



Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología

Caracterización petrográfica de la mineralización en Mina Chape, Lavalleja, Uruguay, y sus posibles implicancias metalogenéticas

Autora: Camila Frevenza

Orientadora: Dra. Manuela Morales Demarco

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Instituto de Ciencias Geológicas

2024

“The rocks will speak, but it always takes time to learn a foreign language”.

Roger Taylor, 2009

Agradecimientos

A Manuela, por su infinita paciencia, por estar siempre dispuesta a ayudarme, pero sobre todo, por siempre creer en mí.

A Elena y Pedro, por sus valiosas sugerencias para mejorar este trabajo.

A Sara y Pablo por dejarnos acceder al área.

A mis compañeros de DINAMIGE, por el apoyo y paciencia durante las últimas etapas de este trabajo.

A mi madre y mi padre, que, aún siendo una familia de muchos, lo dieron todo para que mis hermanos y yo pudiéramos estudiar.

A mis hermanos Gonza y Nico por haberme enseñado tanto, y a Male, por el amor incondicional aún en la ausencia.

A Vivi, que sin ella este camino hubiese sido mucho más difícil.

A Luca, por el amor, la paciencia, por motivarme siempre y no dejarme bajar los brazos.

A mi familia Casonda, en todas sus versiones, por ser hogar siempre, en las alegrías y en las tristezas.

A mis amigas las Barbiñeris, por el abrazo constante y atemporal.

A mis amigos Tupperes, en especial a Santi, Bruno, Lu, Pati y Facu por su valiosa ayuda en momentos de crisis.

A todos los amigos que fueron parte de este proceso en esta hermosa Facultad.

Por último y no menor, a la Universidad de la República.

Que viva la educación pública.

Resumen

El presente trabajo corresponde a una caracterización petrográfica a meso- y microescala de la mineralización presente en Mina Chape, Lavalleja, Uruguay, y de las rocas alteradas hidrotermalmente asociadas, siendo su objetivo general contribuir al entendimiento de la metalogénesis del depósito.

Mina Chape se encuentra al SE de la ciudad de Minas y se incluye dentro del Complejo Zanja del Tigre, una asociación de rocas supracorticales de edad mesoproterozoica.

La metodología aplicada en este trabajo consistió en una revisión bibliográfica, fotointerpretación, relevamiento de muestras en campo, y análisis petrográfico a meso- y microescala. Se prepararon y estudiaron 12 placas pulidas, 30 láminas delgadas y 20 probetas para el análisis petrográfico.

Se determinaron tres asociaciones minerales dentro de la mineralización: Asociación mineral I, II y III, y se establecieron las paragénesis correspondientes a estas asociaciones. Se propuso, en función de esto, una posible secuencia paragenética para el depósito estudiado, determinando tres fases de mineralización. La Asociación mineral I corresponde principalmente a galena en *stockwork* en venas de cuarzo, con menores proporciones de calcopirita, pirrotina, esfalerita y pirita como fases metálicas. La Asociación mineral II corresponde también a un *stockwork* en venas de cuarzo, compuesto por pirrotina y calcopirita dominantes, con menores proporciones de galena y demás fases metálicas, y calcita. La Asociación mineral III corresponde a las fases minerales producto de la alteración supergénica de las fases minerales presentes en las Asociaciones minerales I y II.

En función de estas asociaciones, se planteó un orden secuencial: Fase de mineralización I, II y III, y se reconocieron y propusieron alteraciones hidrotermales de tipo clorítica, carbonática y propilítica para el área de trabajo.

Los resultados obtenidos sugieren que la mineralización se originó a partir de fluidos hidrotermales, con secuencias paragenéticas que reflejan diferentes etapas de evolución del sistema.

Abstract

This study corresponds to a petrographic characterization at meso- and microscale of the mineralization present at Mina Chape, Lavalleja, Uruguay, and the associated hydrothermally altered rocks, with the general objective of contributing to the understanding of the metallogenesis of the deposit.

Mina Chape is located southeast of the city of Minas and is part of the Zanja del Tigre Complex, an assemblage of Mesoproterozoic supracrustal rocks.

The methodology applied in this study included a literature review, photointerpretation, field sampling, and petrographic analysis at meso- and microscale. A total of 12 polished sections, 30 thin sections, and 20 hand specimens were prepared and studied for petrographic analysis.

Three mineral associations were identified within the mineralization: Mineral Association I, II, and III, and the corresponding parageneses for these associations were determined. Based on this, a possible paragenetic sequence for the studied deposit was proposed, identifying three phases of mineralization. Mineral Association I mainly consists of galena in stockwork within quartz veins, with smaller proportions of chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, and pyrite as metallic phases. Mineral Association II also corresponds to a stockwork in quartz veins, dominated by pyrrhotite and chalcopyrite, with minor proportions of galena and other metallic phases, along with calcite. Mineral Association III represents the mineral phases resulting from the supergene alteration of the mineral phases present in Mineral Associations I and II.

Based on these associations, a sequential order was proposed: Mineralization Phases I, II, and III, and hydrothermal alterations of chloritic, carbonatic, and propylitic types were recognized and proposed for the study area.

The results suggest that the mineralization originated from hydrothermal fluids, with paragenetic sequences reflecting different stages of system evolution.

Índice

Agradecimientos	I
Resumen	II
Abstract	III
1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
Objetivo general.....	2
Objetivos específicos.....	2
1.2. Localización del área de estudio	2
1.3. Metodología	4
1.3.1. Tareas de campo.....	4
1.3.2. Tareas de gabinete y laboratorio	5
2. Marco teórico.....	6
2.1. Metalogénesis	6
2.2. Sistemas hidrotermales	6
2.3. Texturas de mena	8
2.4. Asamblea y asociación mineral – paragénesis y secuencia paragenética	9
2.5. Venas hidrotermales.....	11
2.6. Brechas hidrotermales.....	11
2.7. Antecedentes geológicos y mineros	12
2.7.1. Antecedentes geológicos.....	12
2.7.2. Antecedentes mineros	15
3. Resultados.....	19
3.1. Mineralizaciones.....	19
3.1.1. Asociación mineral I.....	19
Mesoescala	19
Microescala	21
3.1.2. Asociación mineral II.....	27
Mesoescala	27
Microescala	31
3.1.3. Asociación mineral III: Minerales supergénicos	42
Mesoescala	42
Microescala	43
3.2. Roca caja	47
3.2.1. Cloritoesquisto.....	47
Mesoescala	47
Microescala	50

3.3.	Litologías asociadas.....	56
3.3.1.	Metamáfica de grano fino: metabasalto	57
	Mesoescala	57
	Microescala	57
3.3.2.	Metamáfica de grano medio: metagabro.....	61
	Mesoescala	61
	Microescala	61
3.3.3.	Metagabro leucócrata / Epidotita	65
	Mesoescala	65
	Microescala	65
4.	Discusión.....	69
4.1.	Fase de mineralización I.....	69
4.2.	Fase de Mineralización II.....	71
4.3.	Fase de Mineralización III.....	77
4.4.	¿Alteración hidrotermal y/o metamorfismo?.....	79
4.5.	Implicancias metalogenéticas.....	88
5.	Conclusiones	92
6.	Bibliografía.....	94
7.	Anexos	101

1. Introducción

El presente trabajo se ha realizado como requisito para la obtención del Título de Licenciada en Geología. Corresponde a un estudio a meso- y microescala de la mineralización de metales base conocida como Mina Chape, así como de su roca caja, al sur de la ciudad de Minas, Lavalleja, Uruguay. El trabajo fue realizado en el marco del proyecto “Caracterización geológica de las mineralizaciones de Cu-Pb-Zn en región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay” financiado por el Fondo Carlos Vaz Ferreira del Ministerio de Educación y Cultura, convocatoria 2019, cuya responsable académica fue la Dra. Manuela Morales Demarco.

El área estudiada se sitúa dentro de un padrón actualmente forestado, el cual abarca aproximadamente 100 ha, y forma parte del Complejo Zanja del Tigre (CZT). En esta área, se desarrollan diferentes litologías que corresponden tanto a la roca caja hospedera de la mineralización como a otras variedades litológicas aledañas cuyo interés es menor para este trabajo.

La existencia de numerosas minas antiguas, ocurrencias e indicios de minerales de interés económico (plomo, zinc, cobre, oro) de origen hidrotermal en el Complejo Zanja del Tigre, evidencia la actividad de al menos un sistema hidrotermal. La comprensión de su metalogénesis, es decir, el estudio de la fuente de los metales, su transporte y precipitación, requiere un análisis exhaustivo de las litologías afectadas por el hidrotermalismo, la distinción de secuencias paragenéticas en cada depósito, la evolución tectónica del CZT y todos los demás controles geológicos que determinan la potencialidad económica de estos depósitos. Este trabajo intenta aportar a esta comprensión al realizar un análisis petrográfico de detalle de la mineralización en Mina Chape, y sienta las bases para futuros trabajos tales como análisis de geoquímica mineral, isótopos estables, inclusiones fluidas y análisis estructurales.

El interés exploratorio en metales base (cobre, plomo, zinc) y otros metales (oro, plata, molibdeno) en el área de ocurrencia del CZT, ha fluctuado a lo largo de la historia minera en la zona entre las ciudades de Minas y Pan de Azúcar. Este interés se mantiene hasta el día de hoy, aunque en mucha menor medida que en otros períodos de la historia minera del área. La demanda de minerales críticos para la transición energética, en especial el cobre, que ha fijado como objetivo llegar a cero emisiones de CO₂ en el 2050, determina que áreas como Minas - Pan de Azúcar, que tienen menor potencial exploratorio que otras áreas donde ya se han realizado hallazgos importantes y existen explotaciones, pasen a recibir mayor atención.

1.1. Objetivos

Objetivo general

Estudiar las rocas mineralizadas y alteradas hidrotermalmente en el área de la Mina Chape, Lavalleja, Uruguay, caracterizándolas petrográficamente y, en función de ello, contribuir al entendimiento de la metalogénesis del depósito.

Objetivos específicos

- Caracterizar petrográficamente a meso- y microescala la mineralización, la roca caja y las alteraciones hidrotermales presentes en el sitio de estudio.
- Determinar las paragénesis y sugerir una secuencia paragenética para el depósito.

1.2. Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica en el departamento de Lavalleja, próximo al límite departamental con Maldonado, unos 14 km al sureste de la ciudad de Minas, Lavalleja, Uruguay. Se localiza dentro de un predio de aproximadamente 100 ha, y el acceso es posible por la Ruta Nacional 12 “Dr. Luis Alberto de Herrera” (fig. 1). La mina se encuentra en las coordenadas 34°27'43” S y 55°09'47”O.

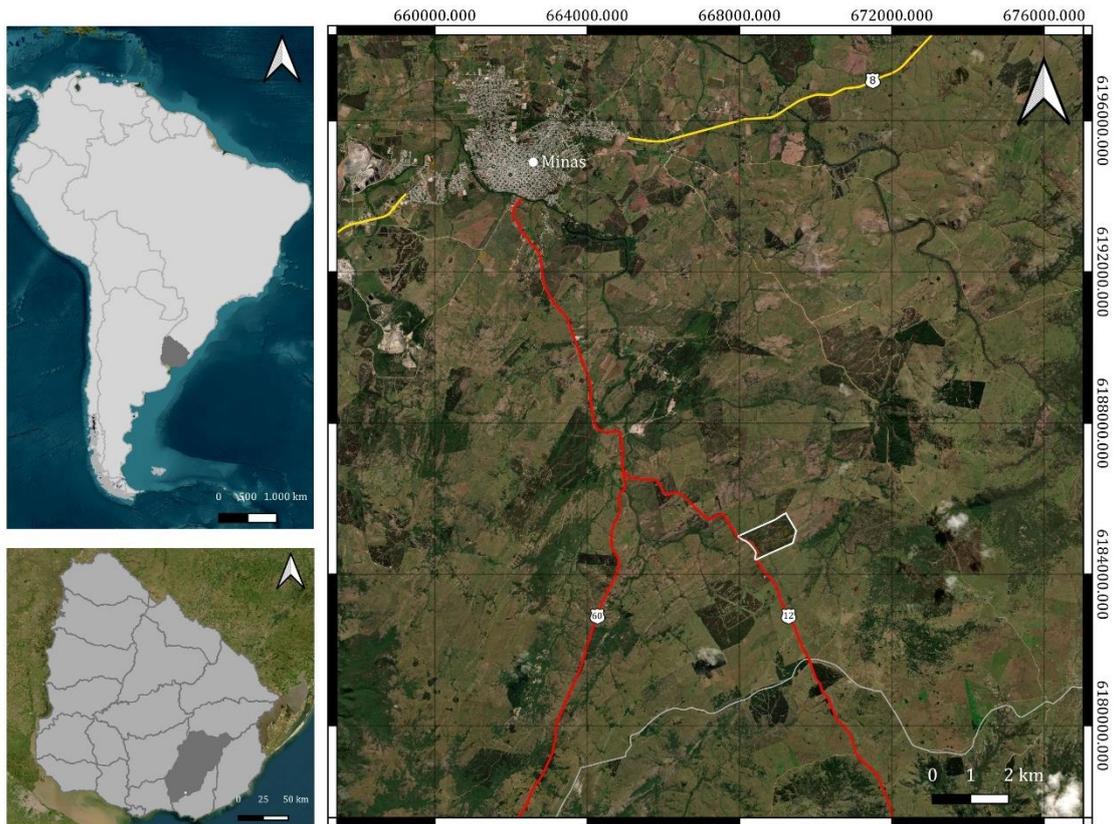


Fig. 1) Localización del área de estudio. Imágenes tomadas de Google Earth y modificadas en QGIS 3.34.4 Prizren.

El área integra la Hoja Topográfica G-27 “Fuente del Puma” del Plan Cartográfico Nacional a escala 1:50.000, realizado por el Instituto Geográfico Militar (fig. 2). La zona de trabajo se encuentra al este del Arroyo Coronilla y al oeste de la Cuchilla de las Piedras y del Arroyo San Francisco, y es atravesada por un canal tributario de este. Es una zona ondulada, con altitudes que alcanzan los 270 m en el sector sureste.

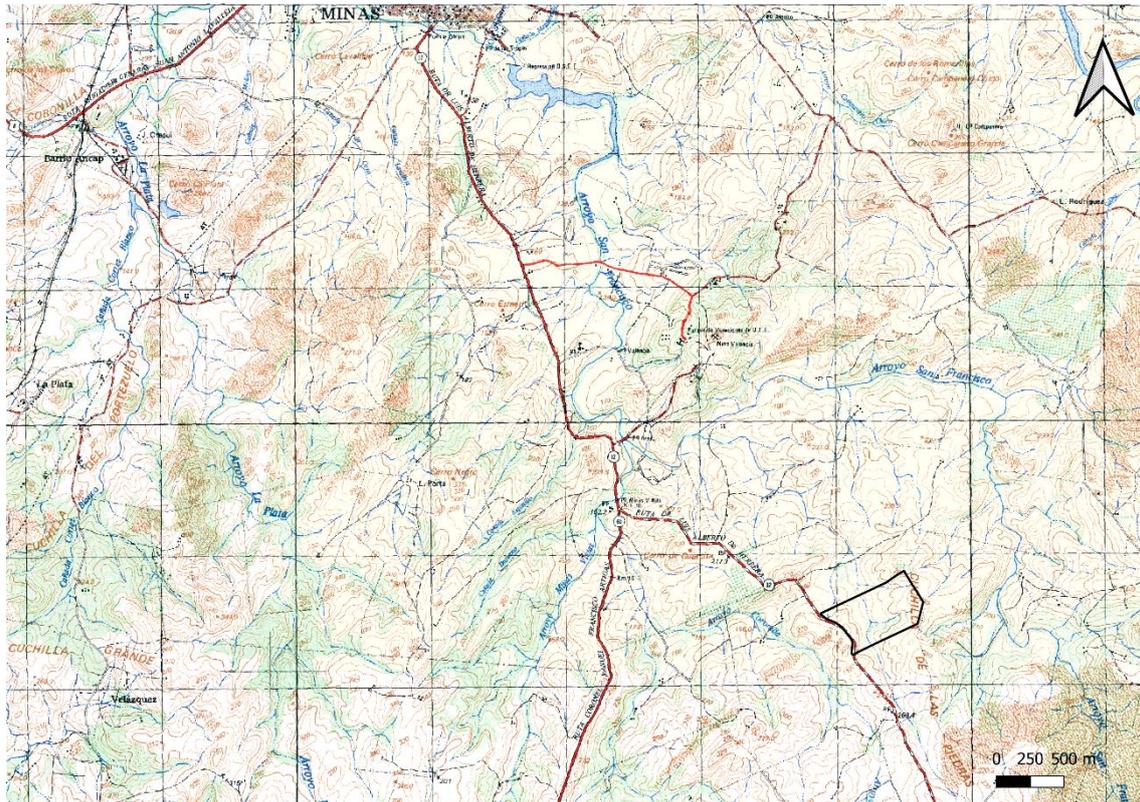


Fig. 2) Hoja topográfica G-27 "Fuente del Puma", tomada del Plan Cartográfico Nacional (IGM). Modificada en QGIS 3.34.4 Prizren.

1.3. Metodología

Este trabajo consistió en una revisión bibliográfica, fotointerpretación, reiteradas visitas al campo, y análisis petrográfico mediante el estudio mesoscópico de las muestras y microscopía de transmisión y reflexión.

1.3.1. Tareas de campo

La etapa de campo consistió en el relevamiento de puntos vinculados a las antiguas labores mineras del depósito, escombreras, pilas de acopio, pozos, así como rocas *in situ* (fig. 3). Se realizó muestreo de rocas en puntos de interés con piqueta. Se tomaron fotografías de las zonas relevadas con cámara digital réflex Nikon D7100, con un objetivo AF-S DX Nikkor 18-140 mm f/3.5-5.6G ED VR. Los puntos georreferenciados fueron relevados con GPS Garmin etrex Legend y representados en el Software libre QGIS 3.34.4 Prizren, en el sistema de referencia WGS 84/UTM para la Zona 21S (EPSG: 32721).

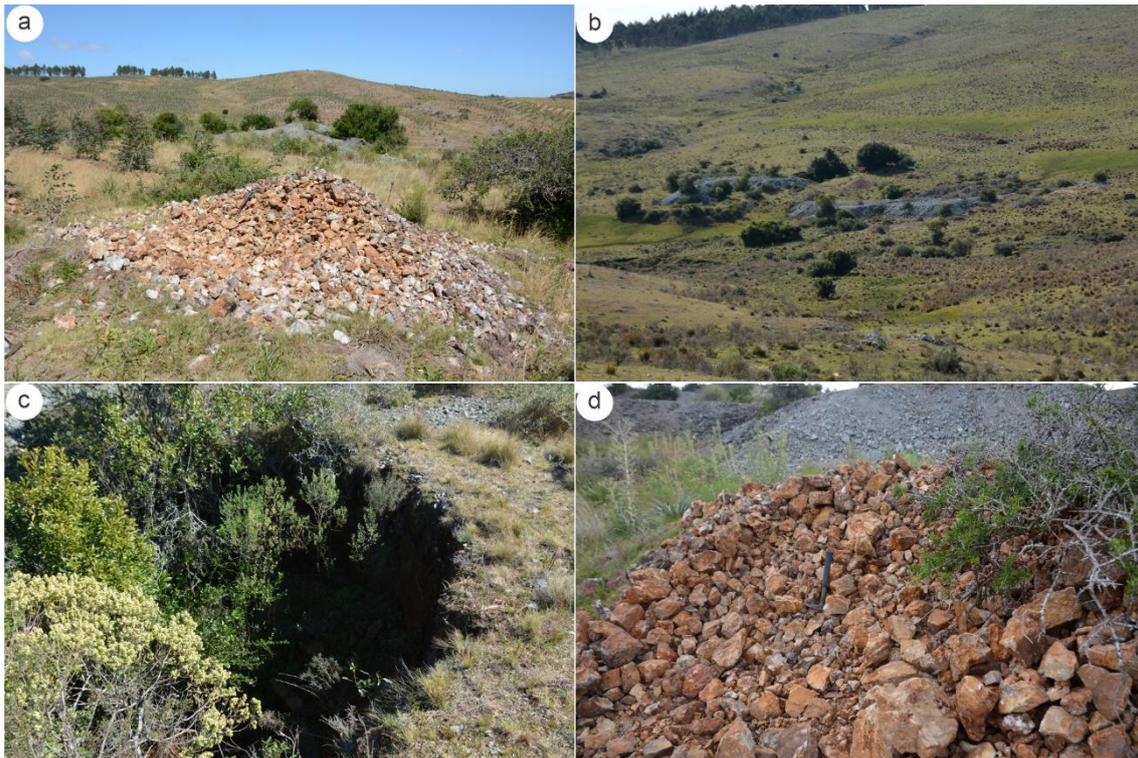


Fig. 3) Área de estudio. (a) Pila de acopio. (b) Vista de escombreras en el área. (c) Antiguo pozo, deteriorado y cubierto por coronillas. (d) pila de acopio en primer plano, escombrera al fondo.

1.3.2. Tareas de gabinete y laboratorio

Las tareas de gabinete consistieron en la revisión bibliográfica de antecedentes geológicos y mineros en el área, fotointerpretación, análisis petrográfico de la mineralización, la roca caja y las alteraciones hidrotermales presentes, a meso- y microescala.

Para el análisis a mesoescala de las rocas mineralizadas presentes en el área, se siguió una metodología implementada por Taylor (2009), que consiste en el análisis morfológico-textural de minerales de mena y ganga (más adelante desarrollada en sección 2.3) a escala centimétrica. Este procedimiento consta de la observación de texturas que puedan ser indicadoras de un canal a través del cual un fluido circuló, el análisis de las alteraciones hidrotermales vinculadas a la precipitación del fluido, y el estudio de las relaciones temporales paragenéticas.

Para el análisis morfológico a escala mesoscópica de la mineralización se prepararon 12 placas pulidas, mientras que para el análisis mineralógico-textural a escala microscópica se realizaron una totalidad de 25 cortes petrográficos, 5 cortes delgados y pulidos, y 20 probetas. Las fotografías de las placas pulidas fueron tomadas con cámara digital réflex Nikon D7100 y un objetivo macro Nikkor AF-S Micro Nikkor 60 mm f/2.8 G ED. Las observaciones mesoscópicas fueron complementadas por la observación

directa y utilizando lupa manual (10x) de muestras de mano sin ningún procesamiento posterior. Se señalaron en las figuras las texturas observadas más destacables, en líneas punteadas de diferentes colores.

Las láminas delgadas fueron realizadas en el Laboratorio de Laminación y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas (ICG), mientras que las probetas y las láminas delgadas y pulidas se realizaron en el Laboratorio de Microscopía y Separación Mineral, también del ICG. Su estudio fue mediante el microscopio Nikon Eclipse 50iPoL. Para las observaciones de las fases opacas en luz reflejada, se utilizó el objetivo de inmersión Plan Fluor 20x NIKON CFI 20XC MI. Este objetivo funciona con distintos líquidos, pero en este trabajo se utilizó glicerina, la cual tiene un índice de refracción muy cercano al aceite de inmersión y es de manipulación más sencilla.

2. Marco teórico

A continuación, se desarrollarán algunos conceptos esenciales para la comprensión de los resultados obtenidos en este trabajo.

2.1. Metalogénesis

La metalogénesis se entiende como la ciencia que estudia el origen y la distribución de los depósitos minerales en el espacio y tiempo geológicos, y es función de los sistemas de procesos que suceden en la Tierra (Pohl, 2011). Según este autor, los depósitos minerales son producto de los procesos dinámicos que suceden en la corteza, y de su interacción con la hidrósfera y atmósfera. Son objetivos importantes de esta ciencia la búsqueda de la fuente de un elemento valorizado, el entendimiento de sistemas de movilización y transporte, y la naturaleza de la trampa que causa el enriquecimiento resultando en el depósito mineral (Pohl, 2011).

Robb (2005) define metalogénesis como el estudio de la génesis de los depósitos minerales, con especial énfasis en las relaciones espacio-tiempo con las características geológicas de la corteza terrestre.

2.2. Sistemas hidrotermales

Un sistema hidrotermal (*hydrothermal system*) es definido por Pirajno (2009) como un entorno en el que fluidos calientes circulan lateral y verticalmente a temperaturas y presiones variables bajo la superficie de la Tierra. Consiste en dos componentes

principales o esenciales: una fuente de calor, que brinde la energía necesaria para que el fluido circule, y la fase fluida en sí misma. Este sistema precisa un conducto o una serie de conductos o canales denominados *channelways*, que permitan depositar el fluido y finalmente precipitar las fases mineralizadas. Estos conductos o canales pueden ser fracturas, fallas o rocas permeables, a través de los cuales el fluido pueda circular y eventualmente precipitar.

En general los fluidos hidrotermales presentan temperaturas que rondan entre los 50 y los 500 °C, y filtran, transportan y subsecuentemente precipitan su carga mineral en respuesta a los cambios en las condiciones fisicoquímicas (Pirajno, 2009).

Los depósitos minerales generados en los sistemas hidrotermales son clasificados por Robb (2005) según su profundidad y temperatura en:

- Epitermales: formados a poca profundidad (menos de 1500 m) y bajas temperaturas (50-200°C).
- Mesotermiales: depósitos de mena hidrotermales formados a profundidades intermedias (menos de 1500-4500 m) y temperaturas (200-400 °C).
- Hipotermiales: depósitos de mena hidrotermales formados a grandes profundidades (mayores a 4500 m) y altas temperaturas (400- 600 °C).

Pirajno (2009) describe que, en la mayoría de los casos, hay dos tipos de complejos iónicos que son principalmente importantes para el transporte de metales en las soluciones hidrotermales: los sulfuros, en sus complejos HS^- y H_2S , y los cloruros (Cl^-). Ambos complejos son capaces de transportar grandes cantidades de metales, siendo este transporte en función de la concentración de los elementos, la temperatura, fuerza de enlaces iónicos, pH y Eh (Pirajno, 2009).

La circulación de fluidos hidrotermales a través de la corteza terrestre produce cambios fisicoquímicos en las rocas a través de las cuales circula, generando lo que se conoce como alteración hidrotermal (Pirajno, 2009). Estos cambios son producto del desequilibrio químico generado al entrar en contacto el fluido hidrotermal con las rocas a través de las cuales circula, desencadenando, en consecuencia, procesos de disolución y precipitación. Frente a este nuevo panorama, el sistema intentará buscar un nuevo equilibrio químico en las nuevas condiciones, produciendo nuevas fases minerales diferentes a las originales (Pirajno, 2009; Robb, 2005). Las zonas de alteración marcan el pasaje de los fluidos a través de la corteza (Robb, 2005). Este fluido puede circular a través de las rocas ya sea debido a porosidades primarias (poros

vacíos) o secundarias (fracturas). La naturaleza de la alteración producida puede proporcionar información sobre las características del fluido, y, en términos generales, el grado de alteración es mayor en las proximidades del canal (Taylor, 2009; Robb, 2005).

De acuerdo a Pirajno (2009), separar las alteraciones hidrotermales de la acción del metamorfismo regional es una tarea compleja, considerando que hay casos donde pueden formarse las mismas fases minerales en condiciones de metamorfismo regional como en ambientes de circulación de fluidos hidrotermales. Este autor establece que muchas ensamblajes minerales hidrotermales suelen ser, en primera instancia, idénticas a las que ocurren en facies esquistos verdes y anfíbolita.

Este autor sostiene que muchos procesos normalmente interpretados como resultados del metamorfismo regional son, de hecho, efectos de la alteración hidrotermal. El autor establece que la distinción, de todos modos, no es fácil, ya que la mayoría de los depósitos minerales, más aún aquellos que han formado parte de un ciclo orogénico, son metamorfizados en mayor o menor medida. En bajos grados de metamorfismo (facies esquistos verdes), los minerales hidrotermales ya se encuentran equilibrados a las condiciones de temperatura y presión, y, los cambios mineralógicos, si los hubiere, no suelen ser sustanciales (Pirajno, 2009).

2.3. Texturas de mena

Las mineralizaciones tienden a tener cierta variabilidad en su textura y estructura, y en general nos dan cierta información respecto a las condiciones fisicoquímicas durante su precipitación. A escala mesoscópica y siguiendo la sistemática aplicada por Taylor (2009), se pueden diferenciar algunas texturas clásicas de un sistema hidrotermal tales como texturas de relleno o *infill*. Como el relleno puede ser completo o incompleto, las texturas varían según este parámetro. Entre las texturas de relleno incompleto se destacan las que presentan componentes de precipitación en espacios vacíos y cristales proyectándose hacia cavidades, mientras que los rellenos completos pueden identificarse por bordes de cristales euedrales o parcialmente euedrales, cristales zoneados, texturas bandeadas, y una de las más importantes y frecuentes para este trabajo, la textura “triangular”, o también conocida como de “ángulo agudo”.

Existen, además, texturas de sobreimpresión u *overprinting*. Taylor (2009) establece que este término refiere a cualquier observación textural que pueda ser utilizada para inferir si un mineral o grupo de minerales fue depositado después de otro. El objetivo principal

de estas observaciones es establecer una secuencia de depositación de los minerales, que se conoce como estudio paragenético.

Las observaciones texturales se separan en criterios de primer, segundo, tercer y cuarto orden, en función del grado de certeza e interpretación (Taylor, 2009). Dentro de las observaciones de primer orden, se destaca la superposición mineral, que implica que un mineral se nuclea y desarrolle sobre otro ya existente, y la superposición estructural, muy común en brechas, que implica la ruptura de una roca o mineral luego de un período de depositación hidrotermal, la cual habilita un conjunto nuevo de canales por los que el nuevo fluido puede precipitar. Son comunes los sistemas de venillas transversales y fragmentos de la mineralización previa dentro de la mineralización posterior.

En el caso de las observaciones de segundo orden, implican un nivel de certeza más interpretativo. Básicamente, cualquier estructura que ya ha actuado como conducto para la precipitación de un fluido hidrotermal, es propensa a reactivarse durante un evento de fracturación posterior.

Las observaciones de tercer orden son un criterio de interpretación textural indirecta, donde básicamente la presencia de dos ensamblajes diferentes sugiere dos estadios diferentes; esto, claramente, no brinda información temporal para entender si existe la secuencia. El cuarto criterio se utiliza para inferir temperaturas en función de las ensamblajes minerales presentes, ya que, en su gran mayoría, las secuencias paragenéticas representan secuencias de temperaturas de fluidos en descenso.

