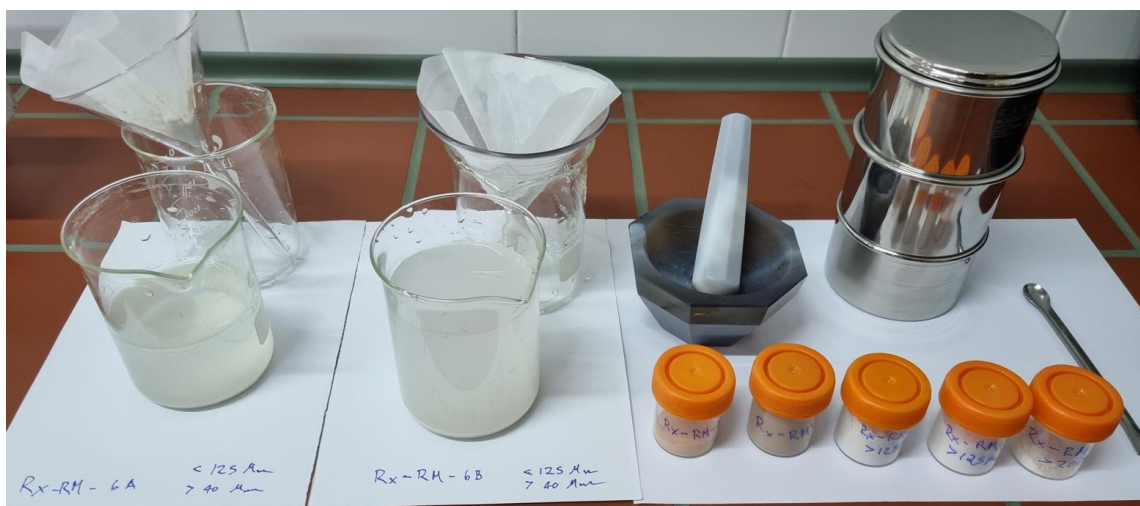


Figura 17: Preparación de muestras para análisis mediante difracción de rayos X.

Para la difracción de rayos X se utilizó un difractómetro de polvo "PHILIPS X' PERT PRO" (Fig. 18), equipado con un tubo de ánodo de cobre y radiación  $\text{K}\alpha$  con una longitud de onda ( $\lambda$ ) de 1,5406 Å. Los difractogramas se han obtenido haciendo barridos en un rango de  $2\theta$  entre  $5^\circ$  y  $80^\circ$ , con un paso de giro de  $0,02^\circ$ . Este equipo se encuentra ubicado en los laboratorios de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo.



Figura 18: Equipo de Difracción de Rayos X, marca "PHILIPS X' PERT PRO", ubicado en los servicios Científico-técnicos de la Universidad de Oviedo.

### 5.2.3 Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), equipado con microanálisis.

El microscopio electrónico de barrido (MEB) es una de las técnicas más versátiles utilizadas para el estudio de yacimientos minerales, ya que permite examinar y analizar la morfología y composición química aprovechando interacciones electrón-materia, mediante un haz de electrones acelerados que inciden sobre la superficie de la muestra (hasta 1  $\mu\text{m}$  de profundidad, Vernon-Parry, 2000).

El resultado de estas interacciones (electrón-materia) genera electrones retrodispersados, secundarios y rayos X, que permiten obtener imágenes de la muestra en un rango de aumentos de 10 a 200.000 aumentos. Los electrones retrodispersados, permiten aprovechar la diferencia de energía reflejada como consecuencia de las interacciones (electrón-materia), y así distinguir las fases de un material de diferente composición química (a mayor número atómico, mayor intensidad), y como consecuencia las zonas donde la composición química del material cuente con átomos de menor número atómico (peso atómico) se verán más oscuras que las que tienen átomos de mayor número atómico. Los electrones secundarios son emitidos como resultado de la excitación de los átomos de la muestra analizada, por el haz de electrones acelerados inicial y son utilizados para estudiar la topografía de la muestra, ya que la intensidad y el número de electrones secundarios detectados dependerá, en gran medida, de la topografía de la muestra. Mientras que los rayos X emitidos, permiten identificar y medir la abundancia de un elemento en una muestra y mapear su distribución.

El microscopio electrónico de barrido empleado para este trabajo (Fig. 19) fue un MEB JEOL-6610LV, equipado con detector de electrones secundarios y retrodispersados, y con un equipo de microanálisis INCA Energy 350 – Xmax 50 integrado, con detector SSD. Este equipo está ubicado en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo.



*Figura 19: Microscopio electrónico de barrido (MEB), utilizado para este trabajo, ubicado en los servicios Científico-técnicos de la Universidad de Oviedo.*

### **5.3 Trabajo de gabinete**

Para la elaboración de esta memoria se hizo uso de distintos programas

informáticos, que facilitaron el procesamiento, obtención y exposición de los resultados obtenidos. Desde programas básicos para la elaboración y/o edición de imágenes como Microsoft Word y Paint, hasta programas más específicos como ArcMap, versión 10.7.0.10450, para la elaboración de mapas y HighScore Plus, versión 3.0.1, para el procesamiento de los datos obtenidos de los análisis mediante rayos X (método de polvo) y la elaboración de difractogramas para la representación de los valores obtenidos.

Para la identificación de minerales desconocidos, analizados mediante el uso del microscopio electrónico de barrido (MEB), se hizo uso de las herramientas de búsqueda de minerales, las páginas web de mindat.org (<https://www.mindat.org/>) y Mineralogy DataBase (<http://webmineral.com/>), que permiten buscar e identificar minerales a base de su composición química (elementos y tanto por ciento en peso). Mientras que, en el procesamiento de los datos composicionales, obtenidos del análisis mediante MEB, se realizó con programa Microsoft Excel para el cálculo de las fórmulas estructurales de los distintos minerales analizados, así como la elaboración de diagramas ternarios y binarios para estudiar la variación química de dichos minerales.

## **6. RESULTADOS**

A continuación, se presentan los resultados obtenidos del estudio y análisis de las muestras recolectadas del yacimiento de Cerro Quema como parte de este trabajo. En primer lugar, se presentará la descripción petrográfica y mineralógica de las muestras, las cuales se han separado en dos grupos: 1) el primer grupo lo forman las muestras recolectadas en campo en el entorno del cuerpo mineralizado de Cerro La Pava; 2) el segundo grupo lo forman las muestras proporcionadas por el Dr. Isaac Corral procedente de testigos de sondeos de los cuerpos mineralizados de La Pava, Filo Chontal e Idaida.

Seguidamente, se presentarán los resultados obtenidos a partir de las muestras seleccionadas para el estudio Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).

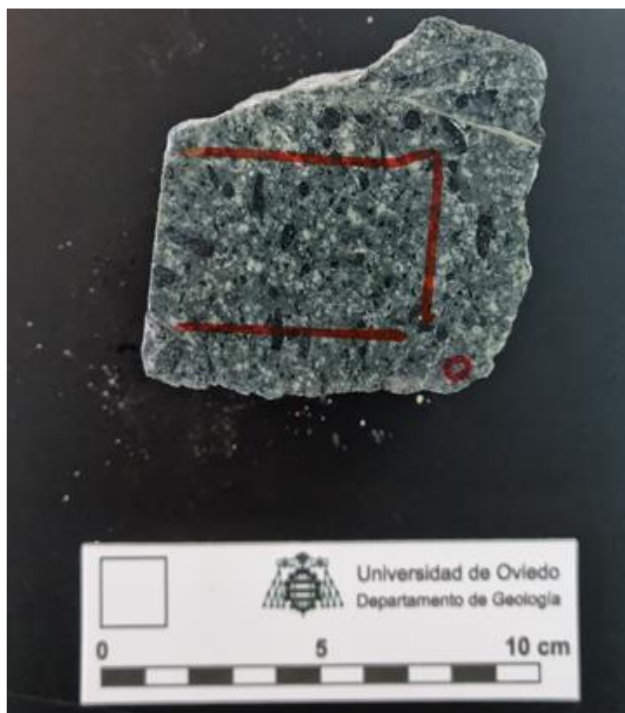
### **6.1 Descripción petrográfica y mineralógica**

Para la realización de la descripción petrográfica y mineralógica, se hizo uso de la terminología propuesta por Dong et al. (1995), estos autores describen las texturas del cuarzo a partir de la revisión y observación de aproximadamente 400 especímenes y 150 láminas delgadas de al menos 20 depósitos epitermales en diferentes partes del mundo (Dong et al., 1995 y referencias aquí indicadas). Para la descripción de las texturas de la pirita se utilizó las terminologías empleadas en Taylor et al. (2010) y

Gadd et al. (2016). Mientras que la identificación óptica de los minerales y alteraciones presentes en las distintas láminas delgadas y probetas, se hizo con ayuda de los libros: Atlas of Ore Minerals (Picot y Johan, 1982), Atlas of the Rock-Forming Minerals in Thin Section (Mackenzie y Guilford, 1980), Atlas of Igneous Rocks and Their Textures (Mackenzie et al., 1991) y Atlas Of Alteration: A Field And Petrographic Guide To Hydrothermal Alteration Minerals (Thompson y Thompson, 1996), mientras que para la simbología de los minerales se empleó la aprobada por IMA-CNMNC (Warr, 2021).

### 6.1.1 Muestras de campo de Cerro La Pava

- a. **MQ-RM-0 (Coordenadas 550752 E, 834607 N, Z17):** corresponde a un fragmento de la roca ígnea fresca (dacitas) que componen los domos volcánicos, sin alteración hidrotermal sobrepuesta apreciable, por lo que nos referimos a ella como protolito (aunque la roca presenta algo de alteración meteórica). Macroscópicamente (Fig. 20) la roca es de color predominantemente gris con tonos verde-azules, tiene una textura porfirítica con abundantes fenocristales de minerales ferromagnesianos y de plagioclasa, algunos de hasta 1 cm de longitud (principalmente anfíbol).



*Figura 20: Muestra MQ-RM-0: fragmento de dacita fresca (protolito) del domo volcánico de La Pava. A simple vista se pueden observar los fenocristales de plagioclasas y anfíbol.*

Sin embargo, al estudiar la lámina delgada con el microscopio óptico se observó que, a pesar del aspecto más o menos fresco de la roca en muestra de mano, presenta cierto grado de alteración (Fig. 21). Se pueden observar fenocristales de plagioclasa, y ferromagnesianos, fundamentalmente anfíbol (posiblemente hornblenda), en una matriz vítrea (félsica), la cual presenta



indicios de desvitrificación, en forma de pequeños cristales esféricos de cuarzo y textura fibrosa. Los fenocristales se observan alterados, siendo la clorita el principal mineral de alteración junto con minerales arcillosos y, ocasionalmente, carbonatos (en la alteración de plagioclasas). Con respecto a los minerales accesorios, se observó la presencia de apatito y opacos. Estos últimos son en su mayoría magnetita fresca y, ocasionalmente, pirita y calcopirita. Algo que se debe resaltar de esta muestra, es la ausencia de fenocristales de cuarzo, que si se han observado en otras muestras como se verá posteriormente. El cuarzo en esta muestra parece estar solo presente en la matriz, lo cual sugiere una composición más andesítica. La roca presenta una textura porfírica seriada, con tamaños de fenocristales de entre 2 mm y 10 mm, e indicios de una alteración propilítica leve, deducida de la presencia de la neoformación de clorita y carbonato, y la presencia de pirita y calcopirita.

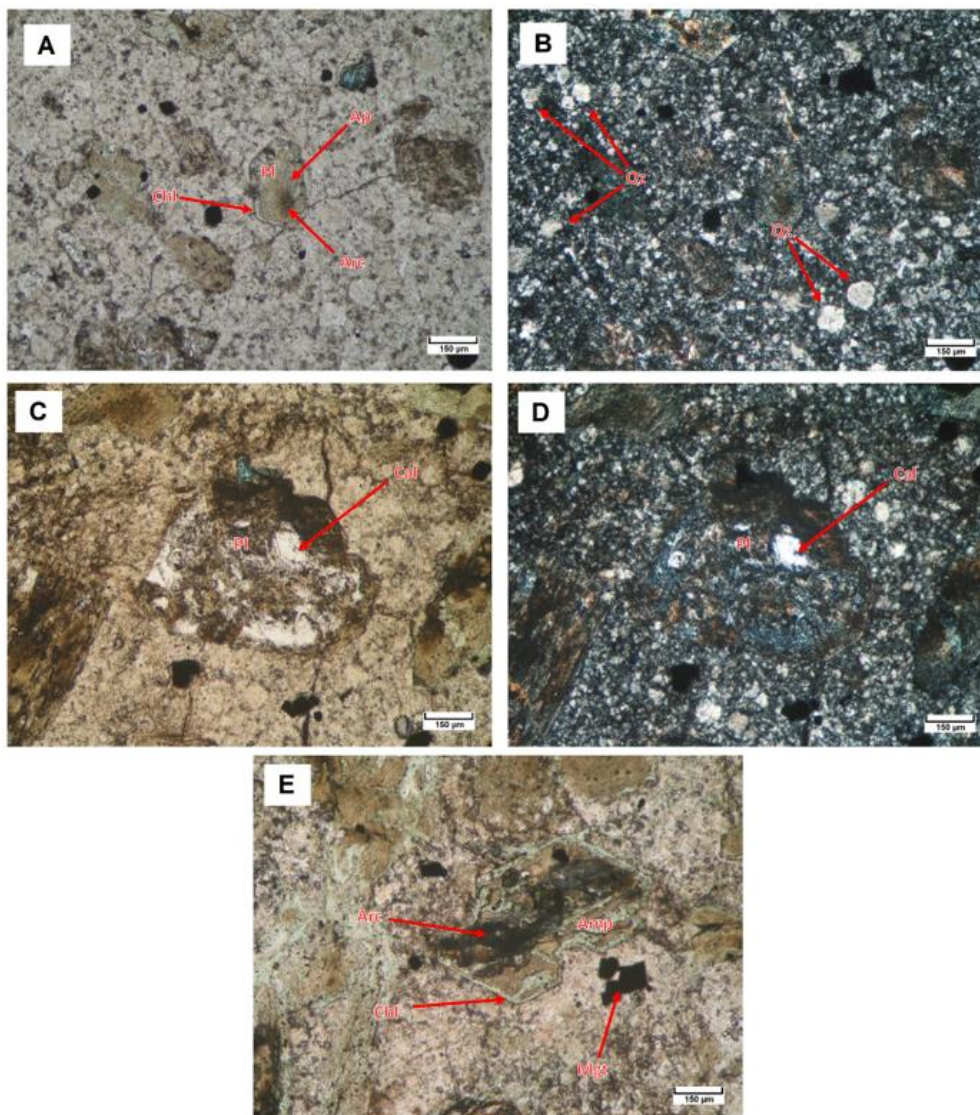


Figura 21: Microfotografías de la lámina de la muestra MQ-RM-0. A) Imagen con luz transmitida y nicolas paralelos, con fenocristales de plagioclasa (Pl), con borde alterado a clorita y el núcleo alterado a minerales

arcillosos. Se observa un cristal de apatito (Ap) incluido. B) Misma imagen que la anterior, con luz transmitida y nicoles cruzados, en la que se observa la matriz félsica de la roca con los esferulitos de cuarzo (Qz). C) Imagen con luz transmitida y nicoles paralelos, en la que se observa una plagioclasa (Pl) siendo reemplazada por carbonatos (Cal). D) Misma imagen que C, pero con nicoles cruzados. E) Fenocristal de anfíbol (Amp) alterados a clorita (Chl) y minerales arcillosos (Arc) y opacos (magnetita, Mgt), en luz transmitida y nicoles paralelos.

**b. Muestra MQ-RM-1 (coordenadas 550365 E, 834852 N, Z17):**

Se corresponde con un fragmento de dacita alterada y meteorizada (Fig. 22). Macroscópicamente, la roca presenta un color blanquecino, el cual cambia a marrón (oxidación) en áreas próximas a fracturas. Se observan abundantes vestigios (pseudomorfos) de fenocristales de anfíbol, biotita y plagioclasa y ocasionalmente pequeños fenocristales de cuarzo. Se puede observar que tanto la matriz como los fenocristales están siendo reemplazados, por lo que a la vista parecen ser minerales arcillosos, lo que es confirmado cuando se observa que estos se rayan con la punta de acero.



Figura 22: Muestra de mano MQ-RM-1.

Bajo el microscopio óptico, se observa que la matriz está formada por cuarzo de grano fino y textura en mosaico, también llamada rompecabezas o jigsaw-quartz (Lovering, 1972 y Dong et al., 1995), se caracteriza por cristales de cuarzo microcristalinos, cuyos bordes son muy irregulares e imbricados, que pueden contener impurezas y/o inclusiones, lo que les da un aspecto turbio (en muestra de mano) (Demoustier et al., 1998), y es el resultado del reemplazo y recristalización de los minerales que conforman la matriz de la roca original, la cual se da siguiendo la forma de estos (Dong et al., 1995). También se observan minerales arcillosos, mientras que los fenocristales (pseudomorfos) han sido reemplazados por cuarzo, minerales arcillosos y opacos (Fig. 23).

Se observa la presencia de fenocristales redondeados de cuarzo y ocasionalmente oquedades (cavidades vacías), que en ambos casos alcanzan tamaños de hasta 3 mm. En lo que respecta a los minerales opacos, se observa la presencia de goethita-hematites, la cual se debe a la oxidación de los sulfuros primarios, misma que produjo la coloración marrón-rojiza de la matriz

próxima a las principales venas. Estos minerales se observan principalmente como relleno de las fracturas (venas) presentes en la muestra y en menor medida acompañando a los minerales arcillosos que reemplazan a los minerales ferromagnesianos (Fig. 24). Por último, se observa la presencia de sulfuros no oxidados en forma de pequeños (< 0,1 mm) granos de pirita y calcopirita. Considerando que la roca está constituida por una matriz de cuarzo y minerales arcillosos (posteriormente identificados como caolinita) y fantasmas cristalinos reemplazados mayoritariamente por minerales arcillosos, esta muestra correspondería con una de alteración argílica, donde la mineralización estaría limitada principalmente a las venas y ocasionalmente acompañando a los minerales arcillosos que reemplazaron a los fenocristales.

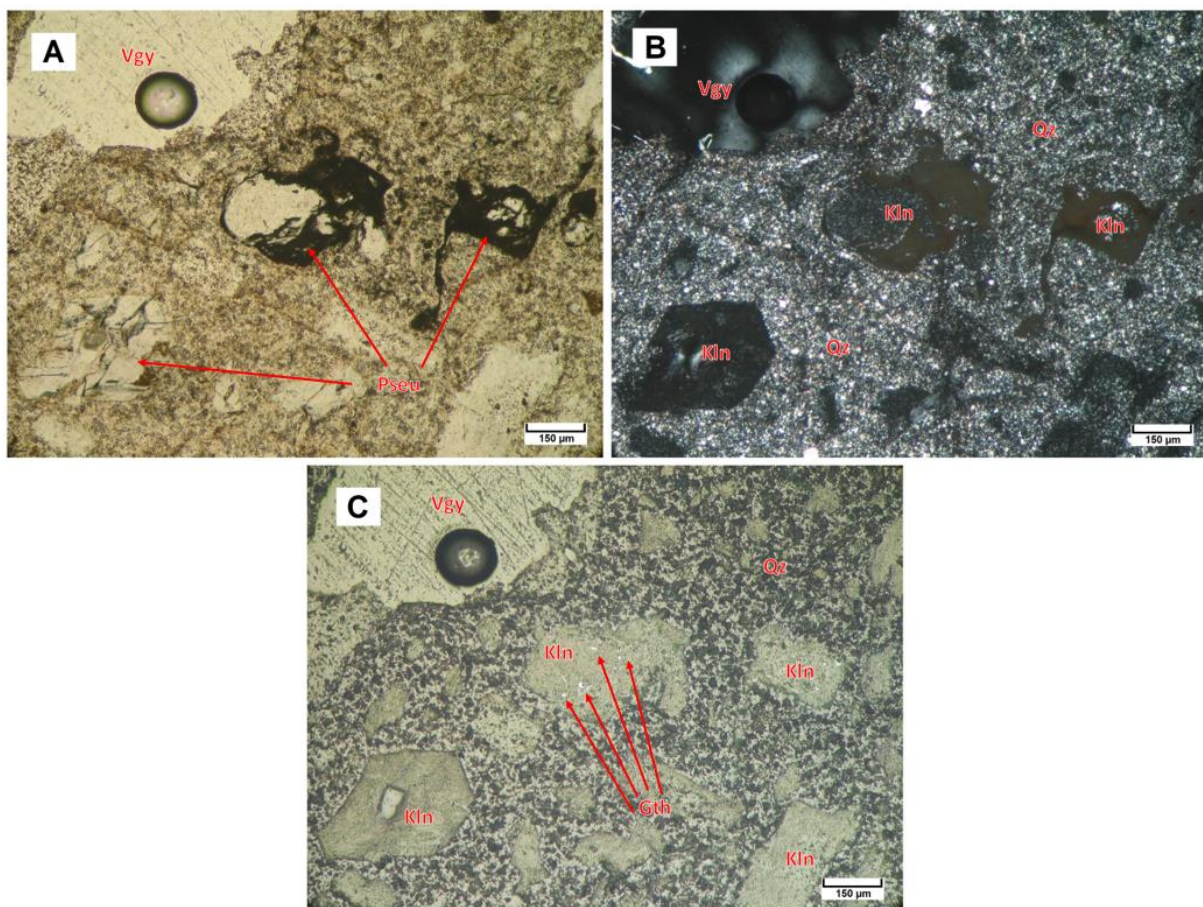


Figura 23: Microfotografía de la lámina procedente de la muestra MQ-RM-1. A) imagen con luz transmitida y nicoles paralelos, se observan los pseudomorfos de los antiguos fenocristales de anfíbol y plagioclasa, ahora reemplazados por cuarzo y minerales arcillosos. B) Misma imagen que la figura A, pero con nicoles cruzados, se observa la matriz constituida por cuarzo y minerales arcillosos (posiblemente caolinita) y los pseudomorfos reemplazados por minerales arcillosos. C) Misma imagen, pero bajo luz reflejada, se observa algo de goethita dentro de los pseudomorfos reemplazados por caolinita. Gth: goethita. Kln: caolinita Pseu: pseudomorfo. Qz: cuarzo. Vgy: oquedades.

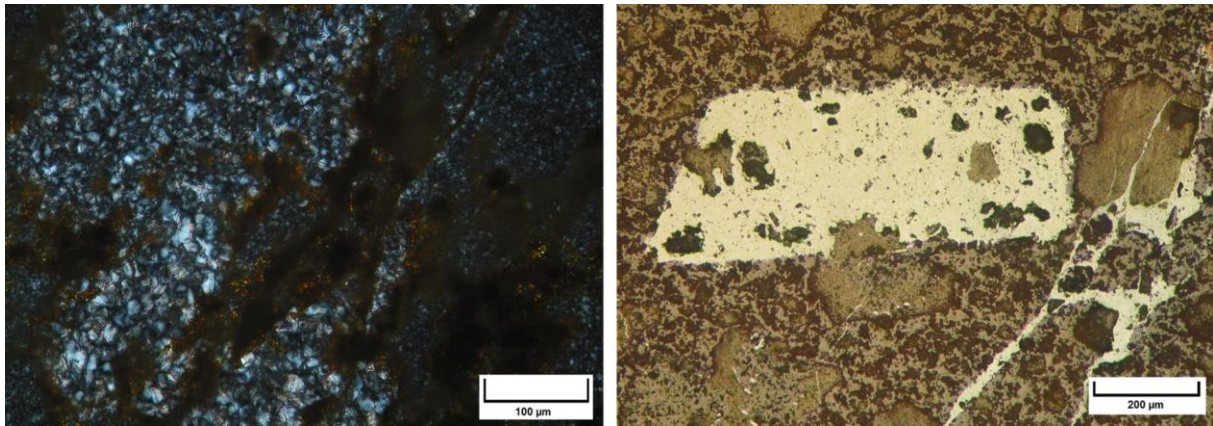


Figura 24: Microfotografías de la muestra MQ-RM-1, a la izquierda imagen de detalle, con luz transmitida y nicoles cruzados, de un fenocristal alterado a un filosilicato de grano fino, probablemente caolinita, en la cual se puede observar la disposición en acordeón de los cristales laminares de la arcilla. A la derecha, imagen con luz reflejada, en la que se observan las venas de goethita-hematites, que atraviesan la roca, y pseudomorfo de fenocristales reemplazados por estos minerales.

**c. Muestra MQ-MR-3 (coordenadas 549926 E, 834949 N, Z17):**

Macroscópicamente (Fig. 25) se observa que la roca se encuentra silicificada, ya que no se raya con la punta de acero, y con abundante presencia de fenocristales redondeados de cuarzo, así como oquedades (que hace que la roca sea muy porosa). Además, presenta una coloración marrón y parches con pátinas de brillo metálico, lo que sugiere una oxidación de minerales metálicos.

Microscópicamente, presenta abundantes cavidades vacías y una textura brechoide (en algunas zonas más que en otras). Se trataría de una microbrecha, ya que la mayoría de los fragmentos que la componen son menores a 2 mm. El mecanismo de formación de esta brecha se asocia al paso de los fluidos hidrotermales, que depositaron una importante cantidad de sulfuros primarios, hoy oxidados en forma de goethita-hematites, que rellenan las venas y cementan la microbrecha. Por su parte, los fragmentos que componen la microbrecha consisten principalmente en cuarzo de grano fino ( $\varnothing$  menores a 0,03 mm) en forma de granos angulosos a subangulosos,



Figura 25: Muestra de mano MQ-RM-3.

de la matriz silicificada y textura mosaico de la roca original, y fenocristales de cuarzo de mayor tamaño, los cuales están afectados por brechificación y pueden presentar un despazamiento moderado (Fig. 26). Teniendo en cuenta que la roca está formada principalmente por cuarzo, que presenta diferentes texturas y generaciones, y que posee abundantes oquedades, esta muestra se correspondería con una alteración de tipo sílice porosa, o “vuggy silica”, la cual originalmente estaría altamente mineralizada por sulfuros primarios, que hoy se encuentran oxidados.

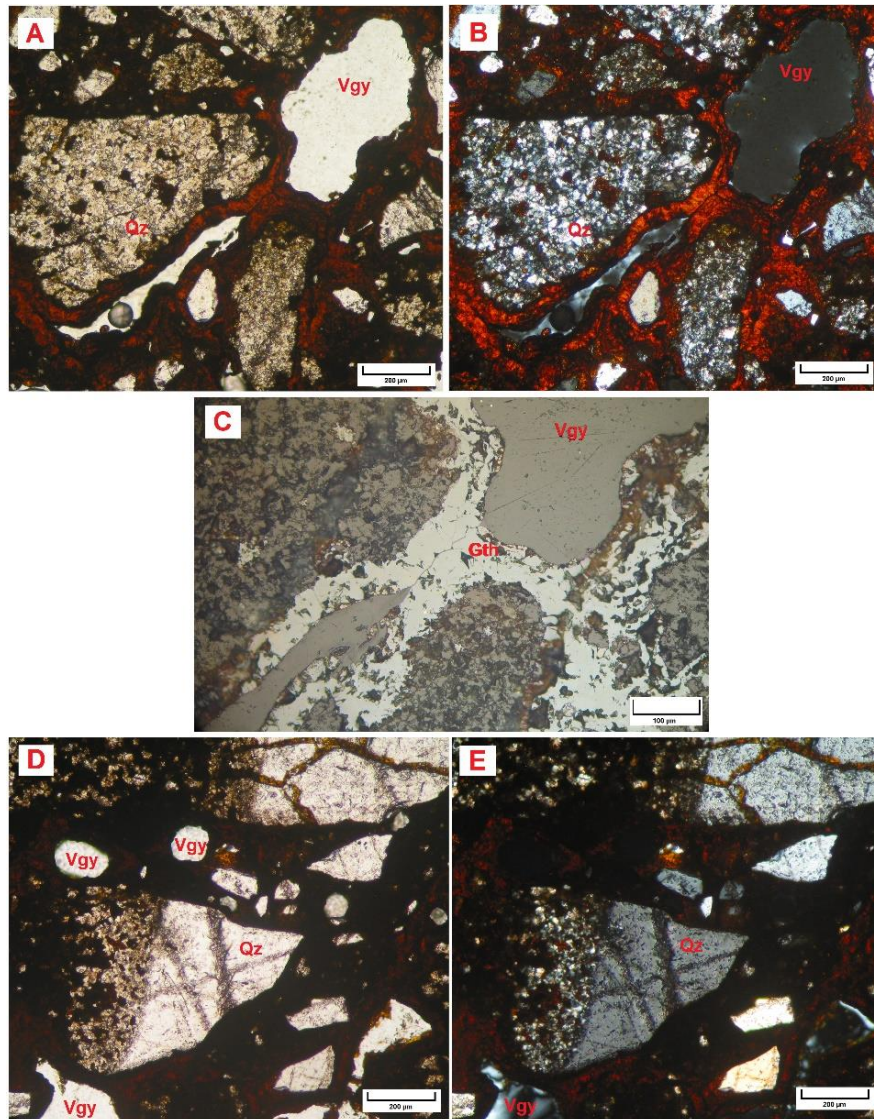


Figura 26: Microfotografías de la lámina procedente de la muestra MQ-RM-3. A) Imagen con luz transmitida y nicoles paralelos de los clastos angulosos a subangulosos que componen la microbrecha, que está conformada por fragmentos de matriz silicificada de la roca original y cementados por venas rellenas de goethita-hematites y espacios vacíos. B) Misma imagen con los nicoles cruzados. C) Imagen ampliada de las anteriores, con luz reflejada, donde se aprecia cómo los bordes de las oquedades son remarcados por la goethita-hematites que cementan la brecha. D) Imagen, con luz transmitida y nicoles paralelos, de los granos angulosos de fenocristales de cuarzo, rotos y ligeramente desplazados por el paso de los fluidos mineralizantes que depositaron los sulfuros primarios, ahora oxidados a goethita-hematites. E) Misma imagen que la anterior, pero con los nicoles cruzados. Gth: goethita. Qz: cuarzo. Vgy: oquedades.