2.4. Asamblea y asociación mineral – paragénesis y secuencia paragenética

Una asamblea mineral se define como un grupo de minerales que se han formado más o menos al mismo tiempo y se encuentran estables en equilibrio fisicoquímico, definiendo las condiciones fisicoquímicas del sistema (Pirajno, 2009). Por otro lado, una asociación mineral consiste en minerales que ocurren juntos, pero no necesariamente se encuentran en equilibrio ni se han formado al mismo tiempo.

El término paragénesis mineral se define como la asociación de minerales que se forman en simultáneo y se encuentran en equilibrio, mientras que el orden secuencial de esas ensamblajes minerales se define como secuencia paragenética (Pohl, 2011).

Una característica importante de muchos depósitos hidrotermales es la ocurrencia de un patrón regular de distribución de los metales en el espacio. Este fenómeno, conocido como “*metal zoning*” o zonación metálica en español, puede ser observado a diferentes escalas, tanto a escala regional, como local, o incluso a escala de mano, y se relaciona a la evolución sistemática de un fluido hidrotermal y la precipitación secuencial de su carga metálica (Robb, 2005).

Barnes (1975) define la zonación mineral como la distribución espacial de las concentraciones máximas relativas de los componentes de los minerales de mena en los depósitos. Guilbert & Park (1986), contemplan que los cambios en las especies moleculares o iónicas y en sus actividades en un fluido en evolución, producen cambios en los minerales de mena y en la ganga a lo largo de los cursos de depositación. Estos autores, definen estos cambios como zonación.

El reconocimiento y la importancia de las paragénesis y las secuencias paragenéticas en los depósitos de mena hidrotermales fue impulsado por grandes investigadores dedicados a la geología económica. Emmons (1936), ideó el concepto de “vena reconstruida”. La vena reconstruida consiste en un modelo conceptual idealizado que se extiende desde las profundidades de la corteza hasta la superficie, y comprende una secuencia paragenética ideal de los componentes que típicamente ocurren en patrones de zonación en los diferentes depósitos de mena hidrotermales. El amplio rango de aplicabilidad de este modelo conceptual sugiere que la precipitación de los metales puede darse simplemente por el descenso en la solubilidad, fenómeno que en general acompaña al descenso de temperatura.

Robb (2005) establece que, si bien el concepto de paragénesis puede resultar ambiguo, puede entenderse como la asociación de minerales y metales que caracterizan a un depósito mineral y, por ende, tienen un origen común. Como el tiempo y el espacio deben ser considerados para entender la zonación espacial, el concepto de secuencia paragenética puede utilizarse para describir la distribución en el tiempo de minerales y metales genéticamente relacionados.

Taylor (2009) establece que los fluidos hidrotermales pueden precipitar diferentes ensamblajes minerales en diferentes momentos, y que cada ensamblaje correspondería a la generación de uno o más fluidos hidrotermales, con un período de fracturación de la roca entre uno y otro. Este autor sostiene que las relaciones de corte en una roca mineralizada son ejemplos de sobreimpresión, y que las relaciones temporales implicadas permiten establecer una secuencia temporal, como por ejemplo estadio o fase I, y estadio o fase II.

En el contexto de este trabajo, se entiende que una fase de mineralización corresponde al estadio o momento geológico en el cual ciertos minerales han precipitado a partir de un fluido hidrotermal.

2.5. Venas hidrotermales

Las venas son cuerpos tabulares formados a partir de precipitados hidrotermales que típicamente ocurren como fisuras (Pohl, 2011). Según Pirajno (2009), las venas hidrotermales son la expresión física de la precipitación de un fluido hidrotermal en conductos o fracturas a través de los cuales ese fluido circuló. En general, y frecuentemente, se componen de carbonato de calcio y/o cuarzo y tienden a ser desde submicroscópicas a kilométricas, sintectónicas o postectónicas.

Las propiedades mecánicas de las rocas hospedadas son los controles más importantes en la formación de venas, en contraste con los depósitos metasomáticos que dependen en primer lugar en las propiedades químicas (Pohl, 2011). Las fracturas se forman más rápidamente en rocas competentes que en materiales dúctiles, y, como ya se mencionó anteriormente (sección 2.3), un sitio que ya ha actuado como conducto de un fluido hidrotermal y de su consecuente precipitación, tiende a ser muy susceptible a la reactivación de fracturas. En general, estas fracturas tienden a romperse una y otra vez sobre la misma zona de debilidad, por lo que frecuentemente venas posteriores aparecen recortando venas más antiguas (Taylor, 2009).

2.6. Brechas hidrotermales

Taylor (2009) establece que todas las rocas que son brechizadas tienen tres componentes estructurales principales: fragmentos de roca, fragmentos de roca más finos (matriz), y espacios vacíos (sitios potenciales de precipitación). La cantidad de espacios vacíos varía, y si bien estos espacios dentro de una brecha pueden abarcar un amplio rango de tamaños y formas, tienden a ser triangulares en sección cruzada, con ángulos agudos entre los fragmentos. Este autor postula que la textura triangular es el primer criterio que habilita la brecha y el reconocimiento del relleno, incluso en rocas muy alteradas.

2.7. Antecedentes geológicos y mineros

2.7.1. Antecedentes geológicos

La geología del territorio uruguayo está constituida, básicamente, por un basamento cristalino de edad precámbrica, cubierto por grandes áreas de depósitos vulcanosedimentarios fanerozoicos (Núñez Demarco et al., 2018). El basamento aflora principalmente al sur del Río Negro, donde se distribuye ampliamente, y en dos ventanas estructurales en los departamentos de Rivera y Cerro Largo, denominadas “Islas Cristalinas”. Los depósitos fanerozoicos se encuentran distribuidos en tres grandes cuencas: la Cuenca Norte, al norte del Río Negro, la Cuenca Santa Lucía, al sur, y la de Laguna Merín, al este del país.

Masquelin (2006) establece que el basamento uruguayo consiste en un “mosaico de bloques de corteza de diferente naturaleza, edad e historia geológica, separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales de diferentes volúmenes”, que al final del Ciclo Brasileño alcanzó su estabilidad tectónica (ca. 480 Ma), y sobre el cual se desarrollaron las cuencas fanerozoicas.

El Escudo Uruguayo se subdivide en tres dominios: Dominio Occidental, Central y Oriental. El Dominio Occidental está constituido por el Terreno Piedra Alta, de edad paleoproterozoica (Bossi et al., 1993), el Central, por el Terreno Nico Pérez (Bossi et al., 1993), de edad arqueana a neoproterozoica, con un importante retrabajamiento relacionado con la Orogenia Brasileña (Oyhantçabal, 2005; Oyhantçabal et al., 2011a), y el Dominio Oriental, representado por el Cinturón Dom Feliciano, un cinturón orogénico formado durante el Ciclo Orogénico Brasileño (Hueck et al., 2018) (fig. 4). Este Cinturón se interpreta como el resultado de la Colisión del Cratón del Río de la Plata con los cratones del Congo y Kalahari, durante el Ciclo Orogénico Brasileño, en el Neoproterozoico tardío (Porada, 1989), que dio como resultado la amalgamación de la parte oeste del Gondwana (Brito Neves & Cordani, 1991). El Terreno Punta del Este corresponde al basamento de este cinturón en la región más oriental.

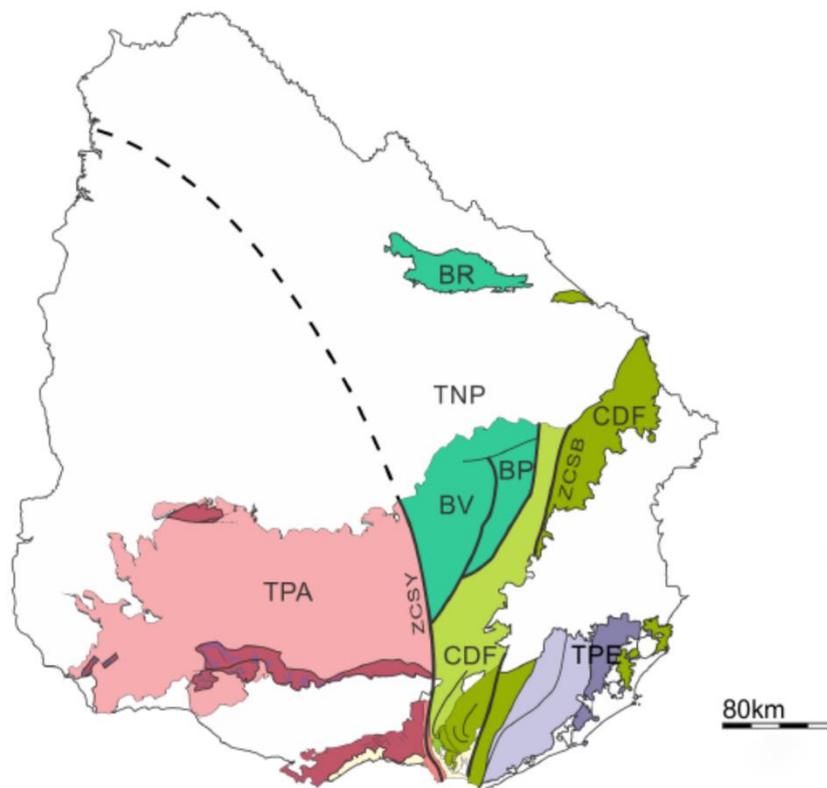


Fig. 4) Modelo tectónico para el territorio Uruguayo, tomado de Núñez Demarco et al., 2018.

Mina Chape se encuentra dentro del Complejo Zanja del Tigre (CZT) (Spoturno, et al., 2019). El Complejo Zanja del Tigre integra el cinturón esquistoso dentro del Cinturón Dom Feliciano (Oriolo, et al., 2019); (Fragoso, Cesar, 1980). El CZT se define como una asociación de rocas supracorticales de edad mesoproterozoica que se extiende en dirección nor-noreste desde las proximidades de Nueva Carrara (Departamento de Maldonado), hasta las cercanías de Mariscal (Departamento de Lavalleja) (Spoturno, et al., 2019). Rossini & Legrand (2003), estudiaron el metamorfismo en la zona sur del Complejo, definiendo un metamorfismo en facies esquistos verdes inferior y esquistos verdes superior/anfibolita para esta unidad.

Las rocas que componen esta asociación son variables: metabasaltos, metalavas, metavolcanoclásticas ácidas, mármoles calcínicos y dolomíticos, filitas, esquistos sericíticos y metamargas, y metagabros subconcordantes con esta secuencia, que definen un sistema depositacional marino plataformar (Spoturno et al., 2019). Según estos autores, esta asociación se ve parcialmente interrumpida por la presencia de granitos ediacáricos y pequeñas cuencas mesozoicas (fig. 5).

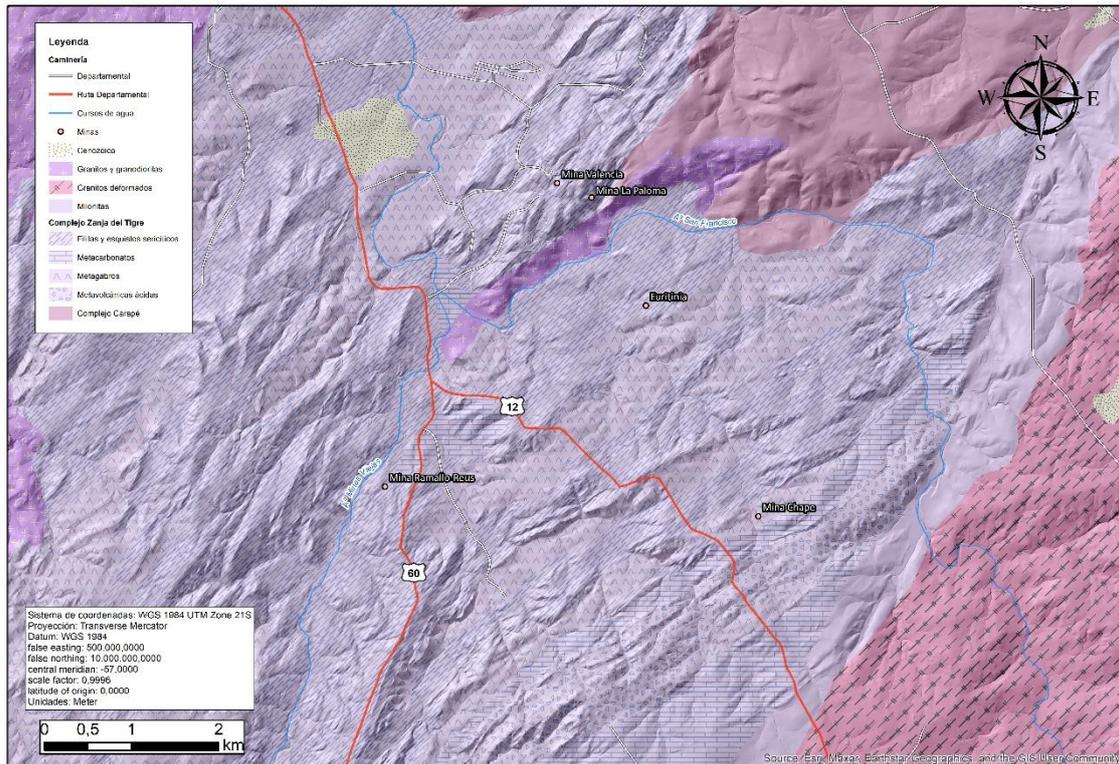


Fig. 5) Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado de Spoturno et al., 2019.

Se obtuvieron edades U-Pb en metagabros y metavolcanoclasticas ácidas de este Complejo, resultando todas mesoproterozoicas. Las rocas volcanoclasticas comprenden edades de 1433 ± 6 Ma en el Cerro de las Víboras (Gaucher et al., 2011), 1461 ± 4 Ma en Nueva Carrara (Gaucher et al., 2014), 1429 ± 21 Ma en Cuchilla Alvariza (Oyhantçabal et al., 2005), y 1473 ± 13 a 1445 ± 13 Ma en los alrededores de Mariscala (Gaucher et al., 2014). Las edades obtenidas para los metagabros fueron de 1492 ± 4 Ma (Oyhantçabal et al., 2005) y 1479 ± 4 Ma a 1482 ± 6 Ma (Oriolo et al., 2019).

2.7.2. Antecedentes mineros

Mina Chape es descubierta por cateadores de la Administración Nacional de Usinas y Transmisiones Eléctricas (UTE) en 1935 (Sacco, 1939c), en el marco de una campaña regional de explotación de antiguas labores mineras (Sacco, 1939a-g) en la región Minas-Pan de Azúcar (Morales Demarco et al., 2023). Esta región ha sido luego estudiada y explorada en diversas oportunidades por distintos organismos, empresas e investigadores con el fin de contribuir al conocimiento de la geología local y aportar información para el desarrollo científico y económico del país (Cernuschi et al., 2018).

Las labores mineras en Chape incluyeron la realización de cateos superficiales, una trinchera y cuatro pozos de reconocimiento (tabla 1), que con el avance de la investigación pasaron a mayor profundidad siendo el de mayor potencia de 26,70 m (Sacco, 1939c). Se iniciaron galerías a los 22 m de profundidad, las cuales unificaron los pozos I y II, que dieron el paso a la creación de dos ramificaciones, alcanzando los 542 m de largo (fig. 6).

Tabla 1: Labores mineras en Mina Chape (Sacco, 1939c)

Labores mineras	Nº	Prof (m) / Long (m)
	I	26,7
Pozos	II	22,76
	II	11
	IV	15
Prof. total pozos		75,46
Long. Total galerías y socavones		542
Trincheras	2	

Sacco (1939c) caracteriza al depósito de la Mina Chape como una mineralización de plomo con alguna ley de plata y oro, manifestada en vetas de cuarzo con galena y calcopirita, en una roca diorítica que en superficie se encuentra muy deteriorada. Menciona también presencia de cerusita y anglesita, carbonato y sulfato de plomo, respectivamente, como productos secundarios de la oxidación del plomo.

En el año 1938 UTE decide paralizar las actividades mineras en todas las minas que habían explotado en el período (Sacco, 1939a-g). En el caso de Mina Chape, si bien el

depósito presentó en algunos sectores buena ley mineral, era relativamente escaso y su morfología definida como caótica por Sacco (1939c), producto de una tectónica muy intensa: las vetas se encontraban despedazadas, generando una corrida irregular de las galerías al tratar de seguir el mineral.

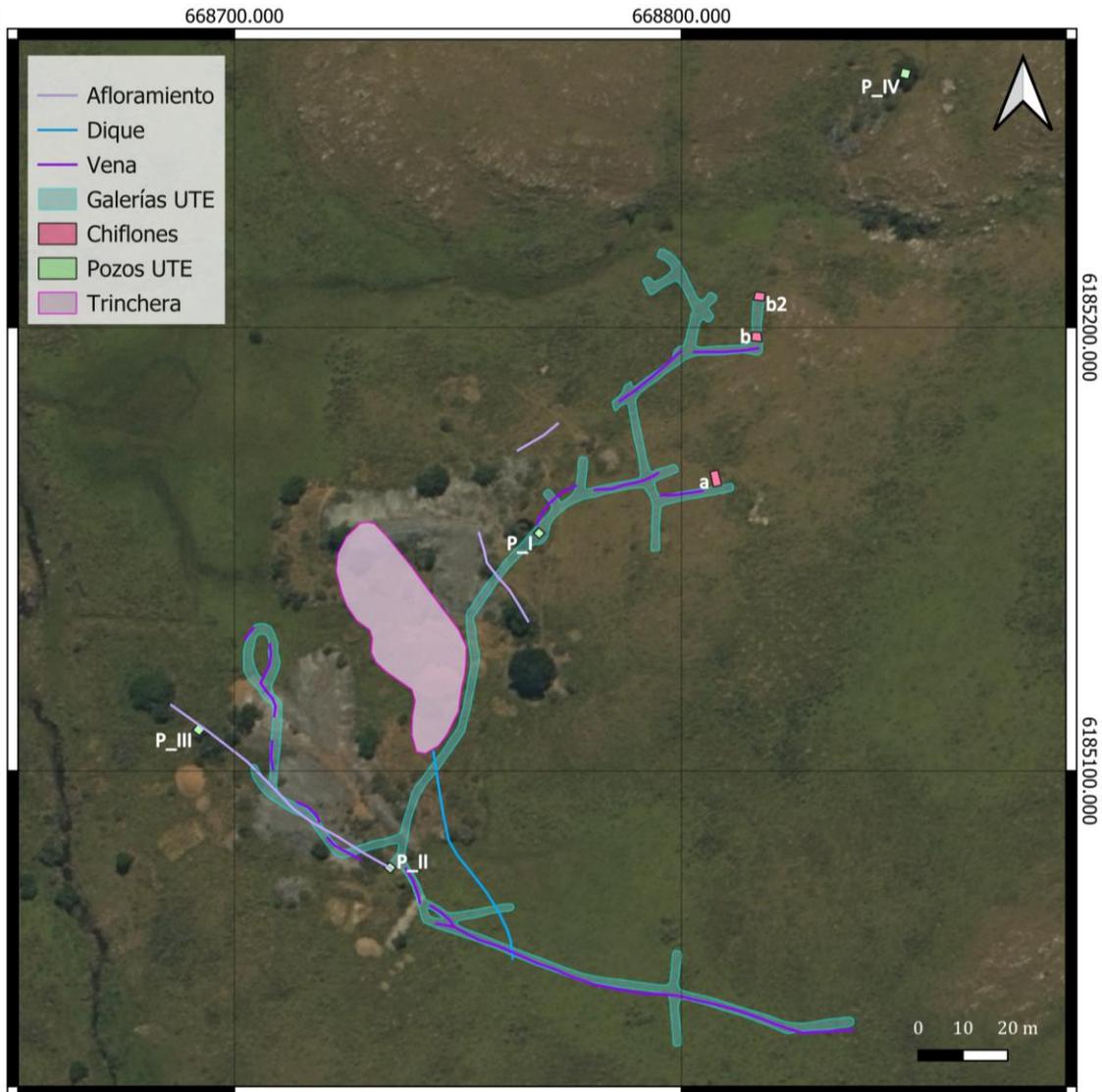


Fig. 6) Imagen satelital del área de la Mina, modificada en QGIS 3.34.4 Prizren. Se observan las características detalladas por Sacco (1939c).

Ledoux (1960) establece que las mineralizaciones de la región Minas-Pan de Azúcar se presentan como filones interestratificados cuya ganga es cuarzosa, siendo ocurrencias relativamente escasas y pobres en cuanto a tenor. En lo que respecta a Chape, la mineralogía observada por el autor es galena dominante, esfalerita, y algunos pocos minerales oxidados de cobre; además menciona pequeñas cantidades de plata y oro.

Bossi (1978) menciona que la mineralización en Mina Chape es principalmente de plomo y zinc (representados por galena y esfalerita) y secundariamente de cobre (calcopirita). Cabe señalar que estos dos últimos autores no llevaron a cabo estudios petrográficos o mineros nuevos, sino que se limitaron a recopilar antecedentes del área y realizar visitas puntuales.

Midot (1984) sostiene que la mineralización de Mina Chape se encuentra en tobas básicas y rocas verdes casi granulosas, que corresponden a lo que serían diabasas, cuya composición química es similar a la de los basaltos. Este autor establece que la paragénesis de la mineralización se conforma por amas (que en francés significa “grupos”) de esfalerita rica en hierro y galena, con inclusiones de pirrotina de aproximadamente 20 μm , que cementan cristales de pirita y arsenopirita, e inclusiones de calcopirita con alteración a covelina. Este autor, reporta un *stockwork* de pirrotina, calcopirita, galena y esfalerita con cuarzo como ganga, desarrollado en rocas cloríticas con titanita y feldespato, en ejemplares tomados a partir de las escombreras y pilas de acopio. Define la paragénesis con pirrotina dominante, en agregados en mosaico de granos euedrales de 300 μm , cuyas cavidades son ocupadas por galena. Según el autor, la calcopirita aparece como parches lobulados en la pirrotina y en el relleno de finas venillas en la ganga, y presenta inclusiones de mackinawita, cuyo tamaño no supera los 10 μm , y esfalerita.

Preciozzi (1989) estudia las mineralizaciones de Mina Apolonia, Mina Chape, Euritina, Reus, Mina Oriental, Mina Valencia, Mineralización Tres Sombreros (Cerro Estela o mineralización de Cu-Mo para el autor), y propone para las mineralizaciones de Mina Chape y Mina Reus un origen volcánico-hidrotermal, y, adicionalmente para Mina Chape, un vínculo con alteración hidrotermal propilítica.

Fesefeldt (1989) analiza las anomalías geoquímicas y los estudios geológicos realizados en el marco de la creación del Inventario Minero y deduce que en el fotoplano de Fuente del Puma las anomalías son de metales base (Pb, Zn, Cu).

Oyhantçabal (2004) propone que la mineralización observada en Mina Chape se constituye por galena, calcopirita, pirrotina, esfalerita y pirita, y cuarzo lechoso como ganga. El autor observa también la presencia de malaquita y azurita, y propone que la roca caja de la mineralización son los cuerpos de metagabros. Este autor establece que la fuente del Pb que generó la mineralización de Mina Chape puede asociarse a metavulcanitas ácidas o a los granitoides ubicados en las cercanías de la Mina, y que valores altos de Cu podrían corresponder a la abundancia de metagabros y metavolcánicas básicas en la región.

Sánchez Bettucci et al., (2004) establecen que la mineralización de Mina Chape consiste de galena, pirrotina, esfalerita y pirita en venas de cuarzo, con metagabros como rocas hospedadas, y que este depósito ocurre en una zona de falla inversa. Basados en sus características geoquímicas y geológicas, estos autores proponen como modelos genéticos más probables los VMS tipo Besshi (Zn-Cu-Pb) y SEDEX (Zn-Pb) para las mineralizaciones relacionadas a la Orogenia Brasiliana, de edad neoproterozoica. Específicamente, en el caso de Mina Chape, el modelo propuesto sería VMS tipo Besshi. Según estos autores, las mineralizaciones tempranas en esta región son singenéticas y fueron formadas en el fondo oceánico, pero las mineralizaciones principales están relacionadas por removilizaciones contemporáneas a eventos metamórficos y de plegamiento.

Las asociaciones metálicas determinadas por los autores no solo para Mina Chape, sino para las principales minas e indicios del área Minas - Pan de Azúcar (tabla 2), varían considerablemente y generan dificultades al momento de la asignación a un modelo genético de depósito particular.

Tabla 2: Minas e indicios, con sus metales asociados según los diferentes autores

Mina	Bossi (1978)	Midot (1984)	Preciozzi (1989)	Fesefeldt (1988)	Sánchez-Bettucci et al (2004)	Oyhantçabal (2004)
Mina Chape	Pb-Zn-Cu	Pb	Pb-Zn-Ag	Pb-Zn-Cu	Cu-Zn	Pb-Zn-Cu
Mina Valencia	Pb-Zn	Pb	Pb-Zn	Pb	Pb-Zn-Mn	
Mina La Oriental	Cu-Zn	Cu	Cu	Cu-Zn	Cu	Cu
Mina Reus-Ramallo	Pb-Zn	Pb	Pb-Ag	Pb	Cu-Pb	Pb
Indicio de Euritina	Cu	Pb	Pb-Zn			Cu
Mina Apolonia	Pb-Zn-Cu	Pb-Zn	Cu-Pb	Pb-Zn-Cu	Cu-Pb	
Mineralización Tres Sombreros			Cu-Mo			
Vulcano	Cu					Cu
Mina Arrospide				Au		Au
La Constancia					Cu	
La China					Ba-Cu	

3. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados del Trabajo Final, comenzando por la descripción de las observaciones a mesoescala y luego a microescala (petrografía y microfábrica). Separaremos las mineralizaciones en tres unidades: Asociación mineral I, II y III, esta última correspondiente a minerales supergénicos. Esto se explica por las diferentes asociaciones minerales presentes, las cuales varían en proporciones y minerales de ganga, y por la connotación genética que implican en este trabajo. A su vez, se describirán los rasgos principales de la roca caja y de las rocas alteradas hidrotermalmente en las cercanías de la Mina.

3.1. Mineralizaciones

3.1.1. Asociación mineral I

Mesoescala

La asociación mineral I se trata principalmente de galena en *stockwork* en venas de cuarzo. Las venas de cuarzo recortan la roca caja, cloritoesquistos que serán descritos más adelante (sección 3.2).

El relleno (*infill* en inglés) es conformado por galena, la cual se presenta de color gris oscuro, con brillo metálico y en cristales euedrales a subedrales, formando muy frecuentemente agregados cristalinos. Se observan bordes cristalinos parcial o totalmente euedrales (fig. 7, b), así como texturas de ángulo agudo formadas por la galena dentro del cuarzo (fig. 7, a, b).

Existen algunos ejemplares donde las venas de cuarzo presentan cristales bien formados proyectándose hacia cavidades, dentro de un espacio vacío. En estos casos, no se observa galena como relleno (fig. 8). En las pilas de acopio de cuarzo observadas en la etapa de campo, se identificaron fragmentos correspondientes a estas venas en tamaños de hasta 30 cm, aproximadamente.

La galena presenta, en algunos sectores, defectos del pulido (sus clásicos *pits* triangulares), así como sus planos de clivaje (fig. 7, b). Se presenta en contacto con el cuarzo, cuyos bordes no se observan muy bien definidos sino difusos, de redondeados a angulosos. También se observan agregados de clorita asociados tanto al cuarzo como a la galena. En el cuarzo, estos agregados se observan formando una textura de ángulo agudo, y ocupando lo que parece ser el mismo canal que la galena (fig. 9).

La estructura en *stockwork* observada es errática. Los canales a través de los cuales precipita la galena no siguen un patrón definido, y son muy variables en cuanto a su distribución y potencia de cada venilla, desde 1 mm hasta 1 cm, aproximadamente. En aquellos lugares donde parece haber poco espacio disponible, no son visibles cristales bien formados (al menos a esta escala).

En algunos ejemplares es común observar indicios de deformación en el cuarzo, donde es evidente un fuerte estiramiento del mismo. A su vez, pueden visualizarse fracturas oxidadas (fig. 7), cuya distribución es aleatoria, y cuyas características serán descritas más adelante (sección Asociación mineral III).

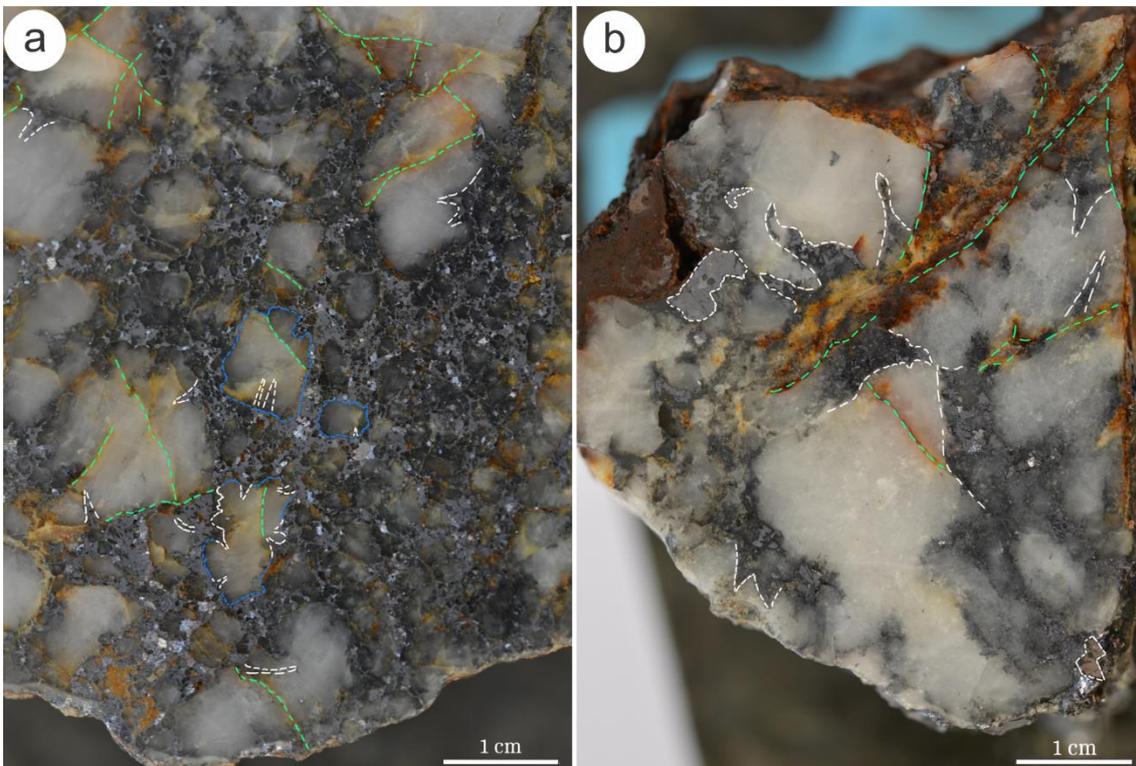


Fig. 7) Asociación mineral I. Mesoescala. (a) Estructura *stockwork* en vena de cuarzo. Se puede observar agregados de cristales de galena formando texturas de ángulo (línea punteada en color blanco), así como cuarzos corroídos en los contactos con galena (línea punteada en color azul). En línea punteada verde, se visualizan fracturas en cuarzo con algún hidróxido de hierro. (b) Vena de cuarzo recortada por galena. Se observan cristales subedrales de galena, con *pits* triangulares, y formando texturas de ángulo agudo (línea punteada color blanco). Las líneas verdes corresponden a fracturas con hidróxidos de Fe.

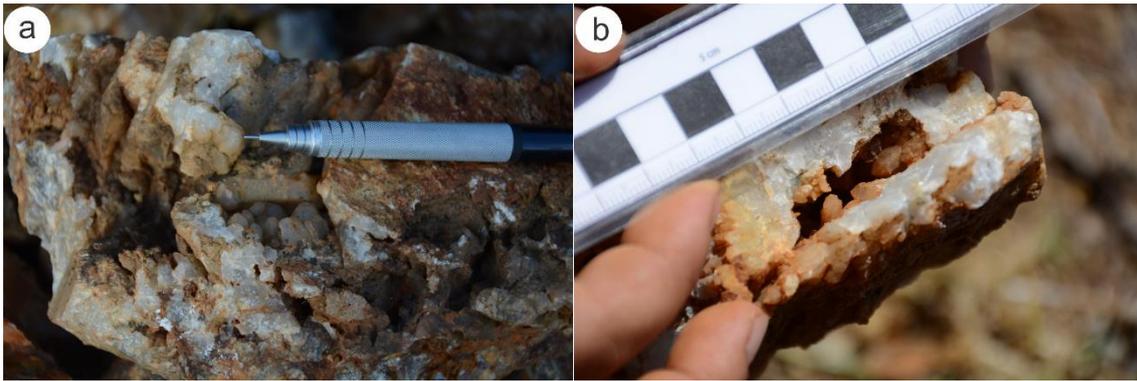


Fig. 8) Cristales euedrales de cuarzo precipitando hacia dentro de espacios vacíos, indicadores de relleno, según Taylor (2009).

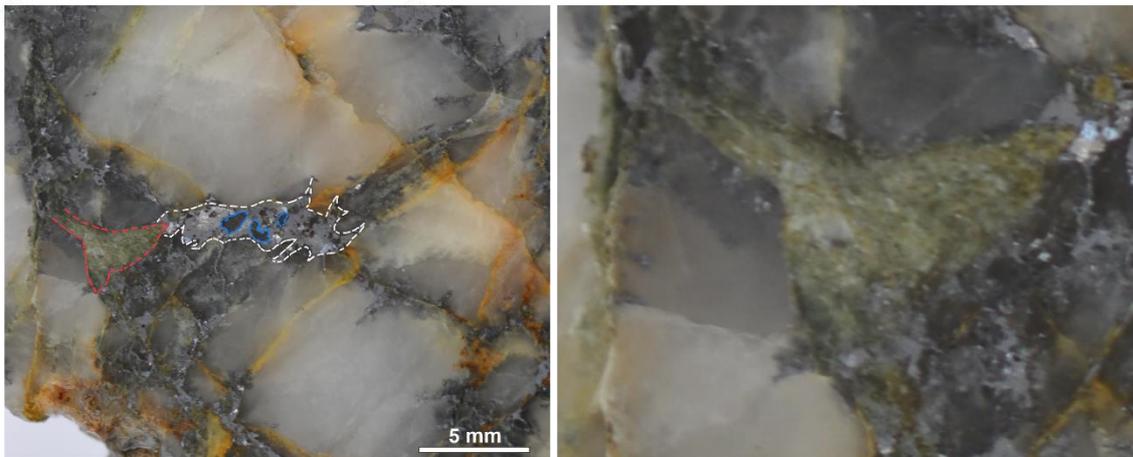


Fig. 9) Asociación mineral I. Mesoescala. Se pueden observar agregados finos de clorita con textura de ángulo agudo (línea punteada roja). En blanco, agregado de cristales anedrales de galena, con inclusiones de cuarzo en su estructura (línea punteada azul). Las texturas de ángulo agudo formadas por la galena le dan al cuarzo un aspecto corroído, generando que sus bordes de grano se presenten difusos. A la derecha de la imagen, detalle del agregado de clorita.

Microescala

A escala microscópica se pudieron identificar, además de galena y cuarzo, algunas fases minerales opacas no distinguibles en mesoescala tales como calcopirita, pirrotina, pirita y esfalerita, y, como fases traslúcidas, clorita, biotita y calcita, las cuales se presentan en muy baja proporción.

En cuanto a los porcentajes de cada fase metálica, en términos de abundancia relativa, los valores suelen ser levemente variables, siendo la galena el metal dominante. En los sectores donde las fases subordinadas son muy escasas, la galena representa aproximadamente un 95% de las fases metálicas presentes, mientras que la calcopirita y pirrotina, ambas con una distribución similar, representan un 2% cada una. La esfalerita y la pirita representan un 1%, aproximadamente. En sectores donde las fases subordinadas tienen mayor distribución, la proporción cambia sutilmente: la galena sigue siendo dominante 90%, calcopirita 5%, pirrotina 4%, y 1% el resto de las fases.

La galena se observa predominantemente en cristales subedrales y anedrales, sin embargo, puede presentarse ocasionalmente en cristales euedrales dentro de los agregados (fig. 10, a). Sus tamaños varían entre 10 μm y 3 cm, aproximadamente, alcanzando sus mayores dimensiones en donde se encuentra formando agregados (fig. 10, b). Tanto en luz polarizada plana como en polarizadores cruzados pueden observarse sus *pits* triangulares, característicos de este mineral (fig. 10).

La calcopirita se presenta anedral, en tamaños que varían entre 10 y 200 μm , aproximadamente. En polarizadores cruzados se destacan sus maclas y su fuerte anisotropía. Se la observa vinculada tanto a la galena como a la pirrotina y la esfalerita (fig. 10, c), y es frecuente visualizarla solitaria dentro de los agregados de galena.

La pirrotina se observa en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 10 y 600 μm , aproximadamente. Aparece siempre asociada a la galena y la calcopirita (fig. 10, c). En algunos cristales se observan franjas fibrosas, en los bordes de grano y a lo largo de las fracturas, con tonos amarillos rosáceos pálidos, que corresponden a marcasita. Este mineral será abordado más adelante (sección Asociación mineral III).

La pirita es bastante escasa. Se presenta en cristales euedrales y subedrales, y sus tamaños oscilan entre 50 y 200 μm , aproximadamente. Se encuentra, en general, aislada dentro de los agregados de galena en el *stockwork* (fig. 10, d).

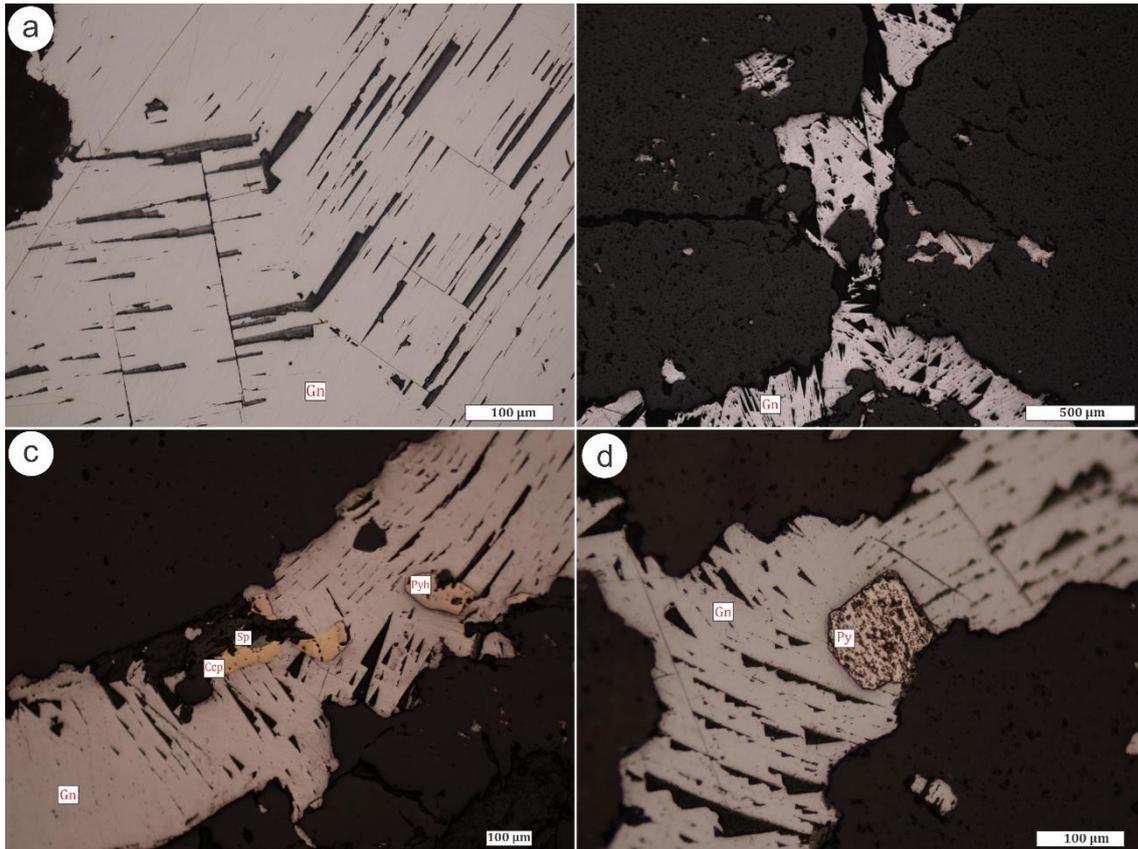


Fig. 10) Asociación mineral I. Microfotografías en Luz Reflejada Polarizada Plana (RLPP). (a) Agregado de cristales eudrales de galena, con *pits* triangulares típicos. (b) Agregado de cristales de galena formando parte de las venillas del *stockwork*. (c) Venilla del *stockwork* conformada por galena dominante (en color blanco grisáceo), calcopirita (amarillo), pirrotina (rosado) y esfalerita (gris oscuro). (d) Cristal subedral aislado de pirita (blanco amarillento) inmerso en la venilla del *stockwork*. Presenta pozos, defecto del pulido. Los grises oscuros-negros corresponden a cuarzo.

La esfalerita es la fase más escasa de todas y se la observa siempre asociada a la calcopirita (fig. 10, c). Se presenta anedral y sus dimensiones rondan los 70 µm, aproximadamente. En polarizadores cruzados no se alcanzan a ver, al menos en esta asociación, reflejos internos.

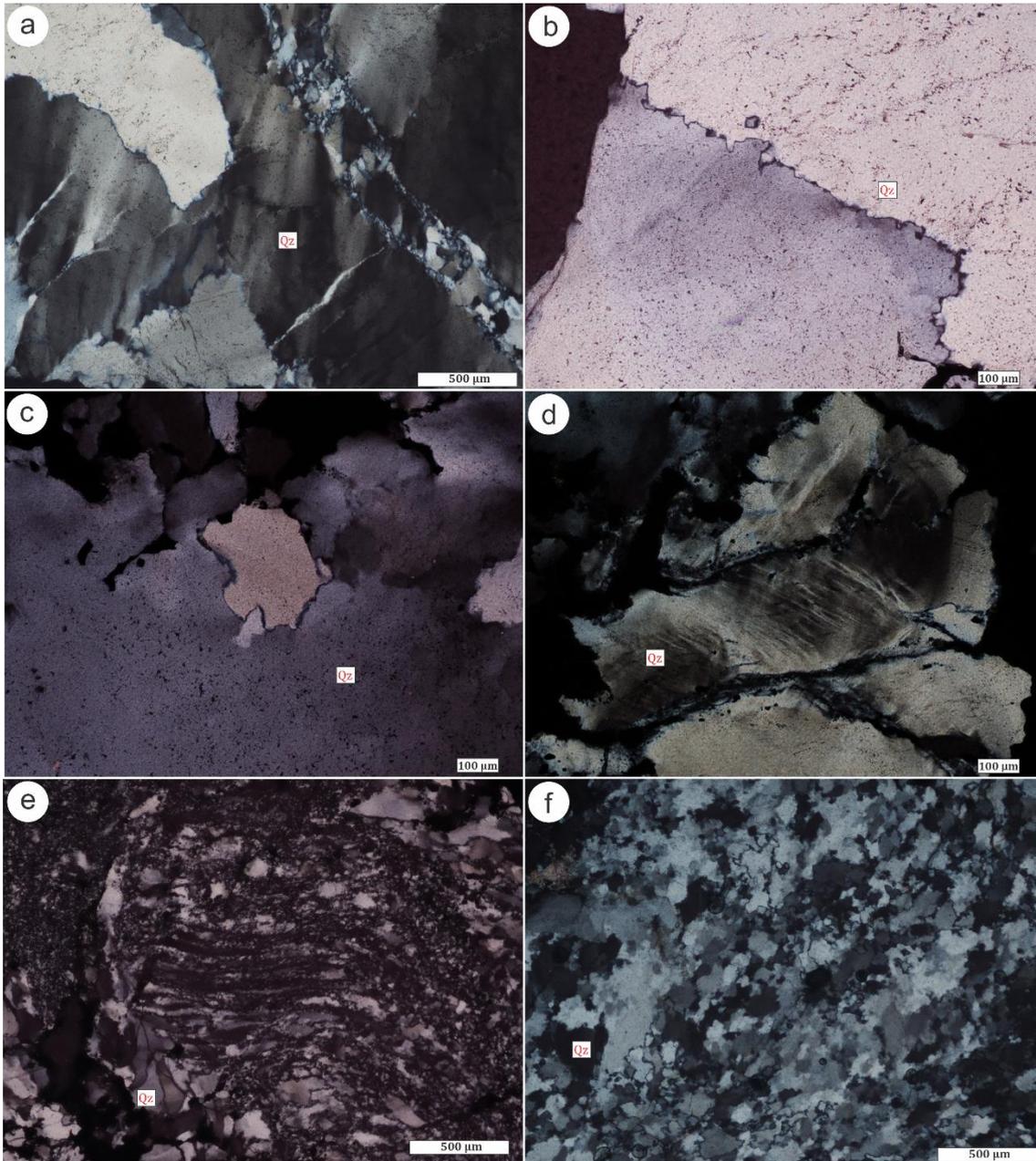


Fig. 11) Asociación mineral I. Microfotografías en polarizadores cruzados (PC). (a) Cuarzo con evidencias de *bulging* con formación de nuevos granos, extinción ondulante, alcanzando a formar lo que parecen ser bandas de deformación. (b) *Bulging* en cuarzo. (c) *Bulging*, con la incipiente formación de un nuevo grano. (d) Lamelas de deformación. (e) Cuarzo estirado y recrystalizado por *bulging*, con relictos de cristales sustituidos por los nuevos granos. (f) Cuarzo recrystalizado por rotación de subgrano.

El cuarzo es el mineral de ganga y que corresponde a la fase mineral que compone el relleno de la vena. Si bien se observan algunas otras fases minerales traslúcidas, el cuarzo es la dominante, prevaleciendo frente al resto de las fases en todos los ejemplares. Se presenta, en general, en cristales subedrales y anedrales, subredondeados, tanto en cristales aislados como formando agregados. Sus tamaños oscilan entre los 40 μm y los 5,2 mm, aproximadamente, y alcanza sus mayores

tamaños donde no se observa recristalizado (fig. 11). Se observa vinculado directamente con la mineralización, siendo “atravesado” por la galena, en algunos sectores fracturado, y con indicios de deformación evidenciados por extinción ondulante, lamelas, *bulging* (BLG) y rotación de subgrano (SGR) (fig. 11).

La clorita se presenta en agregados de cristales subedrales y anedrales, cuyos tamaños alcanzan los 5 mm, aproximadamente (fig. 12, a, b). También se observa agregados y en cristales aislados fibrosos, cuyo tamaño varía aproximadamente entre 20 μm y 1,6 mm, asociada tanto al cuarzo como a la galena (fig. 12, c). Sus colores de interferencia visualizados en polarizadores cruzados varían entre azules, púrpuras y verdes secos. Es frecuente observarla íntimamente vinculada a la galena: en sectores donde se la observa fibrosa, la galena se encuentra intercrecida, principalmente en lo que parecen ser sus zonas de debilidad (fig. 12, c, d, e, f).

La biotita es muy escasa. Se presenta en agregados de cristales subedrales, en tamaños que varían entre 50 y 200 μm , aproximadamente, siempre transformándose a clorita fibrosa. En cuanto a la calcita, su distribución también es muy baja y en general se la observa en cristales subedrales, cuyos tamaños varían entre 50 μm y 500 μm , aproximadamente (fig. 13). También se presenta en agregados de cristales, cuyos tamaños alcanzan los 3 mm, aproximadamente. Aparece vinculada al cuarzo y a la galena.

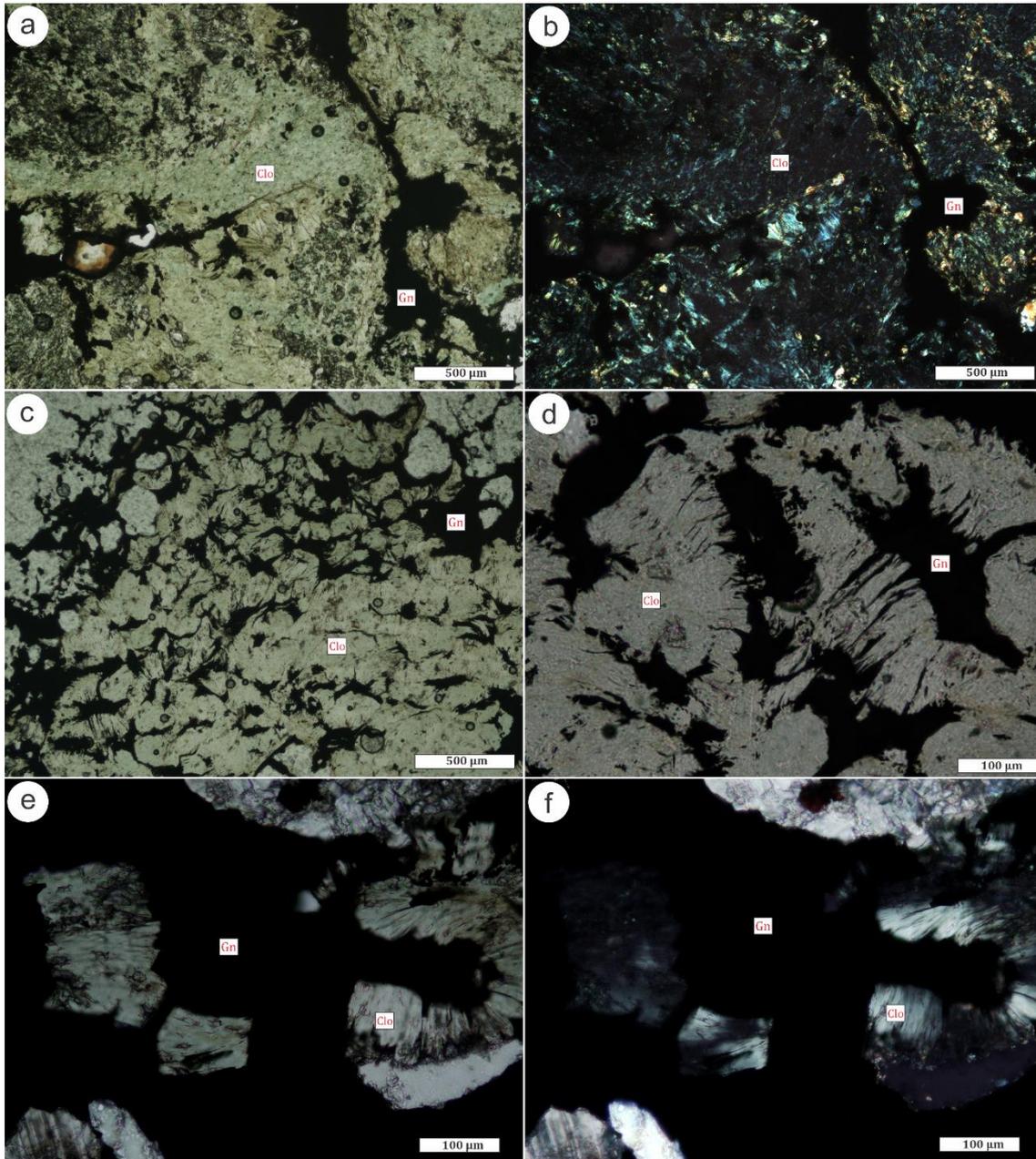


Fig. 12) Asociación mineral I. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, d, e) y PC (b, f). (a) Agregados de cristales de clorita, en contacto con venillas del *stockwork*. (b) Agregados de clorita con colores de interferencia azul anómalo (*blue Berlin*). (c) Agregados fibrosos de clorita, con galena intercrecida dentro de sus planos de debilidad. (d) Detalle de (c). (e) Cristales fibrosos de clorita inmersos dentro de las fases metálicas. (f) Cristales fibrosos de clorita inmersos dentro de las fases metálicas, con colores de interferencia verdosos.

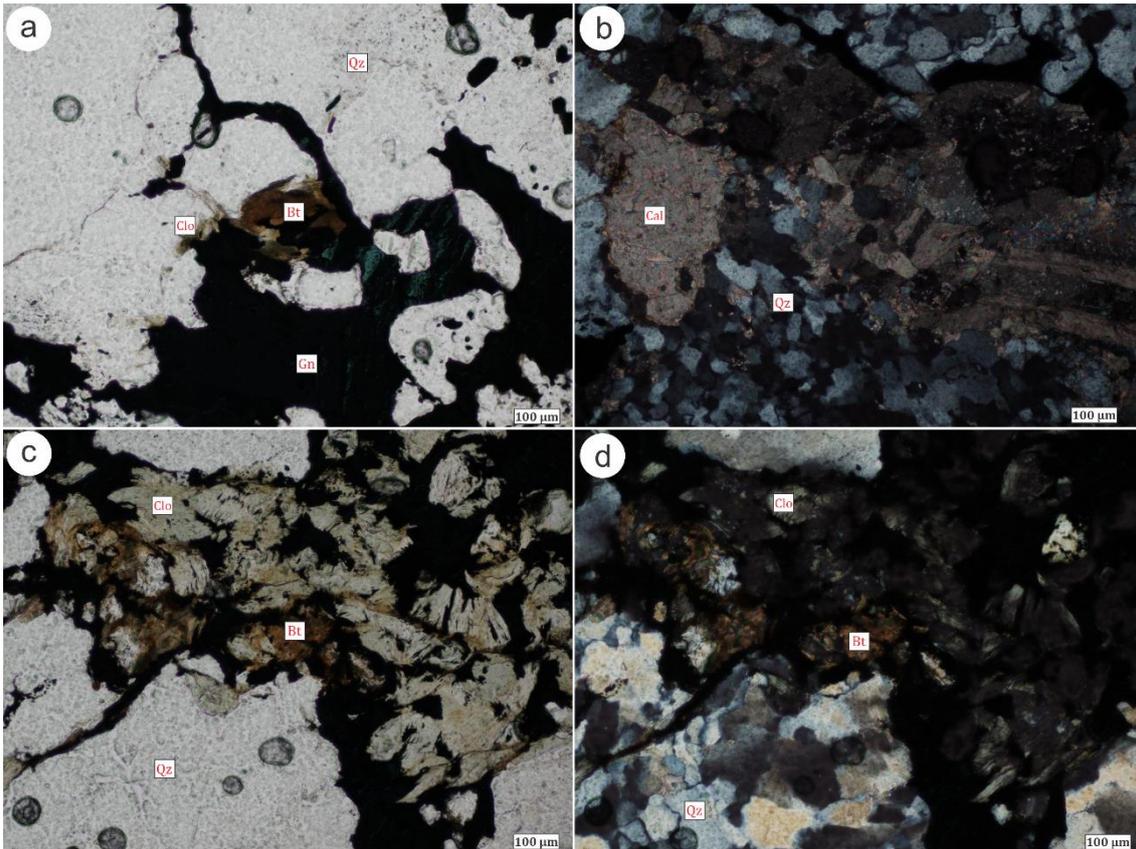


Fig. 13) Asociación mineral I. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c) y PC (b, d). (a) Biotita siendo transformada a clorita, asociada al cuarzo y a las fases metálicas de la asociación. El color celeste en la galena corresponde al reflejo de luz ambiente. (b) Cristales subedrales de calcita inmersos en el dominio cuarzoso. (c) y (d) Biotita siendo transformada a clorita, y asociada a galena.

3.1.2. Asociación mineral II

Mesoescala

La Asociación mineral II está compuesta principalmente por pirrotina, calcopirita, galena y carbonato, conformando, en su representación tipo, un *stockwork* en venas de cuarzo.

En general, y a diferencia de la asociación mineral I, las proporciones de las fases minerales metálicas son muy distintas: en la asociación I, la galena era la fase dominante, con pirrotina, calcopirita, esfalerita y pirita en muy baja proporción; en cambio, en la asociación mineral II, la pirrotina y calcopirita, antes subordinadas frente a la galena, tienen una mayor distribución, alcanzando a ser las fases dominantes en algunos ejemplares (fig. 14, a). Existen algunos casos donde la galena muestra una mayor distribución, pero aun así no llega a ser la fase dominante en comparación con las demás. El relleno es, entonces, conformado por pirrotina, calcopirita, galena y carbonato en *stockwork* en venas de cuarzo. Este *stockwork* se presenta como un

arreglo caótico, donde hay participación no solo de las fases metálicas, sino también de carbonato y de fragmentos de roca caja (fig. 14).

La pirrotina se presenta formando agregados cristalinos, a veces finos y anedrales de hasta 1 cm, aproximadamente, y a veces gruesos, formando grandes agregados de cristales de hasta 2,5 cm, aproximadamente. En algunos casos se observa con pátinas de oxidación. Se encuentra en contacto principalmente con calcopirita y galena, con quienes comparte en muchos casos los mismos canales o espacios disponibles en las venillas del *stockwork* (fig. 14, b), así como con carbonato y cuarzo. Se observan texturas de ángulo agudo del carbonato en contacto con la pirrotina, así como inclusiones de fragmentos de cuarzo dentro de su estructura, principalmente allí donde las venillas que la conforman alcanzan sus mayores espesores. Se destaca, también, la atracción que presenta frente a la imposición de un imán.

La calcopirita forma agregados cristalinos relativamente gruesos, alcanzando, aproximadamente, 1,5 cm de espesor en algunos especímenes. Dentro de los agregados pueden distinguirse algunos cristales con bordes euedrales. Se la observa en general con pátinas de oxidación y formando las mismas estructuras que la pirrotina dentro del *stockwork*. Es común observar cristales de cuarzo y galena dentro de los agregados de calcopirita, y a su vez, encontrarla dentro de los agregados cristalinos de galena. También puede observarse formando parte de los mismos espacios disponibles que ocupan pirrotina y galena dentro de las venillas que conforman el *stockwork*. Son visibles, también, en texturas de ángulo agudo dentro de las masas cuarzosas (fig. 14, a).

La galena se encuentra formando agregados de cristales subedrales a anedrales, cuya potencia oscila entre 3 mm y 1 cm, aproximadamente. Si bien en algunos ejemplares pueden distinguirse *pits* triangulares, no son muy frecuentes. Sus agregados conforman, en algunos casos, texturas de ángulo agudo dentro de las masas cuarzosas (fig. 14, a). Si bien este mineral predomina en cristales subedrales y anedrales, es posible distinguir algunos cristales euedrales de 1 mm, aproximadamente.