**d. Muestra MQ-MR-5, (coordenadas 549938 E, 834947 N, Z17):**

La muestra de mano (Fig. 27), se trata también de una roca silicificada (no se raya con la punta de acero) y meteorizada, aunque la oxidación no es tan generalizada como la anterior. La roca tiene aspecto brechoide, compuesta de granos angulosos a subangulosos mayores de 2 mm, fenocristales de cuarzo redondeados y espacios vacíos, algunos de los cuales conservan la morfología de los fenocristales de la dacita.

Microscópicamente, se observa que los clastos de la brecha, están constituidos mayoritariamente por fragmentos de la matriz original de la roca, la cual previo a la brechificación fue reemplazada por cuarzo, con textura en mosaico (Fig. 28). Se infiere que el mecanismo de fracturación fue debido al paso de fluidos hidrotermales (hidrofracturación), que depositaron los sulfuros primarios, hoy oxidados a goethita-hematites, y que se encuentran principalmente en forma de relleno de venas y oquedades. Algunos de los clastos de la brecha muestran en su interior fenocristales de cuarzo redondeados, como único vestigio de la roca volcánica original. Algunos de estos cristales se observan fracturados y, en ocasiones, desplazados. El cuarzo también se observa en algunas zonas de la lámina, como relleno de venas con textura de cresta o de peine (“comb”, según la terminología en inglés). Esta textura se caracteriza por grupos de cristales de cuarzo de hábito prismático, paralelos o subparalelos entre sí, y que generalmente crecen en espacio libre (ej.: geodas) (Demoustier et al., 1998), por lo que presentan terminaciones euhedrales en sus bordes libres, que se orientan de manera perpendicular a las paredes de la vena u oquedades (Dong et al., 1995). Estas venas sugieren la ocurrencia de al menos una etapa de brechificación, previa a la brechificación causada por el paso de los fluidos que depositaron los sulfuros primarios, ya que se observan venas de cuarzo cortadas por venas de goethita-hematites (Fig. 28).



Figura 27: Muestra de mano MQ-RM-5.

Teniendo en cuenta que la roca está formada principalmente por cuarzo, con diferentes texturas y generaciones, junto con abundante porosidad, esta muestra se correspondería con una alteración de tipo sílice porosa, igual que la muestra anterior. Pero a diferencia de esta, la menor oxidación sugiere que originalmente estaba menos mineralizada.

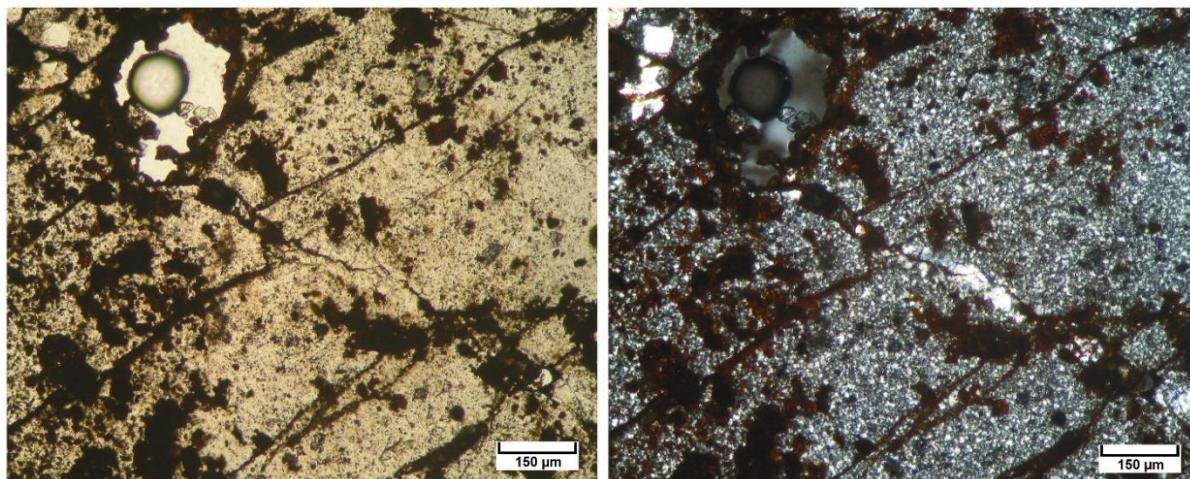


Figura 28: Microfotografías de la muestra MQ-RM-5. A la izquierda imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos de la roca encajante silicificada, que presenta una matriz de cuarzo de textura en mosaico y bordes difusos, venas de cuarzo y oquedades. Se observa que la matriz y la vena de cuarzo son cortadas por venas de minerales opacos (goethita-hematites). A la derecha, misma imagen, pero con nicoles cruzados.

**e. Muestra MQ-RM-6 (coordenadas 549931 E, 834933 N, Z17):**

En esta muestra macroscópicamente se pueden distinguir dos zonas a base de su coloración. La primera zona posee una coloración blanquecina, con abundante presencia de fenocristales de cuarzo redondeados, la matriz presente entre estos cristales se puede rayar con la punta de acero. La segunda zona es de coloración verdosa, posee pocos fenocristales de cuarzo y de pequeño tamaño. En general estas zonas son fáciles de rayar con la punta de acero. Se observa que, generalmente, las zonas blanquecinas y verdosas están delimitadas por venas de coloración marrón-rojiza (Fig. 29).



Figura 29: imagen ampliada de la muestra MQ-RM-6

**f. Muestra MQ-RM-7 (coordenadas 549842 E, 835006 N, Z17):** Esta muestra macroscópicamente posee una coloración blanquecina con tonalidades

marrón-rojiza (en zonas con venas) y presentó una moderada resistencia a la fracturación con el martillo. La muestra parece conservar la textura porfídica del protolito, ya que se observan a simple vista los vestigios (fantasmas) de los fenocristales de la roca, que han sido totalmente reemplazados por minerales arcillosos. Al rayar la muestra de mano con la punta de acero, se observa que se raya con mayor facilidad, donde los pseudomorfos de los fenocristales reemplazados son más abundantes, mientras que la matriz presenta mayor resistencia al rayado, lo que indica un mayor grado de silicificación. Finalmente, se observa la presencia de fenocristales redondeados de cuarzo de hasta 3 mm de diámetro (Fig. 30).



*Figura 30: A la izquierda, fotografía de la muestra MQ-RM-7 tomada en campo, a simple vista se pueden observar los vestigios de los fenocristales reemplazados por minerales arcillosos. A la derecha fragmento utilizado para la elaboración de la lámina delgada.*

Microscópicamente, la muestra presenta una matriz totalmente reemplazada por cuarzo y minerales arcillosos, y con presencia ocasional de espacios vacíos y minerales opacos. Al revisar la lámina delgada, se observa una transición (a lo largo de lámina), del tamaño de los granos que componen la matriz, pasando de granos muy finos de bordes difusos (textura criptocristalina) a granos más gruesos y bordes más irregulares (Fig. 31), lo que indica un cambio en el grado de silicificación de la muestra. Con respecto a los opacos, el mineral predominante es goethita-hematites, producto de la oxidación de los sulfuros primarios, la cual generalmente se presenta como relleno de las oquedades o de pequeñas fracturas (Fig. 32). Por último, cabe destacar la presencia ocasional pirita residual en forma de pequeños granos, mientras que los fenocristales de cuarzo presentan generalmente bordes de corrosión.



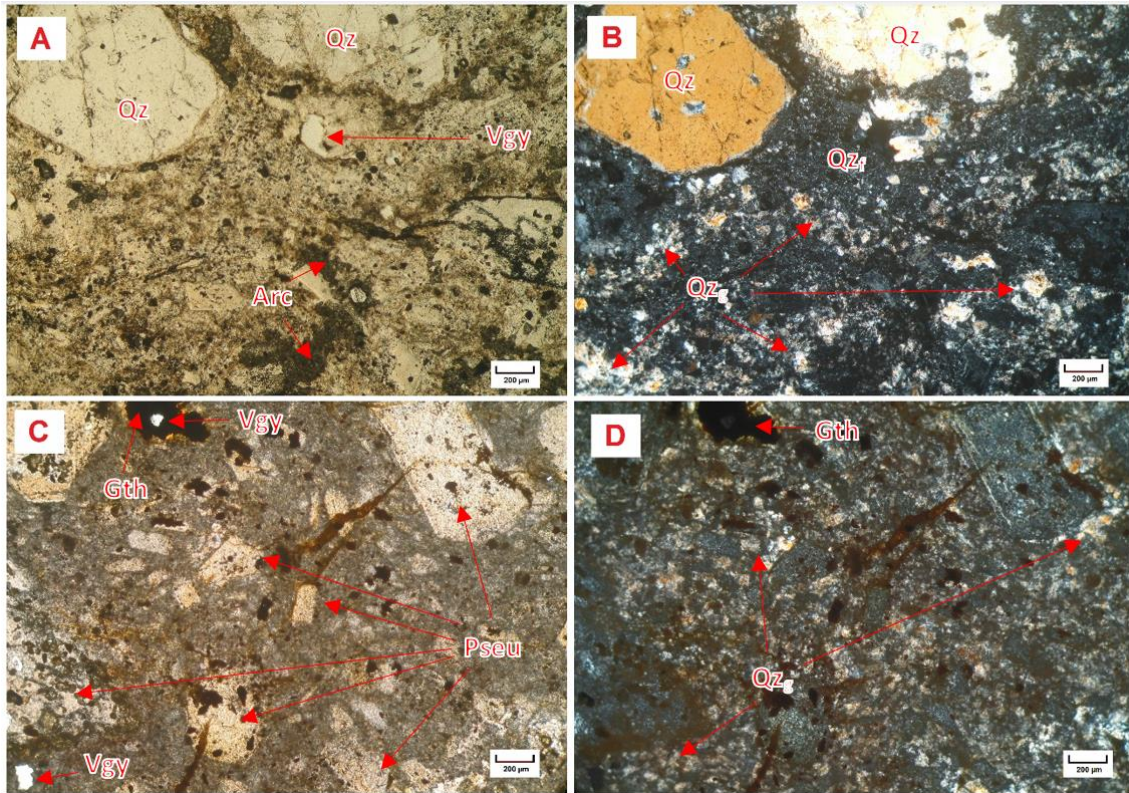


Figura 31: Microfotografías de la lámina procedente de la muestra MQ-RM-7. A) imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos se observan fenocristales de cuarzo (Qz), oquedades (Vgy) y la matriz reemplazada por cuarzo y minerales arcillosos (Arc). B) Misma imagen que la anterior, pero con nicoles cruzados, en la que se pueden diferenciar zonas donde el tamaño de los granos que componen la matriz varía. C) Imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos, en la que se observa una importante cantidad de pseudomorfos (Pseu) de los fenocristales reemplazados por minerales arcillosos y minerales opacos (goethita, Gth). D) Misma imagen que la anterior, pero con nicoles cruzados, donde se aprecia que la matriz está mayormente constituida por cuarzoes, de tamaño microcristalino a criptocristalino, que embeben a los pseudomorfos.

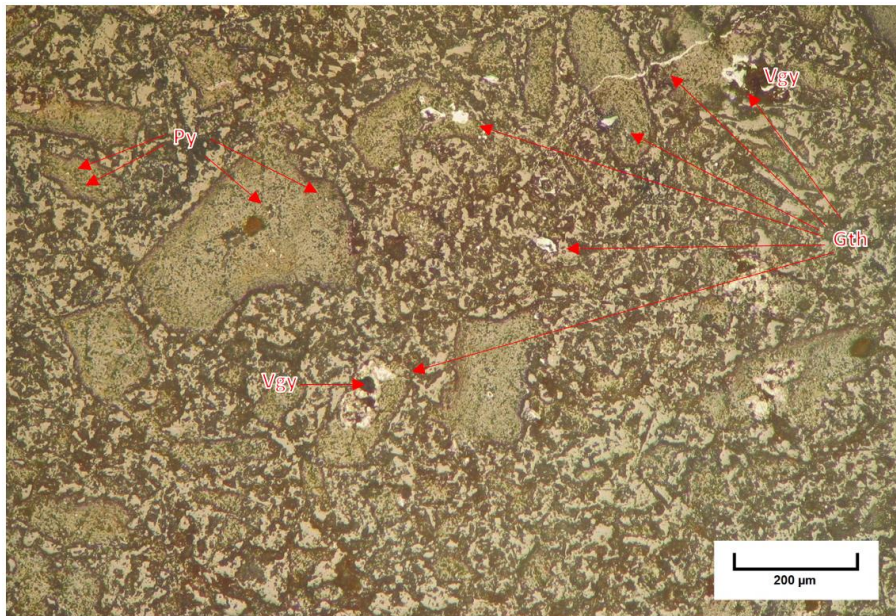


Figura 32: Muestra MQ-RM-7, bajo luz reflejada. La goethita (Gth) se observa como relleno principal de las fracturas (venas) y oquedades, (Vgy), mientras que la pirita (Py) se encuentra diseminada, generalmente dentro de los pseudomorfos de los fenocristales del protolito ahora reemplazados por minerales arcillosos.

**g. Muestra MQ-RM- 8 y MQ-RM-9 (coordenadas 549857 E, 834992 N, Z17):**

Este afloramiento se destacó por la presencia de nódulos de roca con alteración tipo sílice porosa y áreas de roca silicificada. Las rocas con alteración tipo sílice porosa (muestra MQ-RM-8) se encontraban altamente meteorizadas, y estaban compuestas por zonas de color blanquecino, las cuales se podían deshacer con la mano, y zonas de color marrón-rojizo, más resistentes, que presentaban fenocristales de cuarzo redondeados y abundantes poros y fracturas sin rellenar, lo que indicaría una lixiviación de los sulfuros primarios. Los nódulos silicificados (muestra MQ-RM-9), presentaron una considerable resistencia a la fracturación mediante el uso del martillo (el cual rebotaba al impacto). Tras serrar la muestra, se pudo observar que el nódulo estaba compuesto de cuarzo masivo de color blanco, poco translúcido, y que presentaba múltiples fracturas. Dentro de los fragmentos delimitados por las fracturas, se observó la presencia de anillos de Liesegang, de color marrón-rojizo, probablemente compuestos por óxidos de hierro (Fig. 33). A base de sus características macroscópicas, se determinó que la muestra MQ-MR-8 podría ser de interés para su análisis mediante el método de difracción de rayos X, mientras que se descartó la realización de una lámina delgada en la muestra MQ-RM-9, debido a la ausencia de sulfuros primarios u oxidados que pudieran resultar de interés para caracterizar la mineralización.



Figura 33: Muestra de mano MQ-MR-8 (Izq.) y muestra MQ-RM-9 (Der.).

### **6.1.2 Muestras de testigos de sondeos de Cerro La Pava, Filo Chontal y Cerro Idaida.**

Estas consisten en un total de 8 muestras proporcionadas por el Dr. Isaac Corral, profesor de la Universidad Autónoma de Barcelona (Tabla 2), las cuales fueron recolectadas a partir de los testigos de sondeos por él, como parte de su tesis doctoral. De estas 8 muestras, 7 corresponden a láminas delgadas y pulidas sin cubreobjetos, de las cuales 2 son del cuerpo mineralizado de Cerro La Pava, el mismo cuerpo muestreado en superficie en el trabajo de campo, 2 son del sector denominado Filo Chontal y 3 son de Cerro Idaida. La muestra restante corresponde a una probeta elaborada a partir de una muestra proveniente de Cerro La Pava.

Se ha observado que, en las muestras de Cerro La Pava y Filo Chontal, se presentan dos tipos de roca: En el primer tipo, se observa una textura brechoide, la cual parece coincidir con las descritas en muestras tomadas en superficie, mientras que el segundo tipo no tiene textura brechoide, pero presenta abundantes venillas y parches de sulfuros. En las muestras de Cerro Idaida solo estaría representado el segundo tipo de roca.

#### **a. Muestras procedentes de Cerro La Pava: 9316-173.2, 9311-169 (lámina delgada y probeta).**

La lámina 9316-173.2 corresponde a una roca que en muestra de mano presenta abundantes fracturas y parches de sulfuros, y en zonas presenta un aspecto brechoide. Al microscopio se observa que la roca presenta una textura porfirítica, con una matriz de cuarzo microcristalino (< 0,02 mm) y textura en mosaico.

También se observan fenocristales de cuarzo subangulosos a subredondeados (1 a 6 mm) y fantasmas que recuerdan a los fenocristales de anfíbol y plagioclasa, descritos en el protolito (muestra MQ-RM-0), ahora rellenos de minerales opacos (sulfuros). Cuarzo microcristalino de mayor tamaño (0,03 a 0,07 mm) con textura de cresta o en peine (comb), se observa en las fracturas y bordeando las cavidades presentes (Fig. 34). Por último, se observa la presencia de abundantes fracturas que cortan la roca y los fenocristales de cuarzo, y están rellenas de minerales opacos (sulfuros).

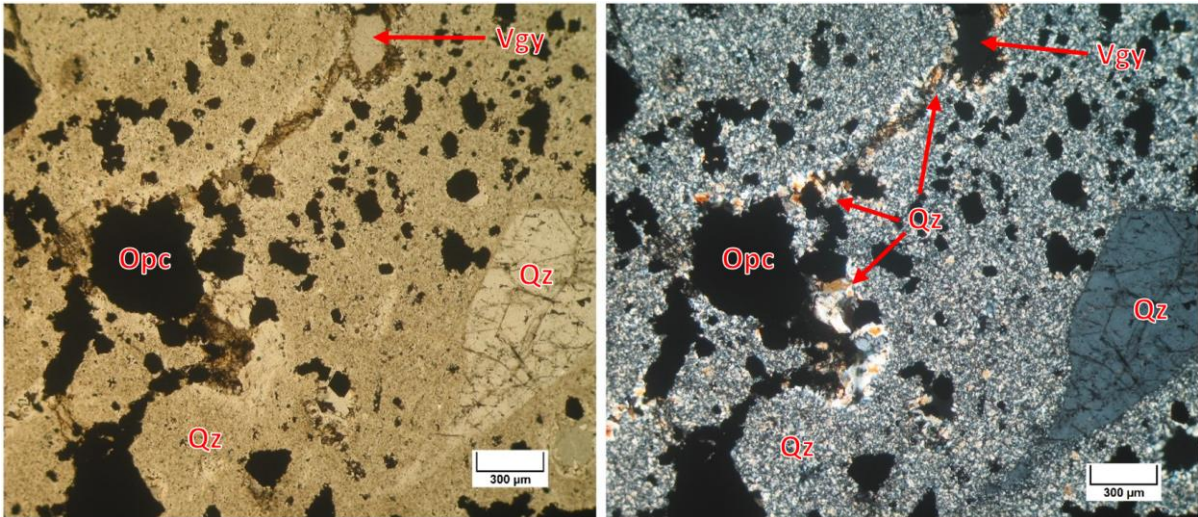


Figura 34: Microfotografías de la muestra 9316-173.2. A la izquierda imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos de la roca encajante silicificada, presenta matriz de cuarzo de textura mosaico, y de textura de cresta en las fracturas y bordeando las oquedades. A la derecha, misma imagen, pero con nicoles cruzados.

Con respecto a los minerales opacos, se observa la presencia mayoritaria de pirita, la cual se presenta en dos tipos que describimos a continuación:

- Py I, cristales de mayor tamaño (generalmente de entre 0,1 a 1 mm, pero ocasionalmente forman agregados mayores de 1 mm), subidiomórficos a idiomórficos, con texturas internas de zonación remarcadas por la presencia de inclusiones de minerales transparentes alineadas paralelamente a las caras del cristal, lo que indica etapas de cese en la precipitación de pirita (Fig. 35). Estos cristales están también afectados por brechificación.
- Py II, cristales de menor tamaño (< 0,1 m), anhedrales, diseminados en la roca o formando agregados (de entre 0,1 a 1 mm), relleno de huecos y venas (Fig. 35).

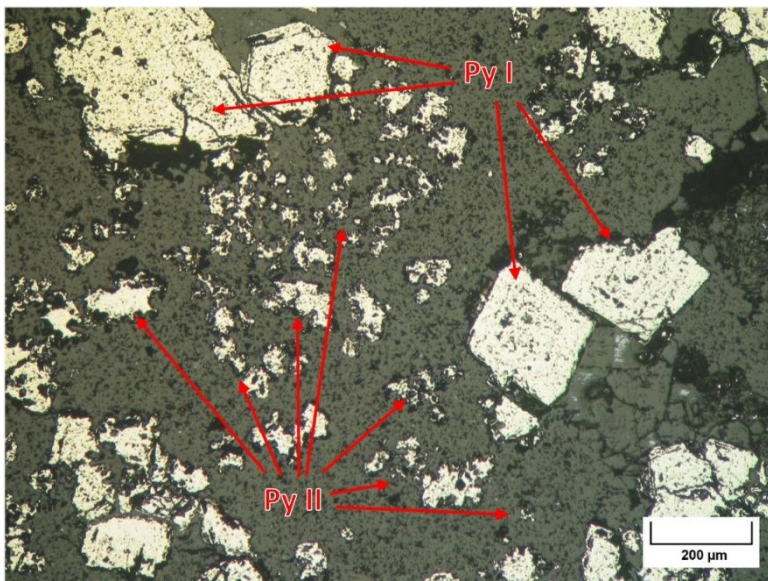


Figura 35: Microfotografía de la muestra 9316-173.2, se observa cristales de pirita idiomórficas zonadas Py I y agregados de pirita anhedrales Py II. Imagen en luz reflejada.

Las muestras 9311-169, tanto la lámina delgada como la probeta, tiene un aspecto brechoide en muestra de mano, formada por clastos de pequeño tamaño (< 10 mm) a microclastos (< 2 mm), y una matriz abundante (matriz soportada) formada mayoritariamente por sulfuros (pirita).

Al microscopio se ve que los bordes de los cantos son irregulares y están parcialmente digeridos por la matriz (de sulfuros). Los clastos son líticos (fragmentos de roca) en su mayor parte, formados por cuarzo de grano fino y textura en mosaico, con algún cristal de grano grueso y bordes redondeados que recuerdan a los fenocristales de la roca volcánica, lo que sugiere que se trata de la roca volcánica silicificada (Fig. 36). Además, se observan clastos formados por cristales de grano grueso de cuarzo, que podrían tratarse de fenocristales o relleno de venas (?).

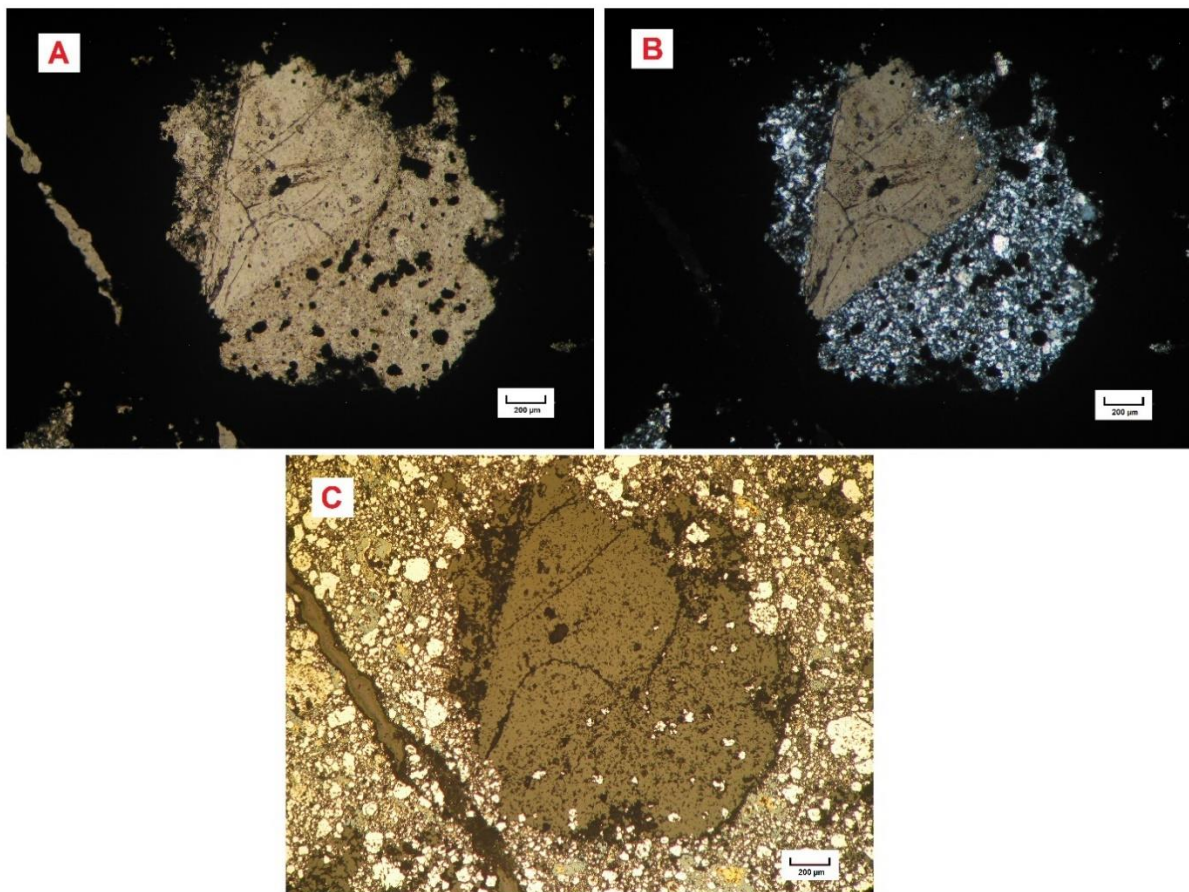


Figura 36: microfotografía de la muestra 9311-169, donde se muestra un clasto redondeado constituido por una matriz de cuarzo con textura mosaico y un fenocristal de cuarzo, cementado en una matriz de pirita, vistas bajo luz transmitida y nicols paralelos (A), cruzados (B) y luz reflejada (C).

La matriz de la brecha está formada principalmente por pirita con diferentes

tamaños y morfologías, y en menor proporción, calcopirita, que aparece reemplazada en parte por covellita. Se ha observado también algún cristal de enargita y de cobres grises (tennantita).