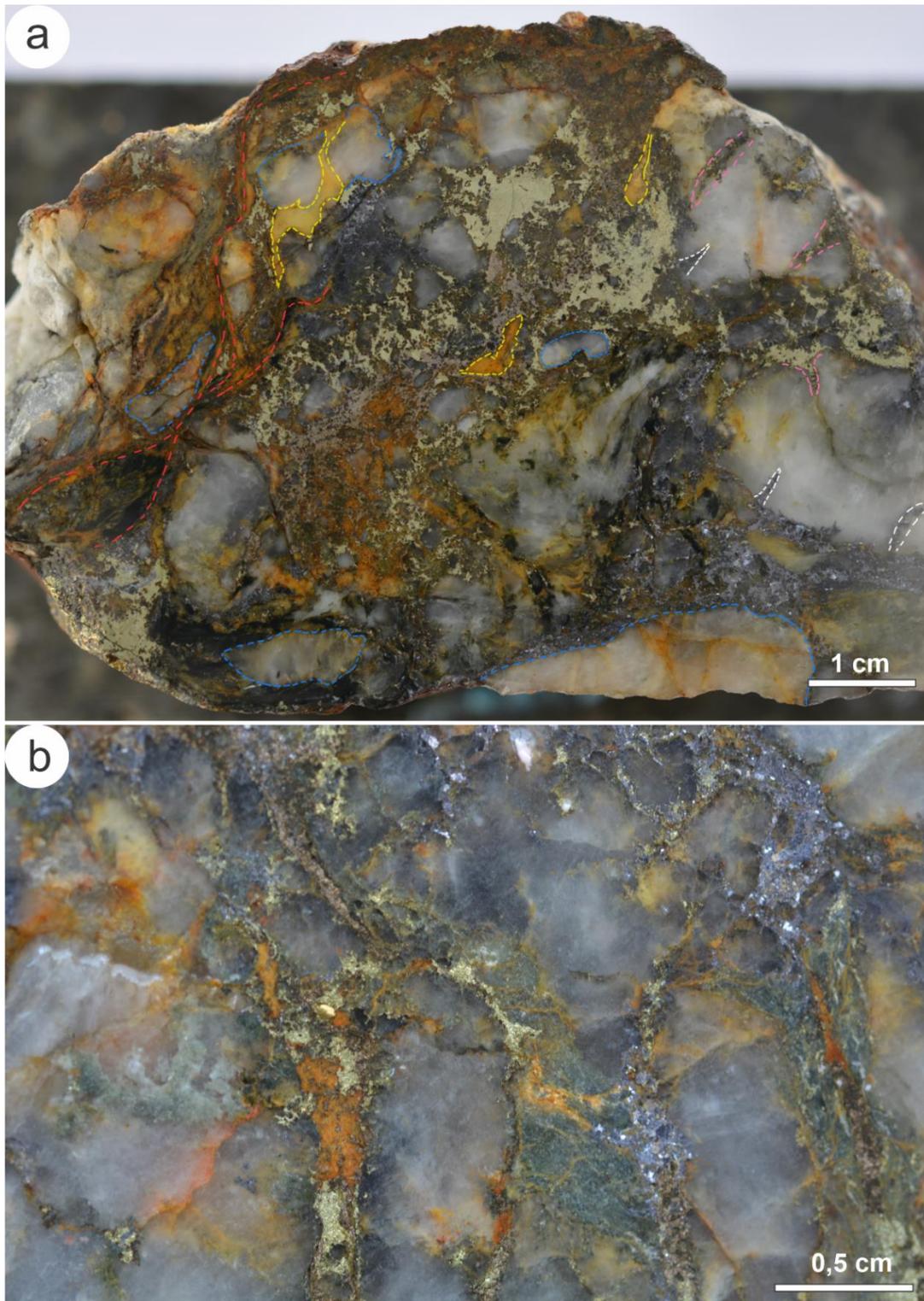


Fig. 14) Asociación mineral II. Mesoescala. (a) Estructura en *stockwork* en las venas de cuarzo. Pueden observarse texturas de ángulo agudo formadas por calcita, indicadoras de relleno (línea punteada en amarillo), así como texturas de ángulo agudo constituidas por galena y calcopirita (línea punteada en blanco y rosado, respectivamente). Pueden observarse masas cuarzosas afectadas por las fases minerales mencionadas anteriormente, y también fracturadas (línea punteada en azul), así como vestigios de roca caja (línea punteada en rojo). (b) Detalle de las venillas que conforman el *stockwork*, así como las masas carbonáticas. Estas presentan un color anaranjado, posiblemente por alteración supergénica. Pueden observarse fragmentos de la roca caja inmersos dentro de las masas cuarzosas.

El carbonato se observa de diferentes maneras. En algunos casos, se presenta en venas que recortan a la vena de cuarzo, que a su vez recorta a la roca caja (fig. 15; fig. 29). Estas venas carbonáticas conforman grandes masas, con cristales euedrales a subedrales dentro de su estructura, cuyos tamaños rondan 1 cm, aproximadamente. En algunos ejemplares presentan grandes inclusiones de cuarzo de 2,5 cm, aproximadamente, siendo visibles, a su vez, texturas de ángulo agudo. Se observan indicios de deformación tanto de las masas carbonáticas como del cuarzo incluido dentro de ellas (fig. 15). También se pueden observar agregados finos de clorita dentro de las grandes masas carbonáticas, en tamaños que no superan los 5 mm, aproximadamente.

En los casos donde el carbonato se observa formando parte del *stockwork*, se reporta en cristales anedrales, formando texturas de ángulo agudo a través del cuarzo y vinculado tanto a la pirrotina como a la calcopirita. Los “triángulos” son completamente anedrales, alcanzando los 1,2 cm de longitud y, en algunos sectores, 5 mm de espesor, aproximadamente (fig. 14, a). Se observa también, aunque no muy frecuentemente, en agregados muy finos, formando parte de las venillas del *stockwork*, en contacto tanto con la calcopirita como con la pirrotina y galena. Donde el carbonato conforma sus agregados de mayor tamaño, es donde la galena presenta también sus agregados de mayor tamaño.

El cuarzo presente se observa en cristales anedrales, recortando a la roca caja (fig. 15; fig. 29), en general fracturado y recortado por el *stockwork*, y por estructuras de ángulo agudo correspondientes a algunos agregados de calcopirita y galena (fig. 14, a). En general, las texturas de ángulo agudo le otorgan un aspecto corroído a las venas cuarzosas.

Es posible observar fragmentos de roca caja inmersos dentro del cuarzo. En algunos casos son visibles las texturas originales de la roca (fig. 14, a), mientras que en otros casos parecen ser agregados muy finos y quizás pulverizados (fig. 14, b).



Fig. 15) Roca caja con vena de cuarzo fracturada subparalela a sus planos de foliación (línea punteada azul). Véase la incipiente precipitación de galena en fractura (línea punteada en blanco). Es posible observar masas de cuarzo inmersas dentro del carbonato, indicando un orden temporal donde el cuarzo claramente es anterior. Estas masas se observan deformadas (centro, línea punteada azul). Se observan texturas de ángulo agudo del carbonato/calcita hacia dentro de la vena de cuarzo (línea punteada amarilla), así como pequeños agregados de clorita inmersos dentro de las masas carbonáticas (línea punteada en rojo).

Microescala

A escala microscópica, se pudieron identificar fases opacas tales como pirrotina, calcopirita, galena, pirita, esfalerita, cubanita, pentlandita, y fases traslúcidas como calcita, cuarzo, clorita, y muscovita.

En cuanto a los porcentajes, en términos de abundancia relativa de cada fase metálica, y a diferencia de la asociación I, los valores suelen ser más complejos de definir, ya que hay cierta variabilidad y proporciones dentro de la misma asociación. En los sectores donde la pirrotina es dominante, queda representada en un 85%, con galena subordinada 10%, esfalerita 2% y pirita 2%, aproximadamente. El resto de las fases no representan más de un 1%, aproximadamente.

En los ejemplares donde la calcopirita es dominante, queda representada en un 90%, con pirrotina subordinada 4%, esfalerita 3%, galena 2%, quedando la cubanita y el resto de las fases representadas en un 1%, aproximadamente.

La pirrotina se presenta en cristales anedrales y subedrales, cuyos tamaños varían desde los 20 μm hasta 500 μm , alcanzando, en agregados de cristales, aproximadamente los 4,25 mm (fig. 16). Sus cristales anedrales son muy comunes allí donde se observa precipitada dentro de fracturas de otra fase. Es frecuente verla asociada a calcopirita, esfalerita, pirita, y galena, e incluso a agregados de cristales correspondientes a la ganga, los cuales se observan como inclusiones dentro de su estructura.

Existen ejemplares donde la pirrotina es la fase metálica dominante, en agregados de cristales poligonales, cuyos tamaños oscilan entre 40 y 320 μm , aproximadamente, conformando uniones triples (fig. 16, c, d). En general, cuando se presenta como una fase subordinada de la calcopirita, no se presenta recristalizada (fig. 16, a, b). La pirrotina presenta frecuentemente texturas de alteración por oxidación, dando como resultado la presencia de marcasita (fig. 26). Algunas veces la alteración es parcial y muchas otras veces casi total, llegando a sustituirla casi por completo. Este mineral aprovecha las fracturas en la pirrotina y los bordes de grano para desarrollarse (véase sección 3.1.3).

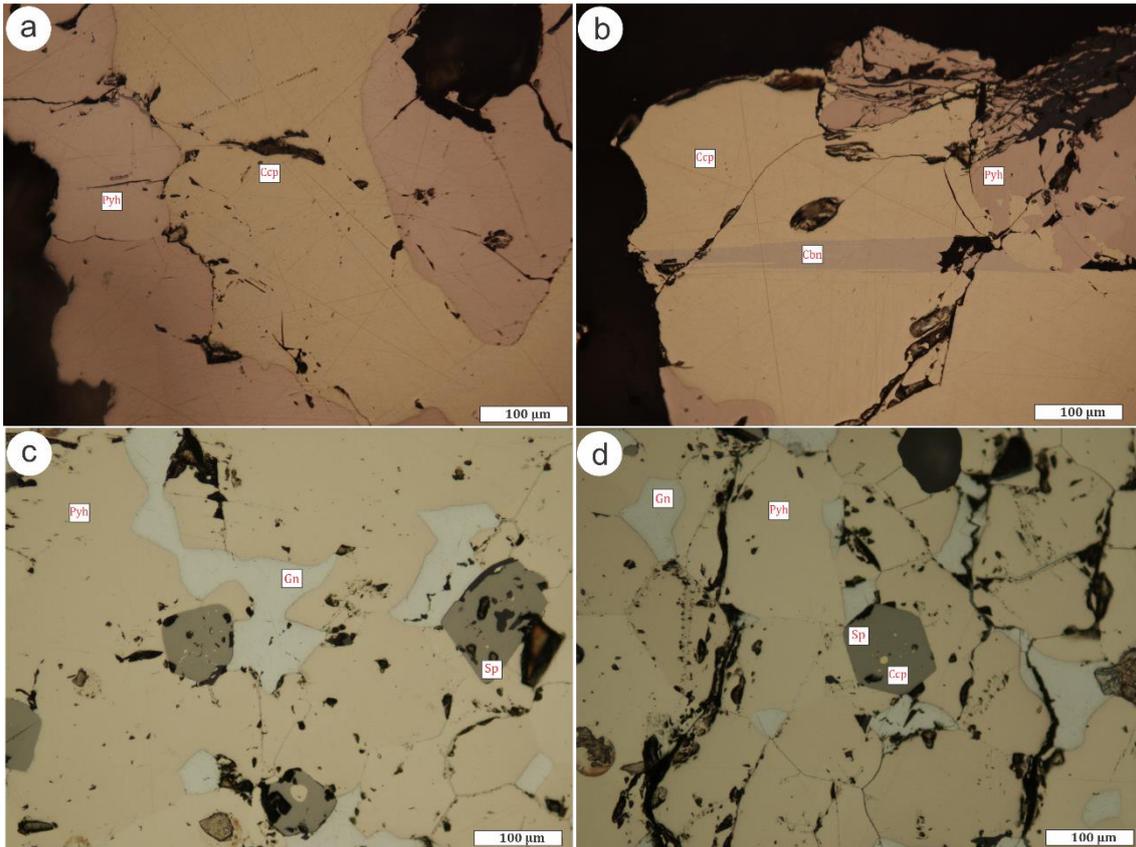


Fig. 16) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo RLPP. (a) Agregado de cristales anedrales de calcopirita (centro) en contacto con agregados anedrales de pirrotina (izquierda y derecha). Es posible ver el pleocroismo de la pirrotina, variable entre rosa claro y rosa oscuro. Estos colores son bien marcados debido a la observación con objetivo de inmersión. (b) Agregado anedral de calcopirita (amarillo) con agregados subedrales de pirrotina (rosado) y listones de cubanita (centro). (c) Agregado de cristales poligonales de pirrotina (amarillo crema). Es posible ver, incluso en luz polarizada plana, los bordes de los cristales. Las esfaleritas (gris oscuro) son euedrales y subedrales, con *blebs* de calcopirita; la galena (gris claro), se presenta intersticial entre los agregados de pirrotina. (d) Cristal perfectamente euedral de sección hexagonal de esfalerita, con *blebs* de calcopirita.

*La diferencia de colores de las fases minerales en esta figura corresponde a que las microfotografías a y b fueron tomadas bajo la visualización en objetivo de inmersión y en glicerina, mientras que las c y d fueron tomadas en aire.

La calcopirita se presenta en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 10 y 600 μm , aproximadamente. Es muy frecuente observarla siendo parte del *stockwork* (fig. 17, a), en agregados de cristales, cuyos tamaños no superan los 1,5 cm, aproximadamente (fig. 16, a, b; fig. 17, b, d). Si bien en general se la observa dominando las fases metálicas junto a la pirrotina, en algunos casos se encuentra dentro de los agregados de galena, siendo allí donde alcanza sus tamaños medianos. Sus tamaños más pequeños se reportan en general en pequeñas inclusiones dentro de las esfaleritas (fig. 16, c, d). Suele presentar maclas e inclusiones de esfalerita y cubanita.

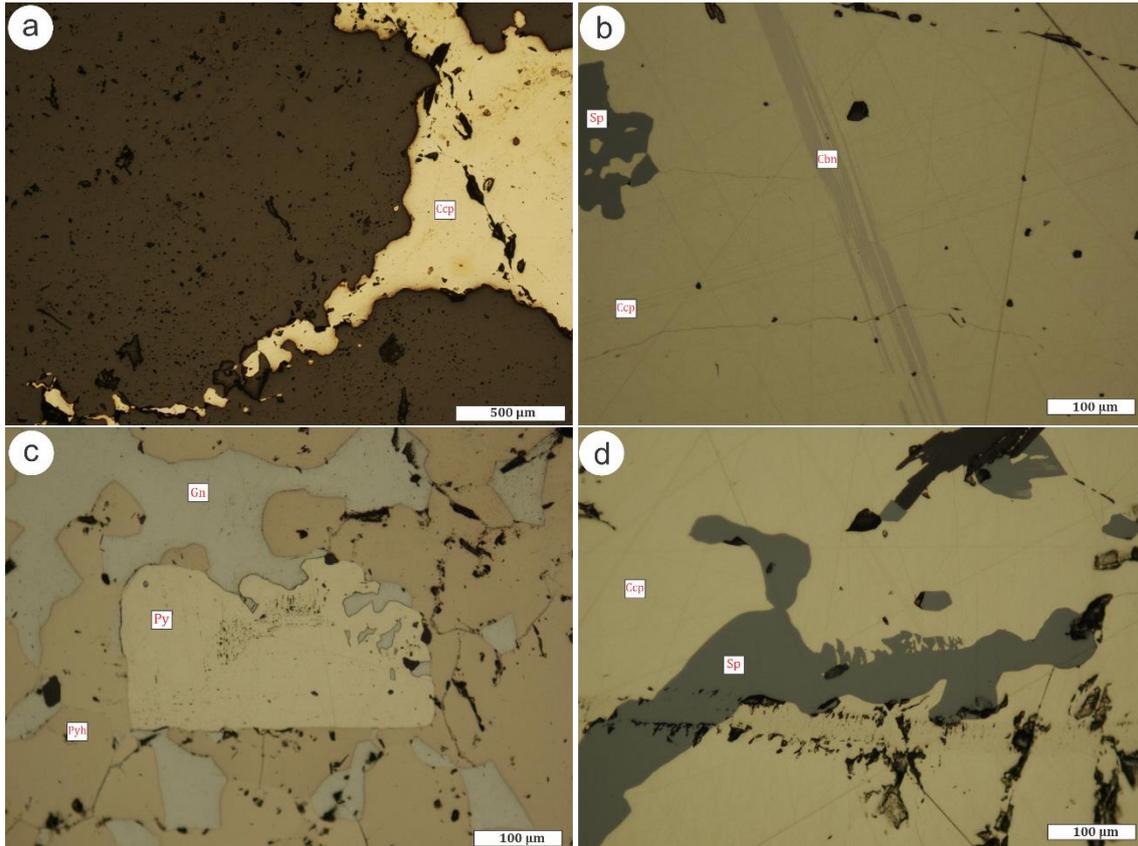


Fig. 17 Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo RLPP. (a) Agregado anedral de calcopirita (amarillo) en venilla del *stockwork*. (b) Listones de cubanita (rosa – beige) inmersos en agregado de cristales de calcopirita, y un cristal anedral de esfalerita (gris oscuro). (c) Pirita subedral (amarillo claro) formada íntimamente con la galena (gris claro), en agregado de cristales poligonales de pirrotina. (d) Esfalerita anedral con textura de exsolución ζ ?, inmersa dentro de agregados anedrales de calcopirita.

La galena se presenta en agregados de cristales anedrales a subedrales cuyos tamaños oscilan entre 20 μm y 1,2 mm, aproximadamente. En general, se observa subordinada tanto en la pirrotina como en la calcopirita, sin embargo, en algunos ejemplares donde la calcopirita es dominante, se presenta en proporciones mayores (fig. 19, a). Cuando se presenta subordinada a la pirrotina, es frecuente observarla en cristales anedrales, formando una textura intersticial (fig. 16, c, d).

La pirita se manifiesta como cristales aislados euedrales a subedrales, ligada a pirrotina, galena, calcopirita y cuarzo. Sus tamaños son muy variables y oscilan entre 10 μm y 540 μm , aproximadamente. A veces forma agregados anedrales, los cuales se interconectan con cristales euedrales. Es frecuente observarla dentro de los agregados de calcopirita, así como incluida dentro de las masas cuarzosas. En algunos ejemplares es posible visualizar que la pirita se encuentra muy vinculada a la galena (fig. 17, c).

La esfalerita es frecuente y su proporción, en general, es baja. Se presenta predominantemente en cristales anedrales (fig. 17, b, d), y ocasionalmente en cristales

euedrales y subedrales, en tamaños que varían entre 10 y 400 μm , aproximadamente. Alcanza sus mayores tamaños allí donde se presenta anedral (fig. 17, d). Es común verla asociada a la pirrotina, pirita, a veces a la galena, pero siempre a la calcopirita. Presenta reflejos internos rojizos, muchas veces sutiles, aunque no siempre son observables en aire.

Es frecuente observar *blebs* o inclusiones de calcopirita dentro de los cristales de esfalerita, y viceversa. Cuando la esfalerita se observa como inclusiones en la pirrotina, alcanza a formar cristales euedrales (fig. 16, b, d); cuando se observa exsuelta en calcopirita, en general, tiende a ser anedral (fig. 17, b, d).

La cubanita se presenta en un único preparado. Se trata de un mineral color beige claro, levemente pleocroico en aire (en glicerina puede percibirse más su pleocroísmo), variando sus colores en luz polarizada plana desde beige claro rosáceo a beige claro celeste. Presenta reflectancia fuerte y es fuertemente anisótropa, en colores que varían desde celestes claros a violetas rojizos. Se presenta siempre dentro de los agregados de cristales de calcopirita. Sus cristales son en forma de agujas o listones, cuya longitud alcanza los 1,85 mm, aproximadamente, presentando una relación de aspecto variable entre 14 y 280, aproximadamente. Perpendicularmente a los largos de los cristales y en polarizadores cruzados, pueden observarse pequeños listones que marcan la textura de las maclas de crecimiento de este mineral (fig. 18).

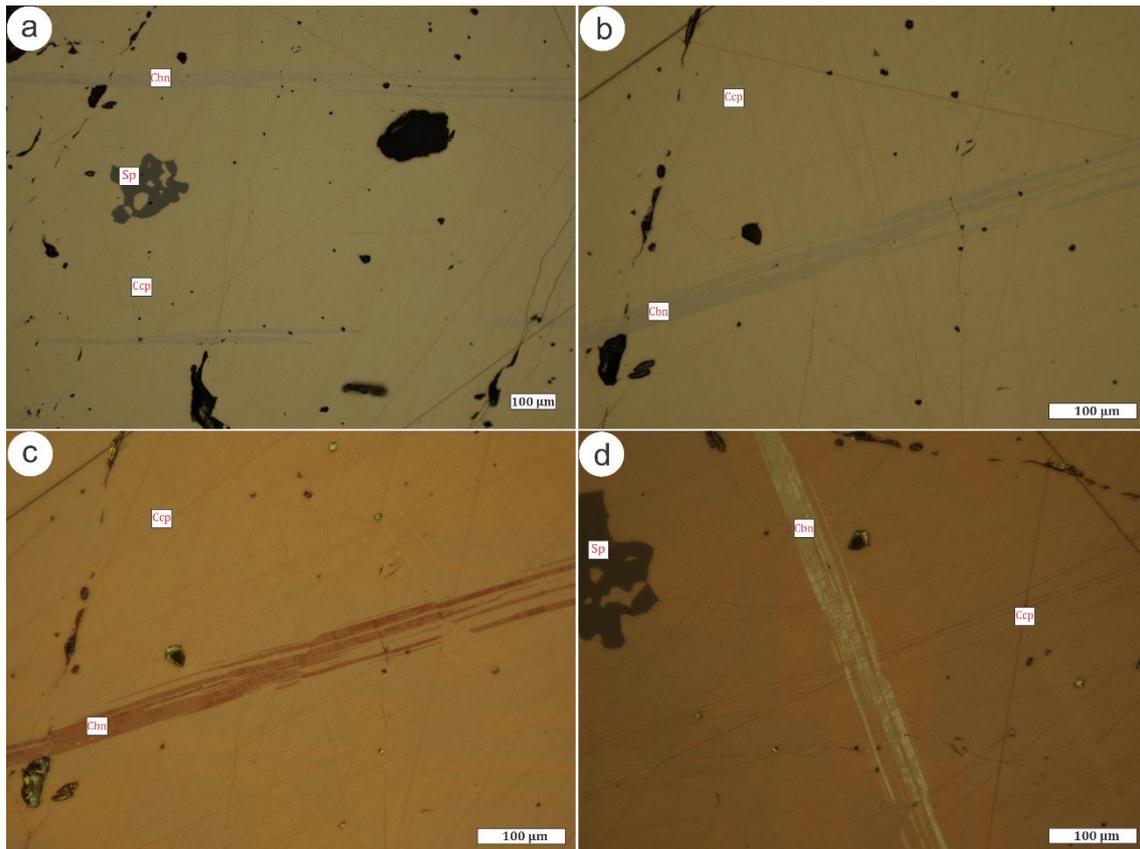


Fig. 18) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo RLPP (a, b) y Polarizadores Cruzados a Luz Reflejada (RPC) (c, d). (a) Listones de cubanita inmersos en agregado anedral de calcopirita. Es posible observar un cristal también anedral de esfalerita. (b) Listones de cubanita, con una relación de aspecto bien marcada. (c) Listones de cubanita marcando su fuerte anisotropía, en tonos rojizos y rosáceos. Es posible también observar las maclas de la calcopirita, en tonos anaranjados y azulados. (d) mismo ejemplar de cubanita que en (c), denotando la fuerte anisotropía y la textura tanto de la cubanita como de la calcopirita.

La pentlandita se observa en muy baja proporción y distribución, en tamaños que no superan los 30 μm , aproximadamente, y con una morfología que parece ser tipo *flame*. Presenta alto poder reflector y siempre ocurre como inclusiones en cristales de pirrotina (fig. 19, b, d).

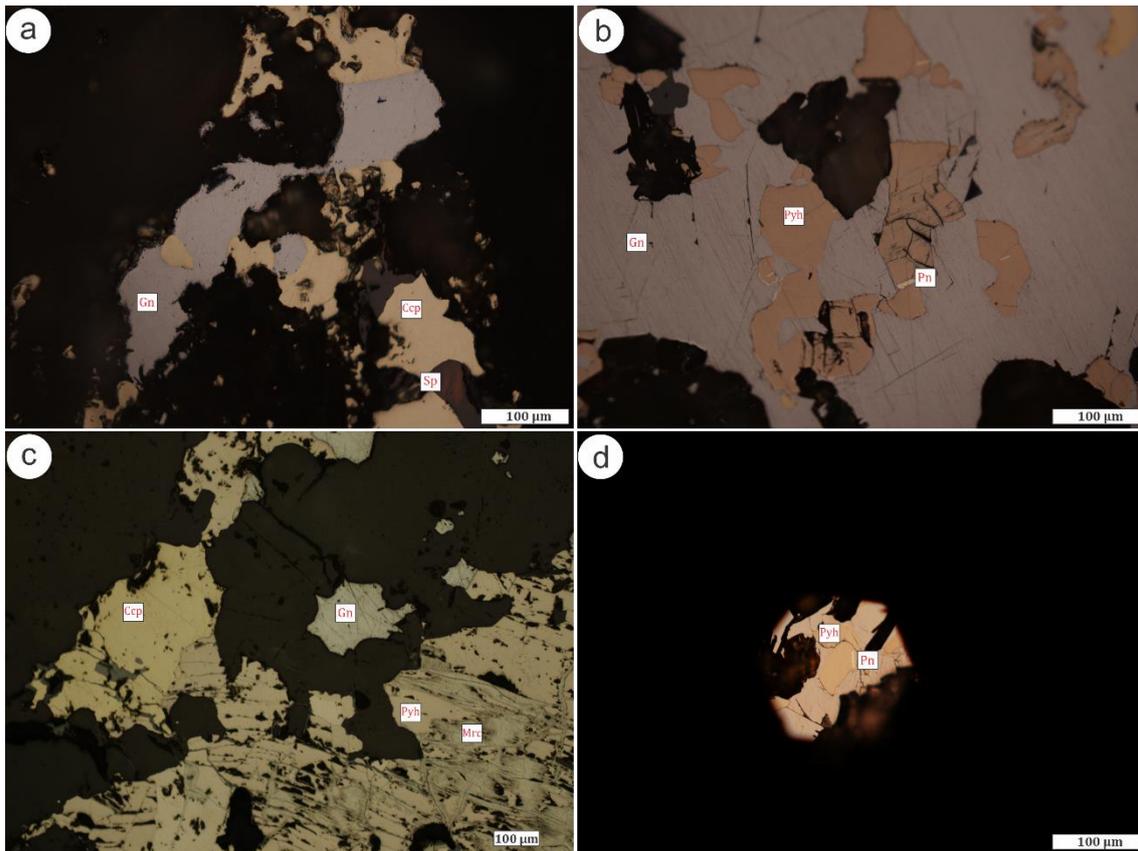


Fig. 19) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo RLPP. (a) Agregado de cristales de galena (gris claro a celeste), calcopirita (amarillo) y esfalerita (gris oscuro, con reflejos rojos). Es posible visualizar reflejos internos rojos en la esfalerita, incluso en RLPP. (b) agregados de pirrotina (rosado) dentro de agregados de galena (gris claro a celeste). Los bastones observados dentro de los cristales de pirrotina corresponden a *flames* de pentlandita. (c) agregado de cristales de pirrotina (rosa crema), galena (gris claro), calcopirita (amarillo) y esfalerita (gris oscuro). La pirrotina se encuentra alterada a marcasita (textura fibrosa, en color beige). (d) *Flames* de pentlandita dentro de pirrotina.

La calcita se observa pervasiva en el cuarzo, a través de sus cristales, formando parte del *stockwork* y con maclas con indicios de deformación (fig. 20). Se presenta en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 40 µm y 4 mm, aproximadamente, vinculado directamente con la mineralización, donde en ocasiones las fases metálicas se observan precipitadas junto a la calcita, así como a otras fases traslúcidas como clorita y muscovita (fig. 22).

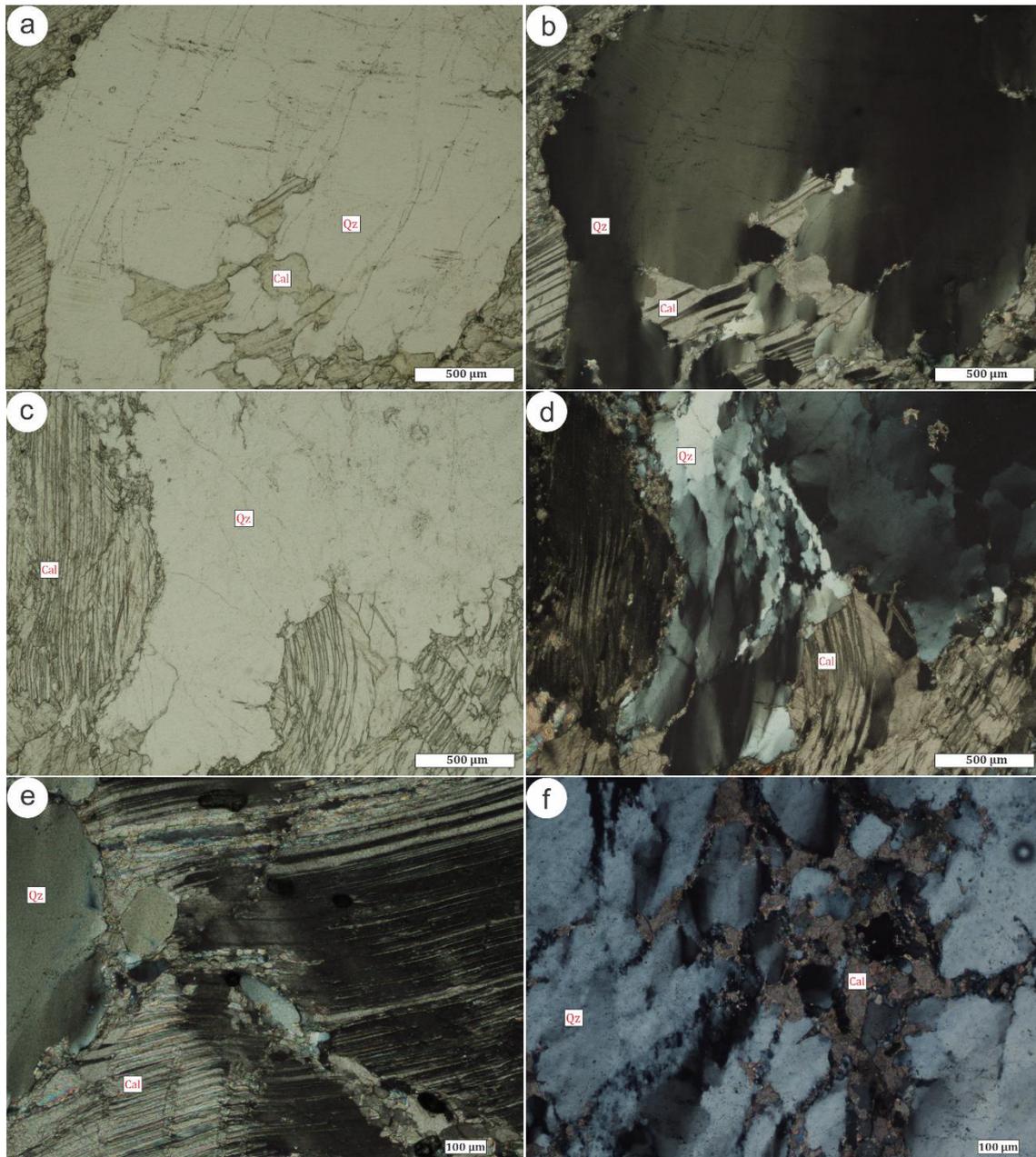


Fig. 20) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c) y PC (b, d, e, f). (a) Agregado subedral de calcita, adentrándose en cristal de cuarzo, formando parte del *stockwork*. Es posible observar sus maclas de deformación. (b) Misma fotografía, donde puede observarse extinción ondulante en el cuarzo y maclas de deformación bien delimitadas en la calcita. (c) Cuarzo y calcita, ésta última con maclas deformadas. (d) Puede observarse que tanto el cuarzo como la calcita se presentan ambos deformados. El cuarzo presenta recristalización y se observa formando subgranos. La calcita presenta sus maclas de deformación curvas. (e) Calcita deformada, con cristales de cuarzo atrapados dentro de su estructura. (f) Calcita formando parte del *stockwork* dentro del cuarzo.