Además de cristales de Py I, bien desarrollados y con texturas de zonados de crecimiento, hay abundante Py II en forma de cristales aislados o formando agregados. En esta muestra se ha observado la presencia de otros tipos de pirita, los cuales son definidos a base de su morfología:

- Py III: pirita framboidal (0,02 a 0,1 mm), son aquellas cuya morfología se asemeja a la de una frambuesa (Fig. 37). La presencia de estas ha sido asociada a ambientes anóxicos, como sedimentos marinos arcillosos, lacustres y de marismas. Aunque también han sido descritas en venas de yacimientos hidrotermales, por lo que, distintos mecanismos de formación han sido sugeridos, desde: biogénicos (ej. fosilización pirítica de colonias bacterianas), hasta inorgánicos (ej. agregación de microcristales de minerales ferromagnéticos) (Wilkin y Barnes, 1997).
- Py IV: pirita microcristalina que da crecimientos coloformes. Este término (coloforme) fue originalmente propuesto por Rogers (1917), y en general describe la superficie externa de un mineral o agregado mineral, que presenta formas esféricas, botroidales, arriñonadas o mamelares, o una combinación de estas formas (Demoustier et al., 1998). En la muestra 9311-169 (probeta), esta textura presenta bandas de crecimiento individual, cuyo grosor puede variar entre 0,02 a 0,05 mm (Fig. 37). Estas bandas están compuestas por pirita intercaladas por covellita, la que a su vez presenta texturas de reemplazo de calcopirita.

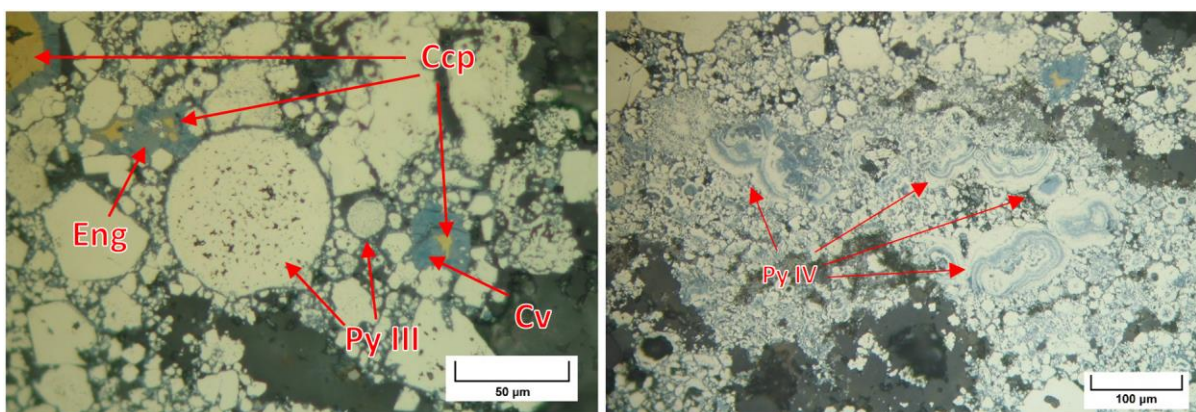


Figura 37: microfotografía de la muestra 9311-169 (probeta), a la izquierda piritas (Py III) de morfología framboidal, granos de calcopirita (Ccp), con texturas de reemplazo por covellita (Cv) y enargita (Eng). A la derecha pirita microcristalina que da crecimientos coloformes (Py IV), bandas de crecimiento individual compuestas por covellita y pirita. Imágenes en luz reflejada.

**b. Muestras procedentes de Filo Chontal. Láminas delgadas: 0408-102.3 y 0308-73.6.**

La muestra 0408-102.3, macroscópicamente, se trata de una roca cortada por abundantes venillas rellenas en parte por sulfuros y en cuyas salbandas la roca cambia de color, lo que sugiere que fue alterada por los fluidos hidrotermales que depositaron los minerales metálicos.

Al microscopio se observa que la roca está formada por cuarzo de grano fino con textura en mosaico, de mayor tamaño que en el caso anterior. Las venillas que atraviesan la roca están formadas por cristales de alunita intercrecidos con parches de minerales arcillosos, junto con minerales metálicos. Aunque, también se observan formando parches en la roca, probablemente reemplazando a los fenocristales de la roca original.

Se distinguen dos morfologías de cristales de alunita en base a su tamaño, los primeros de tamaños inferiores a 0,05 mm, estos presentan una coloración amarilla a marrón-rojiza y los segundos se presentan, generalmente, en tamaños de 0,05 a 0,2 mm (aunque se observan algunos cristales de mayor tamaño), con colores de interferencias que van de violeta a azul y extinción paralela (Fig. 38). En ambos casos presentan una morfología tabular y hábito fibroso, aunque lo último se observa mejor en los cristales de mayor tamaño.

En cuanto a los minerales opacos, el principal es pirita, observándose tanto: cristales de mayor tamaño de Py I, como de menos tamaño de tipo Py II. Los cristales de Py I están fracturados en algunos casos, lo que indica que la hidrofracturación continuó después de su formación. Otros opacos observados fueron: cobres grises, que está rellorando una de las fracturas y se observa englobando a los cristales de pirita, a las cuales reemplaza en parte, quedando algunos parches de pirita dentro de los agregados de cobres grises.

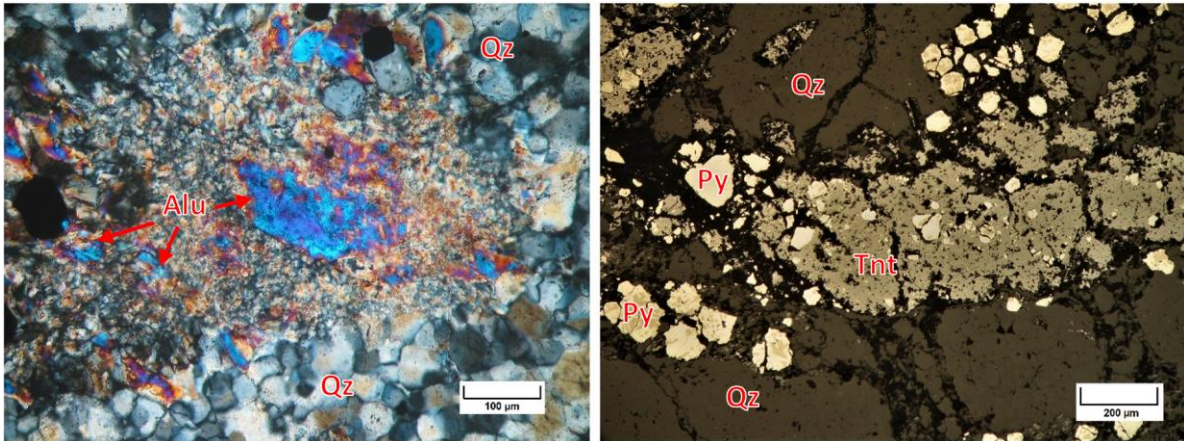


Figura 38: Microfotografías de la muestra 0408-102.3. A la izquierda imagen bajo luz transmitida y nicoles cruzados de un parche de alunita (Alu) y minerales arcillosos, rodeado por cuarzo (Qz) de textura en mosaico. A la derecha, imagen con luz reflejada de una vena rellena por cobres grises (tennantita, Tnt) englobando piritas (Py) a las cuales reemplaza.

La muestra 0308-73.6 tiene el aspecto de una brecha en la observación macroscópica, pero en este caso los cantos son más angulosos, heterométricos, y de bordes más netos con la matriz. La matriz, al igual que en los casos anteriores, está formada principalmente por sulfuros y es también abundante, haciendo que la brecha sea de matriz soportada en algunas zonas.

Al microscopio se observa que los cantos son líticos, principalmente, formados por roca silicificada como la descrita anteriormente, con una matriz de cuarzo de grano fino a muy fino y textura en mosaico, y algún fenocristal de cuarzo subredondeado (Fig. 39). Algunos cantos presentan bordes más irregulares, parcialmente digeridos por la matriz. También hay zonas con cristales de cuarzo con textura en cresta, rodeando los bordes de las cavidades. En uno de los cantos de mayor tamaño (ocupa un tercio de la lámina), se observa la roca atravesada por venillas con minerales arcillosos, intercrecidos con cristales de alunita y sulfuros, similar a lo descrito en la roca anterior. En estas zonas se observan también cristales de un mineral con un aspecto distinto de los cristales de alunita, y que fue identificado con el MEB como svanbergita (Fig. 40), y del que se hablará posteriormente. Estos cristales se encuentran diseminados entre la matriz, presentan tamaños que van desde los 0,05 hasta 0,4 mm, con hábito prismático, y cristales subidiomórficos a idiomórficos. En ocasiones, los cristales de mayor tamaño se observan intercrecidos. Tienen colores de interferencia que van desde el amarillo-naranja hasta el gris, y en ocasiones con extinción ondulante.

Los minerales opacos son fundamentalmente pirita de los tipos Py I y Py II, y los cristales de mayor tamaño están brechificados, igual que se describió en las otras muestras. En mucha menor proporción, hay también enargita.



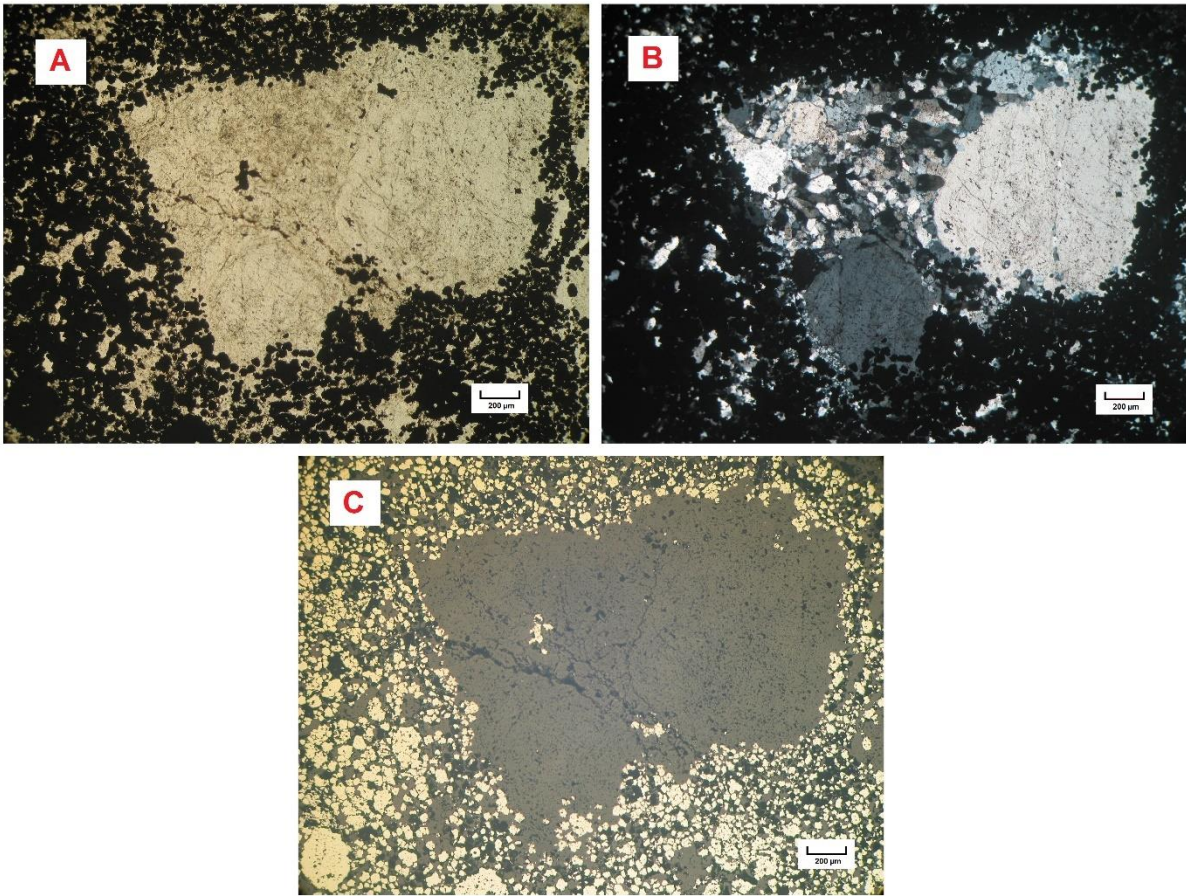


Figura 39: Microfotografías de la muestra 0308-73.6. A) Imagen, bajo luz transmitida y nicoles paralelos, de un clasto subanguloso cementado por una matriz compuesta mayoritariamente de opacos y cuarzo. B) Misma imagen que A, pero con nicoles cruzados, donde se observa que el clasto está compuesto por fragmentos de fenocristales de cuarzo y matriz de cuarzo de textura mosaico. C) Misma imagen, pero bajo luz reflejada, donde se aprecian las piritas que conforman la matriz cementante.

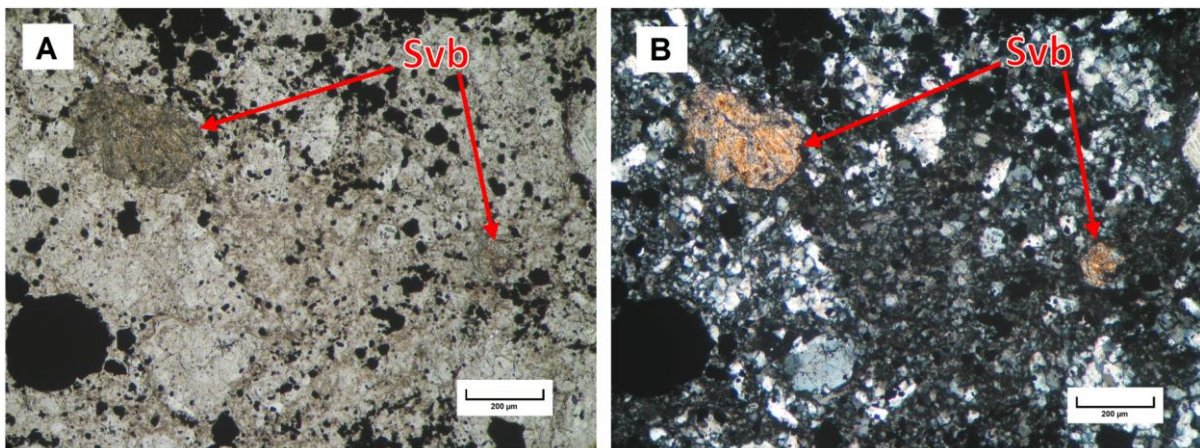
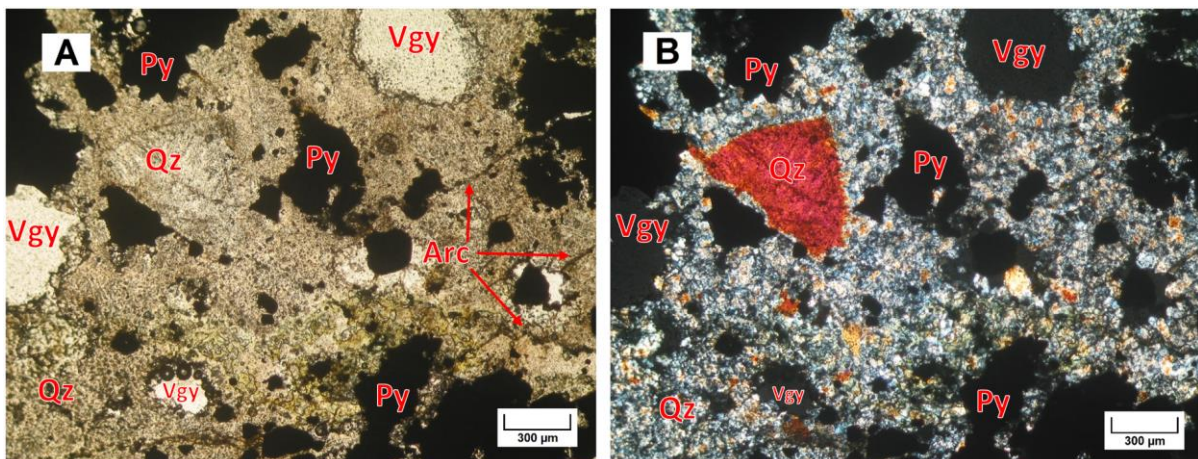


Figura 40: Microfotografías de la muestra 0308-73.6. A) Imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos de la roca encajante silicificada, con cuarzo de textura mosaico y bordes difusos, presencia de opacos (pirita, Py) y svanbergita (Svb). B) Misma imagen que C, pero con nicoles cruzados, donde se aprecia la presencia de svanbergita (Svb).

**c. Muestras procedentes de Cerro Idaida. Láminas delgadas: 9343-64, 9343-66 y 9343-77.**

Las tres láminas delgadas se corresponden con muestras cuyo aspecto en macro es similar al descrito para la muestra 0408-102.3 de Filo Chontal: se trata de una roca atravesada por venillas con relleno de sulfuros, los cuales se presentan también formando parches en la roca encajante. Las muestras 9343-64 y 9343-66 tienen un aspecto similar, sin embargo, la muestra 9343-77 se diferencia por tener un aspecto más heterogéneo y mayor abundancia de parches de sulfuros.

Al microscopio, la muestra 9343-77 presenta una alta densidad de venillas, lo que le da un aspecto más brechoide. Algunas de estas venas están formadas por intercrecimientos de cuarzo y minerales arcillosos, y otras únicamente por cuarzo. La matriz de la roca está formada por cuarzo de textura mosaico, de mayor tamaño que en los casos descritos anteriormente (entre 0,03 a 0,05 mm) (Fig. 41). Hay fenocristales de cuarzo, y oquedades, además de abundantes parches de minerales opacos que probablemente estén reemplazando a fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Las muestras 9343-64 y 9343-66 tienen una menor proporción de minerales opacos, en comparación con 9343-77, y parecen presentar una mayor silicificación, la matriz de cuarzo se presenta con textura de mosaico, con tamaños de cristales generalmente menores de 0,02 mm. Aunque, en todas las muestras, cristales de mayor tamaño y textura en cresta son observados en los bordes de las oquedades y en los hastiales de las venas (Fig. 42).



*Figura 41: Microfotografías de la muestra 9343-77. A) Imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos de la roca encajante silicificada, con cuarzo de textura mosaico, presencia de oquedades (Vgy), minerales opacos (pirita, Py) y venas de minerales arcillosos (Arc). B) Misma imagen que A, pero con nicoles cruzados.*

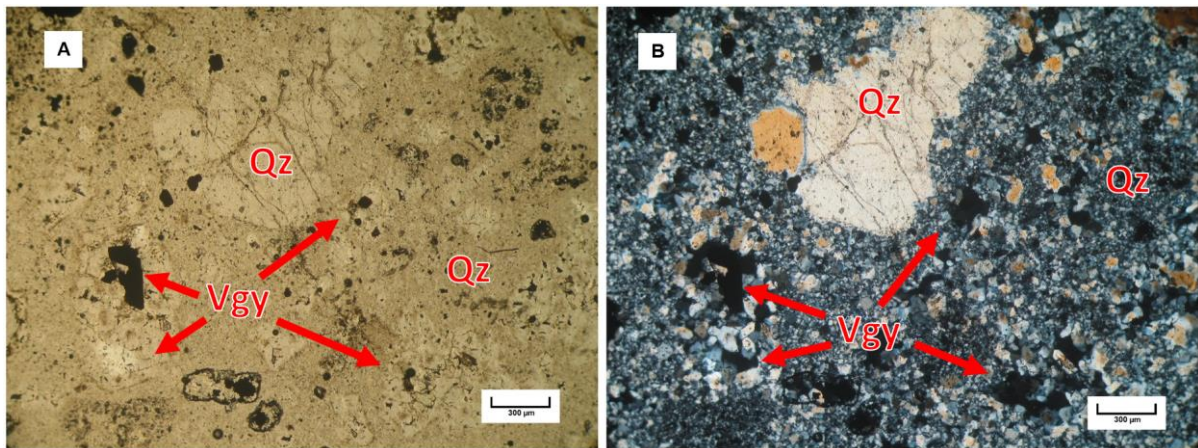


Figura 42: Microfotografías de la muestra 9343-64. A) Imagen bajo luz transmitida y nicoles paralelos de la roca encajante silicificada, con cuarzo (Qz) de textura mosaico. y bordes definidos. Poca presencia de minerales opacos (pirita) y minerales arcillosos, con respecto a la figura anterior. B) Misma imagen que C, pero con nicoles cruzados. Vgy: oquedades.

La mayor diferencia que se observa en las muestras de Cerro Idaida, con respecto al resto de las muestras descritas anteriormente, está en la mineralogía de sulfuros. La pirita, observada en las muestras 9343-64, 9343-66 y 9343-77, se presenta en forma de cristales subidiomórficos, que están aislados o formando agregados de varios cristales y no presentan texturas de zonados de crecimiento tan claras como los observados en casos anteriores, aun así, se han clasificado como Py I. Mientras que el resto de las piritas descritas anteriormente (Py II, Py III, Py IV) no se observan en estas muestras. Además, en estas muestras hay una mayor proporción de enargita y cobres grises, que presentan texturas de reemplazamiento entre sí y con pirita, y pequeños parches de calcopirita con texturas de reemplazo por covellita (Fig. 43), más avanzados que en muestras anteriores, siendo el reemplazo total o casi total en la mayoría de los parches de calcopirita observados.

Los cobres grises, que fueron identificados como tennantita posteriormente con el microscopio electrónico, se presentan en forma de agregados que rellenan venillas que cortan a los minerales previamente formados, pirita y enargita (Fig. 43), o formando parches aislados. Observados con detalle con el microscopio óptico, estos agregados muestran relictos de cristales de pirita parcialmente reemplazados, con morfologías alargadas (Fig. 44), y también parches de enargita que se detectan por su tonalidad más rosada con nicoles paralelos y su fuerte anisotropía con nicoles cruzados (Fig. 44).

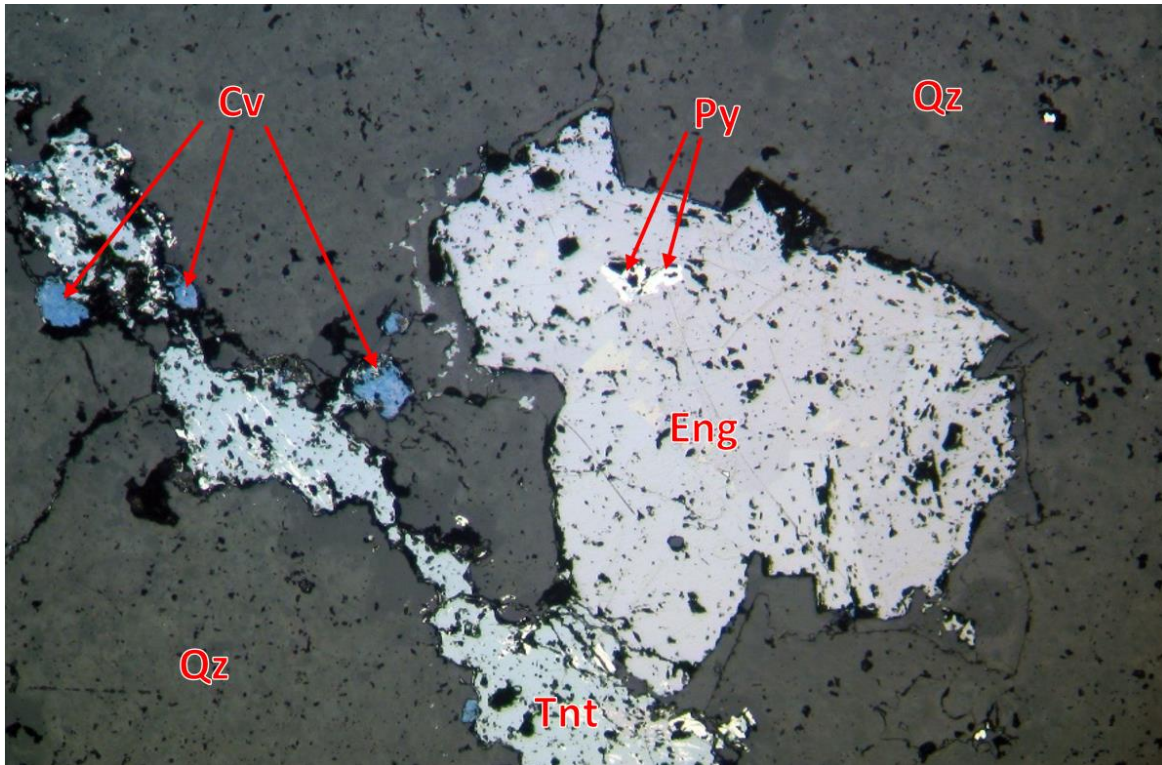


Figura 43: Microfotografía de la muestra 9343-64, con luz reflejada, en la que se observa una vena rellena de cobres grises (tennantita, Tnt), que corta un agregado de enargita (Eng). Ambos minerales se observan englobando y reemplazando, parcialmente, cristales de pirita (Py). Se observan también pequeños parches aislados de calcopirita reemplazada casi por completo por covellita (Cv). Qz: Cuarzo.

La diferencia más significativa en la mineralogía de estas muestras, con respecto a los sulfuros observados en muestras anteriores, fue la presencia de un mineral identificado posteriormente mediante análisis EDX con el microscopio electrónico de barrido (MEB) como perteneciente al grupo de la colusita y del que se hablará posteriormente. Este mineral se presenta en las muestras de Cerro Idaida en forma de cristales generalmente de pequeño tamaño (menores a 0,01 mm, aunque pueden alcanzar tamaños de 0,1 mm), como inclusiones dentro de los cristales de cobres grises (Fig. 44, 46) o de enargita (Fig. 45). Los cristales pueden presentar bordes netos (Fig. 45, 46), o irregulares (Fig. 44), lo que sugiere un reemplazamiento por los minerales que los engloban. Más raramente, este mineral se ha localizado en forma de pequeños cristales aislados dispersos en la matriz de la roca encajante (Fig. 47). Al microscopio, el mineral presenta un color crema con un tono marronáceo, claramente visible cuando está en contacto con los cobres grises o enargita, el mineral se muestra isótropo, y no se aprecian reflexiones internas. En los cristales de mayor tamaño (Fig. 46) se ha observado una banda exterior de coloración más oscura, ligeramente pleocroica, que sugiere una variación en la composición (esto fue corroborado mediante MEB, lo que será discutido más adelante).

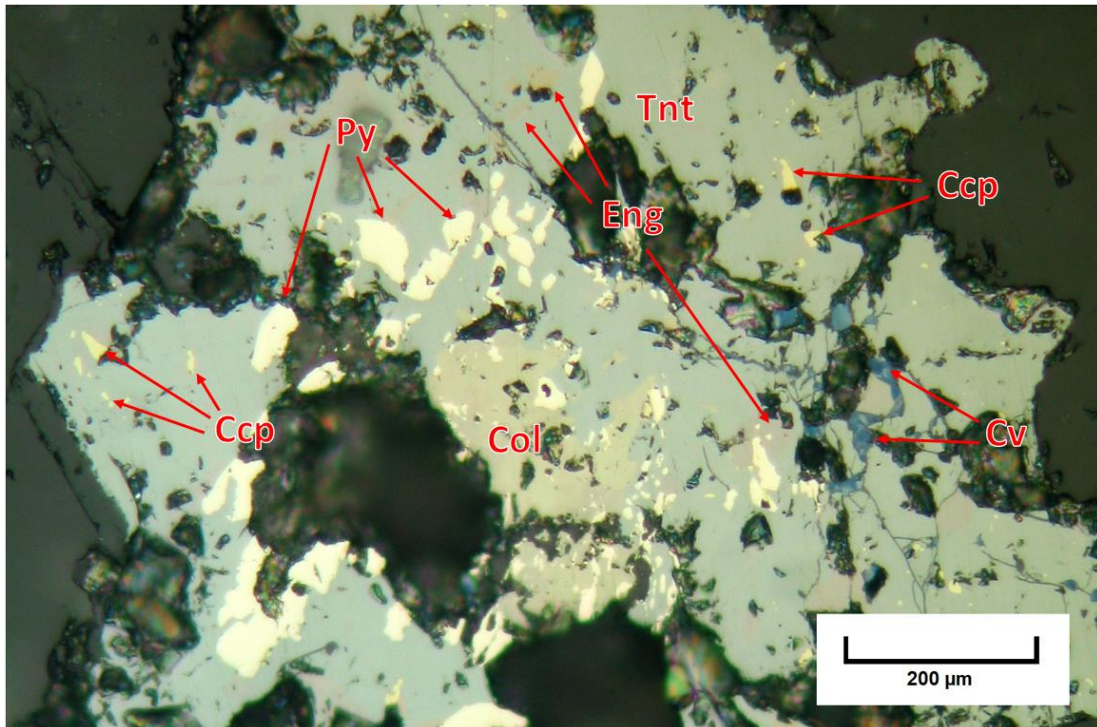


Figura 44: Microfotografía de la muestra 9343-64, bajo luz reflejada, en la que se observan los cobres grises (Tennantita, Tnt) con inclusiones de enargita (Eng), colusita (Col) de bordes irregulares (lo que sugiere reemplazo), pirita (Py), calcopirita (Ccp), y pequeñas venas de covellita (Cv).