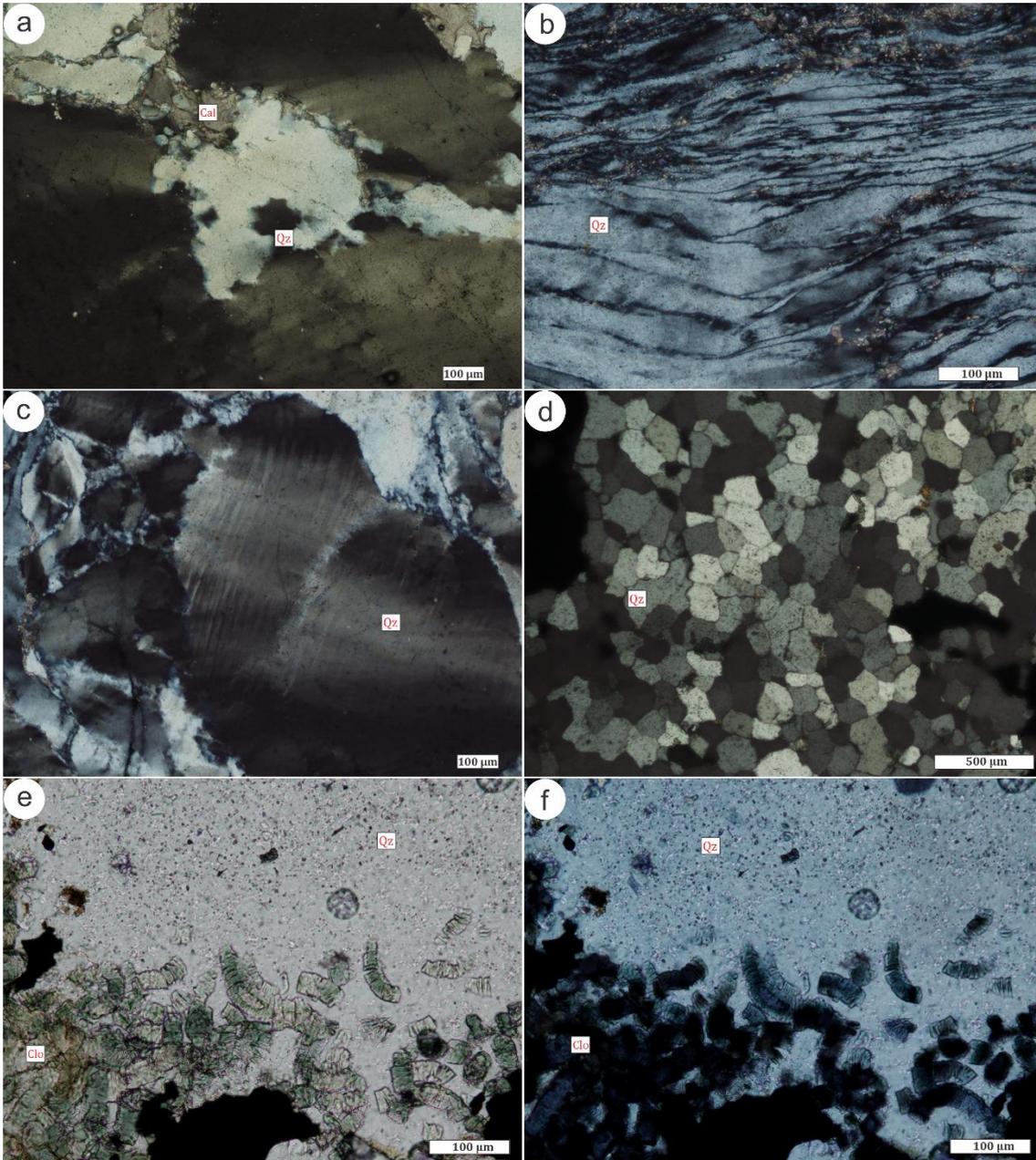


Fig. 21) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo LPP (e) y PC (a, b, c, d, f). (a) Cristales de cuarzo con recrystalización por *bulging*, asociados a cristales de calcita. (b) Cuarzos fuertemente aplastados con los bordes de grano bien marcados. (c) Grano de cuarzo con lamelas de deformación, formación de subgranos (perpendiculares a las lamelas) y formación incipiente de bandas de nuevos granos mediante *bulging*. (d) Agregado de cristales poligonales de cuarzo, posiblemente generados por recrystalización estática por reducción de área de borde de grano (GBAR). (e) Cristales y agregados de cristales vermiculares de clorita dentro de un cristal de cuarzo. Este hábito es fácilmente distinguible por su forma de acordeón. (f) Idem (e).

El cuarzo se observa inmerso dentro de las fases opacas, en cristales subedrales cuyos tamaños oscilan entre los 5 μm y los 5 mm, alcanzando los 6 mm, aproximadamente, allí donde se lo observa en agregados. Se observa también en agregados de cristales anedrales de hasta 100 μm aproximadamente. Se presenta frecuentemente deformado, en cristales elongados con extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalizado por *bulging*, formando bandas de granos neoformados, (fig. 21, a, b, c), y también con indicios de recristalización estática (uniones triples) (fig. 21, d); allí donde se lo observa recristalizado es donde presenta sus menores tamaños.

La clorita se observa en agregados de cristales fibrosos, anedrales a subedrales, cuyos tamaños alcanzan los 2 mm, aproximadamente (fig. 22, a, b, c, d). Se presenta también en cristales vermiculares, en tamaños que varían entre 20 μm y 150 μm , aproximadamente (fig. 21, e, f). Tanto las cloritas fibrosas como las vermiculares, se encuentran siempre dentro de los cristales de cuarzo, y en general, próximas a los contactos con las fases metálicas. La muscovita se presenta en un único ejemplar, en agregados de cristales radiales y en tamaños que alcanzan los 600 μm , aproximadamente, siempre en contacto entre los cristales de cuarzo de la vena y la calcita de esta asociación (fig. 22, e, f).

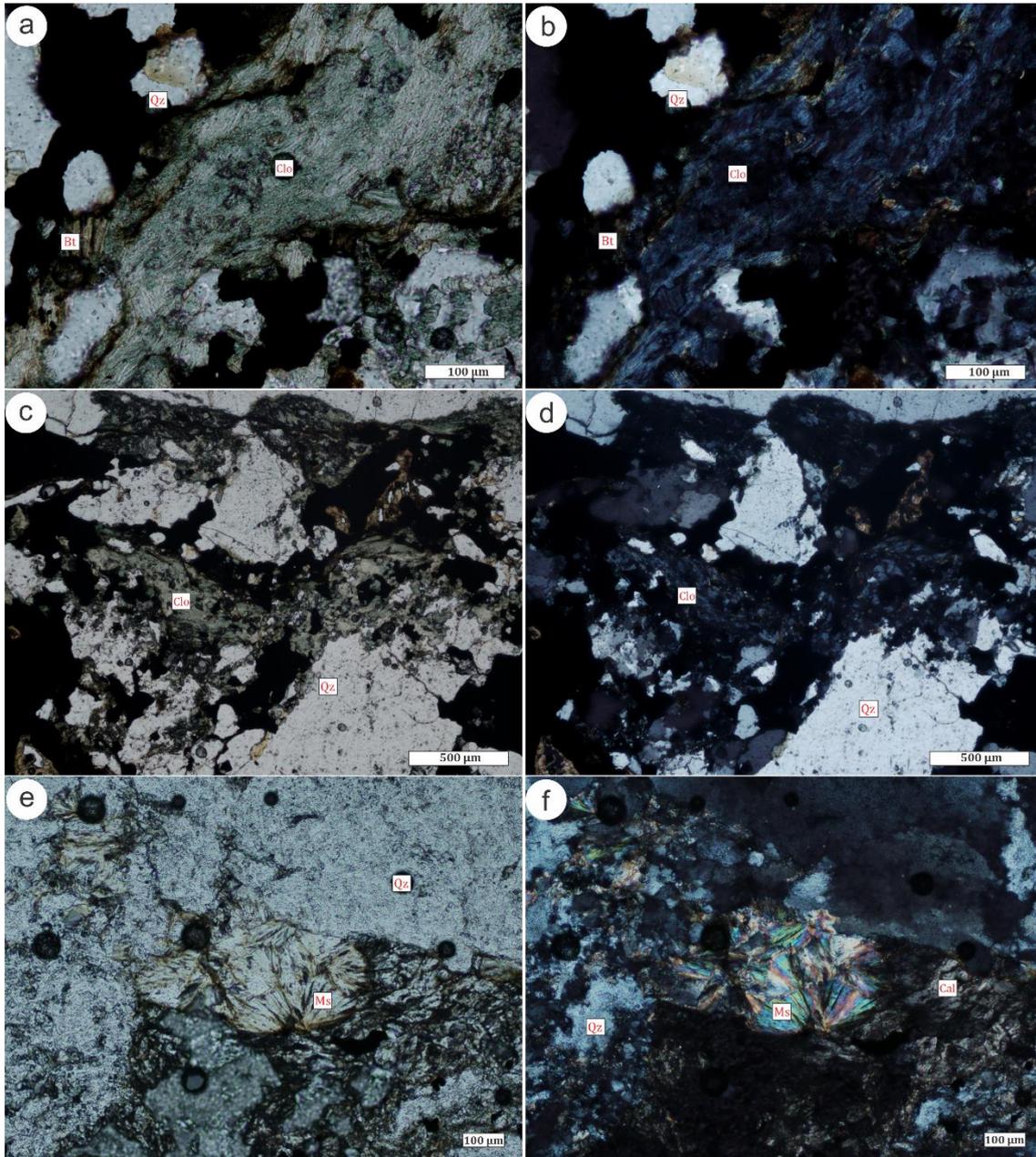


Fig. 22) Asociación mineral II. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) Agregados de cristales fibrosos de clorita, intercrecidos con algunos cristales vermiculares. Es posible observar vestigios de cristales de biotita. (b) Misma fotografía que (a), evidenciando los colores de interferencia azules anómalos de la clorita (*blue berlin*). (c) y (d) Agregados de clorita, vinculados al cuarzo y a las fases metálicas. (e) y (f) Contacto entre agregados de cuarzo recristalizado con cristales de calcita, donde se puede apreciar muscovita radial.

3.1.3. Asociación mineral III: Minerales supergénicos

Se denomina asociación mineral III al conjunto de fases minerales que se entienden como producto de la alteración supergénica, que sufrieron los minerales precipitados previamente. La alteración supergénica desencadena la oxidación de minerales en presencia de aguas meteóricas.

Mesoescala

La asociación mineral III consiste en goethita, covelina, malaquita, crisocola y azurita.

La goethita es una fase de oxidación presente en muchos ejemplares y, en general, presenta claras relaciones de corte con las asociaciones I y II. Suele presentarse en forma de venillas, recortando fases minerales previas (fig. 23), y sustituyéndolas, en tamaños que varían entre 2 y 4 mm de espesor, aproximadamente.

La covelina se observa en general como producto de oxidación de la calcopirita, en colores azules oscuros bajo lupa de mano. Es común encontrarla formando “aureolas” alrededor de las calcopiritas, y en general se presenta en ejemplares que han sufrido oxidación.

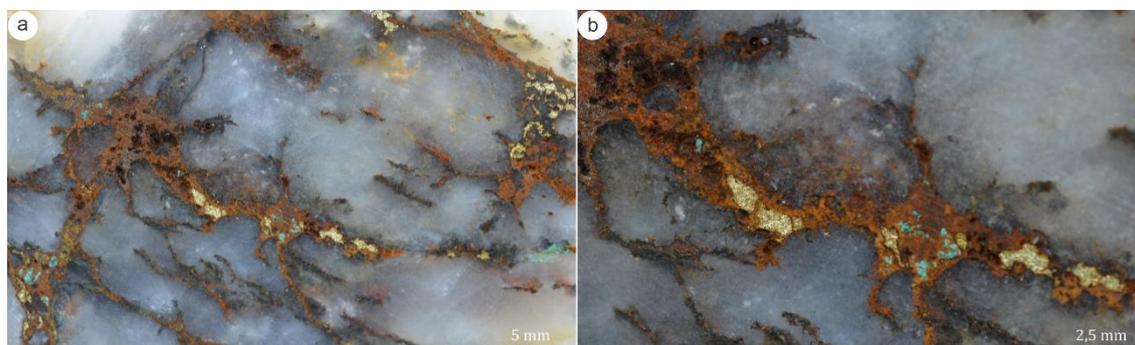


Fig. 23) Asociación mineral III. Mesoescala. (a) Vena de cuarzo recortada por finas venillas oxidadas, con vestigios de cristales de calcopirita y malaquita en su estructura. (b) Detalle de (a). Puede observarse cómo los óxidos reemplazan a los cristales de calcopirita.

La malaquita, la crisocola y la azurita son escasas, y se presentan en rocas muy oxidadas, en general formando agregados de cristales cuyos tamaños no superan 1 mm, aproximadamente (fig. 24). Tanto la malaquita como la azurita se observan en cristales subedrales, íntimamente relacionados a cuarzo y oxi-hidróxidos de hierro, probablemente goethita.

En muchos especímenes se constata la presencia de fracturas con tonalidades anaranjadas (fig 7, a, b; fig. 9), así como espacios vacíos donde parece haber habido

alguna fase previa. En algunos ejemplares, puede visualizarse cómo las fases oxidadas forman una red interconectada a través de los planos de foliación de la roca caja.

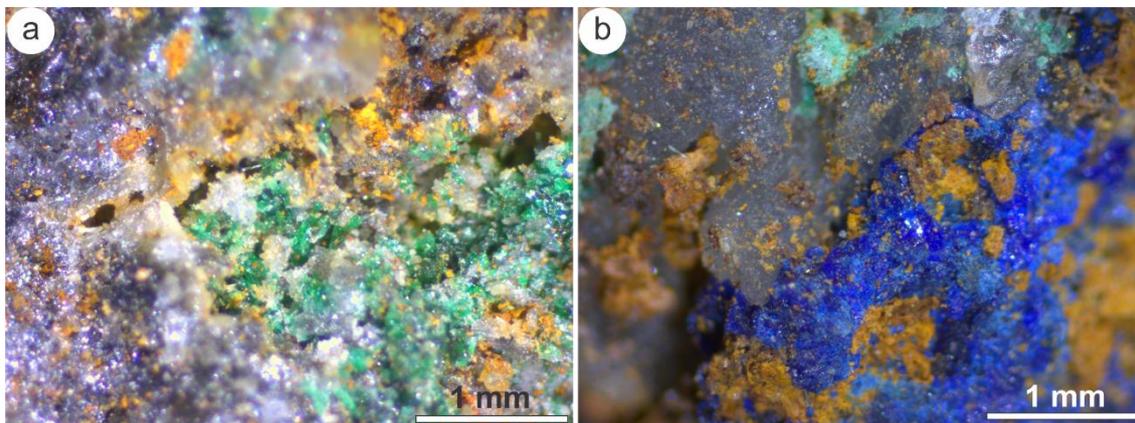


Fig. 24) Asociación mineral III. Microfotografía tomada con lupa binocular. (a) Cristales prismáticos de malaquita, inmersos en una masa cuarzosa, con indicios de oxidación de alguna otra fase próxima. (b) Agregado de cristales de azurita, inmersos en una masa cuarzosa, vinculada, también, a óxidos.

Microescala

A microescala se pudo identificar goethita, marcasita, covelina, malaquita y digenita.

En términos de abundancia relativa, la goethita y la marcasita son las fases que más representación tienen (90%, aproximadamente), seguidas de covelina con un 5%, malaquita con un 4% y digenita con 1%, aproximadamente.

La goethita se observa recortando y sustituyendo a la pirrotina, calcopirita, galena y esfalerita. Es una fase que se observa en agregados anedrales y subedrales, y se manifiesta principalmente en venillas, cuya potencia varía entre los 5 μm y 3 mm, aproximadamente. Se presenta, en ocasiones, con textura coloforme (fig. 25, c, d). En general, en luz polarizada plana se observa de color gris con tintes celestes (en aceite presenta tintes verdosos), muchas veces con una textura de tipo “barbas” en los bordes de las venillas (fig. 25, a). En polarizadores cruzados suele presentar colores anaranjados intensos, similares al color del fuego. Es frecuente observar malaquita y covelina asociadas (fig. 25, e, f; fig. 27). Esta fase parece no presentar ningún tipo de preferencia composicional para desarrollarse, por lo que se la puede observar asociada a casi todos los minerales presentes en las demás asociaciones, y en general marcando claras relaciones de corte. Si bien las venillas de goethita se desarrollan sin una dirección preferencial, muchas veces aprovechan las zonas de debilidad presentes en las fases hospederas. Es común ver las venillas interconectadas entre sí, muchas veces a través de un mismo mineral y muchas otras recortando diferentes fases (fig. 23, a, b).

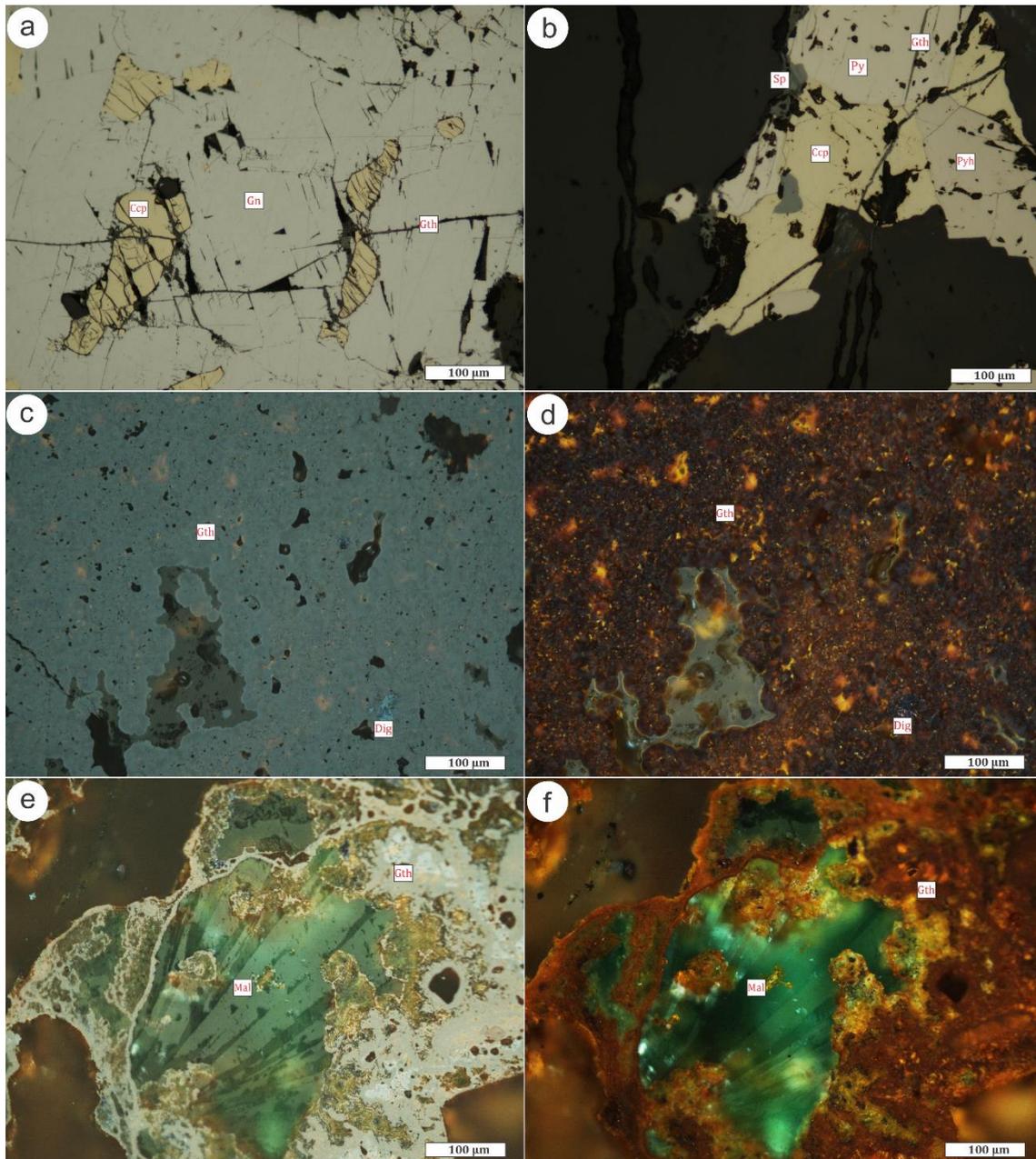


Fig. 25) Asociación mineral III. Microfotografías tomadas bajo RLPP (a, b, c, e) y RPC (d, f). (a) Venillas de goethita (gris azulado) recortando calcopirita y galena. (b) Venillas de goethita recortando calcopirita y pirrotina. (c) Agregado de cristales de goethita (gris azulado), con un cristal pequeño de digenita y covelina asociados (abajo, derecha). (d) Agregado de cristales de goethita, donde puede observarse su textura coliforme y su enorme cantidad de reflejos internos. (e) y (f) Cristal de malaquita, mostrando lo que probablemente sea su hábito fibrorradiado, asociado a goethita.

La marcasita es un mineral muy frecuente y se observa siempre asociada a la pirrotina. En general se presenta con textura fibrosa, con un aspecto de “barbas”, y se manifiesta tanto en bordes de grano como a través de fracturas en los cristales (fig. 26). En luz polarizada plana presenta colores similares a los de la pirrotina, en general un poco más blanco amarillentos. Su aspecto fibroso es lo que la caracteriza aún sin polarizadores cruzados. Si bien es de esperar que presente una reflectancia mayor que la pirrotina, en este caso se presenta con una reflectancia menor. La alteración de la pirrotina a este mineral es muy frecuente, alcanzando, en ocasiones, a sustituirla por completo.

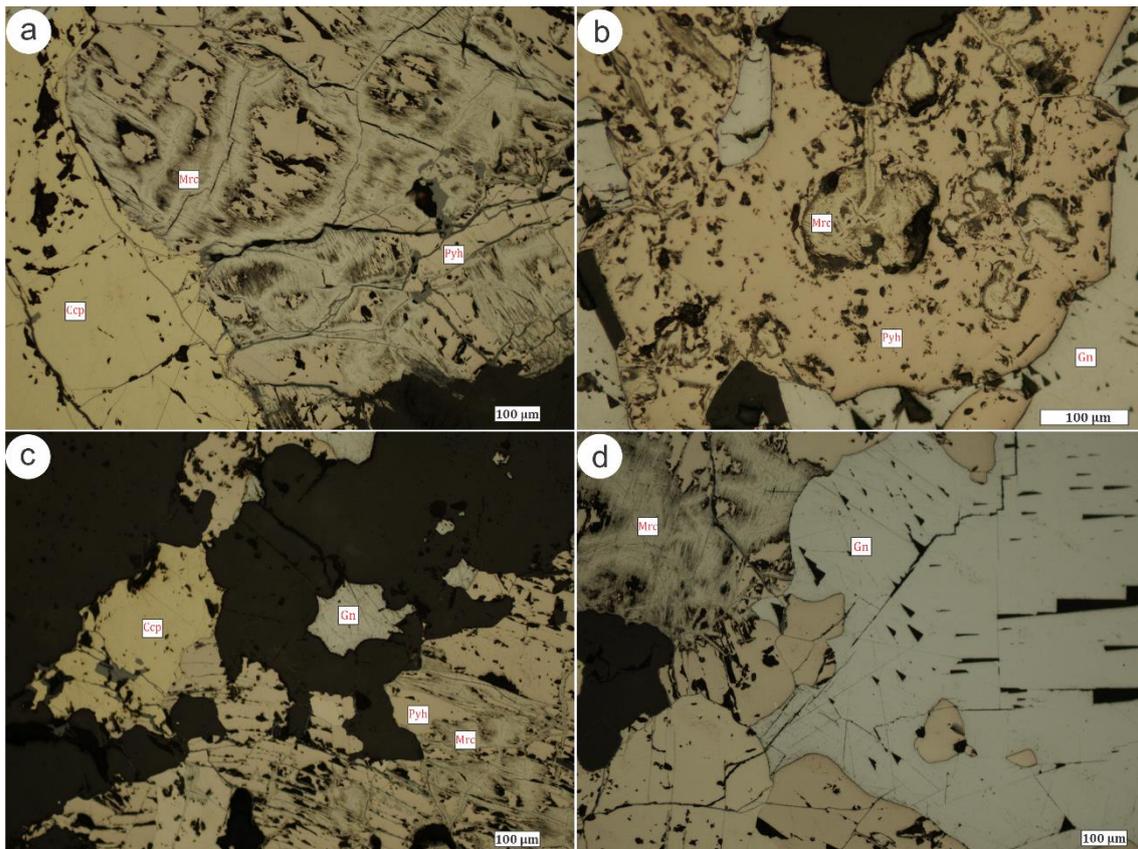


Fig. 26) Asociación mineral III. Microfotografías tomadas bajo RLPP. (a) Calcopirita, pirrotina, esfalerita, goethita y marcasita. La marcasita se presenta afectando a los agregados de pirrotina, con su textura fibrosa y de aspecto corroído. Las venillas de goethita afectan a todas las fases. (b) Cristal de pirrotina asociado a galena, donde se observan texturas fibrosas generadas por marcasita dentro de su estructura. (c) ídem (a). (d) Agregados de galena y pirrotina, donde la marcasita se encuentra afectando a esta última. Es posible observar algunos pequeños cristales de pentlandita en los bordes de grano de la pirrotina.

La covelina es el principal mineral de alteración de la calcopirita. Suele observarse en sus bordes de grano, formando aureolas, y sus tamaños varían entre 30 y 80 µm, aproximadamente. Si bien es muy frecuente observarla vinculada a la calcopirita, también se presenta solitaria, inmersa dentro de las venillas de goethita, en tamaños que varían entre 120 y 200 µm, aproximadamente (fig. 27). Se trata de una fase que a

luz polarizada plana se presenta en colores celestes oscuros a celestes claros, con una reflectancia moderada pero muy variable, lo que genera que presente un fuerte pleocroísmo y por lo tanto una variación bien marcada de su color. Bajo objetivo de inmersión y en glicerina, puede visualizarse que sus tonos varían de celestes claros y oscuros a lilas violáceos, definiendo así, que se trata de covelina *sensu stricto*, (Ramdohr, 1969). En polarizadores cruzados puede verse una fuerte anisotropía, que queda representada por la variabilidad de colores entre anaranjados a pardos-rojizos.

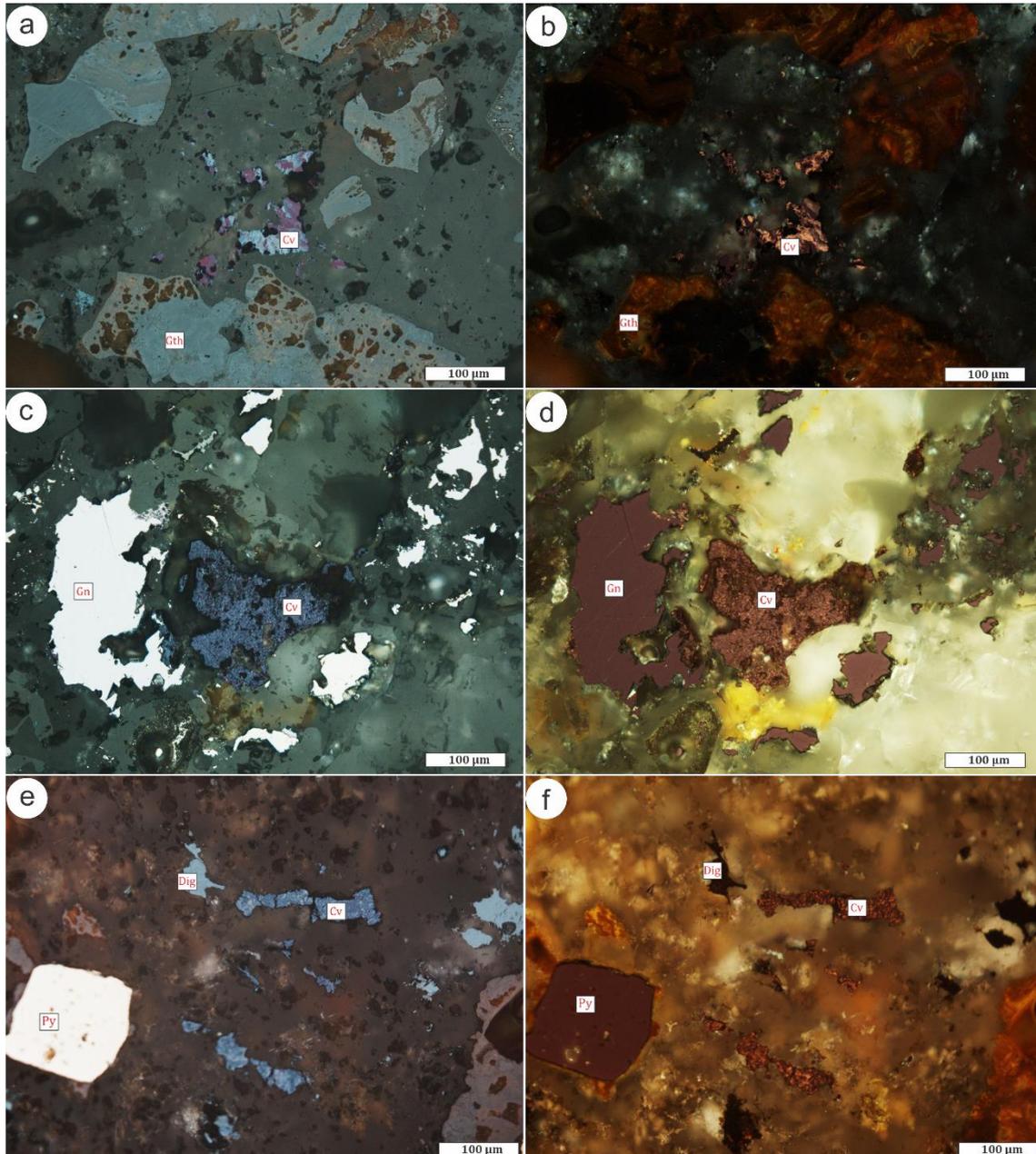


Fig. 27) Asociación mineral III. Microfotografías tomadas bajo RLPP (a, c, e) y RPC (b, d, f). (a) Cristales de covelina *s.s.*, vinculados a goethita. Sus colores se observan muy intensos debido a la visualización bajo objetivo de inmersión y en glicerina. (b) Cristales de covelina, con sus colores de anisotropía anaranjados y dorados, bien característicos. (c) y (d) Agregado de cristales bien finos de covelina, vinculados a galena y cuarzo. (e) Agregado de cristales finos de covelina (celestes, azules y violáceos), asociados a cristales

anedrales de digenita (celeste claro, con una textura lisa), a goethita y pirita. (f) Ídem (e), véase la anisotropía de la covelina y el carácter isótropo de la digenita.