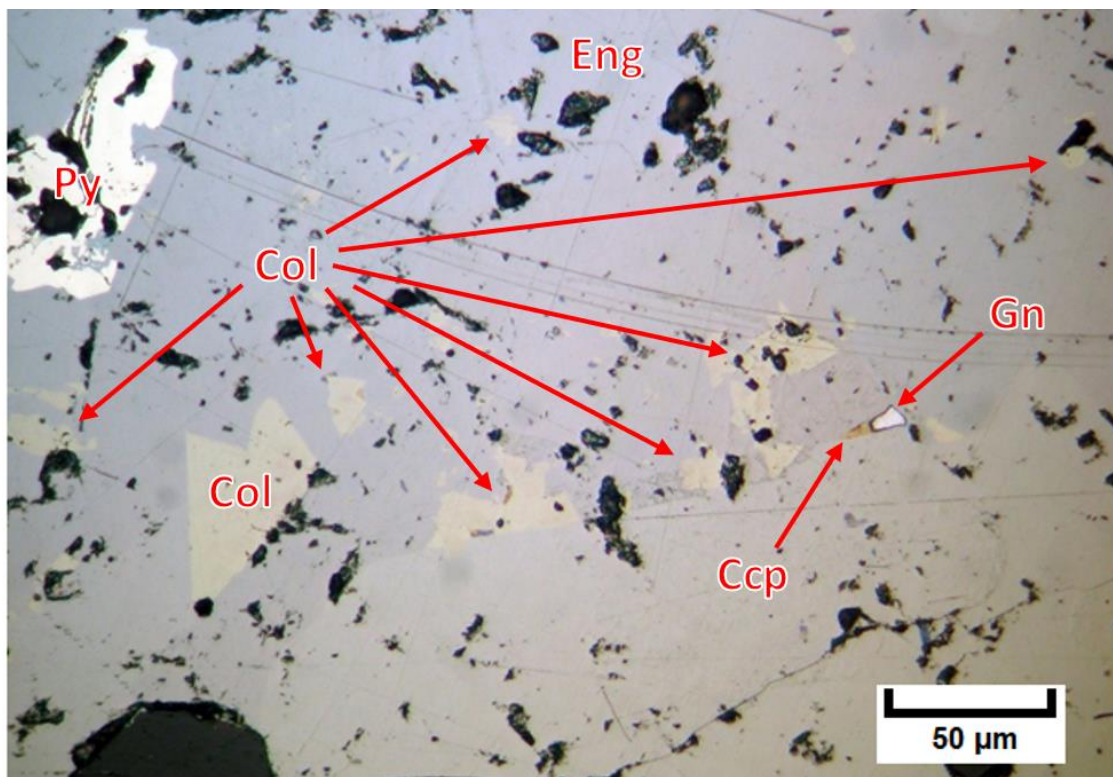


Figura 45: Microfotografía de detalle de la imagen de la figura 43, en la cual se observan varios cristales de colusita (Col), tanto de bordes netos como irregulares, dispuestos intersticiales entre cristales de enargita (Eng). A la izquierda, se observa un cristal de pirita reemplazada por enargita y a la derecha un pequeño cristal de calcopirita (Ccp) asociada a galena (Gn). Imagen en luz reflejada.

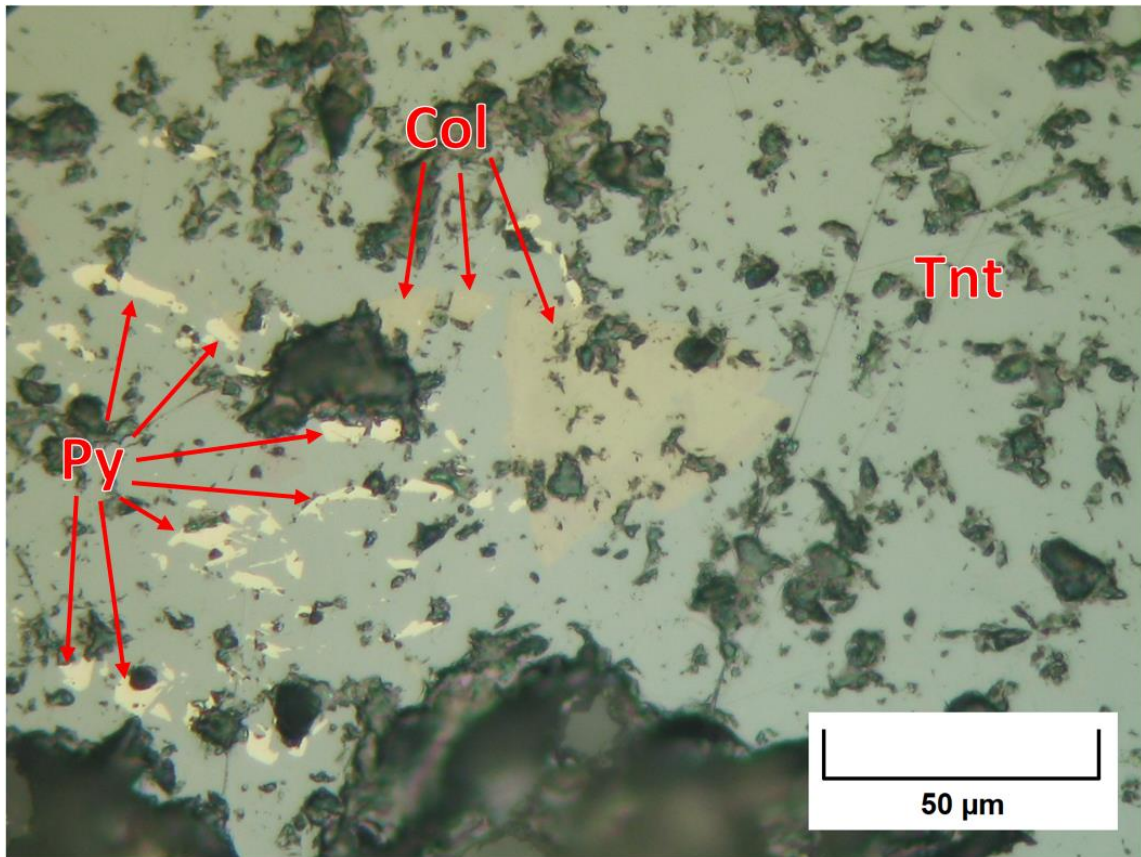


Figura 46: Microfotografía de la muestra 9343-64, en la que se observa tennantita (Tnt), con restos de pirita (Py) alargados y colusita (Col). En el cristal de colusita, ubicado en el centro de la imagen, se puede apreciar la coloración crema-marrón más oscura en sus bordes, que contrasta con el centro del cristal de tonalidad más clara, lo que sugiere una diferencia composicional. Imagen en luz reflejada.

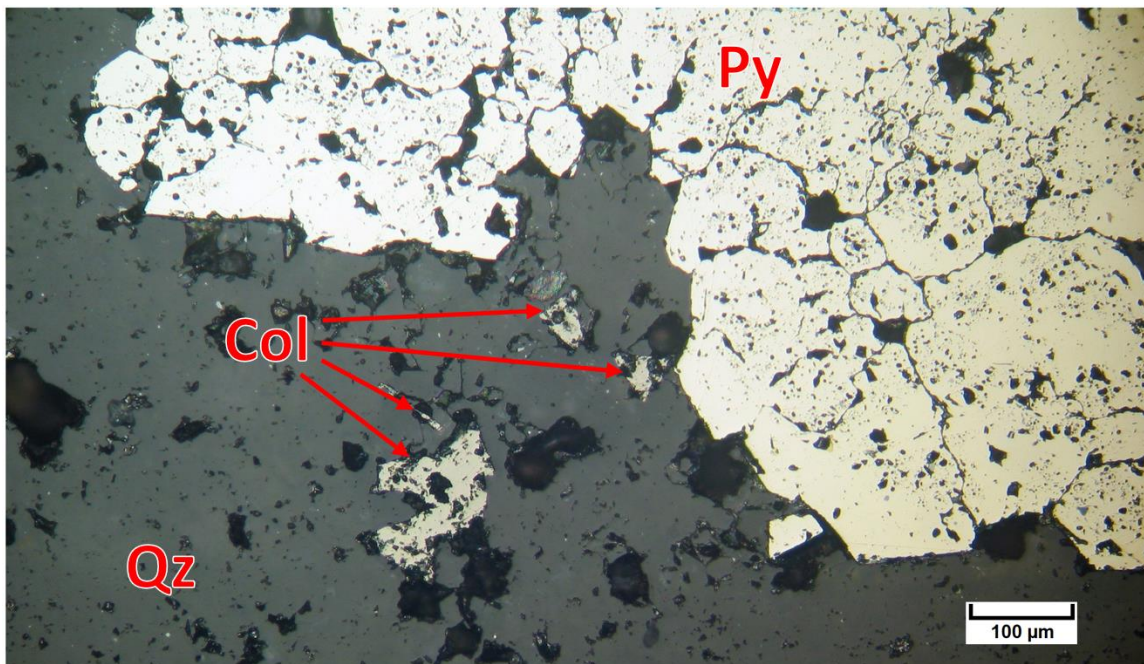


Figura 47: Microfotografía de la muestra 9343-64, en la que se observan varios granos de colusita (Col), aislados, intercrecidos con la matriz de cuarzo (Qz), junto con pirita (Py). Imagen en luz reflejada.

## 6.2 Análisis por difracción de rayos x, método de polvo

Como ya se indicó en el apartado de metodología, dos de las muestras recogidas en el campo se analizaron mediante esta técnica, MQ-RM-6 y MQ-RM-8. A partir de las muestras seleccionadas se hicieron varias preparaciones para su análisis por difracción de rayos X, según el método de polvo (Tabla 3). La muestra MQ-RM-6, previo a su trituración y tamizado, fue separada a base de su coloración en dos: A, de color verdoso, y B, de color blanquecino (Fig. 48). Posteriormente, fueron trituradas y tamizadas según lo indicado en el apartado de metodología, separando en ambos casos las fracciones entre 125  $\mu\text{m}$  y 40  $\mu\text{m}$ , y < 40  $\mu\text{m}$ . Por su parte, la muestra MQ-RM-8 fue separada también a base de su coloración en dos muestras: A, la zona clara (blanca), y B, la oscura (marrón-rojiza) (Fig. 48), para ser posteriormente trituradas y tamizadas, aunque en este caso se separaron solo las fracciones < 125  $\mu\text{m}$  para ambas.

Los diagramas de difracción obtenidos fueron procesados haciendo uso del programa HighScore Plus ver. 3.0.4, el cual permite representar los valores obtenidos de forma gráfica en función del valor  $2\theta$  y la intensidad de la señal (cuentas), refinar el diagrama mediante la herramienta “fit profile” e indicar los picos presentes calculando el espaciado a partir de la ley de Bragg. Así mismo, mediante la herramienta “search & match”, el programa busca en las bases de datos aquellos compuestos cuyos diagramas de difracción se ajustan más al de la muestra. Una vez ejecutada esta herramienta, aparece un listado de posibles candidatos ordenados en función del grado de coincidencia (“score”).

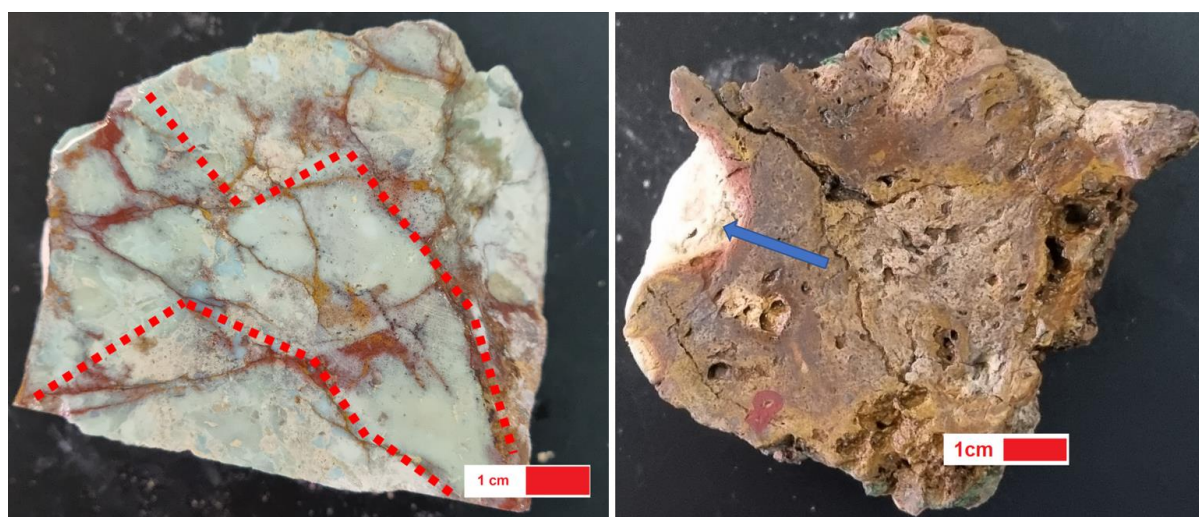


Figura 48: A la izquierda Muestra MQ-RM-6, la línea punteada separa la zona A de coloración blanquecina de la zona B de color verdosa. A la derecha muestra MQ-RM-8, la flecha azul marca una de las zonas blancas que se separa del resto para su análisis.

**Tabla 3:** Muestras preparadas para análisis mediante difracción de rayos X, método de polvo.

<b>Muestra Original</b>	<b>Muestra Preparada</b>	<b>Color</b>	<b>Granulometría</b>
<b>MQ-RM-6</b>	6A1	Verde	entre 125 $\mu\text{m}$ y 40 $\mu\text{m}$
	6A2	Verde	< 40 $\mu\text{m}$
	6B1	Blanco	entre 125 $\mu\text{m}$ y 40 $\mu\text{m}$
	6B2	Blanco	< 40 $\mu\text{m}$
<b>MQ-RM-8</b>	8A	Blanco	< 125 $\mu\text{m}$
	8B	Marrón-rojizo	< 125 $\mu\text{m}$

Según los resultados del “search & match”, las preparaciones de la muestra MQ-RM-6 analizadas contienen cuarzo y caolinita como fases principales. De todos los patrones de referencia que encontró el programa en las bases de datos se seleccionaron aquellos que se ajustaban en mayor grado (mayor “score”) a los datos del diagrama y no estuviesen descartados por el ICDD (International Center for Diffraction Data). Para el cuarzo se utilizó el patrón de referencia 00-046-1045 (Kern y Eysel, 1993), y para la caolinita el 00-014-0164 (Goodyear y Duffin, 1961). En la figura 49 se muestra el difractograma obtenido para la muestra 6A1 en el que se señalan los picos asignados a cada fase. Sin embargo, es posible observar la presencia de picos de menor intensidad (Fig. 50), pero aún significativos, que no pertenecen a ninguno de estos dos minerales, lo que indica la presencia de otro u otros componentes en la muestra. En la tabla 4 se presentan estas reflexiones no asignadas a base de sus valores  $2\theta$  e intensidades relativas, así como los espaciados (d) calculados. En la tabla se observa que los espaciados de los picos de mayor intensidad son 2,95 Å, 3,50 Å y 5,67 Å. Como se trata de una fase o fases minoritarias dentro de la muestra, estos picos tendrían que corresponder a sus reflexiones principales, es decir, a las de mayor intensidad (Tabla 5).



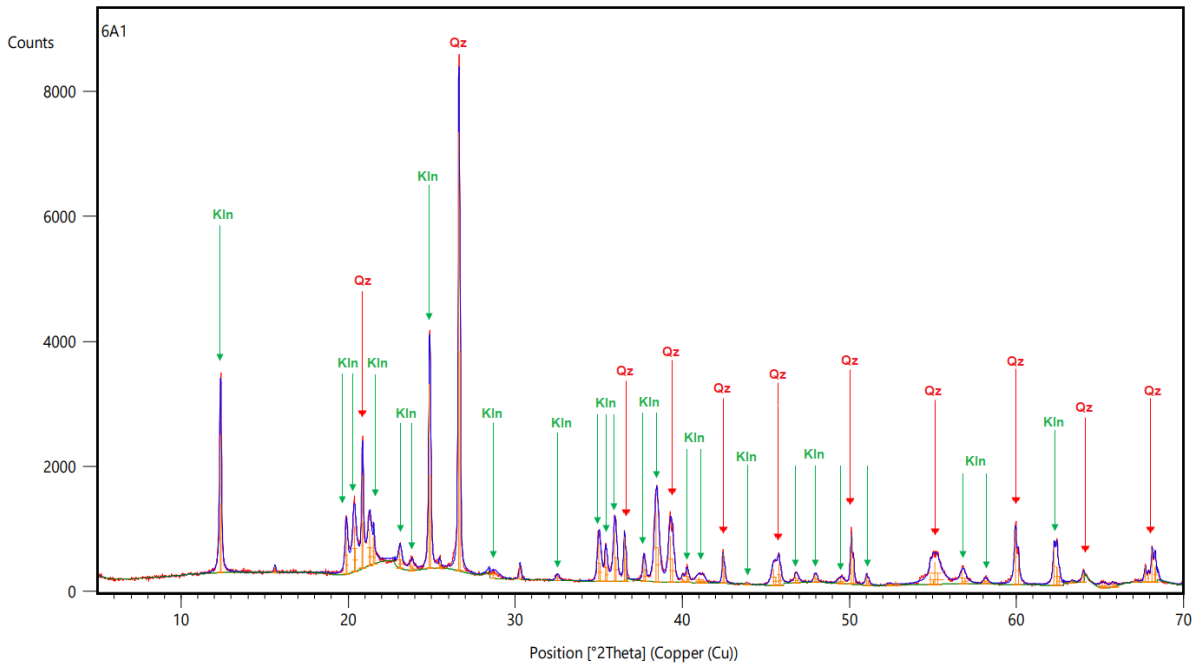


Figura 49: Diagrama de difracción de rayos X (DRX) de la muestra 6A1, en el que indican los picos correspondientes a cuarzo (Qz) y a caolinita (Kln).

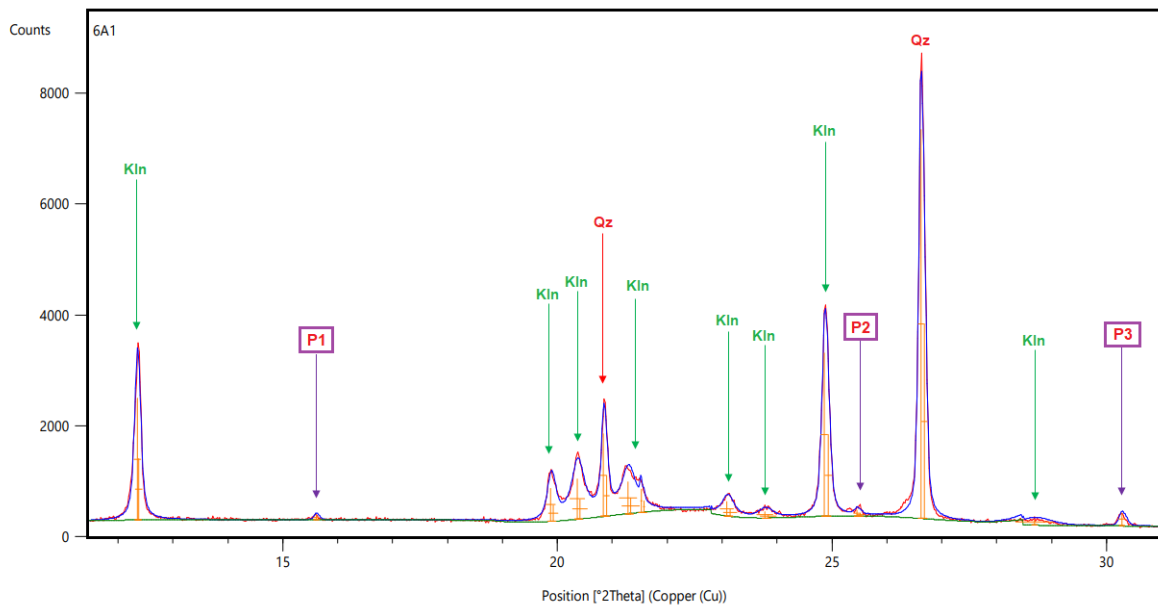


Figura 50: Detalle del diagrama de la figura A en el que indican los picos no asignados a cuarzo o caolinita (P1, P2 y P3).

**Tabla 4:** Listado de picos no asignados a cuarzo o caolinita. Los picos etiquetados como P1 a P5 aparecen aislados en el diagrama de la muestra 6A1.

Pico sin asignar	2 $\theta$	d [Å]	Height (cts)
P1	15,606	5,6785	93,4
P2	25,456	3,5049	108(17)
P3	30,275	2,9522	228,93
unido a otro	40,372	2,2379	42(13)
unido a otro	48,072	1,8959	130(9)
P4	52,360	1,7460	23(9)
P5	63,317	1,4677	37,54

Para localizar el mineral o minerales que pudieran dar estas reflexiones se buscó en la lista de candidatos que el programa HighScore Plus había encontrado en las bases de datos un compuesto químico que fuera un mineral y, particularmente, aquellos minerales que están comúnmente asociados a este tipo de alteraciones hidrotermales. En la lista aparecía svanbergita  $\text{SrAl}_3(\text{SO}_4)(\text{PO}_4)(\text{OH})_6$  (Strontium Aluminium Phosphate Sulfate Hydroxide, Ref. 00-039-1361), que es un mineral que pertenece al supergrupo de la alunita (Bayliss et al., 2010), y que ya fue mencionado en la sección anterior.

La svanbergita ha sido documentada en al menos dos docenas de localidades, en zonas de alteración argílica avanzada en sistemas hidrotermales. Este mineral pertenece al grupo de los fosfato-sulfatos de aluminio (denominados APS en la literatura), y es isoestructural con la alunita con una fórmula química general  $\text{RAl}_3(\text{SO}_4)_{1+x}(\text{PO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{6-x} \cdot (\text{H}_2\text{O})_x$ , donde R es Ca o Sr, y X es menor que 0,5. En depósitos epitermales de oro y cobre, la svanbergita se encuentra junto a caolinita y alunita hipógena y se considera que su formación es consecuencia del reemplazo del apatito en ambientes ácidos y ricos en sulfatos característicos de las zonas de alteración argílica avanzada (Stoffregen y Alpers, 1987).

Los valores de difracción del mineral svanbergita han sido comparados con los de otros minerales habituales en este tipo de alteración, la alunita y natroalunita, y que fueron detectados ya en estas muestras, como se vio anteriormente (Tabla 5). Estos tres minerales pertenecen al supergrupo alunita y son isoestructurales, como ya se indicó. En base a la tabla anterior podemos observar cómo los valores 2 $\theta$  y espaciado d para los picos P1, P2 y P3 coinciden con los de la natroalunita y la svanbergita, pero no con los de la alunita (Tabla 6), por lo que se descartó este último mineral. Pero, para el caso de la svanbergita, la intensidad de la reflexión a d = 5,67 Å (P1) es mayor (I = 53,69 %) que cuando se le compara con natroalunita (I = 6,23 %). Este último mineral, a su vez, cuenta con un pico de intensidad significativa (I =

81 %) a  $d = 4,90 \text{ \AA}$ , el cual no queda registrado en el difractograma de la muestra (Fig. 51), sin embargo, el pico correspondiente de svanbergita para el mismo espaciado es de mucha menor intensidad ( $I = 2 \%$ ). Como resultado, se optó por asignar estos picos a la svanbergita, aunque no puede descartarse la presencia de natroalunita, ya que fue identificada en algunas de las láminas delgadas.

**Tabla 5:** Listado de picos de los difractogramas de svanbergita, y sus correspondientes espaciados, comparado con los de la alunita y la natroalunita.

Alunita			Natroalunita			Svanbergita		
$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$
15,43	5,7423	3	15,58	5,6864	6	15,602	5,675	25
15,61	5,677	28	15,88	5,5817	3	16,002	5,534	2
17,99	4,9304	60	18,00	4,9014	81	18,145	4,885	2
25,66	3,4715	30	25,52	3,4905	25	25,525	3,487	16
29,89	2,9894	6	25,89	3,4417	1	26,033	3,42	4
30,08	2,9708	100	30,04	2,9748	47	30,033	2,973	15
30,18	2,9616	29	30,20	2,9595	100	30,283	2,949	100
31,15	2,8712	9	30,51	2,9296	10	31,509	2,837	4
36,45	2,4652	3	32,07	2,7908	9	32,34	2,766	30
39,57	2,2776	35	36,67	2,4507	3	36,79	2,441	11
39,79	2,2653	2	40,19	2,2440	1	39,819	2,262	5
41,08	2,1974	6	40,56	2,2244	37	40,342	2,2339	12
45,11	2,01	2	40,94	2,2044	6	40,857	2,2069	85
47,50	1,9141	5	48,00	1,8955	37	41,642	2,1671	8
48,08	1,8923	34	48,53	1,8758	2	44,974	2,014	2
48,08	1,8923	1	48,96	1,8606	5	45,289	2,0007	6
52,25	1,7506	1	52,43	1,7452	28	46,236	1,9619	2
52,74	1,7357	22	53,23	1,7209	1	48,042	1,8923	45
56,18	1,6373	2	55,92	1,6441	4	49,375	1,8443	3
59,10	1,5631	2	59,38	1,5566	2	52,446	1,7433	30

Valores obtenidos de la base de datos de Downs et al., (1993).

**Tabla 6:** Comparación de los valores de posición y espaciado para los picos desconocidos con minerales del supergrupo de las alunita.

Pico	Desconocido		Alunita			Natroalunita			Svanbergita		
	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$	$2\theta$	$d \text{ [\AA]}$	$I \text{ (\%)}$
<b>P1</b>	15,60	5,67	15,61	5,68	28,17	15,58	5,69	6,23	15,65	5,68	53,69
<b>PX</b>			17,99	4,93	60,81	18,00	4,90	81,60	18,22	4,88	7,66
<b>P2</b>	25,45	3,50	25,66	3,47	30,70	25,52	3,49	25,78	25,55	3,49	29,87
<b>P3</b>	30,27	2,95	30,18	2,96	29,02	30,20	2,96	100	30,35	2,95	100

PX: pico esperado a  $d = 4.9$  pero que no fue registrado en el difractograma.

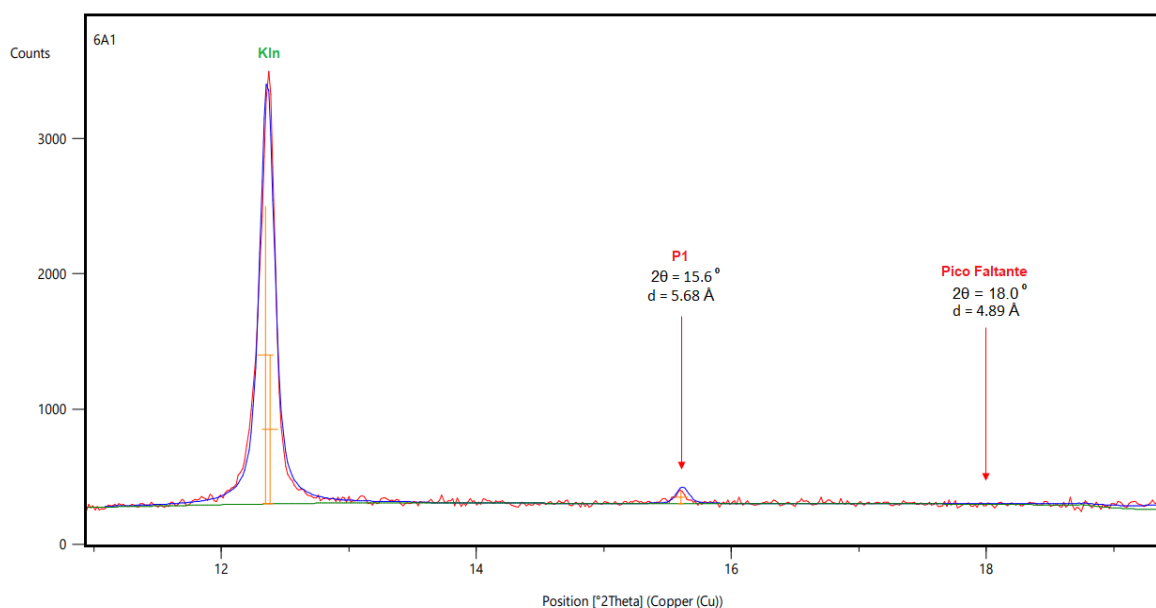


Figura 51: Para la alunita y la natroalunita. El 2º pico de mayor intensidad se ubica en la posición  $2\theta = 18^\circ$  con un espaciado  $d = 4.9 \text{ \AA}$ . Sin embargo, como se puede observar en la figura, este pico está ausente en el difractograma de la muestra 6A1. Kln: caolinita

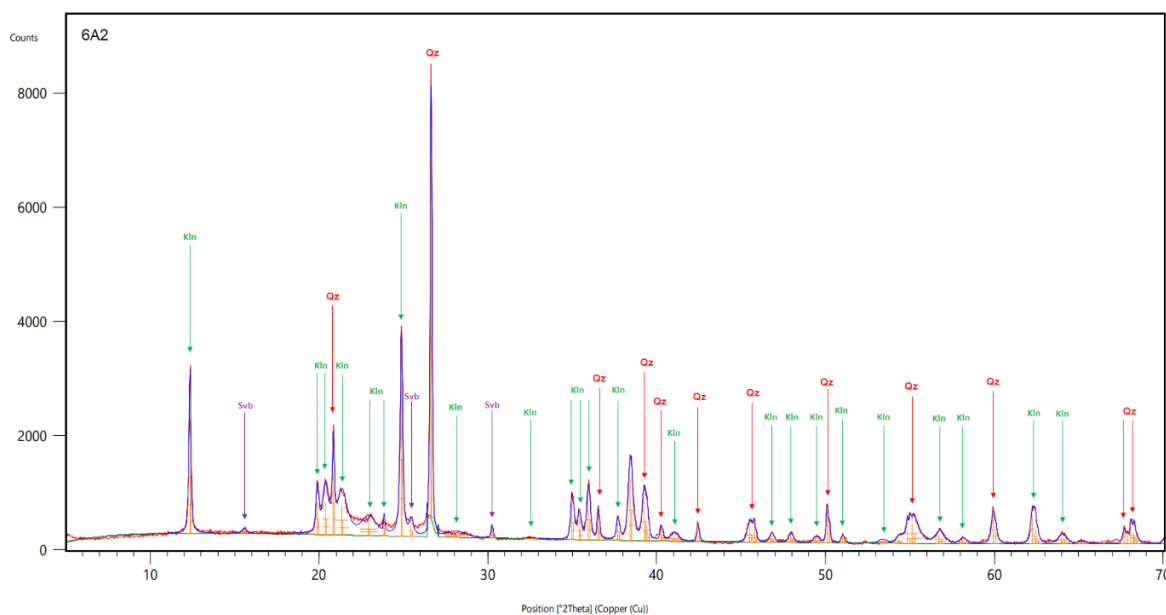


Figura 52: Salida gráfica del análisis DRX de la muestra 6A2. Con los picos más visibles de la svanbergita ya indicados. Otros picos pueden estar ocultos debido a la interferencia de generada por la presencia de cuarzo y caolinita. Qz: Cuarzo. Kln: Caolinita. Sva: Svanbergita.

Esta metodología de trabajo se repitió con el resto de los difractogramas, donde, por ejemplo, en la muestra 6A2, que corresponde a la fracción fina ( $< 40 \mu\text{m}$ ) de la muestra MQ-MR-6A, encontramos resultados similares (Fig. 52) a los de la muestra 6A1, pudiéndose detectar claramente la presencia de cuarzo, caolinita y svanbergita.

Mientras que en las muestras 6B1 (entre 40  $\mu\text{m}$  y 125  $\mu\text{m}$ ) y 6B2 (< 40  $\mu\text{m}$ ), los difractogramas no muestran los picos asignados a svanbergita (Fig. 53), y solo muestran los picos correspondientes a cuarzo y caolinita. Además, en estos diagramas la intensidad relativa de los picos correspondientes al cuarzo es mayor que la de los picos de caolinita, lo que sugiere una mayor proporción de cuarzo en esta muestra.

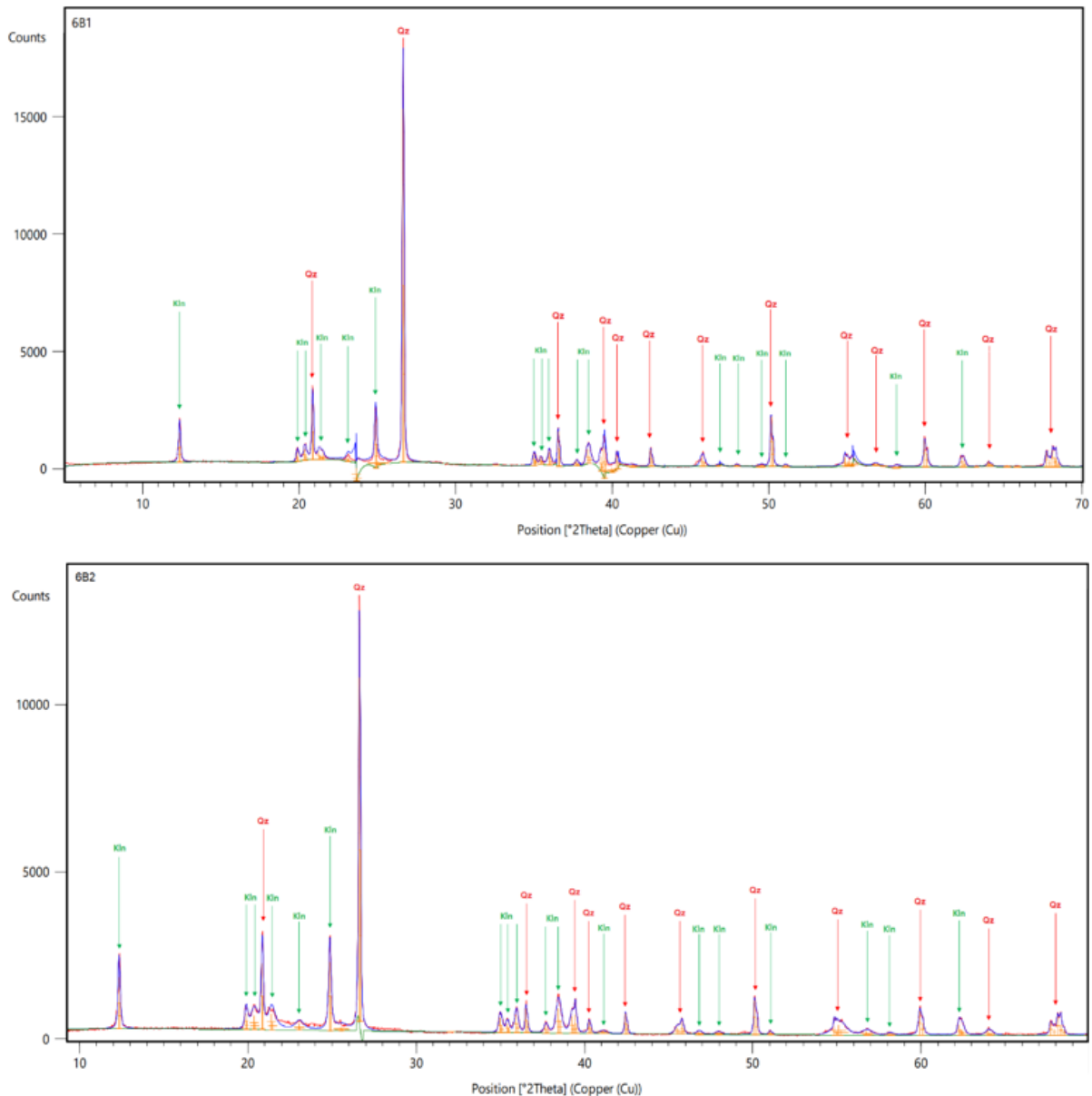


Figura 53: Difractogramas de las muestras 6B1 (superior) y 6B2 (inferior), en los que se han etiquetado los picos de cuarzo (Qz) y caolinita (Kln). En estos diagramas se observa la ausencia de las reflexiones correspondientes a svanbergita.

Adicionalmente, se verificó la posible presencia de dickita, un polimorfo de la caolinita, cuya presencia sugeriría una mayor temperatura durante la formación de la

alteración argílica. Para lo cual se siguió el procedimiento indicado por De Bona et al. (2008), quien sugiere revisar las reflexiones obtenidas mediante DRX entre los rangos de posición  $2\theta = 18^\circ$  a  $28^\circ$ , y espaciados de 4,67 a 3,19 Å (Tabla 7), donde se deberían encontrar los picos en las posiciones 4,46, 4,18 y 4,13 Å para la caolinita, y 4,439, 4,119 y 3,428 Å para la dickita.

Como podemos observar en la tabla 7, se han resaltado en gris aquellos picos que se aproximan a los valores de posición 4,46, 4,18 y 4,13 Å para la caolinita, independientemente de su intensidad relativa, detectados en la muestra 6A1. Sin embargo, no se detectó ningún pico en el espaciado 3,428 Å, característico de la dickita, por lo que se confirma que se trata de caolinita.

**Tabla 7:** Lista de picos detectados en la muestra 6A1 entre los rangos sugeridos por De Bona et al. (2018), para la verificación de la presencia de caolinita y/o dickita.

<b>2<math>\theta</math></b>	<b>I [%] - relativa</b>	<b>d [Å]</b>
19,88	8,38	4,4624
19,93	4,19	4,4624
20,36	10,31	4,35831
20,411	5,15	4,35831
20,8427	21,25	4,25849
20,895	10,62	4,25849
21,285	8,09	4,17101
21,338	4,05	4,17101
21,524	5,98	4,12512
21,579	2,99	4,12512
23,09	3,8	3,84878
23,149	1,9	3,84878
23,781	1,69	3,73859
23,841	0,85	3,73859
24,865	41,9	3,57797
24,9278	20,95	3,57797
25,456	1,51	3,49624
25,52	0,76	3,49624
26,6189	100	3,34607
26,6862	50	3,34607
28,6894	1,38	3,11169

Finalmente, en las muestras 8A (< 125  $\mu\text{m}$ ) y 8B (< 125  $\mu\text{m}$ ), encontramos, en la primera (Fig. 54), solo la presencia de cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) y en la segunda (Fig. 55), cuarzo, acompañado de goethita [ $\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ ], mineral que ya ha sido identificado en descripciones petrográficas de muestras tomadas en la zona.

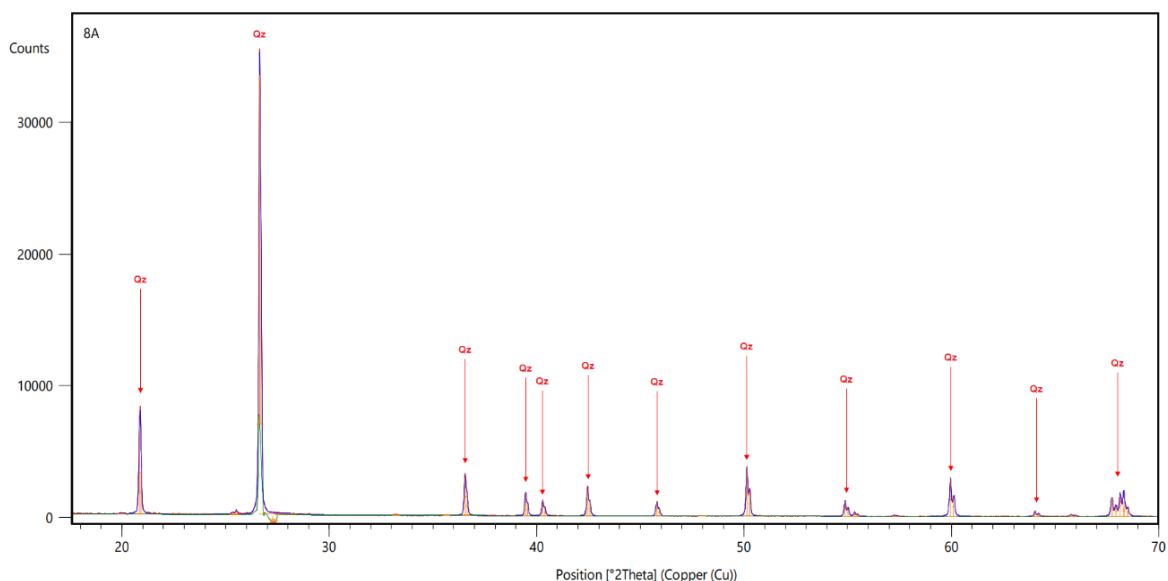


Figura 54: Difractograma de la muestra 8A, con los picos asignados a cuarzo (Qz).

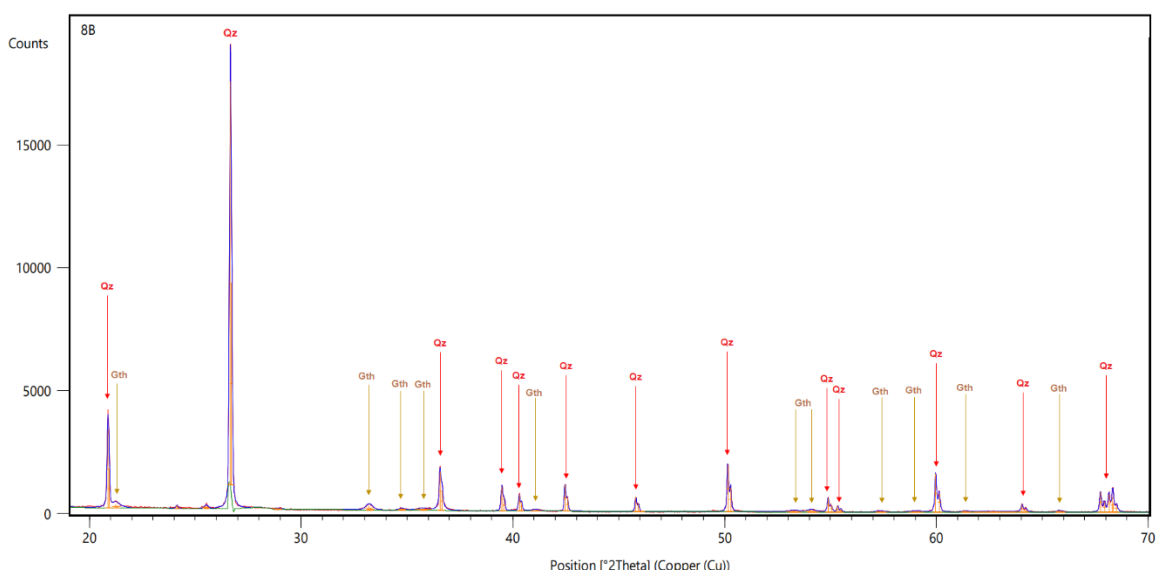


Figura 55: Difractograma de la muestra 8B, imagen superior, con los picos asignados a cuarzo (Qz), la fase dominante, y a goethita (Gth), la fase minoritaria.

### 6.3 Estudio mediante microscopio electrónico de barrido (MEB), equipado con microanálisis EDX.

Para el estudio mediante el MEB, se seleccionaron 7 láminas delgadas pulidas y una probeta (Tabla 2), siendo la muestra MQ-RM-1, la única tomada en campo y perteneciente a la zona de óxidos del cuerpo mineralizado de Cerro La Pava. El resto de las muestras estudiadas fueron: las muestras 9311-169 (probeta) y 9316-173.2 de Cerro La Pava, las muestras 0308-73.6 y 0408-102.3 de Filo Chontal, y las muestras 9343-64, 9343-66 y 9343-77 de Cerro Idaída.

El uso del MEB permitió, por un lado, identificar los minerales que no se pudieron identificar mediante el microscopio óptico, debido a su pequeño tamaño, o simplemente porque se desconocían. Para ello fue útil la determinación de la composición química de estos minerales con el sistema de microanálisis acoplado al MEB. Además, permitió certificar la presencia y determinar las posibles variaciones en la composición química de algunos minerales transparentes (ej.: minerales del grupo de la alunita) y opacos (ej.: pirita, enargita, cobres grises) que fueron, previamente, observados e identificados mediante el microscopio óptico. Así como la obtención de imágenes de electrones retrodispersados de estos minerales.

### 6.3.1 *Análisis de los minerales transparentes*

La alteración argílica es la alteración típica que caracteriza a los yacimientos epitermales de alta sulfuración. Esta alteración se puede clasificar, en base a los minerales arcillosos presentes, en dos tipos principales: intermedia (minerales del grupo de la caolinita y de las esmectitas) o avanzada (caolinita, pirofilita o dickita, dependiendo de la temperatura, y minerales del supergrupo de la alunita) (Robb, 2005).

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X (método de polvo), ya habían determinado la presencia de caolinita en las muestras recolectadas en superficie durante la visita de campo, pero también se detectó la presencia de svanbergita, como se discutió en la sección anterior. Este mineral pertenece al grupo de los fosfato-sulfatos de aluminio (denominados APS en la literatura), y está asociado a la presencia de caolinita y alunita (Stoffregen y Alpers, 1987), por lo que solo la presencia de estos minerales son un indicativo de una alteración de tipo argílica avanzada.

En la tabla 8, se encuentran los resultados obtenidos de la muestra MQ-RM-1, la cual fue seleccionada para su análisis por la abundancia de minerales arcillosos, observados con el microscopio óptico, reemplazando de fenocristales y en la matriz (Fig. 56).

**Tabla 8:** Composición promedia de los minerales analizados en la muestra MQ-RM-1, con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

Minerales		O	Al	Si	S	Fe	Cu
Cuarzo	Qz	56,1		43,95			
Caolinita	Kln	58,65	19,40	91,95			
Calcopirita	Ccp				40,28	27,26	32,46
Composición en % en peso promedio							



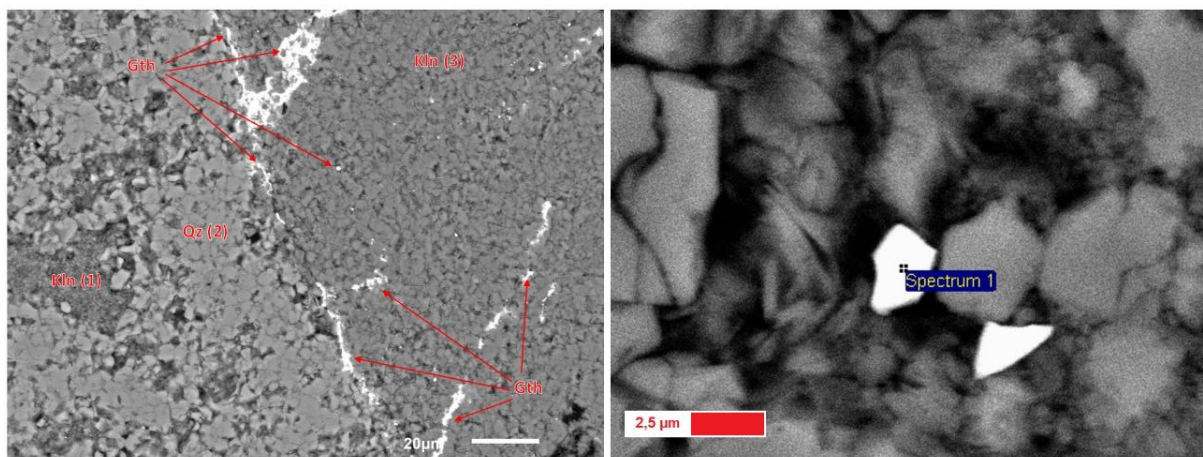


Figura 56: Imágenes de electrones retrodispersados, mediante MEB, de la muestra MQ-RM-1. A la izquierda se observa la matriz de cuarzo (Qz) y caolinita (Kln), junto a un fenocristal reemplazado por caolinita y minerales opacos (goethita-hematites, Gth). A la derecha, imagen de dos cristales de calcopirita (Spectrum 1) intercrecidos entre filosilicatos.

La alunita es un sulfato de aluminio y potasio, cuya fórmula química es  $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$ , y fue identificada como uno de los minerales que rellenan las venas y oquedades de la muestra 0408-102.3, junto con los minerales arcillosos. La alunita presenta una solución sólida con la natroalunita (Tabla 9), cuya fórmula química es  $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$  siendo el análogo de Na de la alunita. En el microscopio electrónico se puede discernir una leve zonación composicional entre los cristales de alunita (más clara) y la natroalunita (más oscura), además del hábito fibroso de estos cristales, junto a los cuales se observan incluidos, pequeños cristales de rutilo (Fig. 57).

**Tabla 9:** Composición química de los cristales de alunita y natroalunita, analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

% Peso	Cerro La Pava					Cerro Idaida								
	9316-173					0408-102.3								
O	53,40	59,05	59,18	60,11	58,56	59,94	59,57	59,42	59,72	59,37	60,35	59,34	59,51	
Na	1,43	2,34	2,27	4,32	2,46	4,53	4,03	2,62	2,33	2,03	3,95	2,48	3,53	
Al	19,25	18,14	17,98	18,15	18,48	18,26	18,51	18,20	17,92	18,11	18,12	18,53	18,79	
Si	7,05													
S	13,49	15,33	15,39	15,84	16,17	15,82	15,98	15,50	15,55	15,82	15,98	15,93	16,21	
K	2,91	4,49	4,51	1,58	4,33	1,45	1,91	4,26	4,48	4,67	1,60	3,72	1,96	
Ti	0,49													
Fe	1,98													
Ba		0,65	0,67											
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

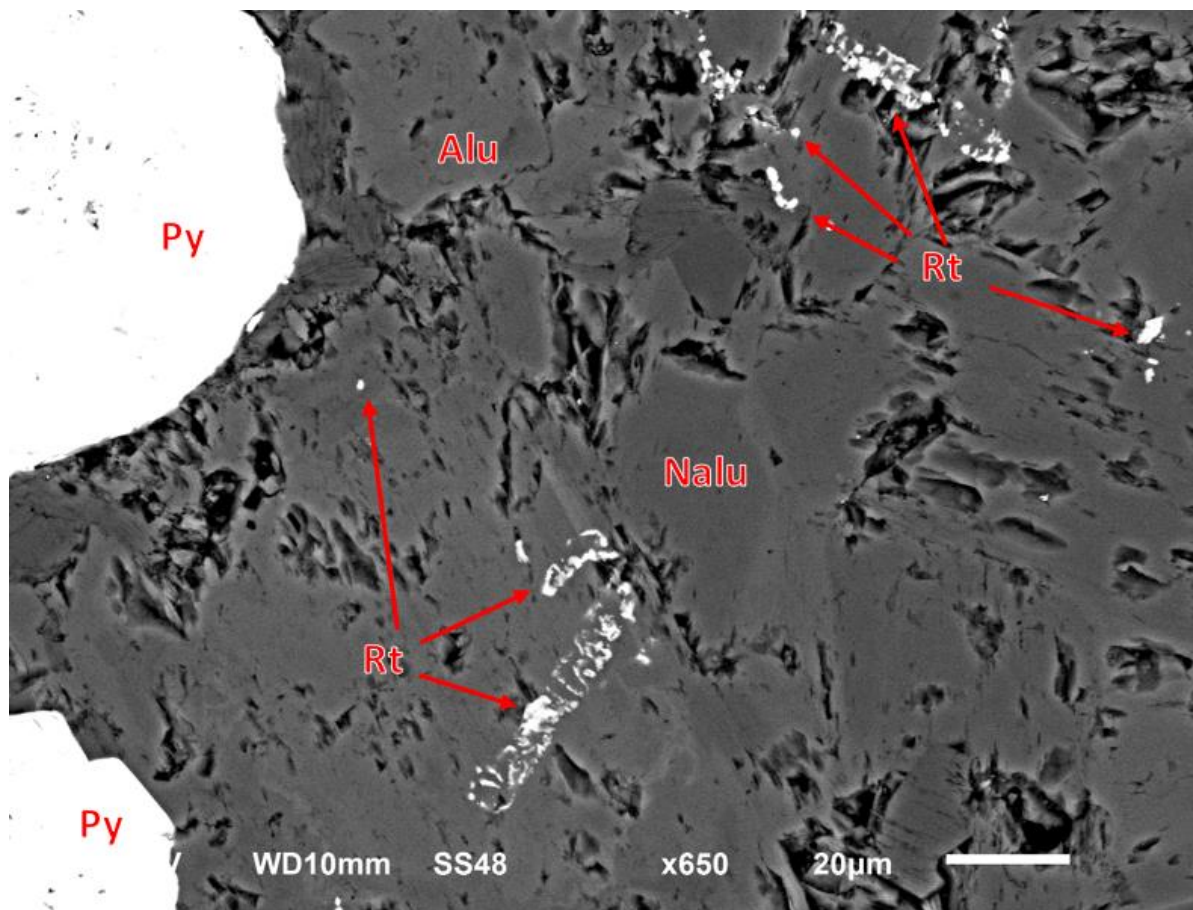
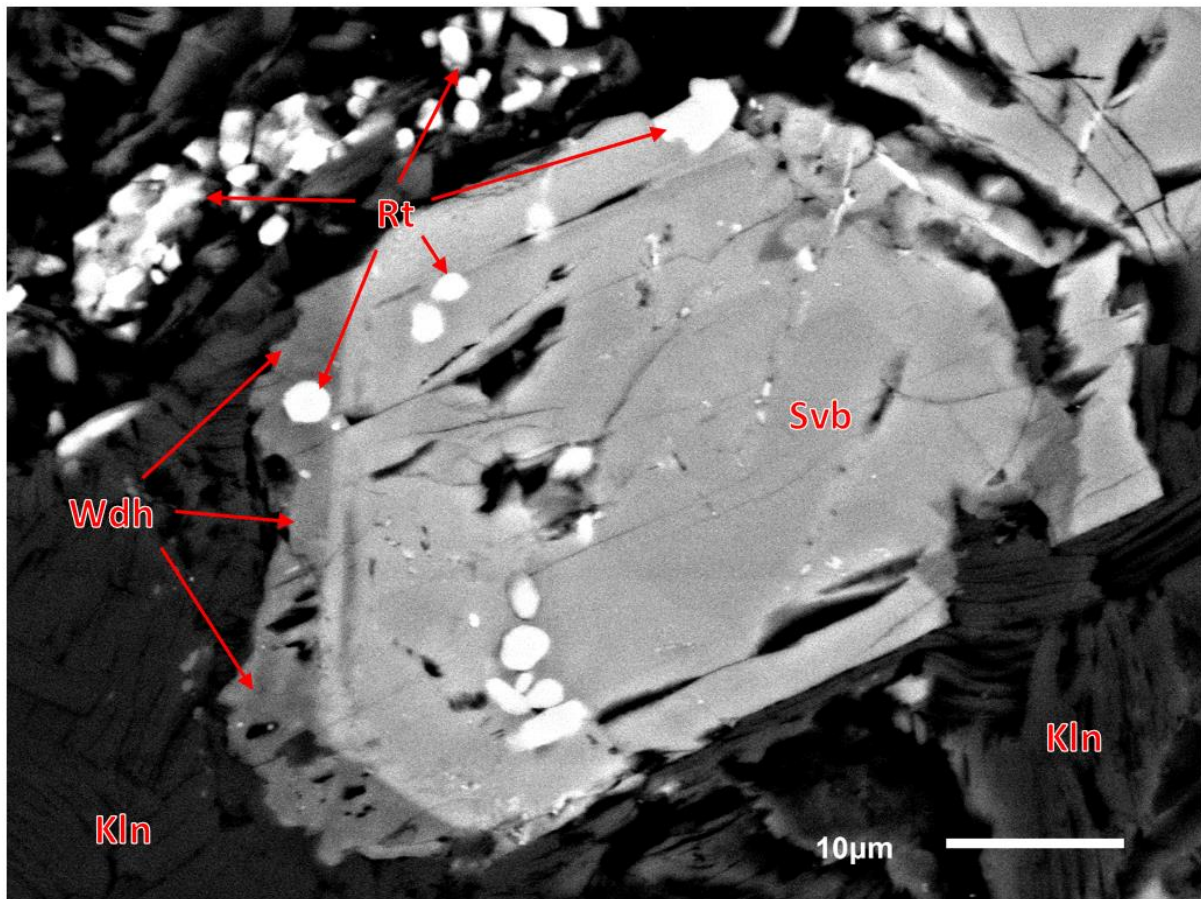


Figura 57 Imágenes de electrones retrodispersados, de la muestra 0408-102,3. Cristales de pirita (Py) en una matriz de alunita (Alu) y natroalunita (Nalu), y cristales intercrecidos de rutilo (Rt). Los cristales de la matriz presentan un núcleo compuesto por natroalunita, y en los bordes por alunita, lo que en la imagen se diferencia en base a su coloración más clara de la alunita, debido a su mayor peso atómico.