En las cercanías de la covelina y dentro de las venillas de goethita, se observan algunos cristales de digenita. Se presenta en cristales anedrales, en colores celestes claros y en tamaños que varían entre 10 y 100 μm , aproximadamente (fig. 27, e, f).

3.2. Roca caja

3.2.1. Cloritoesquisto

Mesoescala

Se trata de una roca foliada, de grano fino, deformada, cuyos colores varían de verde oscuro a gris verdoso. En general, presenta una intercalación de dominios mineralógicos, uno gobernado por biotita y clorita, cuyos espesores varían aproximadamente entre 1 y 3 mm, y otro por cuarzo, el cual, en algunos casos, presenta un predominio de porfiroclastos de hasta 2 mm, aproximadamente (fig. 28, a, b). Es posible observar finas venillas anaranjadas y rojizas paralelas que acompañan la dirección de sus planos de foliación. En algunos ejemplares, los dominios cuarzosos presentan también carbonato, y es en estos casos, que la roca presenta crenulación. La crenulación afecta a ambos dominios, y, en los dominados por biotita y clorita, se pueden observar cristales de un mineral opaco que acompaña la deformación (fig. 28, c).

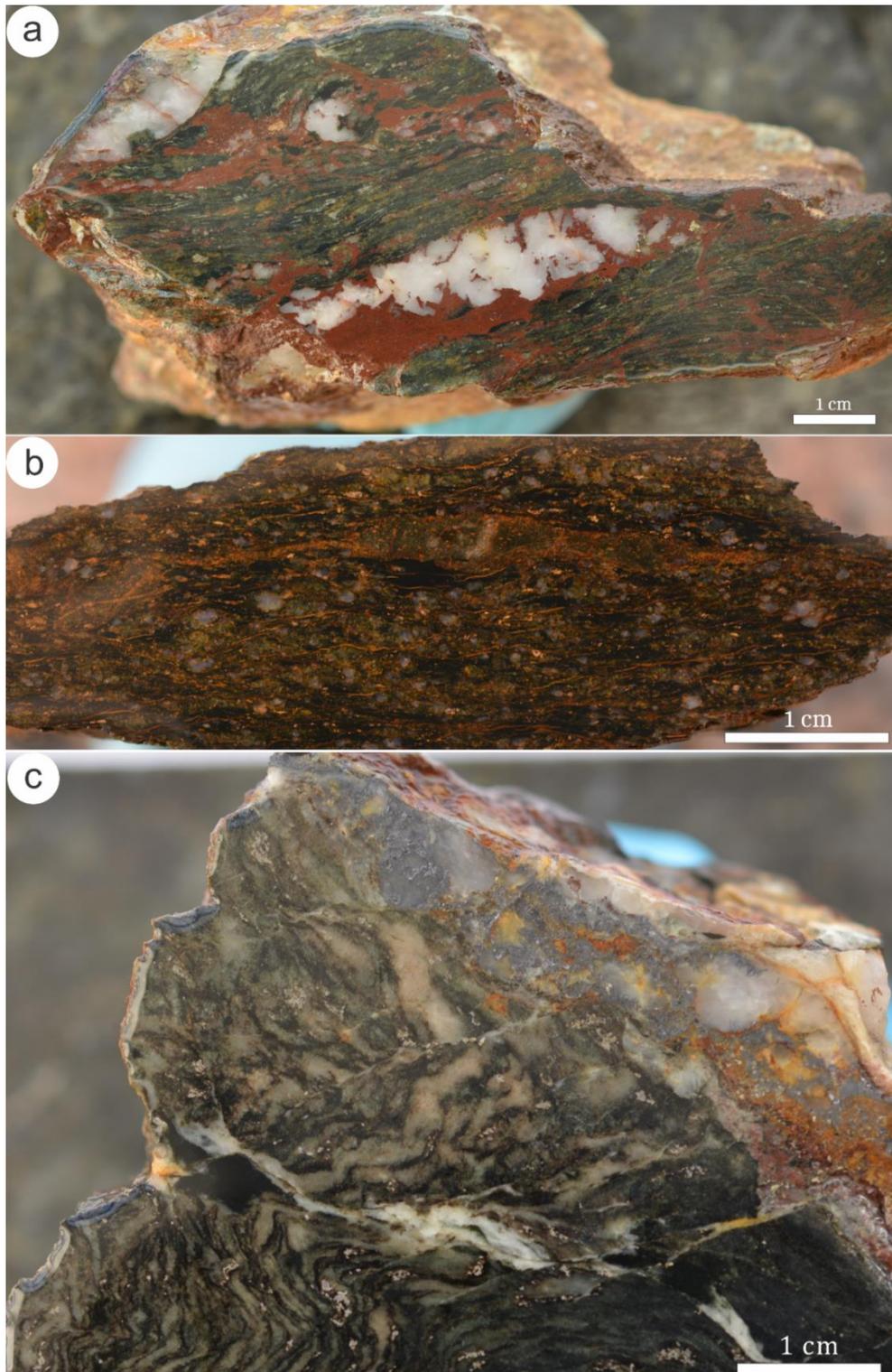


Fig. 28) Cloritoesquisto correspondiente a la roca caja. (a) Clorito esquisto con niveles claros de clorita y biotita, intercalados con dominios cuarzosos, así como con niveles oxidados. (b) Clorito esquisto con porfiroclastos de cuarzo visibles. Las líneas anaranjadas corresponden a óxidos. (c) Niveles cuarzosos calcíticos (tonos blanco-verdosos), con claro desarrollo de crenulación. La venilla en la zona central corresponde a calcita, y en la zona superior de la imagen se puede observar la vena de cuarzo, recortada por el *stockwork* de galena, calcopirita y pirita.

La roca es recortada por venillas de cuarzo, carbonato y en un único espécimen, de plagioclasa. Las venillas de cuarzo observadas presentan, en términos de espesor, tamaños variables entre 5 mm y 1 cm, aproximadamente. En general tienden a desarrollarse subparalelas a la foliación de la roca, acompañando la dirección de los planos de foliación. A veces, estas venillas se observan alteradas a algún tipo de óxido-hidróxido de hierro, ya que suelen presentar una coloración anaranjada a rojiza (fig. 28, a, b).

Las venillas de carbonato no parecen seguir una dirección preferencial para precipitar, por lo que es posible observarlas recortando a la roca en direcciones aleatorias (fig. 28, c; fig. 29). Sus espesores varían entre 4 mm y 5 cm, aproximadamente.

Se observó una venilla de plagioclasa en un único preparado. La misma no supera los 5 cm de largo, siendo su ancho variable entre 0,5 y 1 cm, aproximadamente (fig. 29).

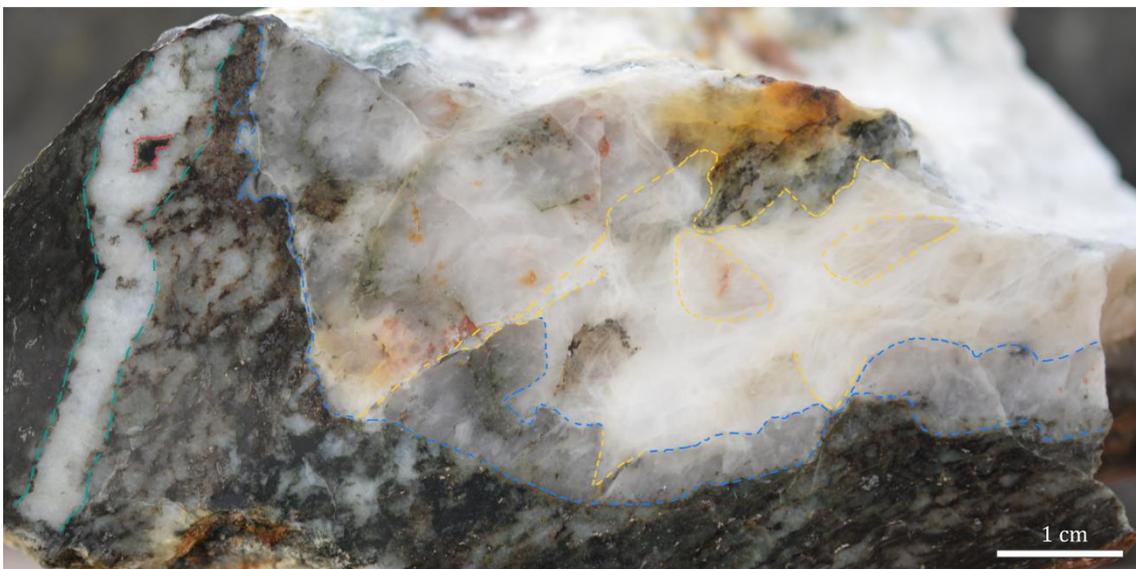


Fig. 29) Mesoescala. Roca caja recortada por venas de cuarzo, calcita y plagioclasa. Pueden observarse texturas de ángulo agudo efectuadas por la calcita en el cuarzo (línea punteada amarilla), así como los límites de la venilla cuarzosa (línea punteada azul). En el sector izquierdo de la imagen puede observarse una venilla de plagioclasa, con agregados de clorita como inclusiones.

Microescala

A escala microscópica, se pudo identificar clorita, biotita, cuarzo, plagioclasa, calcita, titanita/leucoxeno como fases principales, y turmalina, actinolita, tremolita, goethita, galena, calcopirita, piritita y esfalerita como fases accesorias.

La roca presenta una textura granolepidoblástica y una foliación espaciada que parece ser anastomosada. Se conforma por dos dominios mineralógicos, uno compuesto principalmente por agregados de cristales de biotita y clorita, y otro dominado por agregados de cristales de cuarzo y plagioclasa. En algunos ejemplares, los dominios de cuarzo y plagioclasa también contienen calcita.

En términos de abundancia relativa, los porcentajes suelen ser muy variables dentro de un mismo espécimen, pero la clorita tiende a ser la fase dominante (60%), con biotita subordinada (20%), cuarzo, plagioclasa y calcita (15%), y el resto de las fases (5%). En algunos casos, la biotita presenta una proporción mayor, cambiando las abundancias relativas a clorita (40%), biotita (40%), cuarzo, plagioclasa y calcita (15%), y el resto de las fases (5%), aproximadamente.

La clorita se presenta en agregados de cristales subedrales, deformados, cuyos tamaños oscilan entre 60 μm y 2 mm de espesor, aproximadamente (fig. 30). Su distribución es abundante, y hay sectores donde se observa un claro predominio sobre la biotita. También se observa aislada y en agregados de cristales con hábito vermicular, en tamaños que varían entre 20 y 100 μm , aproximadamente. La clorita vermicular no se observa constituyendo los dominios, sino en venas de cuarzo presentes (fig. 31, e, f).

La biotita se presenta en agregados de cristales subedrales, entrelazados, plegados y estrechamente vinculados a la clorita, en tamaños que varían entre 50 y 350 μm , aproximadamente (fig. 31). En algunos casos, la transformación a clorita es total.

El cuarzo se presenta en agregados de cristales anedrales, redondeados a subangulosos, muchas veces como porfiroclastos incluidos dentro del dominio biotito-cloritoso (fig. 30). Sus tamaños varían entre 10 μm y 1,2 mm, aproximadamente, y presentan indicios de deformación evidenciados por extinción ondulante, lamelas, recristalización por migración de borde de grano (*bulging*) y por rotación de subgrano (SGR) (fig. 30). Los porfiroclastos de cuarzo presentan, en algunos casos, lo que parecen ser golfos de corrosión (fig. 30, a, b).

La plagioclasa se observa en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 100 y 300 μm , aproximadamente. Es frecuente observarla como porfiroclastos dentro de los dominios de biotita y clorita. Presentan al menos alguna arista redondeada, posible producto de corrosión magmática (fig. 30, e, f).

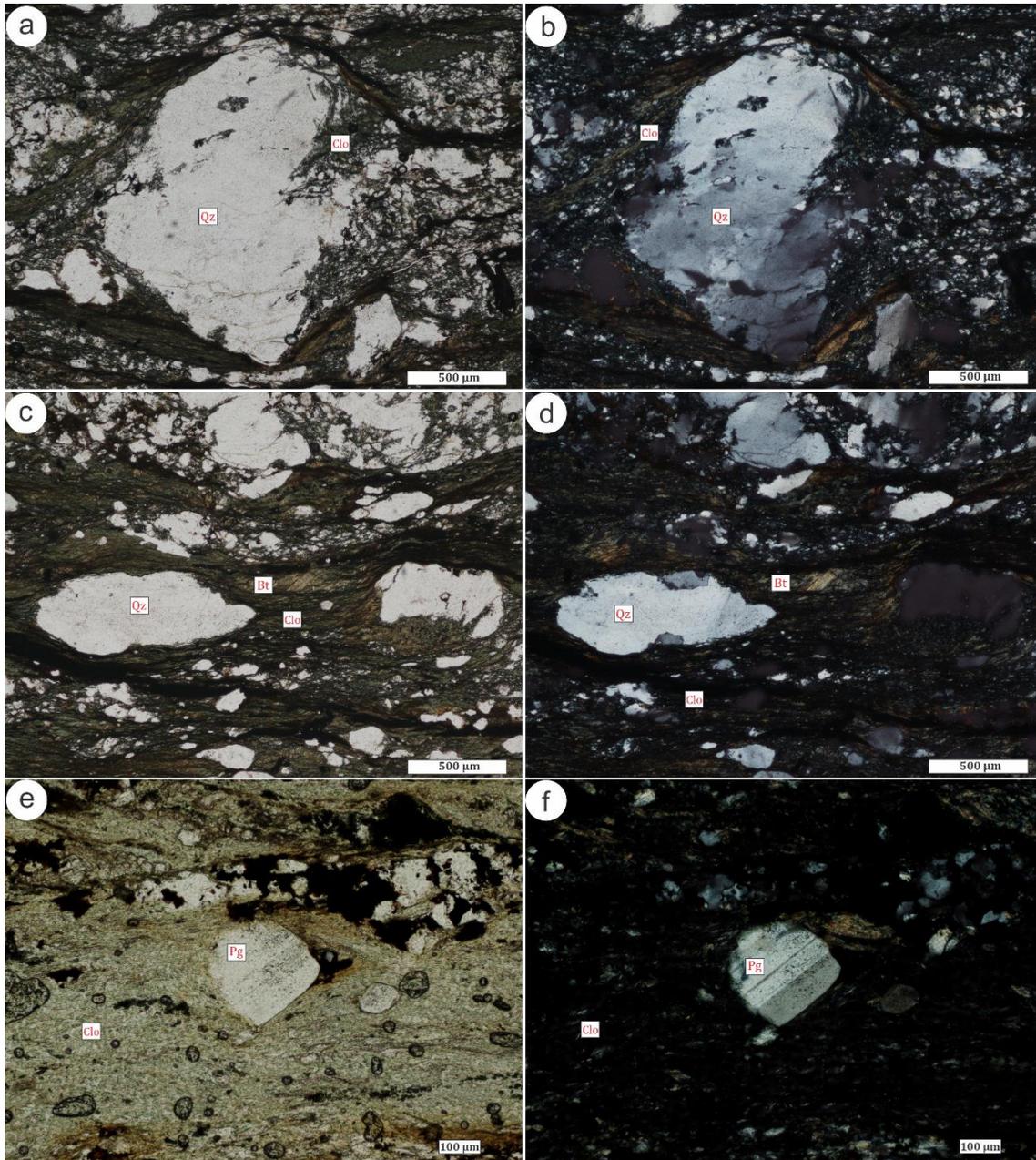


Fig. 30) Roca caja. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) Porfiroclasto de cuarzo con golfo de corrosión en el sector derecho. (b) Ídem (a). Véase la neoformación de un nuevo cristal por *bulging*. (c) Porfiroclastos de cuarzo inmersos dentro del dominio biotito-cloritoso. (d) Porfiroclastos de cuarzo inmersos dentro del dominio biotito-cloritoso, con cristales recrystalizados en sus bordes, probablemente por *bulging*. (e) y (f) Dominio predominantemente cloritoso, con un porfiroclasto subedral de plagioclasa. Puede observarse al menos una arista redondeada.

La calcita se presenta asociada a cuarzo y plagioclasa, en un arreglo textural caótico. En general se presenta en cristales anedrales y subedrales, en tamaños que varían

entre 60 y 800 μm , aproximadamente (fig. 31). Es posible ver sus maclas en los cristales de mayor tamaño.

Se observan cristales de titanita (fig. 31, c, d), o bien leucoxeno, un producto de alteración cuya composición puede variar, pero en general consiste en TiO_2 . Este componente se observa deformado, en tamaños que rondan los 1,4 mm, aproximadamente. Su desarrollo es muy frecuente en los dominios de biotita y clorita.

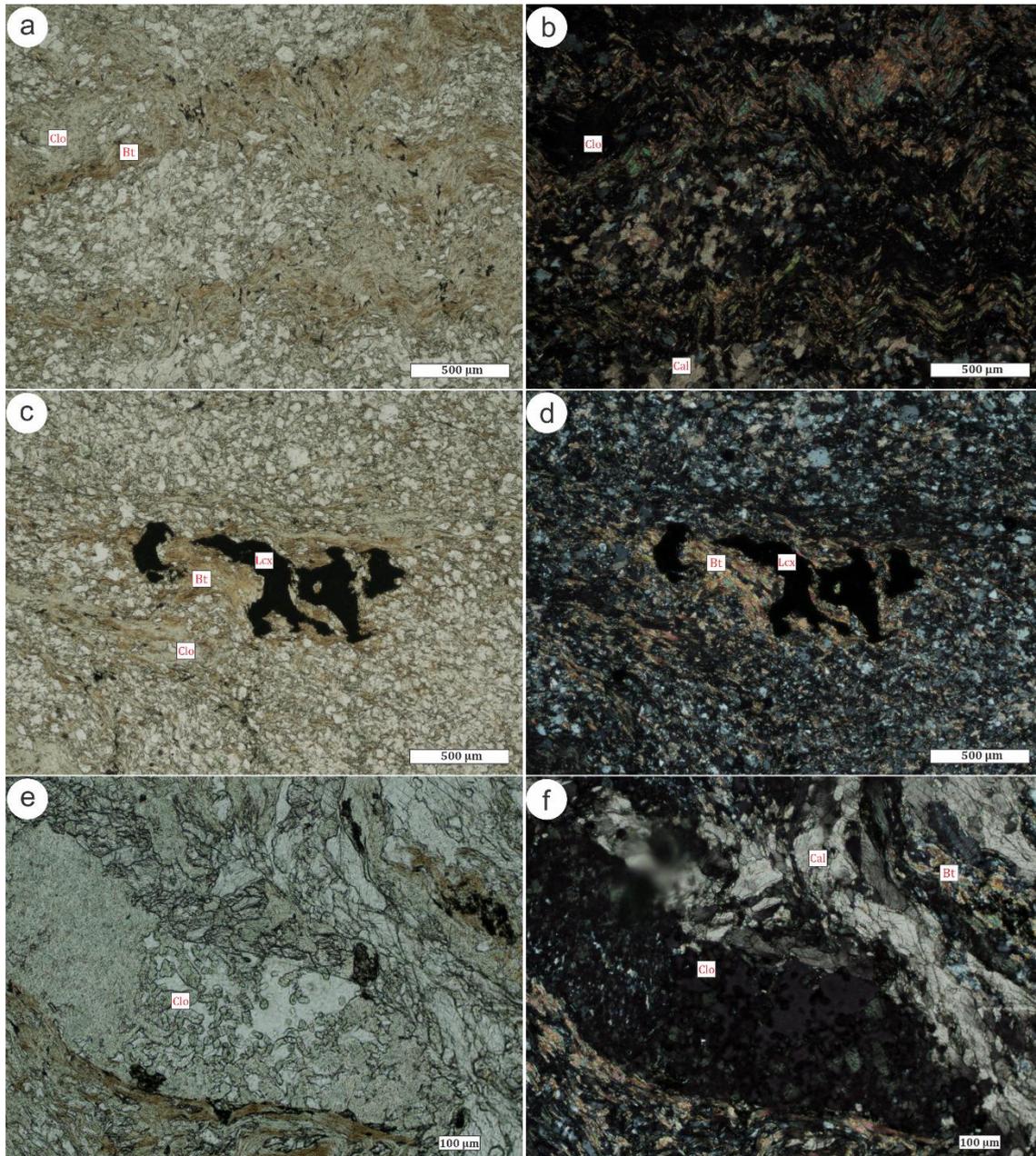


Fig. 31) Roca caja. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Dominios gobernados por biotita y clorita, intercalados con dominios cuarzo-carbonáticos. Es posible observar pequeños minerales opacos acompañando la crenulación. (c) y (d) Leucosiderita con evidencias de deformación, inmerso dentro del dominio gobernado por biotita y clorita. (e) y (f) Clorita vermicular correspondiente a una vena de cuarzo, asociada a biotita y calcita.

En cuanto a la actinolita, se presenta en cristales prismáticos muy pequeños, en tamaños que no superan los 40 μm , aproximadamente, y siempre se observa asociada al cuarzo de las venas (fig. 32, a, b). La tremolita es escasa. Se presenta en cristales subedrales, en tamaños que varían entre 100 y 700 μm , aproximadamente. Se desarrolla principalmente en los cristales de las venas de cuarzo y calcita, y, en general, se observa cuando estas venas se encuentran en contacto (fig. 32, c, d).

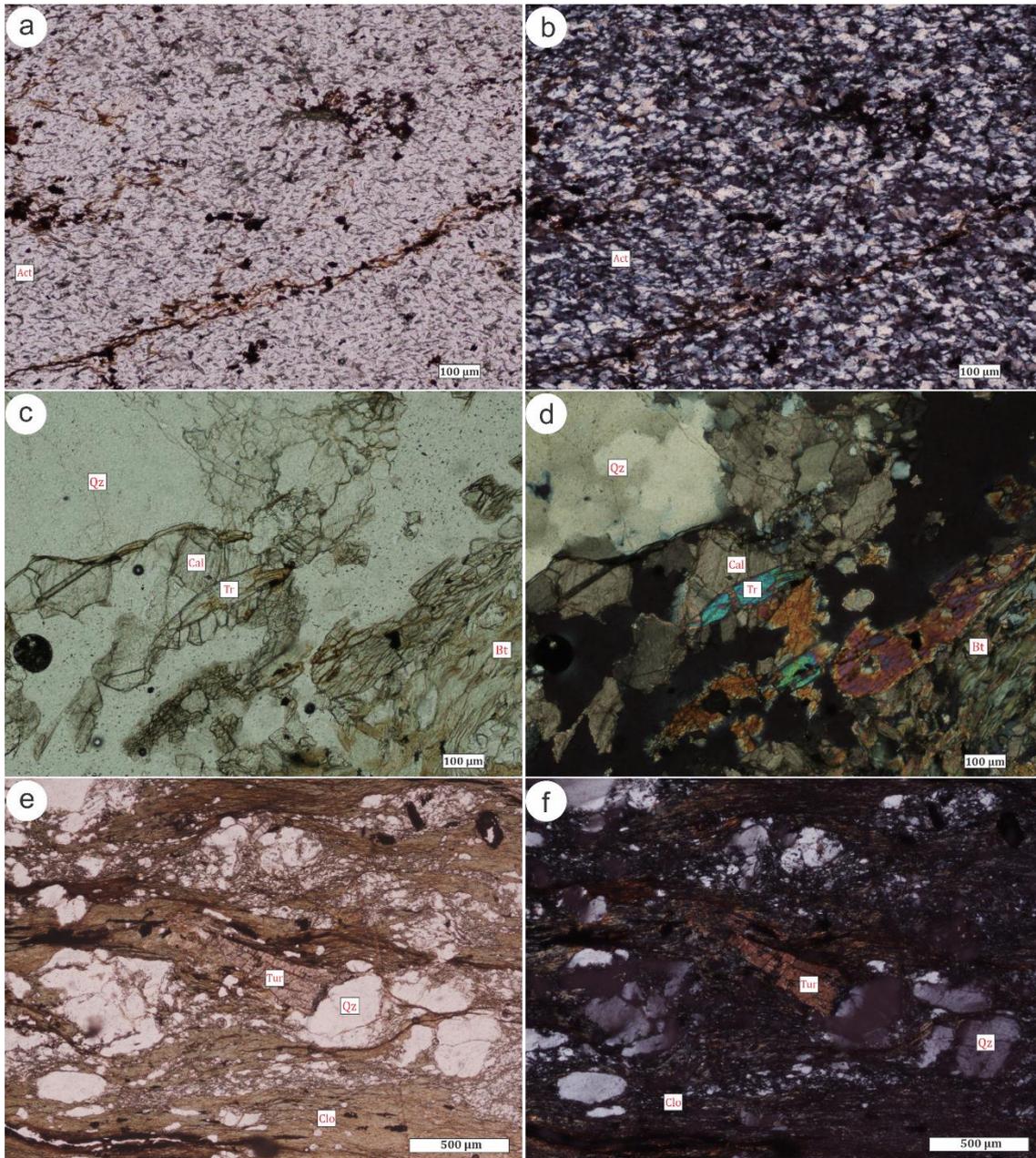


Fig. 32) Roca caja. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Venilla de cuarzo con abundantes inclusiones de actinolita. (c) y (d) Cristales de tremolita, asociados a calcita, biotita, clorita y cuarzo. (e) Dominios mineralógicos biotito-cloritosos y cuarzosos, con cristal de turmalina inmerso en el dominio de biotita y clorita. (f) Ídem (e).

La turmalina es muy escasa. Se presenta en cristales subedrales, en tamaños que alcanzan los 700 μm , aproximadamente, y siempre asociada a la biotita y clorita (fig. 32, e, f).

La goethita se presenta en diversos ejemplares, en cristales prismáticos que varían entre 20 y 100 μm , aproximadamente, y en finas venillas que acompañan a los dominios de biotita y clorita.

En el caso de galena, calcopirita, pirita y esfalerita, se presentan en bajas proporciones y en las cercanías de la vena de cuarzo (fig. 33). La galena se observa en cristales anedrales, en tamaños que varían entre 10 μm y 1,2 mm, aproximadamente.

La pirita se observa en cristales subedrales, asociada a la galena, en tamaños que varían entre de entre 50 y 250 μm , aproximadamente.

La calcopirita se presenta en cristales anedrales, asociada a la galena, en tamaños que varían entre 20 y 100 μm , aproximadamente. La esfalerita se observa asociada a ella, en sus bordes de grano, y sus tamaños rondan los 30 μm , aproximadamente.

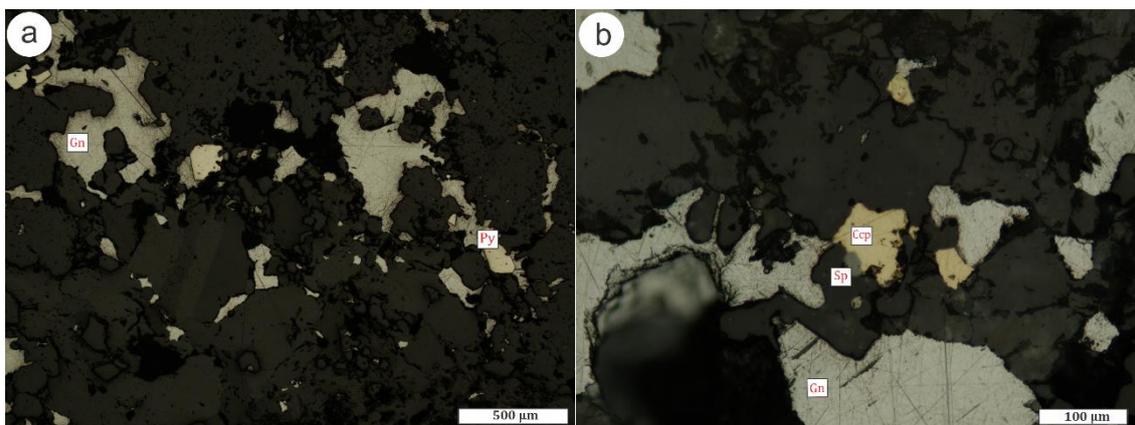


Fig. 33) Roca caja. Microfotografías tomadas bajo RLPP. Cristales de galena, asociados a pirita (a), calcopirita y esfalerita (b), en las cercanías de las venas de cuarzo.

La roca presenta venas de cuarzo, calcita y plagioclasa. El cuarzo de las venas se presenta como agregados de cristales subedrales, con tamaños que varían entre 20 μm y 7 mm, aproximadamente. En general presentan deformación (*bulging*, formación de subgranos, lamelas). En algunos casos, pueden visualizarse inclusiones de cristales de clorita vermicular, presentes principalmente en las cercanías del contacto con la roca caja, así como también cristales de carbonato atravesando al cuarzo.

La venilla de plagioclasa observada está conformada por un agregado de cristales euedrales y subedrales, con tamaños que varían entre 100 μm y 2,4 mm, aproximadamente. Los cristales presentan indicios de deformación frágil y maclas de

deformación, y se presentan recortadas por finas venillas de calcita (fig. 34). Se encuentra en contacto con agregados de clorita.

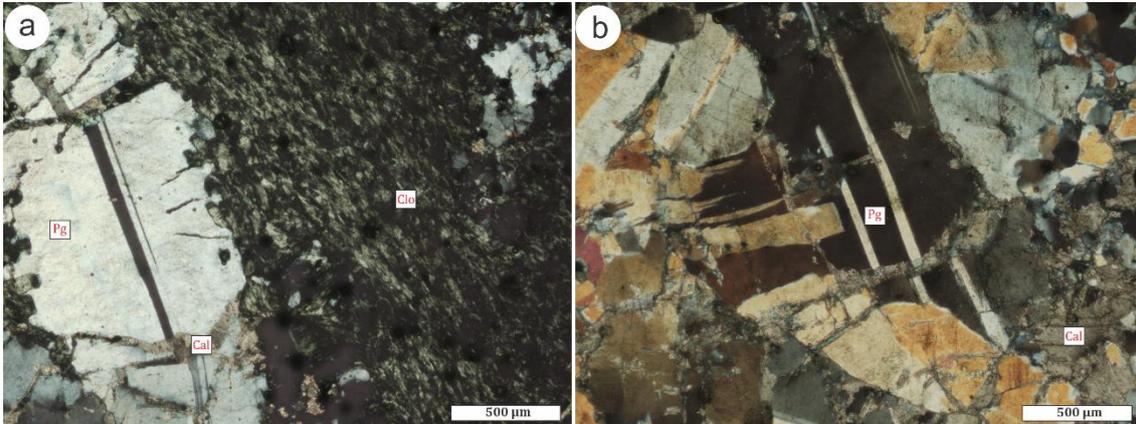


Fig. 34) Roca caja. Microfotografías tomadas bajo PC. (a) Cristal de plagioclasa correspondiente a la vena. Puede observarse fracturada, asociada a clorita, con las fracturas rellenas de calcita. (b) Cristales de plagioclasa, fracturados y aparentemente fallados, con relleno de calcita en sus fracturas. Se observan, también, con maclas de deformación.

Las venillas de calcita se presentan como agregados de cristales euedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 1,3 y 2 mm, aproximadamente. Se observan muy frecuentemente recortando a los cristales de las venas de cuarzo con maclas de deformación.

Esta roca podría corresponder, en función de su composición mineralógica y su arreglo textural, a una roca metavulcanoclástica ácida.

3.3. Litologías asociadas

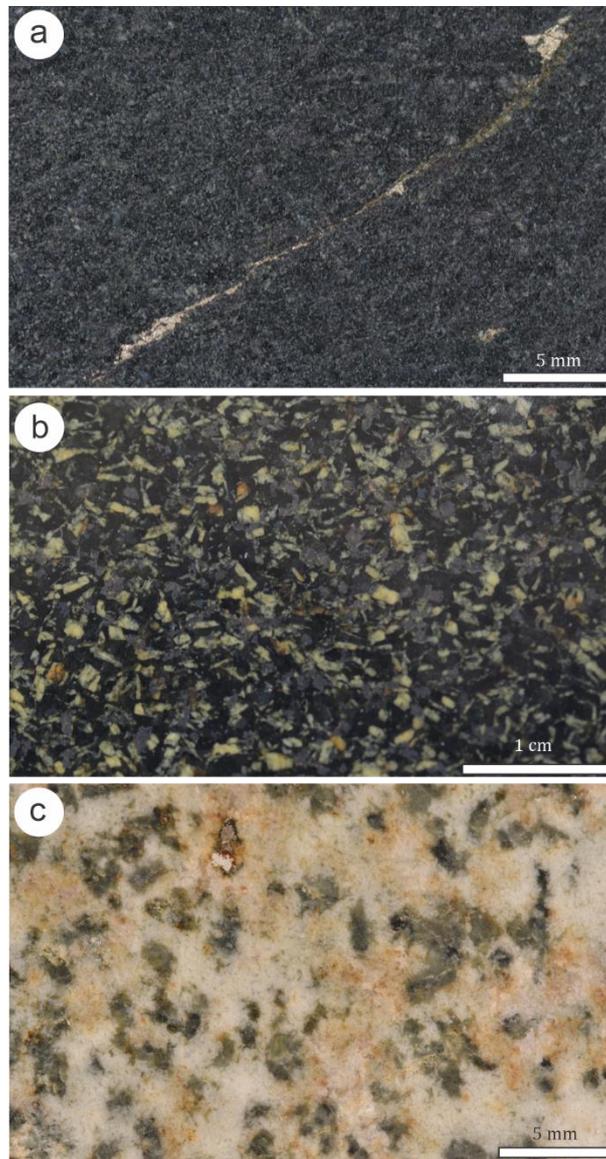


Fig. 35) Litologías asociadas. Mesoescala. (a) Roca metamáfica de grano fino, posiblemente un metabasalto, con venilla muy fina de calcopirita. (b) Roca metamáfica de grano medio, posiblemente correspondiente a un metagabro. (c) Roca leucócrata de grano grueso, posiblemente correspondiente a un metagabro alterado hidrotermalmente.

3.3.1. Metamáfica de grano fino: metabasalto

Mesoescala

Se trata de una roca verde oscura, de grano fino a medio, donde no se pueden observar claramente todos sus componentes a simple vista. Es posible identificar plagioclasa, en cristales euedrales y subedrales, en tamaños que no superan los 0,5 mm, aproximadamente. Se observa en contacto con minerales oscuros, verdosos y negros, cuya distinción es más compleja en esta escala. Se observa una venilla de calcopirita, cuyo espesor no supera el 1 mm, aproximadamente (fig. 35a), con baja proporción de clorita asociada. Esta venilla, se observa intersectada por una venilla de calcita, también muy fina, de aproximadamente 0,5 mm.

Microescala

A escala microscópica, se pudo identificar anfíbol, plagioclasa, clorita, clinzoisita, zoisita, calcita y cuarzo, ilmenita, leucoxeno, calcopirita y piritita.

La roca presenta una textura predominantemente granoblástica, con sectores donde es posible observar una leve direccionalidad de los anfíboles, lo que le otorga, en algunos sectores, una textura granonematoblástica. Esta direccionalidad, sin embargo, no representa la textura general de la roca, que sigue siendo principalmente granoblástica.

En términos de abundancia relativa, la roca está dominada principalmente por anfíbol (65%), plagioclasa (20%) e ilmenita (10%), mientras que el 5% restante corresponde a las demás fases minerales presentes.

El anfíbol se presenta principalmente en secciones longitudinales, aunque se observan algunas secciones transversales con su típico clivaje. Se presenta en cristales subedrales, cuyos tamaños varían entre 100 μm y 1 mm, aproximadamente. Es fuertemente pleocroico, con tonos que varían entre amarillo claro a verde agua oscuro.

La plagioclasa se observa en cristales subedrales y euedrales, en tamaños que varían entre 200 μm y 3,4 mm aproximadamente. Se presenta más frecuentemente con maclado simple y en menores proporciones polisintético. Se observan fracturadas, algunas rellenas por clorita. Son frecuentes las inclusiones de actinolita y clinzoisita, y en muy pocos casos zoisita. A veces se observa en contacto con pequeños cristales de calcita, la cual se presenta, en ocasiones, rellenando las plagioclasas por sus zonas de fractura.

Las cloritas se observan en agregados de cristales subedrales, con colores de interferencia azules violáceos, en tamaños que varían entre 100 μm y 1,2 mm, aproximadamente. En general se presenta en contacto con todas las fases, y es frecuente observarla en inclusiones dentro de las plagioclasas, así como rellenando fracturas.

La clinozoisita se observa en inclusiones dentro de las plagioclasas, en agregados de cristales subedrales, cuyos tamaños varían entre 50 y 200 μm , aproximadamente. A veces se ven, asociados a la clinozoisita, algunos cristales anedrales de zoisita, en tamaños que varían entre 30 y 100 μm , aproximadamente.

La actinolita se presenta dentro de los cristales de plagioclasa, en cristales prismáticos muy pequeños, cuyos tamaños rondan los 15 μm , aproximadamente.

La calcita se presenta en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que oscilan entre 20 y 400 μm , aproximadamente. Se observa frecuentemente vinculada a las plagioclasas y a los anfíboles, y en algunos casos rellenando fracturas dentro de ellos.

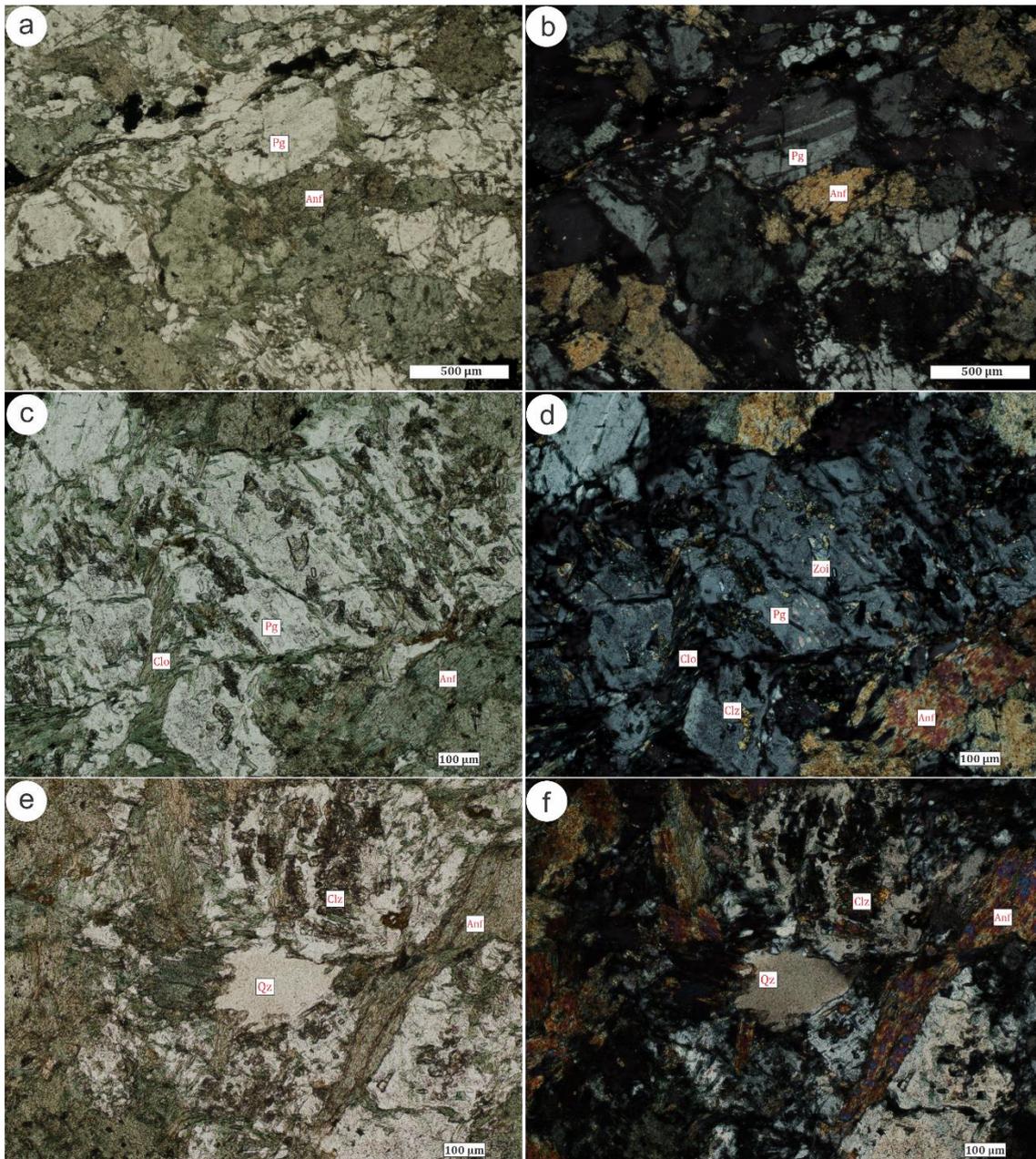


Fig. 36) Metamáfica de grano fino. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Cristales de anfíbol (hornblenda? y actinolita), plagioclasa, clorita e ilmenita, formando una textura granoblástica. La clorita se observa recortando a las plagioclasas. (c) y (d) Cristal de plagioclasa con inclusiones de clinozoisita y zoisita, con agregados de cristales de clorita atravesándolo. Se ven algunos cristales de actinolita en menor tamaño. (e) y (f) Cristales de plagioclasa, clinozoisita, actinolita y cuarzo. La clinozoisita se observa como inclusiones dentro de las plagioclasas. El cuarzo parece ser intersticial.

El cuarzo es muy escaso, se presenta en cristales anedrales, con extinción ondulante, en tamaños que rondan los 300 μm , aproximadamente. Parece formarse dentro de espacios intersticiales.

La ilmenita se presenta en agregados de cristales subedrales y euedrales, en tamaños que varían entre 10 y 150 μm , aproximadamente, formando una textura esqueletal. Se

presenta íntimamente relacionada con leucoxeno, el cual se presenta en muy baja proporción y siempre asociado a la ilmenita (fig. 37 a, b, c).

Tanto la calcopirita como la pirita se presentan en baja proporción. La calcopirita se presenta anedral, en tamaños que no superan los 200 μm , asociada a cristales subedrales de pirita, en tamaños que varían entre 50 y 200 μm , aproximadamente (fig. 37, d).

Esta roca podría corresponder, en función de su composición mineralógica y su arreglo textural, a un metabasalto.

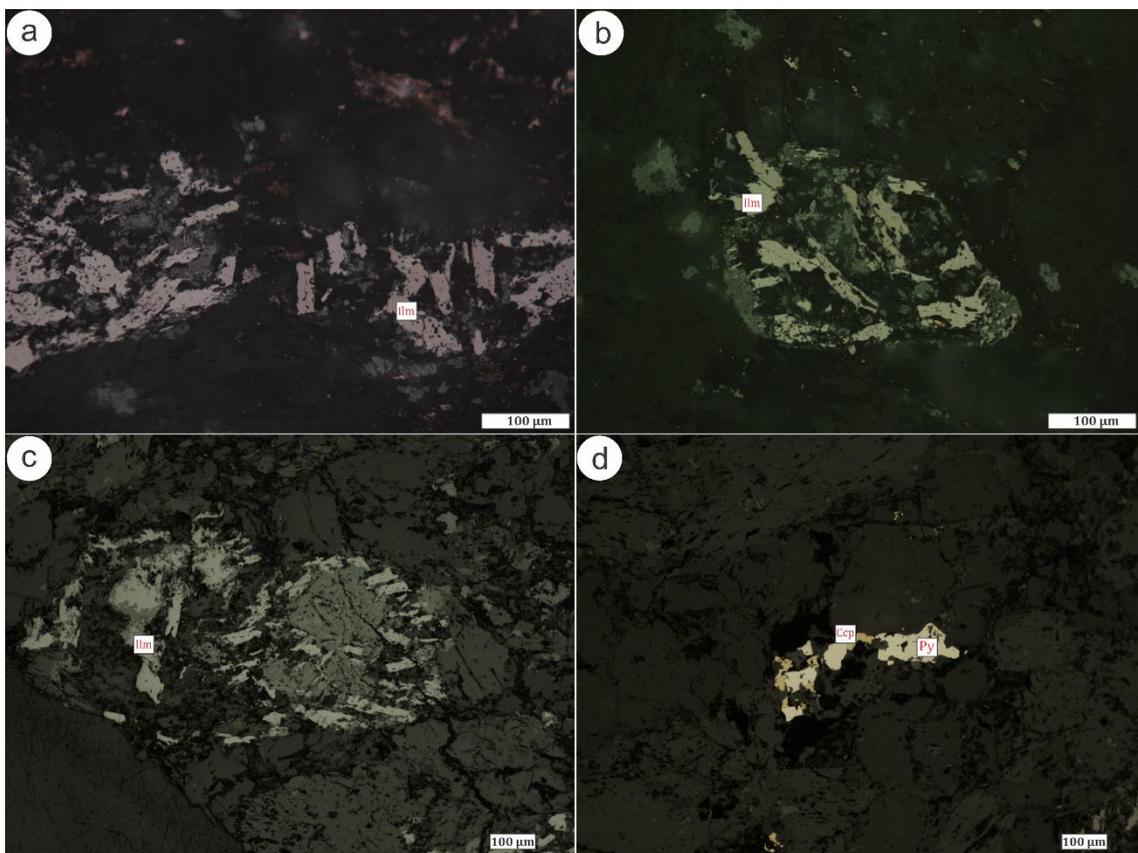


Fig. 37) Metamáfica de grano fino. Microfotografías tomadas bajo RLPP. (a) Agregados de cristales eudrales de ilmenita (rosado), formando en conjunto una textura tipo esqueletal. Los colores de la ilmenita se observan más intensos que en (b) debido a la visualización bajo objetivo de inmersión. Se puede observar una variación en el color, de rosado claro a rosado oscuro, efecto del pleocroísmo de este mineral. (b) y (c) Agregados de cristales eudrales y subedrales de ilmenita, conformando también una textura esqueletal. Véase que a diferencia de (a), los colores se observan más apagados, debido a que fueron visualizadas en aire. (d) Cristales de calcopirita y pirita intercrecidos e inmersos dentro de la roca.

3.3.2. Metamáfica de grano medio: metagabro

Mesoescala

Se trata de una roca verde más clara, con tonos verde agua blanquecinos a verde más oscuros, de grano medio. Presenta textura granoblástica. Su mineralogía se compone, a simple vista, por plagioclasa, anfíbol, y magnetita (fig. 35, b).

Los anfíboles se observan de color verde oscuro a negro, brillo mate y en cristales subedrales y euedrales, en tamaños que rondan los 2 mm, aproximadamente. Las plagioclasas presentan colores verdes claro con tintes amarrados, prismáticas, en cristales euedrales y subedrales, en tamaños que alcanzan los 6 mm, aproximadamente, presentando una relación de aspecto variable entre 2 y 12. La magnetita se presenta en cristales subedrales y anedrales, en tamaños que varían entre 1 y 3 mm, aproximadamente. La roca reacciona fuertemente a la aproximación de un imán.

Microescala

A escala microscópica, se pudo identificar anfíbol, plagioclasa, clorita, clinzoisita, zoisita, turmalina, ilmenita, magnetita, hematita, titanita, leucóxeno y calcopirita.

En términos de abundancia relativa, la roca está dominada principalmente por anfíbol y plagioclasa, cada uno representando aproximadamente el 40%. La ilmenita, magnetita y leucóxeno constituyen un 5% en conjunto, mientras que la clinzoisita representa el 10%. El 5% restante corresponde a las demás fases minerales presentes.

El anfíbol se presenta predominantemente en secciones longitudinales, aunque se observan algunas secciones transversales. Se observa en cristales subedrales, en tamaños que varían entre 200 μm y 2 mm, aproximadamente. Es fuertemente pleocroico, con tonos que varían entre amarillo claro a verde agua oscuro y son ampliamente distribuidos por toda la roca, presentándose asociados a casi todas las fases.

La plagioclasa se presenta en cristales euedrales y subedrales, en tamaños que varían entre 200 μm y 3,2 mm, aproximadamente, muy frecuentemente con maclado simple y en menores proporciones polisintético. Se observa, en su gran mayoría, con inclusiones masivas de clinzoisita, que parece estar sustituyéndola, y forma una textura de grano muy fino en tonos marrones.

La clorita se observa en cristales subedrales, en tamaños que varían entre 200 y 800 μm , aproximadamente. En general, se presenta en contacto con anfíbol, plagioclasa e ilmenita.

La clinozoisita se observa en cristales anedrales cuyos tamaños no superan los 400 μm , aproximadamente. Se presenta como producto de alteración dentro de las plagioclasas. La presencia de clinozoisita genera, en luz polarizada plana, una superficie poco límpida, que resulta en una textura "sucia", y, en polarizadores cruzados, se distingue por sus colores de interferencia de segundo orden.

La turmalina es escasa, y se observa principalmente en cristales subedrales y euedrales, en tamaños que varían entre 150 y 400 μm , aproximadamente. Su menor tamaño se registró en una sección basal. Se observan dentro de cristales de anfíbol y asociadas siempre a clorita.

La ilmenita se presenta en agregados de cristales subedrales y anedrales, íntimamente vinculados a agregados de cristales subedrales de magnetita, los cuales, a su vez, presentan laminillas de hematita. Estos agregados minerales se presentan en tamaños que oscilan entre 50 μm y 2 mm, aproximadamente.

Bajo objetivo de inmersión y en glicerina, es posible observar el pleocroísmo de la ilmenita, así como su anisotropía. En general, se presenta entre planos de fractura e intercrecida con la magnetita. Las laminillas de hematita dentro de los cristales de magnetita se presentan de colores grises claros y con mayor poder reflector, y presentan un arreglo geométrico bastante particular, en forma de finas agujas que siguen los planos de clivaje de la magnetita. En general, estos agregados se presentan tanto en contacto con los anfíboles como con las plagioclasas, y se vinculan también a titanita y leucoxeno.

El leucoxeno se presenta en agregados de cristales anedrales muy finos, los cuales alcanzan los 300 μm , aproximadamente. Se observa en tonos pardos y sus colores de interferencia son, en general, enmascarados por su color en luz polarizada plana. Si bien se observa principalmente intercrecido con los agregados de cristales de ilmenita, magnetita y hematita, es posible encontrarlo aislado, donde se manifiestan sus menores tamaños. Se observa frecuentemente formando halos de alteración alrededor de las ilmenitas, así como en el interior de los agregados de cristales de ilmenita y magnetita.

A diferencia del leucoxeno, la titanita se presenta en general aislada pero cercana a la ilmenita, en cristales anedrales, donde pueden observarse sus planos de fractura, en tamaños que varían entre 100 y 150 μm , aproximadamente.

Se observan cristales diminutos de calcopirita diseminados, en tamaños que no superan los 5 µm, aproximadamente.

Esta roca podría corresponder, en función de su composición mineralógica y su arreglo textural, a un metagabro.

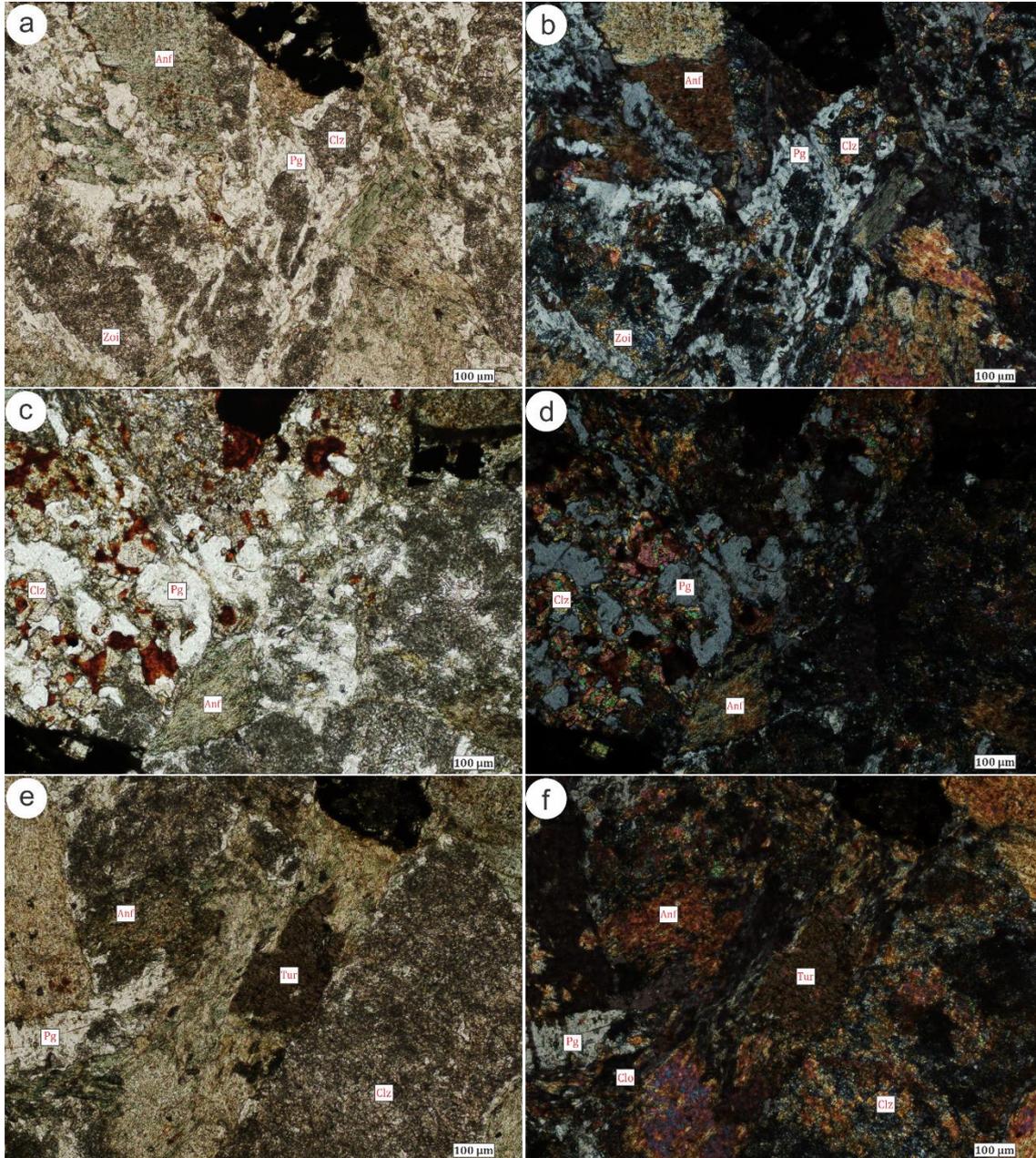


Fig. 38) Metamáfica de grano medio. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Cristales de plagioclasa, anfíbol, clinozoisita e ilmenita-magnetita-hematita. La clinozoisita se observa pervasiva en las plagioclasas. Véase que la textura general de la roca se presenta poco “límpida”. (c) y (d) Cristales de actinolita y plagioclasa. La plagioclasa se observa alterada a clinozoisita y con presencia de algún tipo de hidróxido. (e) y (f) Cristales de anfíbol, plagioclasa, ilmenita-magnetita-hematita, clorita y clinozoisita. La clinozoisita se observa tapizando las plagioclasas. La turmalina, se observa dentro de un cristal de anfíbol.

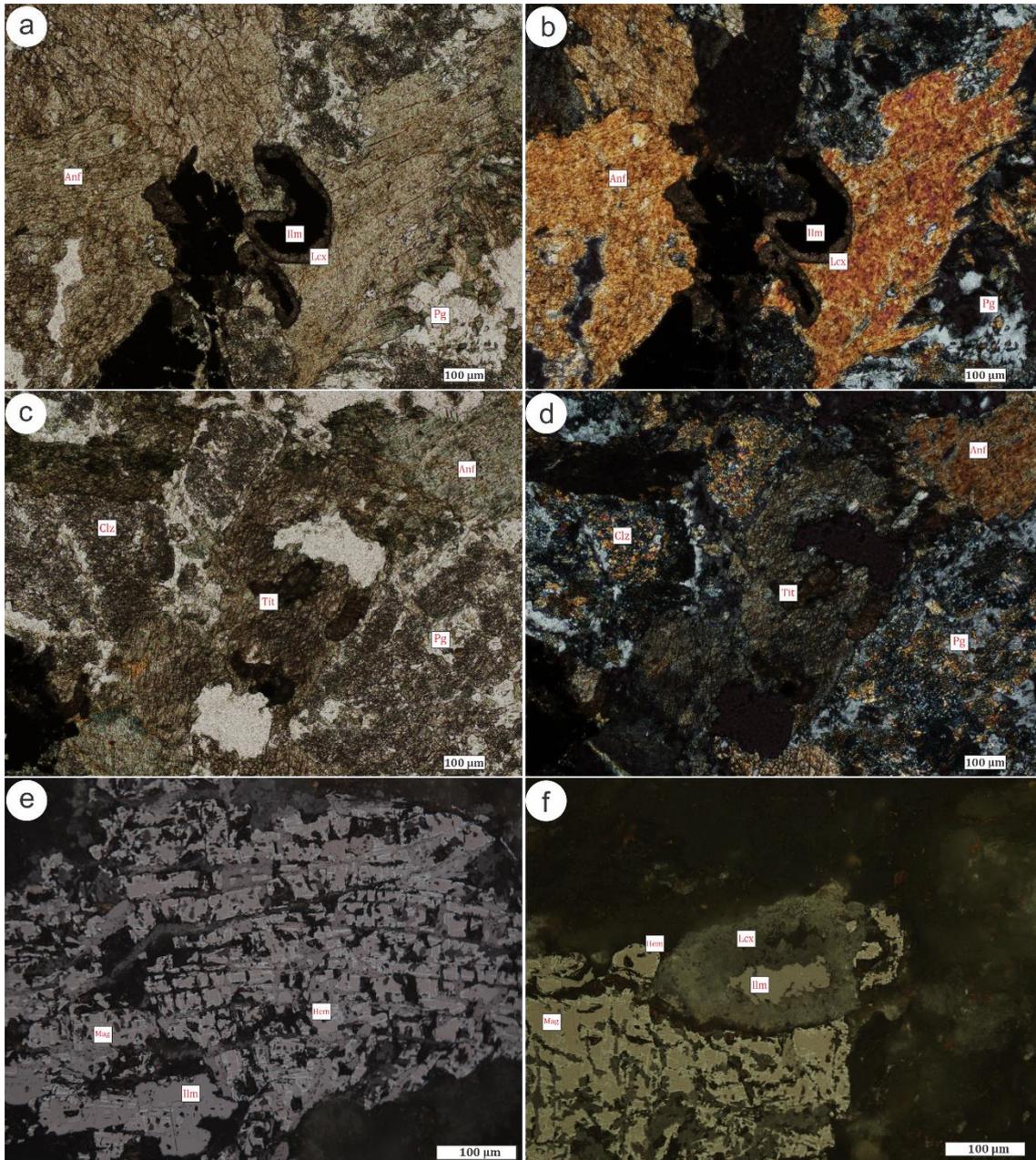


Fig. 39) Metamáfica de grano medio. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c) RLPP (e, f) y PC (b, d). (a) y (b) Cristales de anfíbol, plagioclasa, clorita, clinzoisita, ilmenita-magnetita-hematita y leucoxeno. El leucoxeno forma coronas o halos de alteración alrededor de los cristales de ilmenita. Véase la clorita alterando al cristal de anfíbol (abajo, derecha). (c) y (d) Cristales anedrales de titanita inmersos dentro de cristales de anfíbol. Pueden observarse su clivaje y su alto relieve. Se observan plagioclasas con pátinas de clinzoisita. (e) Agregado de cristales de ilmenita (rosado oscuro, pleocroico), magnetita (rosado más claro) y hematita (aguja fina, gris claro). (f) Agregado de cristales de ilmenita, magnetita y hematita, con corona de alteración de leucoxeno (gris, con posibles reflejos internos), alrededor de un cristal de ilmenita.