Mediante el análisis con microscopio electrónico de barrido, se determinó que el mineral sin identificar presente en la muestra 0308-73.2, en forma de cristales con hábito prismático subidiomórficos a idiomórficos y tamaños de entre 0,05 a 0,4 mm, que presentan colores de interferencia que van desde el amarillo-naranja hasta el gris, se correspondía con svanbergita. La presencia de este mineral, cuya fórmula química es  $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ , ha sido asociada a depósitos de tipo pórfido de cobre y oro, y depósitos epitermales de alta sulfuración (Dill, 2001). En base a los resultados obtenidos de su composición química (Tabla 10) y las imágenes tomadas de los cristales de mayor tamaño (Fig. 58), se observó que los cristales de svanbergita tienen parte del Sr sustituido por Ca, debido a la solución sólida que existe entre este mineral y woodhouseíta, cuya fórmula química es  $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ , y que es el análogo de calcio de la svanbergita. Además, se observó una corona de crecimiento formada por woodhouseíta (Fig. 58).

**Tabla 10:** Composición química de los cristales de svanbergita y woodhouseíta analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

% Peso	Filo Chontal 0408-102.3					Cerro Idaida 0308-73.2				
O	57,16	59,93	54,58	52,93	55,53	51,64	55,03	54,60	56,98	59,05
F						3,05				
Na	1,17	2,18	0,99		1,44	0,37	0,98			
Al	17,17	18,16	16,54	15,95	16,75	15,84	16,42	16,29	17,66	17,06
P	3,32	0,64	5,47	6,46	4,63	7,84	5,40	6,05	6,94	6,96
S	11,91	14,87	8,47	7,49	9,88	5,87	9,23	8,32	8,04	6,81
K	1,88	2,70			0,36					
Ca	0,40		0,38	0,40	0,47	0,63	0,49	0,83	5,94	5,24
Fe		0,23								
Sr	6,99	1,29	12,72	15,71	10,94	14,76	12,45	13,91	2,48	3,72
Ba			0,85	1,06					1,96	1,16
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0



*Figura 58: Cristal de svanbergita (Svb), una zonación composicional y una corona de woodhouseíta (Wdh) en uno de sus bordes, e inclusiones de rutilo (Rt). Imagen de electrones retrodispersados.*

### 6.3.2 Análisis de los minerales metálicos

- a. **Piritas:** No se observó mayor variación composicional en las piritas analizadas de las muestras llevadas al microscopio electrónico de barrido, La mayoría de las piritas carecían de zonación composicional claramente visible en las

imágenes de electrones retrodispersados, o si existía era muy sutil (Fig. 59 y tabla 11). En aquellas piritas que al microscopio óptico mostraban diferentes etapas de crecimiento (ej. Fig. 35), no se observó variación de composición entre la pirita formada en una etapa de crecimiento y otra (Tabla 11, Fig. 60).

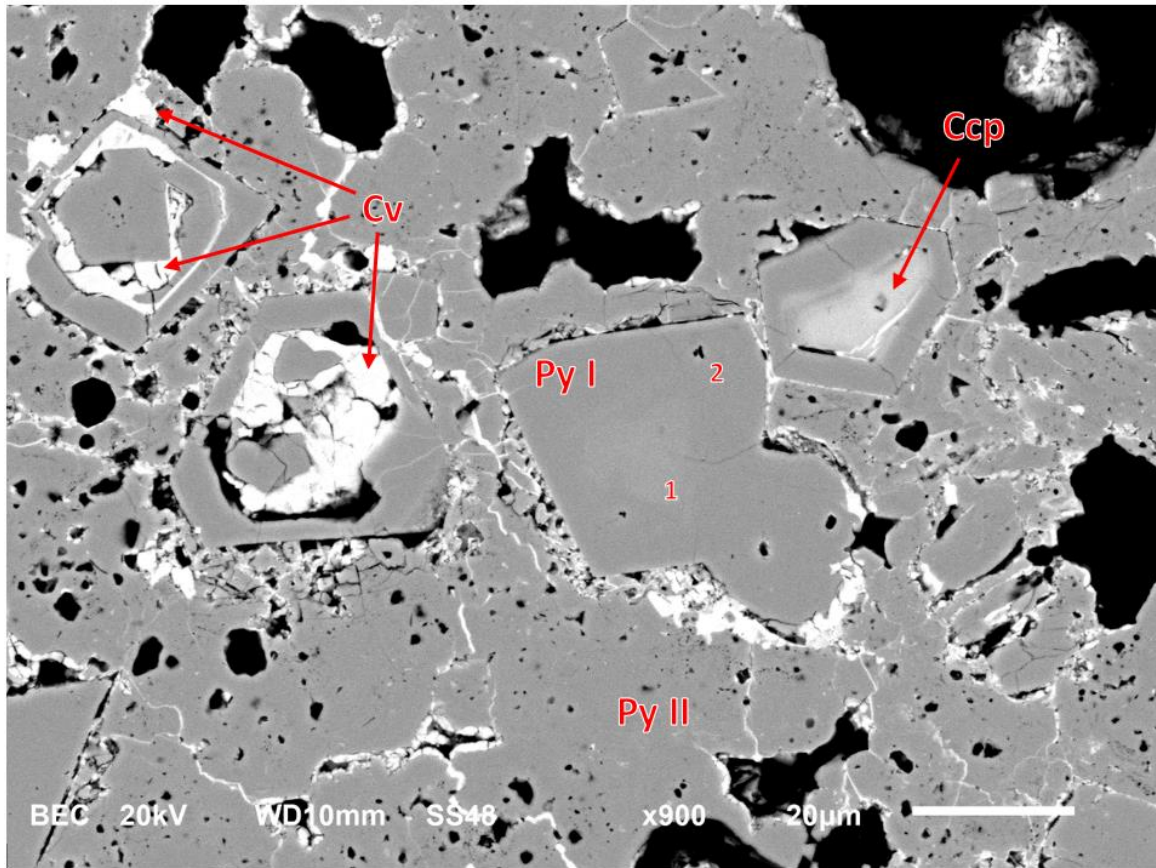


Figura 59: Imagen de electrones retrodispersados de un agregado de cristales de pirita idiomórfica (Py I) y anhedral (Py II). En las piritas Py I se puede apreciar una sutil zonación composicional marcada por una zona más clara (1) en el núcleo del cristal debido a la presencia de níquel y cobre, mientras que en otras se pueden apreciar inclusiones de calcopirita (Ccp) y covellita (Cv) que, o bien reemplazan parcialmente al cristal o están remarcando las etapas de crecimiento de los cristales.

**Tabla 11:** Composición química de un cristal de pirita Py I (1 y 2), y de otros sulfuros presentes en la figura 59, analizados mediante microscopio electrónico de barrido (MEB).

Mineral	S	Fe	Ni	Cu	Total
Pirita (Py, 1)	57,12	32,48	1,16	9,24	100,00
Pirita (Py, 2)	57,30	42,70			100,00
Calcopirita (Ccp)	38,02	29,72		32,26	100,00
Covellita (Cv)	28,98	4,00		67,02	100,00
% peso del elemento					

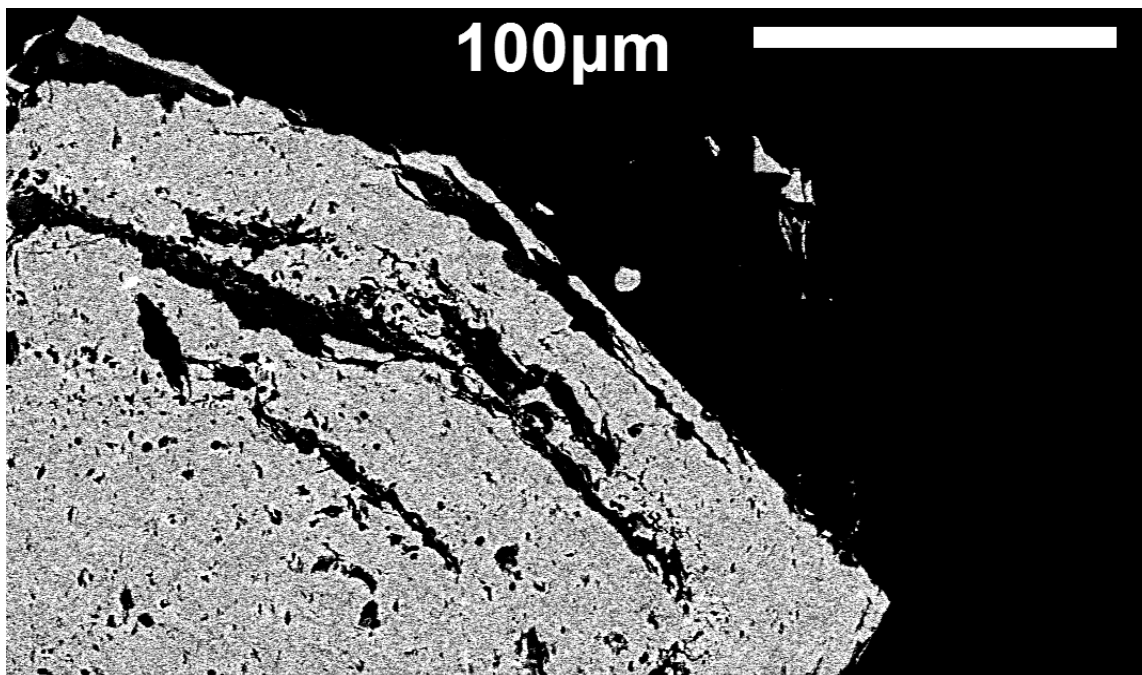


Figura 60: Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de pirita idiomórfica (Py I). En la imagen se puede apreciar una zonación remarcada por la presencia de inclusiones de minerales transparentes, sin que se observe variación de composición entre la pirita formada en una etapa de crecimiento y otra.

**b. Enargita:** Este mineral es una sulfosal compuesta principalmente por cobre, arsénico y azufre ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ). Fue observado con el microscopio óptico en forma de agregados de cristales, bien rellenando cavidades (parches), o como relleno de venas, o también en forma de pequeños cristales englobados por los cobres grises (Fig. 61). Se identificó en muestras provenientes de Filo Chontal (0408-102.3) y Cerro Idaida (9343-64, 9343-66 y 9343-77), aunque es en este último caso donde se localizó en mucha mayor proporción.

Las imágenes de electrones retrodispersados, obtenidas mediante MEB, muestran que los cristales de enargita poseen una zonación composicional de tipo oscilatorio (Fig. 61), con bandas de coloración más claras debido a la presencia de Sb sustituyendo al As, que puede llegar a superar el 2 % en peso (Tabla 12). Otro elemento destacado en los análisis, pero en menor concentración, fue Fe, hasta un 0,5 % en peso del elemento. Cabe mencionar que se observó un exceso de azufre en los resultados de composición obtenidos, porque en los cálculos de la fórmula estructural del mineral el contenido en átomos de S supera los 4 átomos por fórmula teórica. Esto puede ser debido a que los análisis químicos con EDX son análisis semicuantitativos, por lo que hay que tomarlos con precaución.

**Tabla 12:** Composición química de las muestras analizadas de enargita con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

% Peso	Filo Chontal					Cerro Idaida												
	9316-173					9343-64					9343-66				9343-77			
<b>S</b>	35,91	34,76	35,51	35,07	34,99	35,44	34,80	35,43	35,20	34,89	35,07	35,68	35,15	34,71	34,88	34,90	34,92	35,11
<b>Fe</b>														0,52	0,33			
<b>Cu</b>	45,32	46,10	46,20	46,54	45,70	45,43	45,28	46,62	45,86	44,99	45,14	45,38	45,42	45,67	45,80	45,29	45,58	45,62
<b>As</b>	18,77	19,14	18,29	18,39	19,32	19,13	17,95	17,64	18,22	17,96	18,28	18,94	17,07	19,09	18,98	19,81	19,50	19,27
<b>Sb</b>							1,97	0,31	0,71	2,16	1,51		2,36					
<b>Total</b>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

**Átomos por fórmula (calculado para 8 átomos)**

<b>S</b>	4,30	4,20	4,26	4,22	4,22	4,26	4,23	4,26	4,25	4,24	4,25	4,28	4,26	4,19	4,21	4,22	4,22	4,23
<b>Fe</b>														0,04	0,02			
<b>Cu</b>	2,74	2,81	2,80	2,83	2,78	2,76	2,78	2,83	2,79	2,76	2,76	2,75	2,78	2,78	2,79	2,76	2,78	2,77
<b>As</b>	0,96	0,99	0,94	0,95	1,00	0,98	0,93	0,91	0,94	0,93	0,95	0,97	0,89	0,99	0,98	1,02	1,01	0,99
<b>Sb</b>							0,06	0,01	0,02	0,07	0,05		0,08					

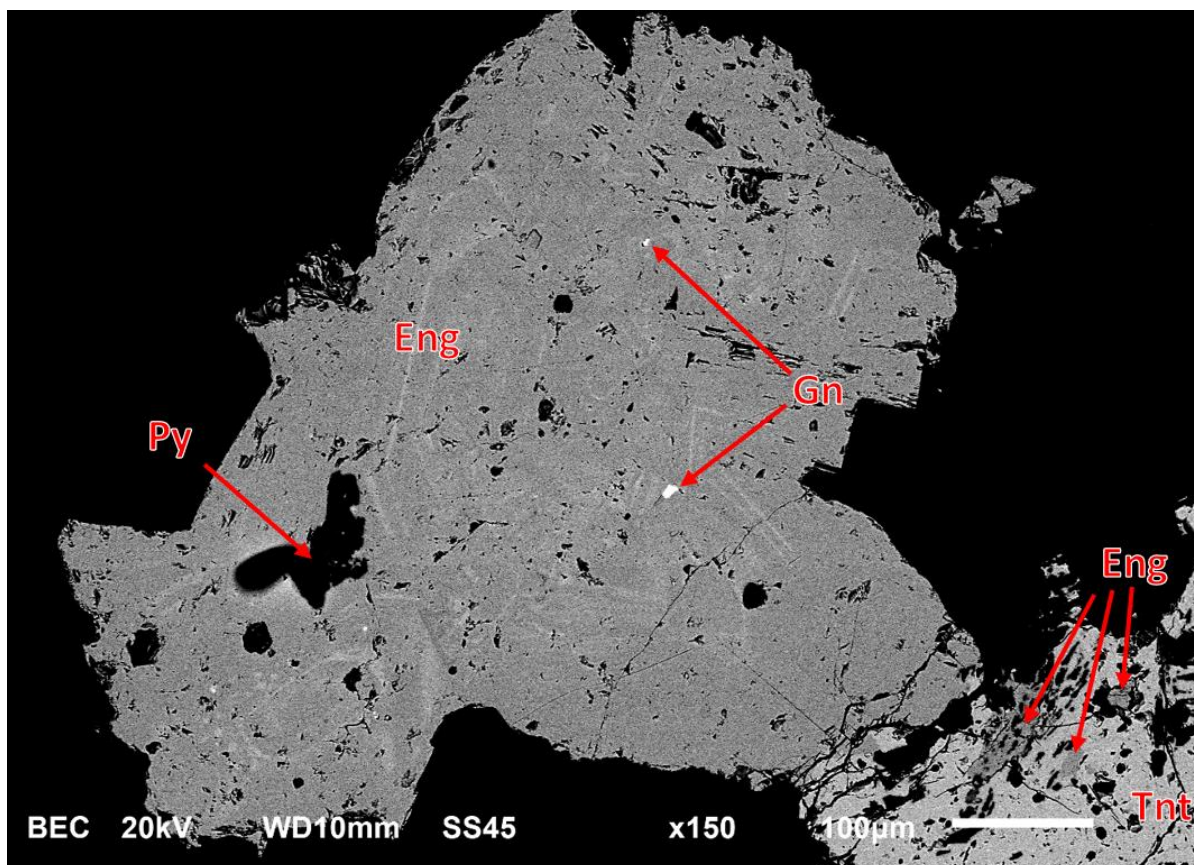


Figura 61: Imagen de electrones retrodispersados de varios cristales de enargita (Eng) que muestran una zonación de tipo oscilatorio, debido a la presencia de Sb sustituyendo al As. Este mineral está englobando cristales de pirita (Py) y galena (Gn). En la esquina inferior derecha se observa una venilla rellena de cobres grises (Tnt), que corta y reemplaza en parte la enargita.

**c. Cobres grises:** Este nombre es como tradicionalmente se denominan a los minerales que pertenecen al grupo de la tetraedrita (Moëlo et al., 2008). De manera general corresponderían a una solución sólida entre dos extremos finales, tetraedrita  $[(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}]$  y tennantita  $[(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}]$ , aunque en realidad se trata de un grupo muy amplio con una gran variabilidad química (Moëlo et al., 2008). Al microscopio óptico, y al igual que se observó con la enargita, se pudo apreciar que la presencia y abundancia de este mineral aumentaba siguiendo un patrón de este a oeste, con mayor abundancia de cobres grises en las muestras provenientes del cuerpo mineralizado de Cerro Idaida, en las que se localiza en forma de agregados relleno de huecos (parches) o como relleno de venas. Sin embargo, en las muestras de Cerro La Pava y Filo Chontal solo se observó como pequeños cristales asociados a los otros sulfuros. Las imágenes de electrones retrodispersados de los cristales de cobres grises no mostraron zonaciones composicionales como las observadas en los cristales de enargita, aunque si mostraron la presencia de abundantes inclusiones de cristales de enargita (Fig. 62). Sin embargo, y a diferencia de la enargita, los análisis en el MEB si mostraron un cambio en la composición

química entre los cobres grises analizados en las muestras de Cerro La Pava y Filo Chontal, al oeste, en comparación con los de Cerro Idaida, al este (Tabla 13, Fig. 63).

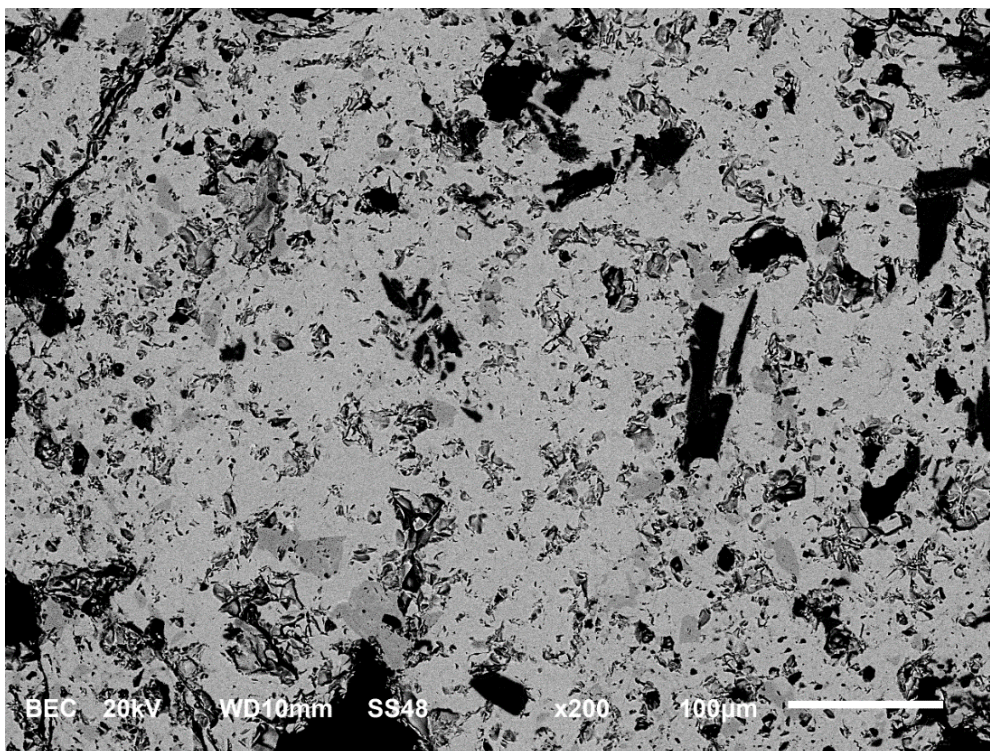


Figura 62: Imagen de electrones retrodispersados de un cristal de tennantita de la muestra 9343-66. En la imagen se observan inclusiones de pirita (Py), de color negro, e inclusiones de enargita, de tonalidad más oscura en la imagen, con respecto a la tennantita, como consecuencia del menor peso atómico de los elementos químicos de estos minerales.

Como se observa en la Tabla 13, se trata en todos los casos del extremo rico en Sb tennantita (Makovicky et al., 2005), con muy poca sustitución de As por Sb (< 1 % en peso de Sb). En las muestras analizadas provenientes de Cerro Idaida (9343-64, 9343-66 y 9343-77), las tennantitas presentan una composición química promedio (en % peso) de: S 31,6 %, Fe 3,3 %, Cu 44,5 %, As 20,4 % y Sb 0,1% (Tabla 13). Por su parte, las tennantitas analizadas en las muestras provenientes de Cerro La Pava y Filo Chontal, presentan una composición química promedio (en % peso) de: S 31,3 %, Fe 1,2 %, Cu 41,8 %, Zn 5,7 %, As 19,9 % y Sb 0,1 %, lo que indica una tendencia de mayor enriquecimiento en Zn hacia el oeste del yacimiento, donde la entrada de los átomos de Zn en la tennantita en reemplazo del Fe, tiene una relación inversa con el Cu (Fig. 63).



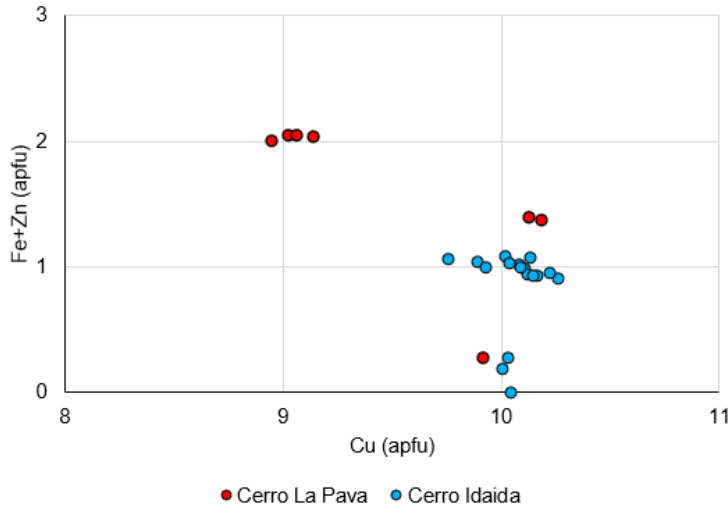
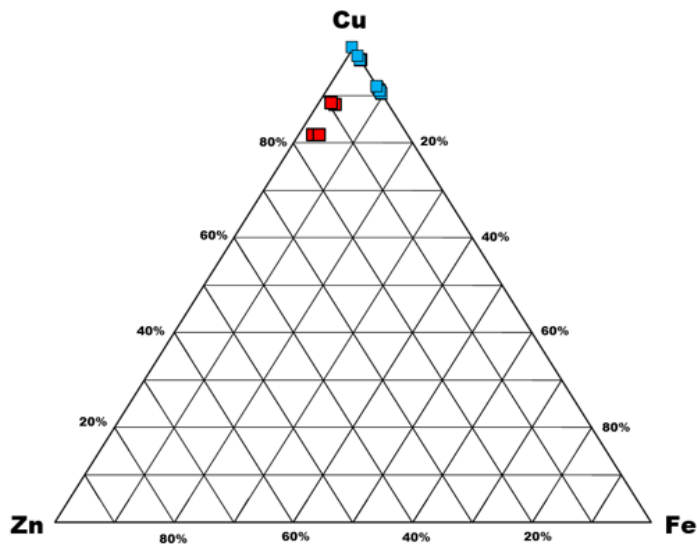


Figura 63: En la imagen superior, el diagrama binario que enfrenta los valores de Fe+Zn (átomos por fórmula unidad, apfu) y los contenidos en Cu (apfu) de la tennantita analizada en Cerro La Pava y Filo Chontal (en rojo), enriquecidos en Zn, de las provenientes de Cerro Idaida (en azul), pobres en Zn. Imagen inferior, diagrama ternario donde se observa los contenidos menores de Cu a mayor presencia de Zn.



**Tabla 13:** Composición química de los cristales de tennantita analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

%	Cerro La Pava			Filo Chontal				Cerro Idaida													
	9311-169*			0408-102.3				9343-64				9343-66				9343-77					
Peso																					
<b>S</b>	35,30	30,10	29,53	31,20	30,88	30,79	31,15	35,10	33,80	34,86	31,73	30,82	31,15	30,84	30,76	30,89	31,00	30,98	30,78	31,29	30,55
<b>Fe</b>	1,10	1,38	1,04	1,11	1,23	1,21	1,56	0,00	1,08	0,74	4,14	3,82	4,00	4,17	3,88	3,51	3,85	3,83	3,66	3,97	3,53
<b>Cu</b>	45,16	44,24	44,12	39,71	39,21	40,05	39,87	45,34	45,07	45,34	43,26	44,49	43,55	44,11	44,32	45,19	43,68	44,48	45,00	44,40	44,55
<b>Zn</b>	0,00	4,61	4,82	7,94	7,53	7,76	7,41														
<b>As</b>	18,44	19,67	19,46	20,03	21,15	20,20	20,01	19,20	20,05	19,06	20,87	20,86	20,40	20,75	20,77	20,41	21,02	20,71	20,55	20,33	21,36
<b>Ag</b>								0,35													
<b>Sb</b>			1,4										0,90	0,13	0,27		0,46				
<b>Total</b>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<b>Átomos por fórmula (Calculado en base a 29 átomos)</b>																					
<b>S</b>	15,37	13,66	13,52	14,06	13,97	13,92	14,04	15,35	14,91	15,24	14,19	13,88	14,03	13,89	13,87	13,90	13,97	13,93	13,86	14,03	13,80
<b>Fe</b>	0,27	0,36	0,27	0,29	0,32	0,31	0,40		0,27	0,19	1,06	0,99	1,03	1,08	1,00	0,91	1,00	0,99	0,95	1,02	0,92
<b>Cu</b>	9,92	10,13	10,19	9,03	8,95	9,14	9,07	10,01	10,03	10,00	9,76	10,11	9,90	10,02	10,08	10,26	9,93	10,09	10,23	10,05	10,16
<b>Zn</b>		1,03	1,08	1,76	1,67	1,72	1,64														
<b>As</b>	3,44	3,82	3,81	3,86	4,09	3,91	3,86	3,59	3,78	3,57	3,99	4,02	3,93	4,00	4,01	3,93	4,05	3,99	3,96	3,90	4,13
<b>Ag</b>																					
<b>Sb</b>			0,13										0,11	0,02	0,03		0,05				
<b>Total</b>	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29
<b>Cu+Ag</b>	9,92	10,13	10,19	9,03	8,95	9,14	9,07	10,05	10,03	10,00	9,76	10,11	9,90	10,02	10,08	10,26	9,93	10,09	10,23	10,05	10,16
<b>Fe+Zn</b>	0,27	1,39	1,36	2,04	1,99	2,03	2,04		0,27	0,19	1,06	0,99	1,03	1,08	1,00	0,91	1,00	0,99	0,95	1,02	0,92
<b>As+Sb</b>	3,44	3,82	3,94	3,86	4,09	3,91	3,86	3,59	3,78	3,57	3,99	4,02	4,04	4,01	4,04	3,93	4,11	3,99	3,96	3,90	4,13
<b>S</b>	15,37	13,66	13,52	14,06	13,97	13,92	14,04	15,35	14,91	15,24	14,19	13,88	14,03	13,89	13,87	13,90	13,97	13,93	13,86	14,03	13,80

**d. Colusita:** Como ya se mencionó previamente, durante la realización de la descripción petrográfica se observó, en las muestras provenientes de Cerro Idaida (muestras 9343-64, 9343-66 y 9343-77) la presencia de un mineral de color crema con un tono marronáceo, isótropo, generalmente en forma de pequeños cristales incluidos en los cristales de enargita y cobres grises. La presencia de este mineral es la diferencia más significativa en la mineralogía de los sulfuros de Cerro Idaida, en comparación con los sulfuros de los otros cuerpos mineralizados. Además, este mineral no fue previamente mencionado por otros autores, por lo que se trataría de la primera mención en la zona. Esto llevó que se hiciera especial hincapié en su estudio.

Los resultados obtenidos del análisis semicuantitativo de la composición química de este mineral se exponen en la tabla 14 y, En base a ellos, el mineral se identificó como colusita, una rara sulfosal de cobre y vanadio de composición compleja cuya fórmula teórica es  $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{As},\text{Sn},\text{Sb})_6\text{S}_{32}$  (Wagner y Monecke, 2005). Las imágenes de electrones retrodispersados mostraron que los cristales de este mineral presentan zonaciones composicionales (Fig. 64) en las que zonas más oscuras se alternan con zonas más claras que se caracterizan por tener un mayor contenido de Sn, midiéndose contenidos  $> 7\%$  en peso de Sn (Tabla 14). Estas zonaciones composicionales pueden ser de carácter oscilatorio (Fig. 64), o no, y en este último caso los cristales presentan un núcleo rico en Sn y un borde pobre en Sn (Fig. 65).

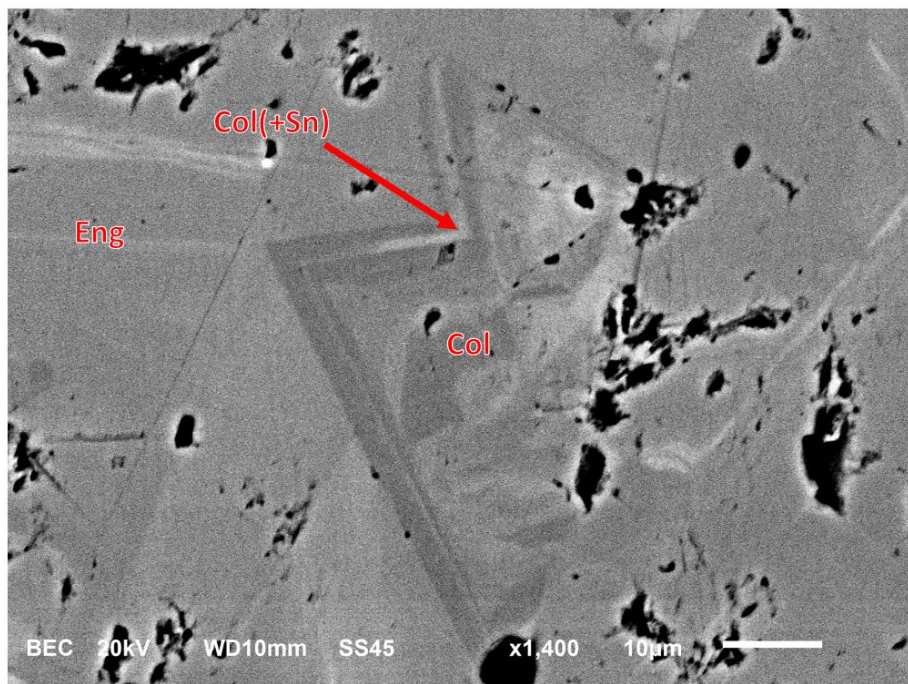


Figura 64: Imagen de electrones retrodispersados de uno de los cristales de colusita (Col) incluidos en enargita (Eng) de la figura 45. En la imagen se observa la zonación de carácter oscilatorio, donde alternan bandas enriquecidas en Sn, de color más claro, con bandas pobres en Sn, más oscuras.

Tabla 14: Composición química de los cristales de colusita analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

% Peso	Muestra 9343-64 Cerro Idaida													Muestra 9343-66 Cerro Idaida					Muestra 9343-77 Cerro Idaida				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
<b>S</b>	33,28	33,89	35,85	33,36	36,20	34,23	35,73	33,52	34,85	36,41	34,31	35,52	34,58	35,62	34,4	35,79	35,95	35,57	36,31	35,32	34,42	34,57	35,91
<b>As</b>	8,27	8,90	13,28	9,08	13,96	11,13	14,56	8,57	9,05	13,38	9,41	11,23	11,76	13,52	10,24	12,43	13,93	12,58	13,79	11,39	10,75	10,66	13,95
<b>Sb</b>	1,45	1,39		1,72		0,61		1,59						0,35	1,67	0,86				1,85	3,07	2,76	
<b>Fe</b>	0,60	0,58		0,50				0,69	1,10			0,52					0,39						
<b>Cu</b>	46,38	47,01	47,09	46,33	46,49	46,32	46,17	46,19	46,88	45,95	46,92	48,95	46,90	46,46	46,79	46,01	46,55	45,95	46,68	47,03	46,20	46,59	46,95
<b>Sn</b>	7,14	5,58	0,33	6,37	0,48	4,54	0,41	7,00	5,53	0,95	6,03	1,79	3,70	1,09	4,36	1,94		2,84		1,09	2,69	2,24	
<b>V</b>	2,58	2,64	3,03	2,64	2,87	2,83	3,12	2,43	2,58	3,31	2,80	2,51	3,06	2,97	2,53	2,97	3,19	3,06	3,22	3,33	2,86	3,18	3,19
<b>W</b>	0,30		0,42			0,34																	
<b>Total</b>	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00
<b>Átomos por fórmula (Calculado en base a 66 átomos)</b>																							
<b>S</b>	34,03	34,26	35,12	34,01	35,36	34,44	35,02	34,18	34,78	35,51	34,46	34,94	34,47	35,03	34,61	35,28	35,08	35,13	35,35	34,89	34,59	34,58	35,07
<b>As</b>	3,62	3,85	5,57	3,96	5,84	4,79	6,11	3,74	3,87	5,59	4,05	4,73	5,02	5,69	4,41	5,24	5,82	5,32	5,75	4,82	4,62	4,56	5,83
<b>Sb</b>	0,39	0,37		0,46		0,16		0,43						0,09	0,44	0,22				0,48	0,81	0,73	
<b>Fe</b>	0,35	0,34		0,29				0,40	0,63		0,30						0,22						
<b>Cu</b>	23,93	23,98	23,28	23,83	22,91	23,52	22,84	23,77	23,61	22,62	23,78	24,30	23,59	23,06	23,75	22,89	22,92	22,90	22,93	23,45	23,43	23,52	23,14
<b>Sn</b>	1,97	1,52	0,09	1,75	0,13	1,23	0,11	1,93	1,49	0,25	1,64	0,48	1,00	0,29	1,18	0,52	0,00	0,76		0,29	0,73	0,61	
<b>V</b>	1,66	1,68	1,87	1,69	1,76	1,79	1,92	1,56	1,62	2,03	1,77	1,55	1,92	1,84	1,60	1,84	1,96	1,90	1,97	2,07	1,81	2,00	1,96
<b>W</b>	0,05		0,07			0,06																	
<b>Total</b>	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00
<b>Cu</b>	23,93	23,98	23,28	23,83	22,91	23,52	22,84	23,77	23,61	22,62	23,78	24,30	23,59	23,06	23,75	22,89	22,92	22,90	22,93	23,45	23,43	23,52	23,14
<b>V</b>	1,66	1,68	1,87	1,69	1,76	1,79	1,92	1,56	1,62	2,03	1,77	1,55	1,92	1,84	1,60	1,84	1,96	1,90	1,97	2,07	1,81	2,00	1,96
<b>As+Sb</b>	4,01	4,22	5,57	4,42	5,84	4,95	6,11	4,17	3,87	5,59	4,05	4,73	5,02	5,78	4,85	5,47	5,82	5,32	5,75	5,30	5,44	5,29	5,83
<b>Sn+Ge</b>	1,97	1,52	0,09	1,75	0,13	1,23	0,11	1,93	1,49	0,25	1,64	0,48	1,00	0,29	1,18	0,52		0,76		0,29	0,73	0,61	
<b>S</b>	34,03	34,26	35,12	34,01	35,36	34,44	35,02	34,18	34,78	35,51	34,46	34,94	34,47	35,03	34,61	35,28	35,08	35,13	35,35	34,89	34,59	34,58	35,07

Algunos de los cristales de colusita estudiados con el MEB mostraron bordes de crecimiento que daban una respuesta más intensa (de color más blanco, figura 65). Los análisis de estas zonas dieron contenidos elevados de Ge y W (Tabla 15), a la vez que se dejó de detectar la presencia de Sn y Sb.

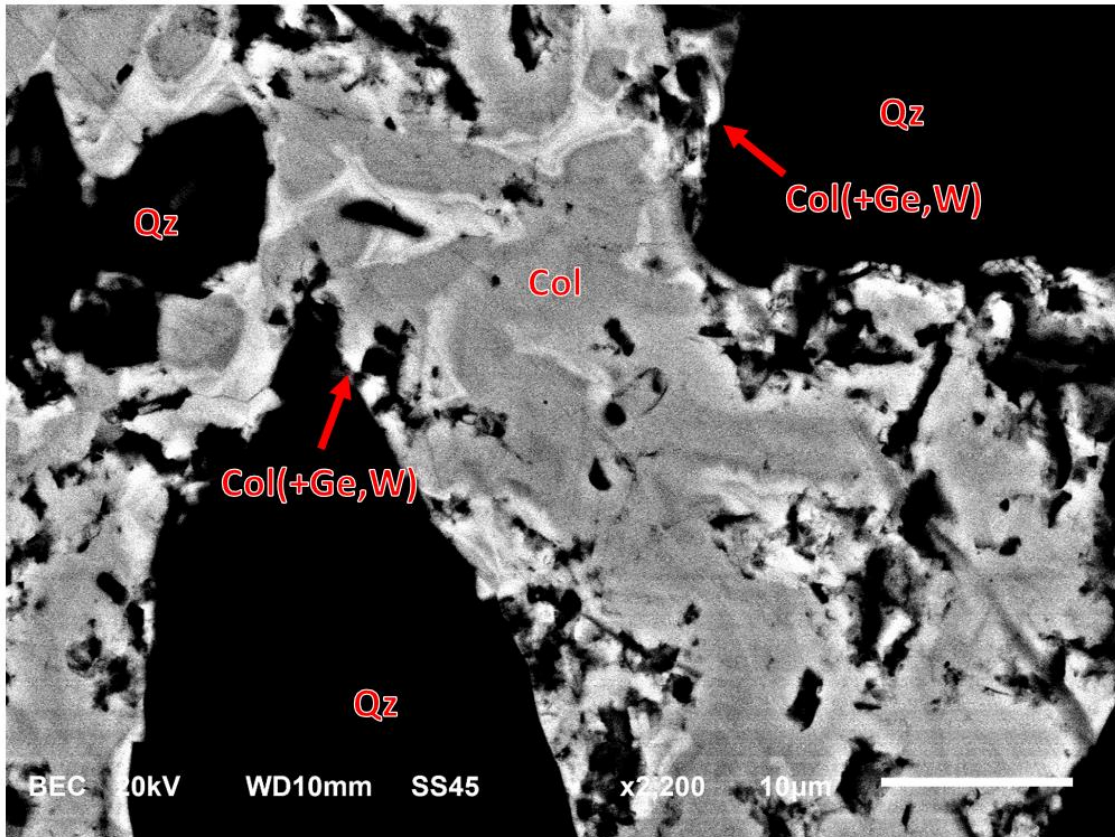


Figura 65: Imagen de electrones retrodispersados de uno de los cristales de colusita (Col) incluidos en la matriz de cuarzo (Qz) observados en la Fig. 47. En la imagen se observa que se trata de un agregado de cristales de colusita con el núcleo enriquecido en Sn, y un borde más oscuro pobre en Sn. El último crecimiento está formado por bandas, de color más blanco, ricas en Ge y W.

**Tabla 15:** Composición química de los bordes de crecimiento en cristales de colusita, analizados con el microscopio electrónico de barrido (MEB).

% Peso	Cerro Idaida 9343-64				Cerro Idaida 9343-66				
	<b>S</b>	33,84	33,46	33,56	33,26	33,09	33,80	33,94	33,36
<b>As</b>	8,05	7,13	8,01	7,65	7,45	7,46	7,78	8,54	8,04
<b>Fe</b>	1,43	1,08	0,77		1,05	0,83	0,41	0,86	0,56
<b>Cu</b>	42,91	45,37	44,23	44,28	44,58	45,02	43,43	45,27	44,39
<b>Ge</b>	4,75	4,79	4,89	5,88	5,92	4,97	5,89	4,88	4,90
<b>V</b>	0,99	0,95	1,06	1,00	0,97	1,17	0,87	1,08	1,29
<b>W</b>	8,04	7,21	7,48	7,93	6,94	6,74	7,68	6,00	6,67
<b>Total</b>	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00

**Átomos por fórmula (Calculado en base a 66 átomos)**

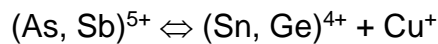
<b>S</b>	34,96	34,51	34,67	34,58	34,22	34,70	35,05	34,28	34,97
<b>As</b>	3,56	3,15	3,54	3,40	3,30	3,28	3,44	3,76	3,52
<b>Fe</b>	0,85	0,64	0,46		0,62	0,49	0,24	0,51	0,33
<b>Cu</b>	22,37	23,61	23,06	23,23	23,27	23,32	22,63	23,47	22,94
<b>Ge</b>	2,17	2,18	2,23	2,70	2,70	2,25	2,69	2,21	2,22
<b>V</b>	0,64	0,62	0,69	0,65	0,63	0,76	0,57	0,70	0,83
<b>W</b>	1,45	1,30	1,35	1,44	1,25	1,21	1,38	1,08	1,19
<b>Total</b>	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00	66,00
<b>Cu</b>	22,37	23,61	23,06	23,23	23,27	23,32	22,63	23,47	22,94
<b>V+W</b>	2,09	1,91	2,04	2,09	1,88	1,96	1,95	1,77	2,02
<b>As+Ge</b>	5,73	5,33	5,77	6,10	6,00	5,53	6,13	5,97	5,74
<b>S</b>	34,96	34,51	34,67	34,58	34,22	34,70	35,05	34,28	34,97

Los análisis semicuantitativos de los cristales de colusita fueron recalculados para obtener la fórmula estructural, basándonos en un contenido de 66 átomos por fórmula unidad (apfu). Como se puede observar en la Tabla 14, los valores de vanadio son relativamente constantes, variando entre 2,4 y 3,3 % en peso de V, lo que resulta en unos 2 apfu (entre 1,7 y 2,1) que coincide con el número de átomos de V por fórmula teórica en el mineral  $[Cu_{26}V_2(As,Sn,Sb)_6S_{32}]$ . Sin embargo, los análisis mostraron un exceso de S, por lo que se obtienen más átomos de S por fórmula de los que debería tener. Como ya se indicó, se trata de análisis semicuantitativos y hay que tomarlos con precaución. Esto es especialmente cierto para minerales de composiciones complejas como este y que además pueden tener vacantes en la estructura como indican Spry et al. (1994), quienes proponen una fórmula teórica para el mineral de  $Cu_{24+x}V_2(As,Sb)_{6-x}(Sn,Ge)_xS_{32}$ , donde X estaría entre 0 y 2.

En la Tabla 14 se observa un amplio rango de variación del As, entre 8,3 y

14,56 % en peso, y lo mismo ocurre con los valores de Sn, que varían entre 0 y 7,1 % en peso. Los análisis también detectaron Sb, con valores entre 0 y 1,7 % en peso, y que estaría sustituyendo al As. Otros elementos minoritarios fueron Fe, que varía entre 0 y 1,1 % en peso, y en 3 análisis también fue detectado W (hasta 0,4 % en peso).

Según lo que sugieren Spry et al. (1994), en la colusita el Sn puede sustituir al As, generando una relación inversa entre ambos elementos, lo que en consecuencia produce un desfase de una carga positiva, ya que el arsénico funciona con valencia 5+ y el estaño entraría con una valencia 4+. Este desfase de carga estaría compensado con la entrada de Cu con valencia 1+, de acuerdo con una sustitución acoplada del tipo:



En la figura 65 se han representado los valores (en apfu) obtenidos para las zonas ricas en Sn y pobres en Sn de los cristales de colusita analizados. En el diagrama que enfrenta Sn y As(+Sb) se observa una relación inversa, mientras que al enfrentar los valores de Sn con los de Cu, la correlación es positiva (Fig. 66). Esto apoyaría la sustitución acoplada propuesta por Spry et al. (1994).

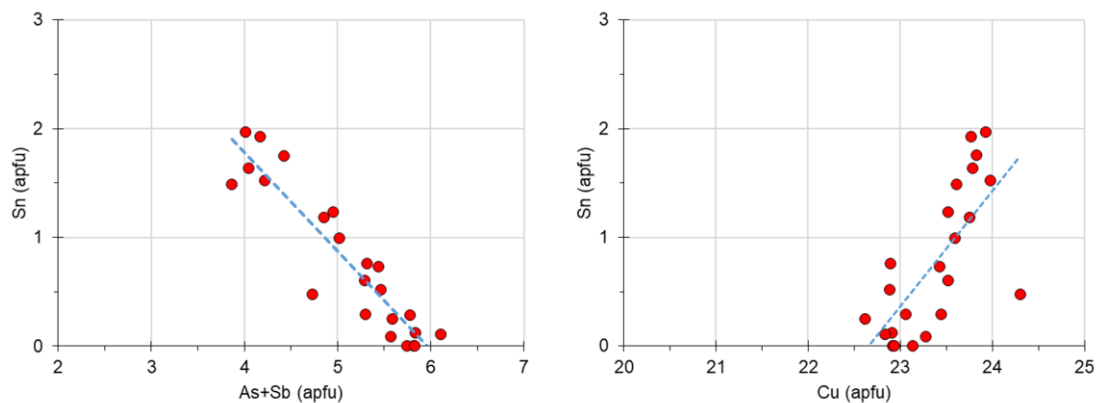


Figura 66: A la izquierda, diagrama binario que muestra la relación inversa entre Sn y As+Sb (apfu), a mayor cantidad de Sn, menor cantidad de As+Sb. A la derecha, diagrama binario que muestra la relación positiva entre el Sn y Cu (apfu), a más Sn, más Cu.

En cuanto a los bordes de crecimiento observados en algunos de los cristales de colusita (Figs. 67 y 68.), los análisis mostraron contenidos elevados de Ge (hasta 5,9 % en peso) y W (hasta 8 % en peso), mientras que los valores de V y As fueron menores que en el caso anterior, entre 7,1 y 9,9 % en peso de As y ~ 1 % en peso de V, respectivamente (Tabla 15). Por otro lado, el Fe que

en los análisis composicionales de los cristales de colusita no superaron el 1,1 % en peso del elemento (promedio 0,19 %), lo que contrasta fuertemente con los valores de composición obtenidos en las zonas enriquecidas con W y Ge (Tabla 15), donde la presencia de Fe alcanzó unos valores de hasta 1,6 % en peso (promedio 0,8 %). Todo esto sugiere que se trata de un mineral distinto.

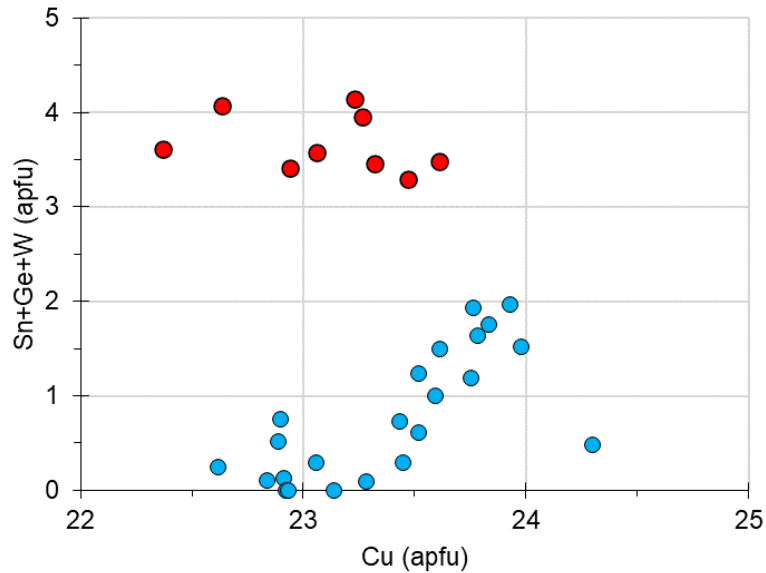


Figura 67: Diagrama binario que enfrenta los valores de Sn+Ge+W con los de Cu (apfu). En rojo: composición de la colusita enriquecida en Ge y W; en azul: colusita con y sin Sn. En el diagrama se observa que en este último caso hay una relación directa: a más Sn más Cu. Sin embargo, en el primero, a pesar de la dispersión de los datos, no se observa esta tendencia.

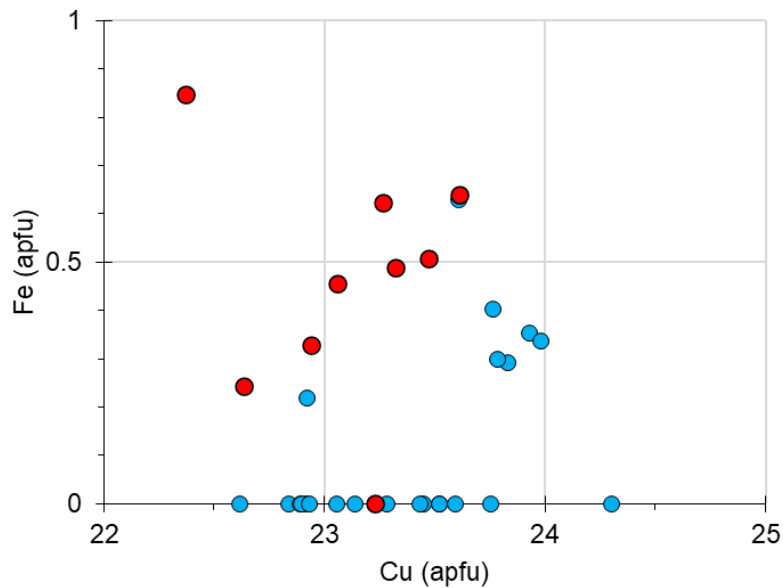
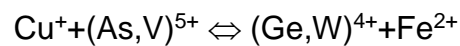


Figura 68: Diagrama binario que enfrenta los contenidos en Fe y Cu (apfu). En rojo: composición de la colusita enriquecida en Ge y W; en azul: colusita (con y sin Sn). En el diagrama se observa que, por un lado, la colusita enriquecida en Ge y W tiene mayores contenidos en Fe, y, por otro lado, que hay una relación inversa: cuanto más Fe, menos Cu.



Al representar los valores (en apfu) obtenidos en los bordes ricos en Ge y W, se observa que existe una relación inversa entre los contenidos en As+V y los contenidos en Ge+W (Fig. 69), lo que indica que se sustituyen entre ellos. Sin embargo, hay que tener en cuenta que As y V entran en la estructura del mineral con valencia 5+, mientras que Ge y W lo hacen con una valencia 4+. Esta sustitución implicaría la generación de un desbalance de una carga positiva que debe ser tomada en consideración y compensada. Por otro lado, y como ya se mencionó, estos análisis contienen Fe, por lo que se podría sugerir la siguiente sustitución acoplada:



Esta posible sustitución estaría apoyada por la relación inversa observada entre los contenidos de Fe y Cu (Fig. 70), y entre los contenidos de W+Ge+Fe y As+V+Cu (Fig.71).

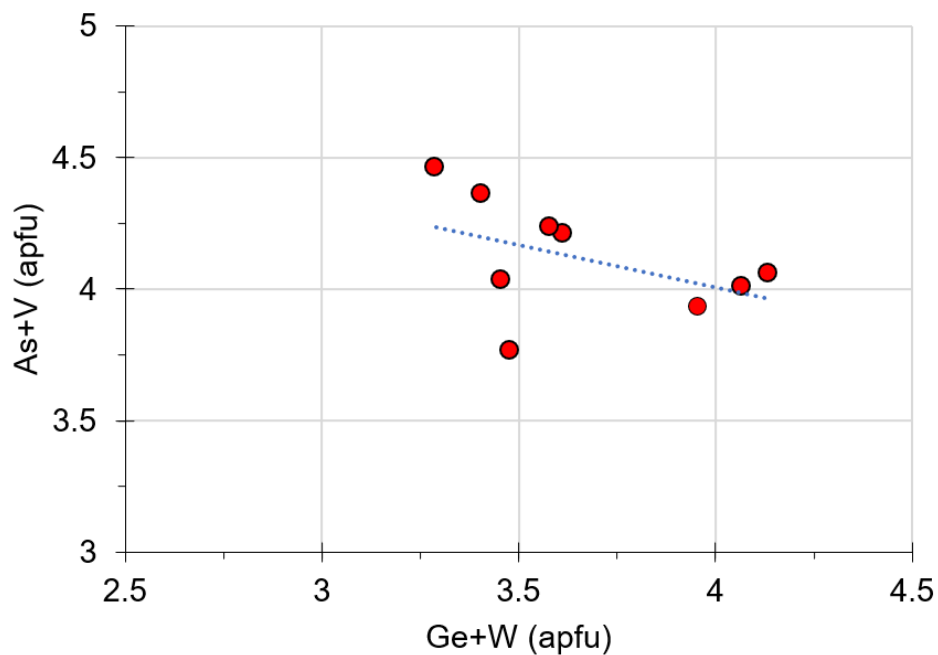


Figura 69: Diagrama As+V frente al Ge+W (apfu) donde se observa una correlación inversa en los contenidos de estos elementos en los bordes ricos en Ge y W.

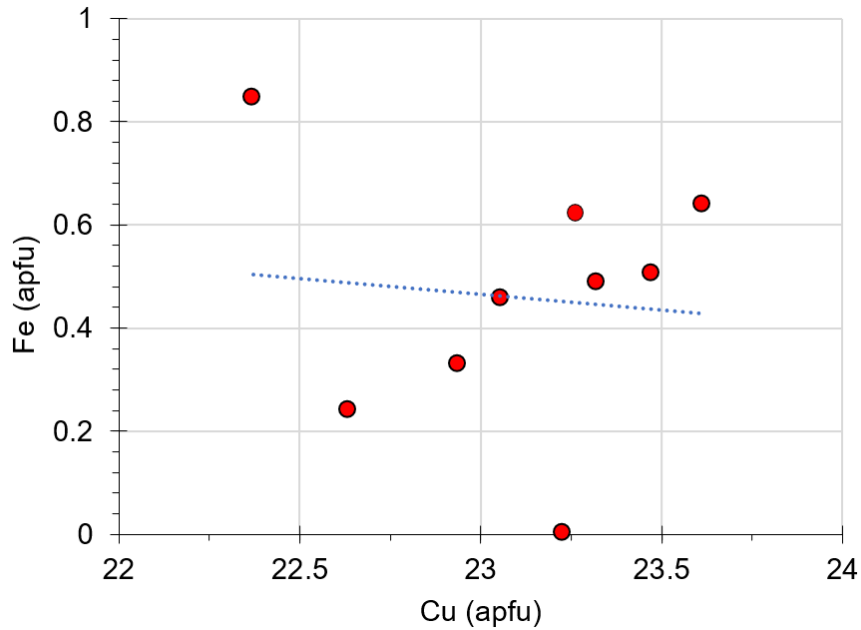


Figura 70: Diagrama binario, que enfrenta al Fe (apfu) frente a Cu (apfu), en los bordes ricos en Ge y W, en el que se observa una relación inversa.

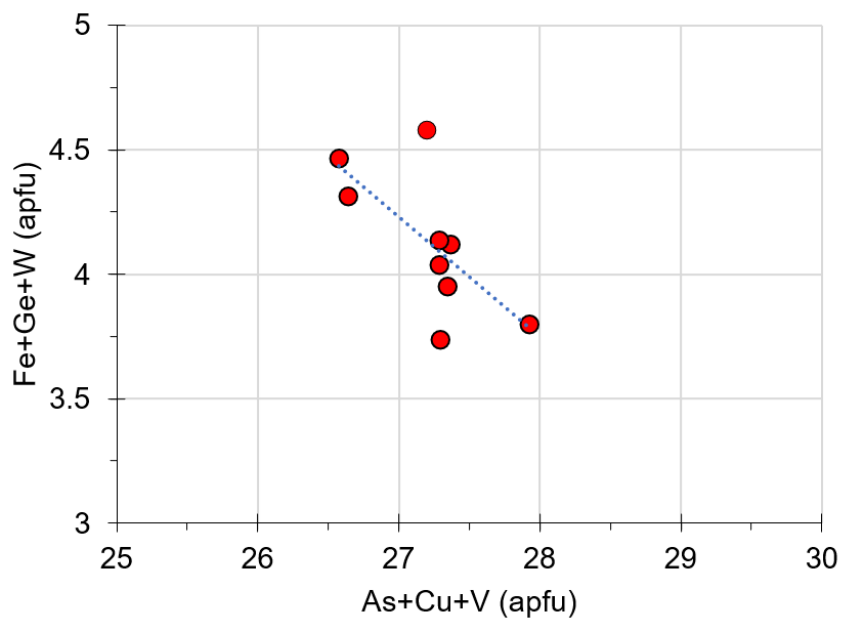


Figura 71: Diagrama binario, que enfrenta al Fe+Ge+W (apfu) frente a As+Cu+V (apfu), en los bordes ricos en Ge y W, en el que se observa una relación inversa.

La colusita es un sulfuro de cobre y vanadio de composición compleja (Wagner y Monecke, 2005). Fue reconocido como una especie nueva por Sales (1914) y desde entonces se han descubierto nuevas especies minerales relacionadas química y estructuralmente. Mandarinó (1992) definió el Grupo Colusita, en el que el mineral colusita  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{As},\text{Sb})_6\text{S}_{32}]$  constituye el miembro rico en arsénico, nekrasovita,  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{Sn}_6\text{S}_{32}]$ , constituye el miembro

rico en estaño (Kovalenker et al., 1984), stibicolusita  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Sb},\text{Sn},\text{As})_6\text{S}_{32}]$  sería el miembro rico en antimonio (Spiridonov et al., 1994) y germanocolusita  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Ge},\text{As})_6\text{S}_{32}]$  el rico en germanio (Spiridonov et al., 1992). Estos cuatro minerales son isoestructurales, tienen un grupo espacial P-43n, y poseen una estructura tipo esfalerita (Fig. 72), en la que los cationes están en coordinación tetraédrica con el azufre. Spry et al. (1994), como ya se indicó, sugirieron una nueva fórmula química para los minerales de este grupo  $[\text{Cu}_{24+x}\text{V}_2(\text{As},\text{Sb})_{6-x}(\text{Sn},\text{Ge})_x\text{S}_{32}]$ , indicando la posibilidad de vacancias en las posiciones del Cu para la colusita.

Todos estos minerales tienen común la presencia de 2 apfu de V, pero otros minerales que Wagner y Monecke (2005) consideran pertenecientes al Grupo de la Colusita son: maikainita  $[\text{Cu}_{20}(\text{Fe},\text{Cu})_6\text{Mo}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}]$  y ovamboita  $[\text{Cu}_{20}(\text{Fe},\text{Cu},\text{Zn})_6\text{W}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}]$  (Spiridonov, 2003), aunque en la clasificación de Dana (Gaines et al., 1997), ambas especies minerales están dentro del grupo de la germanita  $[\text{Cu}_{26}\text{Fe}_4\text{Ge}_4\text{S}_{32}]$ .

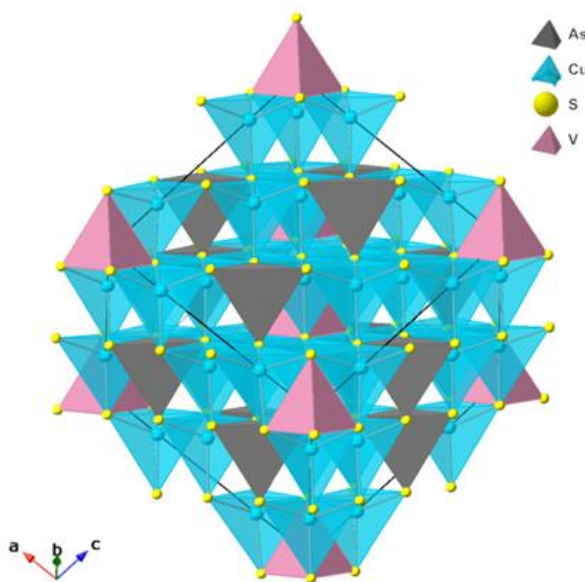


Figura 72: Estructura de colusita, según Spry et al. (1994).

Sería necesario repetir estos análisis con una microsonda electrónica para poder estar seguro de estas composiciones. De todas formas, los contenidos en V detectados, < 1 apfu, sugieren que el mineral no pertenece al grupo de colusita, por lo que no se trataría germanocolusita  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Ge},\text{As})_6\text{S}_{32}]$ , el término rico en Ge, o un posible miembro intermedio entre germanocolusita y un término rico en W que aún no ha sido definido  $[\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{W},\text{As})_6\text{S}_{32}]$ ?. Por otro lado, la ausencia de Zn y los bajos contenidos en Fe, unido a los altos contenidos en V y As, hace que no se pueda tampoco clasificar como ovamboita  $[\text{Cu}_{20}(\text{Fe},\text{Cu},\text{Zn})_6\text{W}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}]$ . Es posible que se trate de un nuevo mineral, aunque como se ha indicado, habría que corroborarlo con una microsonda electrónica.

Es importante hacer de nuevo hincapié en que los microanálisis realizados en el microscopio electrónico de barrido (MEB) arrojaron valores de azufre significativamente más elevados que los que corresponderían a estos minerales. Esto ya fue detectado durante el desarrollo de la primera de las tres sesiones de trabajo que se hicieron con este equipo. Se intentó compensar esta situación calibrando el MEB utilizando estándares para los distintos elementos detectados en el análisis, pero no se logró mejorar los resultados, por lo que se descartó utilizar este método. Por otro lado, también se consideró la posibilidad de que los valores detectados de azufre se debieran a solapamiento de picos de emisión de otro elemento, minoritario, con los picos principales del azufre. El elemento posible era el molibdeno, con picos secundarios coincidentes con los principales del azufre. Además, este elemento era un buen candidato, puesto que hay minerales relacionados con el Grupo de la Colusita que contienen Mo. Para verificar esta posibilidad, y dado que los picos principales del espectro de emisión de rayos x del molibdeno se encuentran a energías altas, se aumentó el voltaje de aceleración de la corriente electrónica con el que se había trabajado (20 kV) a 30 kV. El objetivo era que la corriente electrónica alcanzara una energía de excitación óptima para obtener picos de emisión característicos del molibdeno. Sin embargo, tras repetir los análisis con estas nuevas condiciones no se detectaron dichos picos en las muestras, por tanto, no se pudo verificar la presencia de Mo y, en consecuencia, no se llegó a aclarar la causa de este exceso de azufre en los análisis.

## **7. CONCLUSIONES**

El muestreo llevado a cabo en el entorno del cuerpo mineralizado de Cerro La Pava, en el yacimiento de Cerro Quema (Panamá), y su posterior estudio mediante técnicas de microscopía óptica y electrónica, y de difracción de rayos X, ha permitido describir y caracterizar distintos tipos de alteración epitermal de alta sulfuración presentes en superficie. En la Muestra MQ-RM-0, que en principio correspondía al protolito de la roca encajante de la mineralización, se observa la presencia de clorita abundante, como principal mineral de alteración, junto con minerales arcillosos y, ocasionalmente, carbonato (en la alteración de plagioclasas), lo que sugiere una alteración propilítica leve. Las muestras MQ-RM-3 y 5, son ejemplos de brechas silicificadas e inicialmente mineralizadas, aunque los sulfuros primarios están ahora oxidados a goethita-hematites. Estas rocas presentan abundantes poros y cavidades y la matriz completamente reemplazada por cuarzo de grano fino y textura en mosaico, por lo que estas muestras serían representativas de la alteración tipo sílice porosa o “vuggy

silica". Por último, las muestras MQ-RM-1 y 7, son ejemplos de alteración argílica, donde la matriz ha sido reemplazada por cuarzo de textura mosaico y los fenocristales de anfíboles, biotita y plagioclasas han sido reemplazados preferentemente por minerales arcillosos, particularmente por caolinita, como indican los resultados obtenidos de los análisis de DRX y MEB).

El estudio de la mineralogía de las alteraciones mediante DRX (método de polvo) se ha confirmado como una herramienta apropiada para la prospección de mineralizaciones de tipo epitermal de alta sulfuración, en el muestreo de campo de áreas de intensa alteración supergénica. En el presente trabajo, el estudio mediante DRX (método de polvo) de las muestras tomadas en superficie (MQ-RM-6 y 8) ha permitido la identificación de svanbergita, mineral perteneciente al supergrupo de la alunita. Stoffregen y Alpers (1987) señalan que la svanbergita se considera asociada a alunita hipógena en las zonas de alteración argílica avanzada de esta tipología de yacimientos.

En cuanto a la mineralización de sulfuros, únicamente las muestras procedentes de testigos de sondeos, en zonas no afectadas por la alteración meteórica, han permitido que se pudiera hacer el estudio de la paragénesis de minerales metálicos. El principal mineral presente en las todas las muestras estudiadas y en mayor proporción es la pirita. Se han observado 4 tipos diferentes de pirita (Py 1 a 4) en función de la morfología, lo que indica varias etapas de formación de este mineral. Sin embargo, los microanálisis con EDS en el microscopio electrónico no han mostrado diferencias significativas en cuanto a su composición química. Uno de los objetivos del trabajo era hacer análisis químicos en pirita mediante ablación con un láser acoplado a un espectrómetro de ICP masas (LA-ICP-MS), para poder detectar los contenidos en Au refractario de la pirita. Finalmente, esto no se pudo hacer debido a una avería en el aparato, por lo que quedaría como una línea futura de investigación.

La mena de Cu estaría representada por calcopirita, muy poco abundante en estas muestras, covellita, enargita y tennantita. La enargita, una sulfosal compuesta principalmente por cobre, arsénico y azufre ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ) y que es un mineral típico de este tipo de yacimientos, fue identificada en muestras provenientes de Filo Chontal y Cerro Idaida, y no así en Cerro La Pava, lo que sugiere una disminución de este mineral hacia el oeste dentro del yacimiento, ya que en Cerro Idaida, este mineral se observa en mucha mayor proporción.

De igual forma, la presencia de cobres grises (identificados mediante MEB, en base a su composición química como tennantita) ha seguido el mismo patrón de

abundancia que el de la enargita, más abundantes en Cerro Idaida al este, que al oeste en Filo Chontal y Cerro La Pava. Pero contrario a la enargita, que no presentó diferencias significativas en su composición química, los cobres grises presentes al oeste de yacimiento (Cerro La Pava y Filo Chontal) se diferencian en su composición química de los presentes al este (Cerro Idaida).

En cuanto a la presencia de Sn y Ge en la paragénesis de sulfuros en Cerro Idaida, Sahlström et al. (2017), sugieren, en base a análisis de LA-ICP-MS de cristales de enargita procedentes del yacimiento epitermal de alta sulfidación de Mt. Carlton, que el contenido en Sn en enargita disminuye desde zonas proximales a zonas distales al sistema pórfido con el que se relaciona, lo que podría utilizarse como herramienta de exploración. Igualmente, Arribas et al. (1995) localizan concentraciones anómalas en Sn, suficientes para formar minerales como casiterita o colusita, y consideran esto como una posible guía prospectiva hacia estructuras mineralizadas con una alta ley de Au. Interpretaciones similares se han dado en otros yacimientos epitermales. Por ejemplo, en el yacimiento de Radka, Bulgaria (Kouzmanov et al., 2004), o el yacimiento de Zijinshan, China (Wenyuan et al., 2016). Estos autores indican que asociaciones de sulfuros con Cu–As–Sn, que incluyen colusita, se forman típicamente en ambientes de transición de pórfido a epitermales, por lo que indicarían la presencia de pórfidos cupríferos subyacentes.

Esto corroboraría las conclusiones obtenidas por Corral et al. (2016) a partir del estudio de inclusiones fluidas e isótopos estables, que indican que la fuente de calor del sistema presumiblemente se localiza al este de Cerro Quema, en la zona denominada Idaida-Caballito. Cabe recordar que el yacimiento de Cerro Quema está compuesto tres cuerpos mineralizados principales, que se disponen en una orientación este-oeste, encontrándose al extremo más occidental el cuerpo mineralizado de Cerro La Pava, el cual se ubicaría en la zona más distal, mientras que Filo Chontal y Cerro Idaida (Idaida-Caballito), se ubicarían en las zonas más próximas a la fuente de calor (Fig. 10), lo que se relaciona con la presencia de enargita y cobres grises más abundantes en Filo Chontal y Cerro Idaida que Cerro La Pava. Por lo que, ante una potencial campaña de exploración, en búsqueda de un sistema tipo pórfido cuprífero, los trabajos deberán priorizar la zona oriental del yacimiento de Cerro Quema, en particular las próximas al cuerpo mineralizado de Cerro Idaida-Caballito.

El aporte más significativo de este trabajo, en cuanto a la paragénesis mineral del yacimiento de Cerro Quema se refiere, ha sido la identificación y descripción de la colusita, observada en muestras de Cerro Idaida, lo que supone la primera

mención de este mineral en el yacimiento de Cerro Quema. Además, algunos de los cristales de colusita presentan una última etapa de crecimiento en la que se llegaron a medir altos contenidos de W (hasta 8 % en peso), y Ge (hasta 5,9 % en peso). Colusita con contenidos significativos de Ge y W, han sido reportadas por Wenyuan et al. (2016), en el yacimiento de Zijinshan, en China, un yacimiento tipo pórfido-epitermal de Au-Cu-Mo-Ag, donde indican la presencia de colusita con altos contenidos de W (hasta 2,1 % en peso) y Ge (hasta 3,27 % en peso). Mientras que Melcher et al., (2006), reportan germanocolusita con contenidos en W (hasta 0,9 %) en el depósito polimetálico tipo Tsumeb de Otavi Mountain Land en Namibia, pero que en ambos casos son menores que los medidos en Cerro Quema.

El elevado contenido Ge, el cual es considerado un metal crítico, utilizado en la producción de componentes electrónicos de última generación, en la fibra óptica, en dispositivos para óptica de infrarrojos o en paneles solares (Moskalyk, 2004), sumado al desconocimiento sobre la mineralogía y los mecanismos de concentración de estos elementos en depósitos hidrotermales (Sahlström et al., 2017), hacen de su estudio, una importante línea de investigación académica a seguir. Además, en base a el alto contenido (en % peso) de W y Ge, y el bajo contenido en V (< 1 apfu), se sugiere la posibilidad, de que, en los bordes de la colusita, nos encontremos frente a un mineral que no pertenece al grupo de colusita, o que se trate, de un posible miembro intermedio entre germanocolusita  $[Cu_{26}V_2(Ge,As)_6S_{32}]$  y un término rico en W que aún no ha sido definido  $[¿Cu_{26}V_2(W,As)_6S_{32}¿]$ . Por lo cual es posible que estemos frente a un nuevo mineral, aunque sería necesario repetir estos análisis con una microsonda electrónica para poder establecer con mayor exactitud y confianza su composición química.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- Arribas Jr, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419-454.
- Arribas, A., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W. C., Podwysocki, M.H., y Tosdal, R.M. (1995). Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, 90(4), 795-822.
- Bayliss, P., Kolitsch, U., Nickel, E.H., y Pring, A. (2010). Alunite supergroup: recommended nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 74(5), 919–927. <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.5.919>
- Buchs, D.M., Arculus, R.J., Baumgartner, P.O., y Ulianov, A. (2011). Oceanic intraplate volcanoes exposed: Example from seamounts accreted in Panama. *Geology*, 39(4), 335-338.
- Coates, A.G., McNeill, D.F., Aubry, M.P., Berggren, W.A., y Collins, L.S. (2005). An introduction to the geology of the Bocas del Toro Archipelago, Panama. *Caribbean Journal of Science*.
- Cooke, D.R., y Simmons, S.F. (2000). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits.
- Corral, I. (2021). New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of alunite from the Cerro Quema Au-Cu deposit, Azuero Peninsula, Panama. *Economic Geology*, 116(1), 211-226.
- Corral, I., Cardellach, E., Corbella, M., Canals, À., Gómez-Gras, D., Griera, A., y Cosca, M.A. (2016). Cerro Quema (Azuero Peninsula, Panama): Geology, alteration, mineralization, and geochronology of a volcanic dome-hosted high-sulfidation Au-Cu deposit. *Economic Geology*, 111(2), 287-310.
- Corral, I., Cardellach, E., Corbella, M., Canals, À., Griera, A., Gómez-Gras, D., y Johnson, C. A. (2017). Origin and evolution of mineralizing fluids and exploration of the Cerro Quema Au-Cu deposit (Azuero Peninsula, Panama) from a fluid inclusion and stable isotope perspective. *Ore Geology Reviews*, 80, 947-960.
- Corral, I., Gómez-Gras, D., Griera, A., Corbella, M., y Cardellach, E. (2013). Sedimentation and volcanism in the Panamanian Cretaceous intra-oceanic arc and fore-arc: New insights from the Azuero peninsula (SW Panama). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(1-2), 35-45.
- Corral, I., Griera, A., Gómez-Gras, D., Corbella, M., i Sabaté, À. C., Falconett, M. P., y Cardellach, E. (2011). Geology of the Cerro Quema Au-Cu deposit (Azuero Peninsula, Panama). *Geologica Acta*.
- De Bona, J., Dani, N., Ketzer, J.M., y De Ros, L.F. (2008). Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution. *Clay Minerals*, 43(2),
- Demoustier, A., Castroviejo Bolibar, R., y Charlet, J. M. (1998). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín geológico y minero*, 109(5-6), 449-468.



- Dill, H.G. (2001). *The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review*. *Earth-Science Reviews*, 53(1-2), 35-93.
- Dong, G., Morrison, G., y Jaireth, S. (1995). *Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication*. *Economic Geology*, 90(6), 1841-1856.
- Downs, R.T., Bartelmehs, K.L., Gibbs, G.V., y Boisen, M.B. (1993). *Interactive software for calculating and displaying X-ray or neutron powder diffractometer patterns of crystalline materials*. *American Mineralogist*, 78(9-10), 1104-1107.
- Espí, J. A. (2001). *El libro de la minería del oro en Iberoamérica*. Red XIII-B, CYTED.
- Gadd, M.G., Layton-Matthews, D., Peter, J.M., y Paradis, S.J. (2016). *The world-class Howard's Pass SEDEX Zn-Pb district, Selwyn Basin, Yukon. Part I: trace element compositions of pyrite record input of hydrothermal, diagenetic, and metamorphic fluids to mineralization*. *Mineralium Deposita*, 51(3), 319-342.
- Gaines, R.V., Skinner, C.H.W., Foord, E.E., Mason, B., y Rosenzweig, A. (1997). *Dana's New Mineralogy: The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana (8th ed.)*. Wiley-Interscience.
- Goodyear, J., y Duffin, W. (1961). *An X-ray examination of an exceptionally well crystallized kaolinite*. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 32(254), 902-907. doi:10.1180/minmag.1961.032.254.05.
- Graedel, T.E., Gunn, G., y Espinoza, T. (2014). *Metal Resources, use and criticality*. En: *Critical Metal Handbook*. G. Gunn (ed.). Wiley y Sons, Ltd., 1-40.
- Hedenquist, J.W., Arribas, Antonio, y Gonzalez-Urien, E. (2000). *Exploration for epithermal gold deposits*. *Reviews in Economic Geology*, 13(2), 45-77.
- Hoernle, K., Hauff, F., y van den Bogaard, P. (2004). *70 my history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province*. *Geology*, 32(8), 697-700.
- Jimenez Peña, E.M. (2018). *Síntesis y caracterización de nanoestructuras tipo cobre-selenio obtenidas mediante las técnicas de microondas y mecanosíntesis*. (Tesis Doctoral, Universidad Nacional Mayor de San Marcos). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.23816.26882>
- Justo, Á., y Morillo González, E. (1999). *Técnicas de difracción de rayos X para la identificación cualitativa y cuantitativa de minerales de la arcilla*.
- Kern, A., y Eysel, W. (1993). *Mineralogisch-Petrograph. Inst., Univ. Heidelberg, Germany., ICDD Grant-in-Aid*,
- Kolarsky, R.A., y Mann, P. (1995). *Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama*. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 131-131.
- Kouzmanov, K., Ramboz, C., Bailly, L., Bogdanov, K. (2004). *Genesis of high-sulphidation vincienite-bearing Cu-As-Sn ( $\pm$ Au) assemblage from the radka epithermal copper deposit, Bulgaria: evidence from mineralogy and*

- infrared microthermometry of enargite. Can. Mineral. 42, 1501–1521.*
- Kovalenker, V.A. Evstigneeva, T.L., Malov, V.S., Trubkin, N.V., Gorshkov, A.I. y Geynke, V.R. (1984). *Nekrasovite Cu<sub>26</sub>V<sub>2</sub>Sn<sub>6</sub>S<sub>32</sub> – A new mineral of the colusite group. Mineral. Zh. 6(2), 88-97 (in Russ.).*
- Krawinkel, H., Wozazek, S., Krawinkel, J., y Hellmann, W. (1999). *Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero–Sona Complex (NW Panama). Sedimentary Geology, 124(1-4), 149-168.*
- Lovering, T.G., (1972). *Jasperoid in the United States - its characteristics, origin, and economic significance. U.S. Geological Survey Professional Paper 710-164p*
- Mackenzie, W.S., y Guilford, C. (1980). *Atlas of the Rock-Forming Minerals in Thin Section (1st ed.). Routledge.*
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., y Guilford, C. (1991). *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures (1st ed.). Wiley.*
- Makovicky, E., Karanović, L., Poleti, D., Balić-Žunić, T., y Paar, W. H. (2005). *Crystal structure of copper-rich unsubstituted tennantite, Cu<sub>12</sub> 5As<sub>4</sub>S<sub>13</sub>. The Canadian Mineralogist, 43(2), 679-688.*
- Mandarino, J.A. (1992). *New minerals recently approved by the Commission on New Minerals and Mineral Names of the International Mineralogical Association. European Journal of Mineralogy, 4, 1421-1428.*
- Marshall, J.S., Fisher, D.M., y Gardner, T.W. (2000). *Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. Tectonics, 19(3), 468-492.*
- Melcher, F., Oberthür, T., y Rammlmair, D. (2006). *Geochemical and mineralogical distribution of germanium in the Khusib Springs Cu–Zn–Pb–Ag sulfide deposit, Otavi Mountain Land, Namibia. Ore Geology Reviews, 28(1), 32-56.*
- Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozfova N.N., Jambor, J.L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E.H., Graeser, S., Karup-Moller, S., Balic-Zunit, T., Mumme, G.W., Vurro, F., Topa, D., Bindi, L., Bente, K. y Shimizu, M. (2008). *Sulfosalt systematics: a review. Report of the Sulfosalt Sub-committee of the IMA. Commission on Ore Mineralogy. European Journal of Mineralogy, 20: 7–46. <http://dx.doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1778>*
- Moskalyk, R. R. (2004). *Review of germanium processing worldwide. Minerals engineering, 17(3), 393-402.*
- National Geographic. (2018, agosto 9). *Los señores dorados de Panamá. National Geographic en Español. <https://www.ngenespanol.com/fotografia/senores-dorados-panama/>*
- Nelson, C.E. (1995). *Porphyry Copper Deposits of Southern Central America. Arizona Geological Society Digest, vol. 20, p. 553-565.*
- O’Dea, A., Lessios, H.A., Coates, A.G., Eytan, R.I., Restrepo-Moreno, S.A., Cione, A. L. y Jackson, J. B. (2016). *Formation of the Isthmus of Panama. Science advances, 2(8), e1600883.*

- Orla Mining Ltd. (2022). Cerro Quema Project Pre-Feasibility Study NI 43–101 Technical Report. [https://orlaming.com/site/assets/files/5549/cerro\\_quema\\_pfs\\_technical\\_report\\_caballito\\_update.pdf](https://orlaming.com/site/assets/files/5549/cerro_quema_pfs_technical_report_caballito_update.pdf)
- Picot, P., Johan, Z., Guilloux, J., y Watkinson, D.H. (1982). Atlas of Ore Minerals. B.R.G.M.
- Ripoll, M.M. (2010). *Dispersión y difracción. Ley de Bragg.* Departamento de Cristalografía y Biología Estructural. [https://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte\\_05\\_5.html](https://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_05_5.html)
- Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-Forming Processes.* Blackwell Publishing.
- Sahlström, F., Arribas, A., Dirks, P., Corral, I., y Chang, Z. (2017). Mineralogical distribution of germanium, gallium and indium at the Mt Carlton high-sulfidation epithermal deposit, NE Australia, and comparison with similar deposits worldwide. *Minerals*, 7(11), 213.
- Sales, R.H. (1914): Ore deposits at Butte, Montana. *Am. Inst. Mining Metall. Eng., Trans.* 46, 4-106.
- Silver, E.A., Reed, D.L., Tagudin, J.E., y Heil, D.J. (1990). Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline. *Tectonics*, 9(2), 261-281.
- Spiridonov, E.M. (2003). Maikainite  $\text{Cu}_{20}(\text{Fe,Cu})_6\text{Mo}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}$  and ovamboite  $\text{Cu}_{20}(\text{Fe,Cu,Zn})_6\text{W}_2\text{Ge}_6\text{S}_{32}$ : New minerals in massive sulfide base metal ores. *Dokl. Earth Sci.* 393A, 1329-1332.
- Spiridonov, E.M., Badalov, A.S. y Kovachev, V.V. (1994). Stibiocolusite,  $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Sb,Sn,As})_6\text{S}_{32}$ , a new mineral. *Dokl. Acad. Sci., Earth Sci. Sect.* 324, 145-149.
- Spiridonov, E.M., Kovachev, V.V. y Krapiva, L.Y. (1992). Germanocolusite  $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Ge,As})_6\text{S}_{32}$  – a new mineral. *Vest. Moskov. Univ., Ser. 4, Geol.*, 47, 42-45 (in Russ.).
- Spry, P.G., Merlino, S., Wang, S., Zhang, X. y Buseck, P.R. (1994). New occurrences and refined crystal chemistry of colusite, with comparison to arsenosulvanite. *Am. Mineral.* 79, 750-762.
- Stoffregen, R.E., y Alpers, C.N. (1987). Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits; products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *The Canadian Mineralogist*, 25(2), 201-211.
- Taylor, B.E. (2007). Epithermal gold deposits. *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 113-139.
- Taylor, C.D., Sutley, S.J., y Lichte, F.E. (2010). Mineralogical, textural, and metal residence studies of primary, recrystallized, and remobilized ores of the Greens Creek deposit. *US Geological Survey Professional Paper*, 1763, 183-236.
- Telemetro. (2019, junio 14). Minera Cobre Panamá inicia exportaciones pese a polémico contrato. [Telemetro.com](https://www.telemetro.com).

<https://www.telemetro.com/nacionales/2019/06/14/minera-canadiense-exportaciones-panama-contrato/1016426.html>

- Thompson, A.J.B., y Thompson, J.F.H. (1996). *Atlas Of Alteration: A Field and Petrographic Guide To Hydrothermal Alteration Minerals*. Geological Assn of Canada.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., y Mora, H.P. (2002). *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations*. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.
- UNESCO, 2008. *Balance Hídrico Superficial de Panamá, Período 1971-2002 Documentos Técnicos del PHI-LAC, N°9*
- Vernon-Parry, K.D. (2000). *Scanning electron microscopy: an introduction*. *III-Vs Review*, 13(4), 40-44.
- Wagner, T. y Monecke, T. (2005). *Germanium-bearing colusite from the Waterloo volcanic-rock-hosted massive sulfide deposit, Australia: crystal chemistry and formation of colusite-group minerals*. *The Canadian Mineralogist* Vol. 43, pp. 655-669
- Warr, L. N. (2021). *IMA–CNMNC approved mineral symbols*. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291-320.
- Wenyuan, L., Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Yu, L., Xiaoping, Q., y Yuchuan, C. (2016). *Mineralogy of tin-sulfides in the Zijinshan porphyry–epithermal system, Fujian Province, China*. *Ore Geology Reviews*, 72, 682-698.
- Wilkin, R.T., y Barnes, H.L. (1997). *Formation processes of framboidal pyrite*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(2), 323-339.