3.3.3. Metagabro leucócrata / Epidotita

Mesoescala

Se presenta como una roca de color verde claro, con fenocristales de anfíbol euedrales y subedrales, en tamaños que alcanzan los 5 mm, aproximadamente, inmersos en una matriz blanquecina a verdosa, con tintes amarronados, dentro de la cual se puede visualizar la presencia de cristales, pero no distinguirlos (fig. 35, c). Puede observarse un cristal anedral de pirrotina reemplazando lo que parece ser un anfíbol. En algunos sectores se observa una foliación poco desarrollada, impuesta por una alineación sutil de los cristales de anfíbol en una misma dirección.

Microescala

A escala microscópica se pudo identificar anfíbol, plagioclasa, zoisita, leucoxeno, titanita, clorita y cuarzo. Estos componentes no presentan ninguna dirección preferencial de los cristales, sino un arreglo espacial caótico con destrucción visible de la mineralogía original.

En términos de abundancia relativa, se estima que la roca contiene aproximadamente un 60% de zoisita, 20% de plagioclasa, 15% de anfíbol, y el 5% restante corresponde al resto de las fases minerales presentes.

El anfíbol se observa en cristales subedrales y anedrales, tanto en secciones longitudinales como en transversales, en tamaños que varían entre 80 μm y 3 mm, aproximadamente. Es común observarlo fragmentado. Tanto los anfíboles como las plagioclasas se observan, en general, fuertemente alterados a zoisita.

La plagioclasa se observa en cristales euedrales y anedrales, muy deteriorados, en tamaños que varían entre 200 μm y 1,2 mm, aproximadamente. Sus cristales de menor tamaño son los que constituyen la matriz junto a la zoisita, mientras que los más grandes son visibles allí donde se encuentran alterados, pero aún preservan sus bordes cristalinos. Es frecuente observar cristales fragmentados, donde los espacios vacíos son ocupados por zoisita. Si bien el deterioro es importante, puede observarse como los fragmentos presentes en un mismo sector del preparado petrográfico tienen la misma orientación cristalográfica ya que extinguen en conjunto; esto indicaría que son relictos de un mismo cristal (fig. 40, e, f).

La zoisita es abundante en la matriz, en agregados de cristales principalmente anedrales, ocasionalmente subedrales, en tamaños que varían entre 20 y 600 μm , aproximadamente. Es muy frecuente observar relictos de cristales de plagioclasas siendo sustituidos por zoisita, y es allí donde alcanza sus mayores tamaños.

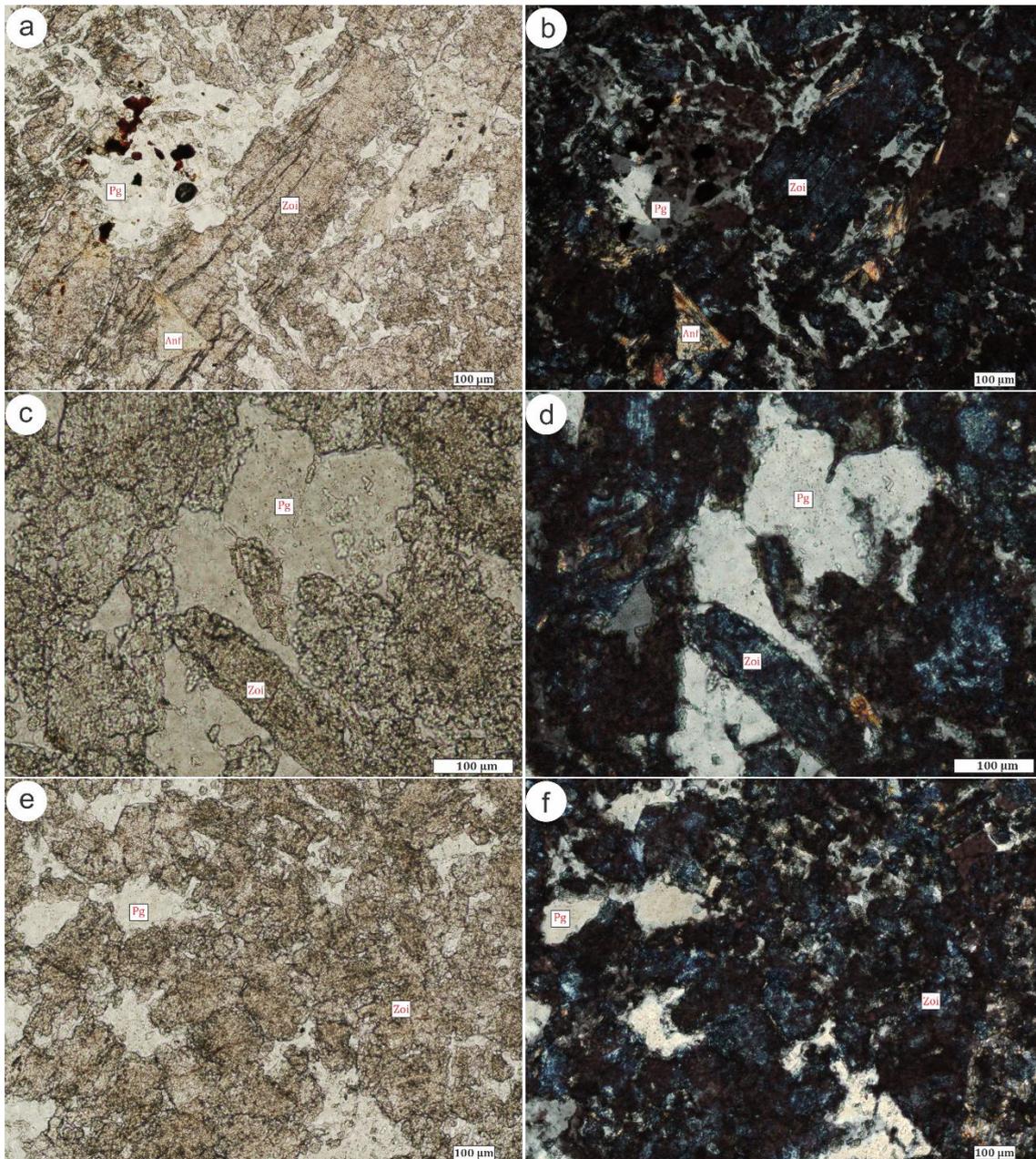


Fig. 40) Metagabro leucócrata. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Cristales de plagioclasa y zoisita, donde la zoisita se observa principalmente como inclusiones dentro de la plagioclasa. (c) y (d) Cristal de plagioclasa siendo sustituido por un cristal de zoisita. (e) y (f) Fragmentos de cristales de plagioclasa alterados y sustituidos por zoisita. Los fragmentos de plagioclasa corresponden al mismo cristal original, ya que presentan la misma orientación cristalográfica y extinguen en conjunto.

El leucoxeno se observa anedral y subedral, con textura intersticial dentro de los cristales de zoisita y plagioclasa correspondientes a la matriz (fig. 41, a, b). Se presenta en tamaños que rondan los 800 µm, aproximadamente, y alcanza sus mayores tamaños cuando se presenta formando agregados. Se observan algunos cristales de titanita aislados, así como leucoxeno formando halos de alteración alrededor de ella.

La clorita aparece en bajas proporciones, asociada a la matriz y a la destrucción de algunos fenocristales. Se observa en agregados de cristales subedrales y anedrales, cuyos tamaños no superan los 1,2 mm, aproximadamente. En ocasiones, se presenta reemplazando totalmente algunos cristales de anfíbol. Se observa cuarzo anedral, aparentemente intersticial, en tamaños que rondan los 270 μm , aproximadamente.

En algunos ejemplares se observan venillas muy finas de plagioclasa, cuyo espesor es de 200 μm , aproximadamente. Si bien parece tener los bordes bien definidos, se puede observar sectores donde el límite es difuso. Dentro de la venilla pueden observarse cristales de actinolita, distribuida en forma de pequeñas agujas. Aplicada la técnica de Michel Levy para la identificación de plagioclasas, pudo obtenerse que las mismas corresponden a labradorita, un término intermedio.

Esta roca podría corresponder, en función de su composición mineralógica y su arreglo textural, a un metagabro leucócrata, o bien a una epidotita, debido a su alto contenido en zoisita.

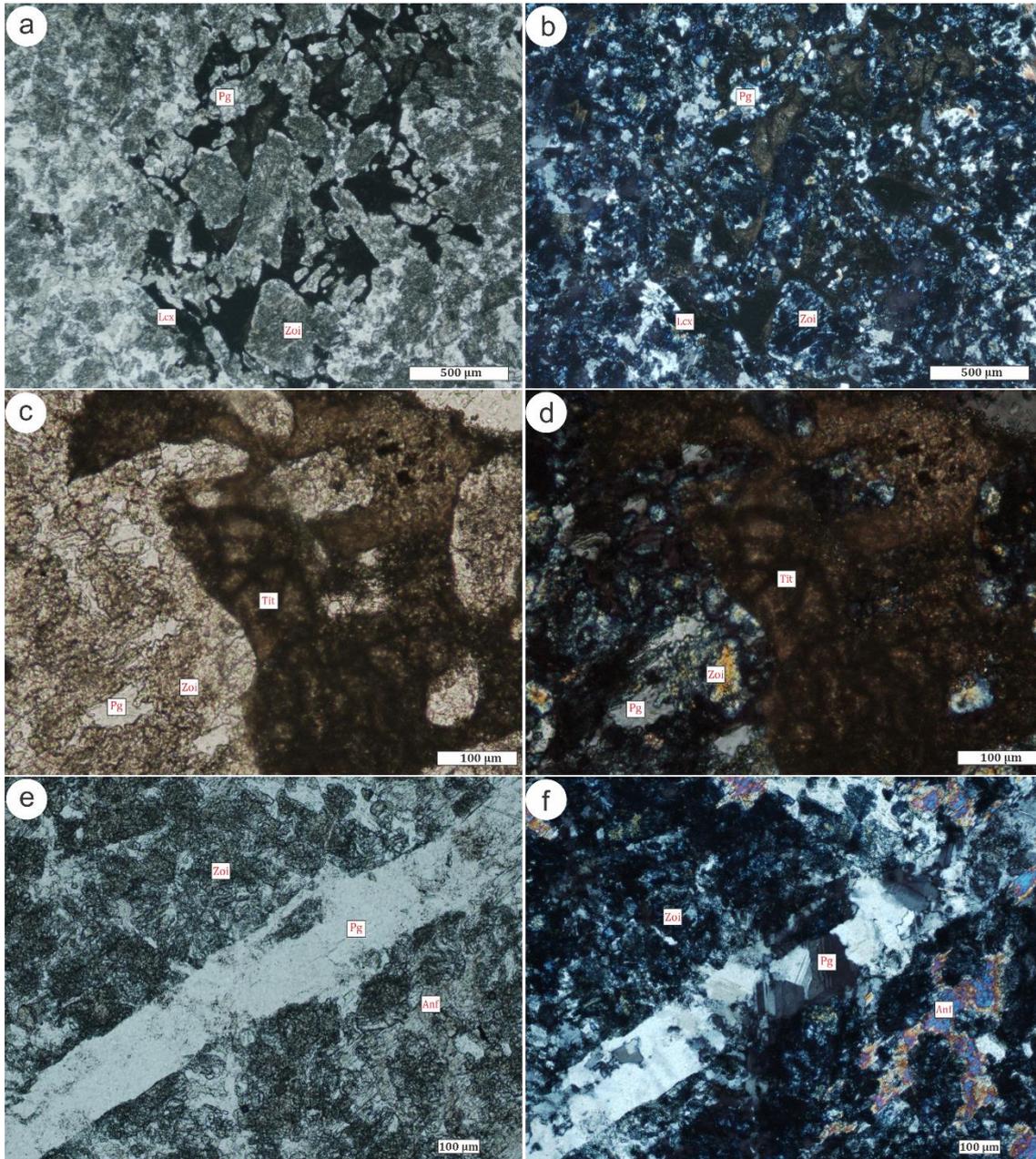


Fig. 41) Metagabro leucócrata. Microfotografías tomadas bajo LPP (a, c, e) y PC (b, d, f). (a) y (b) Leucoxeno formando una textura intersticial entre plagioclasa y zoisita de la matriz. (c) y (d) Cristales de titanita, vinculados a plagioclasa y zoisita. (e) y (f) Venilla de plagioclasa, atravesando la matriz de plagioclasa y zoisita, con fragmentos de anfíbol asociados.

4. Discusión

En función de las asociaciones minerales metálicas y no metálicas presentes y luego del análisis meso- y microscópico, se puede proponer una secuencia de orden en cuanto a la aparición de las fases minerales observadas, en otras palabras, establecer las paragénesis y la secuencia paragenética. En este sentido, podrían agruparse, o bien separarse, las asociaciones minerales en fases de mineralización. A modo de repaso, se entiende una fase de mineralización como el estadio o momento geológico en el cual ciertos minerales han precipitado a partir de un fluido hidrotermal (ver sección 2.4). En función de ello, se intentarán interpretar las relaciones genéticas de las diferentes asociaciones minerales observadas, conformando las paragénesis presentes y, en consecuencia, construir una secuencia paragenética.

4.1. Fase de mineralización I

La Fase de mineralización I se interpreta como el momento geológico o estadio en el cual precipitan las venas de cuarzo, como relleno, subparalelas a los planos de foliación de la roca caja. Estas venas presentan, por lo menos, un espesor máximo de 30 cm, aproximadamente, en función de los fragmentos cuarzosos observados en las pilas de acopio. A su vez, cumplen el rol de “caja” para el relleno posterior de la fase de mineralización II, precipitado luego de al menos un episodio de fracturación.

Los cloritoesquistos presentes son interpretados como la roca caja de las venas de cuarzo, las cuales son precipitadas a partir de un fluido cargado en sílice, en fracturas previas o generadas al momento de la circulación del fluido hidrotermal y en planos de foliación en los cloritoesquistos, que son los planos de debilidad naturales de esta roca (fig. 15; fig. 29).

Las venas presentan, en algunos casos, espacios vacíos con cristales euedrales proyectándose hacia las cavidades, lo que, según Taylor (2009), son dos indicadores de relleno incompleto de venas hidrotermales (fig. 8).

Se presume que las venas de cuarzo precipitan en conjunto, en algunos casos, con cristales vermiculares de clorita, los cuales se observan inmersos y aislados dentro de las venas de cuarzo. Se entiende que este modo de ocurrencia corresponde únicamente a esta fase de mineralización, ya que no fueron observados cristales vermiculares como relleno en el resto de las fases.

Se interpreta, entonces, que la paragénesis se conforma por cuarzo y clorita vermicular, entendiéndose ambas fases minerales como relleno, en el sentido de Taylor (2009).

En función de las relaciones morfológicas y de corte observadas, podría interpretarse que el cuarzo de esta fase de mineralización corresponde al observado en las asociaciones minerales I y II. Este cuarzo actuaría como hospedero de las fases minerales metálicas, las cuales se interpretan como precipitaciones posteriores a la formación de las venas. Cuando presenta texturas de sobreimpresión de las fases de mineralización posteriores, se observa en tamaños de grano y morfologías muy variables, siendo muy frecuentes los agregados anedrales de cristales, redondeados, corroídos y deformados. La deformación del cuarzo se evidencia por la presencia de extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalización por *bulging* (BLG) y rotación de subgrano (SGR). De acuerdo con las estructuras de deformación observadas, se podría interpretar que estuvo sometido a temperaturas relativamente bajas (300–400 °C) o medias (400–500 °C), (Passchier & Trouw, 2005).

En esta fase de mineralización, el fluido debió ser rico en sílice y tener el espacio suficiente para precipitar en forma de venas, con cristales euedrales proyectándose hacia cavidades dentro de las mismas. Se asume que este fluido aprovechó los planos de foliación de los cloritoesquistos como canales para circular y precipitar.

Se entiende, entonces, que tanto el cuarzo precipitado en canales relativamente lineales como el precipitado en cristales euedrales dentro de los espacios vacíos de estas venas, se trata de un relleno según Taylor (2009), y, por ende, se comprendería dentro de la primera mineralización en el área.

Que el cuarzo haya podido fracturarse sin fracturar a la roca caja, podría explicarse por la competencia. El cuarzo es más competente que los cloritoesquistos, por lo que acomoda la deformación frágil mientras la roca caja se deforma plásticamente. También podría interpretarse que la presión del fluido circulante es la causante de la fracturación de las venas, teniendo en cuenta que según Taylor (2009), un sitio que ya ha actuado como conducto para la circulación de un fluido y su consecuente precipitación, tiende a ser muy susceptible a la reactivación de las fracturas, rompiéndose una y otra vez sobre la misma zona de debilidad y habilitando el espacio para su posterior precipitación. Esta fracturación es la que genera canales de circulación para los fluidos hidrotermales y espacio disponible para la precipitación de las fases metálicas.

4.2. Fase de Mineralización II

La fase de mineralización II se interpreta como el estadio en el cual precipitan las fases metálicas de las asociaciones minerales I y II en diferentes distribuciones espaciales, junto a los agregados de clorita fibrosa y calcita, en las venas de cuarzo.

Se entiende que tanto las fases metálicas de la asociación mineral I como las de la asociación mineral II precipitan en *stockwork* en las venas de cuarzo de la fase de mineralización I, cumpliendo una función cementante dentro de las fracturas generadas en la brechización.

Se asume que las asociaciones minerales I y II forman parte de la misma fase de mineralización principalmente por la ausencia de evidencias de sobreimpresión de una asociación sobre la otra, y por las similitudes mineralógicas que existen entre ellas. Si bien las proporciones y concentraciones de las fases metálicas difieren entre estas asociaciones, se entienden dentro del concepto de “*metal zoning*” o zonación metálica en español. Robb (2005), establece que muchos depósitos de mena hidrotermales se caracterizan por formar diferentes patrones de distribución en el espacio, y que el modo de ocurrencia de los metales se vincula a la evolución química del fluido hidrotermal.

Puede entenderse que tanto la asociación mineral I como la asociación mineral II sobreimpresionaron a las venas de cuarzo de la fase de mineralización I en diferentes lugares espaciales. Que contengan mayor o menor proporción de sus fases metálicas se podría explicar por la evolución química del fluido a medida que éste circuló por los canales disponibles en las venas de cuarzo, enriqueciéndose y/o empobreciéndose en los componentes que lo constituyen y que posteriormente precipitan. El enriquecimiento y/o empobrecimiento puede verse desde el punto de vista de que, a medida que ciertos compuestos precipitan, el fluido se empobrece en ese compuesto, y concentra otros componentes en mayores proporciones.

A continuación, se discutirán las diferentes observaciones realizadas respecto a los minerales entendidos dentro de esta fase de mineralización. Al no poder reconstruir la geometría original ni la distribución espacial del depósito, principalmente porque no está expuesto en la actualidad y porque las muestras fueron tomadas a partir de pilas de acopio y escombreras, se separarán dos zonas, asumiendo que son producto de la precipitación del mismo fluido en diferentes distribuciones espaciales y en función de las asociaciones minerales descritas anteriormente.

Zona A

La Zona A es el lugar espacial donde precipita principalmente galena, con muy bajas proporciones del resto de las fases metálicas, en las venas de cuarzo.

La galena presenta cristales con bordes parcial o totalmente euedrales (fig. 7, b), así como texturas de ángulo agudo formadas dentro del cuarzo (fig. 7). La presencia de bordes cristalinos parcial o totalmente euedrales sugiere cierta disponibilidad espacial (espacios vacíos) para su desarrollo, y, por ende, un indicador de relleno según Taylor (2009). Las texturas de ángulo agudo formadas por la galena dentro del cuarzo (fig. 7; fig. 9), son, también, indicadoras de relleno, según Taylor (2009).

En algunos casos, estas texturas de ángulo agudo son las que evidencian una leve corrosión en los bordes de grano en el cuarzo, generando que sus límites se observen difusos y redondeados (fig. 7; fig. 9). Esto genera la incógnita de si el propio fluido hidrotermal generó esa leve corrosión previo a la precipitación de la galena, o si fue generada durante la precipitación de la misma. Podría asumirse que el responsable de esta corrosión es el carbonato de calcio disuelto en el fluido hidrotermal circulante. Esto se explicaría por las relaciones de solubilidad entre el cuarzo y la calcita. Robb (2005), establece que, al reducirse la solubilidad del cuarzo por una disminución en la temperatura, este tenderá a precipitar en el proceso de enfriamiento, mientras que la calcita presenta solubilidad retrógrada, y, por ende, su comportamiento es opuesto al del cuarzo, tendiendo a disolver aquellos lugares donde éste precipita. Por esto, podría interpretarse que el fluido, cargado en carbonato de calcio disuelto, generó en su pasaje que los bordes de las masas cuarzosas se disuelvan, habilitando el espacio para que precipiten otras fases minerales como galena y calcopirita, otorgando el aspecto corroído en las texturas de ángulo agudo observadas.

La galena presenta *píts* triangulares, siempre visibles en los cristales de mayor tamaño. Esto podría explicarse por la posibilidad de formar masas cristalinas gruesas en espacios vacíos que lo permitan, ya que, según Ramdohr (1969), no son comúnmente visibles en agregados de cristales finos. No se presenta deformada plásticamente.

En cuanto a la clorita, se presenta principalmente en agregados de cristales fibrosos asociados tanto al cuarzo como a la galena y, en algunos casos, a biotita. Por esto, se propone la posibilidad de que exista más de un modo de ocurrencia de la clorita. Un modo de ocurrencia sería cuando se presenta como agregados de cristales finos con texturas de ángulo agudo en la vena de cuarzo (fig. 9; fig. 12, a, b), y son entendidos como relleno en el sentido de Taylor (2009). Otro modo de ocurrencia son los agregados fibrosos (fig. 12, c, d, e, f). Estos se observan intercrecidos con las fases metálicas, por

lo que se asumen como precipitados en conjunto a la galena, integrando así, el mismo relleno y, por ende, la misma paragénesis mineral. También se observa clorita como transformación de la biotita (fig. 13, a, c, d), en las cercanías de las fases metálicas. Podría asumirse que este modo de ocurrencia es producto de la alteración hidrotermal de la biotita presente.

La presencia de calcita, si bien es muy baja, se entiende como relleno y por ende parte de la misma paragénesis. Podría definirse la paragénesis para esta zona como Gn-Ccp-Pyh-Py-Sp-Clo-Cal (abreviaturas según IMA, Warr, 2021).

Zona B

La zona B corresponde al lugar espacial donde precipitan diversas fases metálicas y no metálicas. Entre las fases metálicas, se observan calcopirita, pirrotina, galena, pirita, esfalerita, cubanita y pentlandita, mientras que las fases no metálicas corresponden a calcita, clorita y muscovita. Estas fases minerales son las observadas en la asociación mineral II.

A diferencia de los minerales precipitados en la Zona A, (Gn-Ccp-Pyh-Py-Sp-Clo-Cal), las fases metálicas presentes en esta zona son predominantemente calcopirita y pirrotina, con menores proporciones de las fases metálicas restantes. Las diferencias en las proporciones respecto a la Zona A, brindan información distinta en relación a la concentración de los elementos en el fluido portador de la mineralización, donde claramente tuvo que haber mayor proporción de Cu y Fe en solución, con proporciones menores de Pb, Zn y Ni. A su vez, este fluido debió también estar cargado en carbonato de calcio, ya que la presencia de calcita con texturas de ángulo agudo dentro del *stockwork* es indicadora de relleno completo (Taylor, 2009), así como en los elementos que constituyen a la clorita, tales como Si, Al y Mg.

La calcita se presenta no solo con texturas de ángulo agudo dentro del *stockwork* (fig. 14, a), sino también en venas que cortan las venas de cuarzo (fig. 15). Presenta texturas de ángulo agudo hacia el interior del cuarzo e inclusiones de este dentro de su estructura, lo que indica una clara secuencia temporal en la que la calcita es una fase mineral posterior, interpretada como relleno. Si bien se observan venas de calcita que se sobreimprimen sobre las de cuarzo, no se aprecian fases metálicas sobreimpuestas dentro de las venas de calcita, lo que sugiere que tanto las fases metálicas como el carbonato corresponden a la misma fase de mineralización.

Es posible visualizar, en microescala, cómo la calcita forma parte del relleno impuesto sobre las venas de cuarzo (fig. 20). En general se la observa pervasiva a través de los cristales de cuarzo, formando parte del *stockwork*. Es frecuente observarla con maclas de deformación. Principalmente se observan las clasificadas dentro del tipo III, cuya temperatura inferida es $>200^{\circ}\text{C}$, aproximadamente, sin embargo, se observa, en algunos casos, un incipiente desarrollo de maclas tipo IV, correspondientes a temperaturas mayores de 250°C , aproximadamente (Passchier & Trouw, 2005).

Es de destacar que tanto el cuarzo como la calcita parecen estar deformadas juntas (fig. 20); esto implicaría que estuvieron sometidas a un episodio de deformación posterior a la aparición del carbonato como relleno de las venas de la fase de mineralización I.

La pirrotina se presenta tanto en agregados de cristales anedrales y subedrales, como en agregados de cristales poligonales, sugiriendo recristalización estática (fig. 16). Este mecanismo de recristalización implica altas temperaturas y un cese en la deformación, por lo que se interpreta que, en algún momento de su historia geológica, la pirrotina pudo haber recristalizado por altas temperaturas (Passchier & Trouw, 2005). Allí donde se observa recristalizada estáticamente, es donde se pueden encontrar esfaleritas euedrales, probablemente también recristalizadas, las cuales presentan *blebs* de calcopirita (fig. 16 c, d). Según Ramdohr (1969), estos *blebs* son exsoluciones indicadoras, también, de altas temperaturas.

Estas esfaleritas euedrales, podrían corresponder también a su polimorfo de alta temperatura, denominado wurtzita, cuyo sistema cristalino corresponde al sistema hexagonal.

Es frecuente observar, vinculados a los agregados poligonales de pirrotina, agregados también poligonales de cuarzo (fig. 21, d); esto indica que el cuarzo correspondiente a la ganga también sufrió recristalización estática. Podría interpretarse que, tanto el cuarzo como la pirrotina se deformaron en conjunto, o bien que la deformación fue en diferentes episodios de deformación.

Es posible observar cristales de cuarzo dentro de la pirrotina, como inclusiones, con los bordes de grano redondeados y con huecos, donde se puede volver a observar la pirrotina e incluso galena. Esto podría interpretarse como un indicador temporal donde la pirrotina incluye fragmentos de la vena de cuarzo previa.

La calcopirita presenta, en algunos casos, exsoluciones de cubanita (fig. 18). La cubanita es especialmente relevante para este trabajo ya que es un buen indicador de

ambiente de formación y de temperatura. En general, es vinculada a depósitos hidrotermales formados a temperaturas relativamente altas, donde la calcopirita se interpreta como de “alta temperatura”, generando, en su enfriamiento, exsoluciones de cubanita (Paar et al., 2016). Según Ramdohr (1969), a altas temperaturas, el sulfuro de hierro es soluble en CuFeS_2 , generando una calcopirita que, al enfriarse, se separa en calcopirita + cubanita, o bien en calcopirita + pirrotina + mackinawita. El autor establece que la desmezcla donde se exsuelve la cubanita ocurre en un contexto de descenso de temperatura, entre los 250 y los 300°C, aproximadamente, en condiciones mesotermiales. Por ende, se puede inferir que, como mínimo, la temperatura de formación de la calcopirita debió encontrarse por encima de los 250°C, aproximadamente.

Además de presentar exsoluciones de cubanita, es común observar cristales anedrales de esfalerita como exsolución en la calcopirita.

La galena observada en esta zona suele presentarse ocupando espacios intersticiales principalmente en los casos donde la pirrotina se observa recristalizada. Podría interpretarse, quizás, como una precipitación tardía en los intersticios generados por los agregados de pirrotina.

La pirita se presenta, en ocasiones, con cristales anedrales de galena como inclusiones (fig. 17, c). Una posibilidad es que su formación haya sido posterior a la galena, pero igualmente se entiende dentro de la misma secuencia de precipitación en esta fase, es decir, bajo las mismas condiciones.

La esfalerita presenta, a diferencia de la observada en la Zona A, reflejos internos rojizos, los cuales son indicadores de un alto contenido en hierro. Estos reflejos internos son observados tanto en donde se presenta en cristales euedrales como en donde se presenta anedral. Si bien de acuerdo a Ramdohr (1969) podría tratarse de su variedad marmatita, resulta complejo afirmarlo debido a la falta de información respecto a la cantidad de hierro presente en su composición.

La pentlandita se observa en exsoluciones tipo *flames* dentro de la pirrotina (fig. 19, b, d); su presencia indica, como fue mencionado anteriormente, que el fluido mineralizante debió tener, al menos en baja proporción, algo de níquel en su composición.

En esta zona, el modo de ocurrencia de la clorita se manifiesta como producto de la alteración hidrotermal de la biotita. Esto se explica por la presencia de vestigios de biotita (fig. 22, a, b, c, d), que, si bien su proporción es muy baja, es perceptible. Podría

asumirse que quien constituyó el relleno original junto a las demás fases fue la biotita, sufriendo posteriormente alteración hidrotermal. Esto tendría sentido ya que, como fue observado en la fig. 14, se pueden observar vestigios de roca caja, la cual presenta grandes cantidades de este mineral.

En referencia a la presencia de muscovita, se observa en contacto entre el cuarzo de las venas y el relleno de calcita. Si bien su proporción es baja, podría asumirse como un mineral de alteración hidrotermal, afectando a los cristales de cuarzo en esta fase de mineralización.

En función del arreglo textural que presentan las fases minerales tanto de la Zona A como de la Zona B en esta fase de mineralización, se puede interpretar que la paragénesis se corresponde a Ccp-Pyh-Gn-Py-Sp-Cbn-Pn-Cal-Clo-Bt (abreviaturas según IMA, Warr, 2021).

Se asume que hubo algún episodio de deformación entre la precipitación del cuarzo de las venas y las fases metálicas de la fase de mineralización II, que generó el brechamiento de las venas de cuarzo. Los metales recortan al cuarzo y precipitan dentro de fracturas en él, cumpliendo una función cementante, por lo que se presume que debió haber habido al menos un episodio de deformación frágil, que podría haber sido generado por la presión del fluido portador de la mineralización o bien por eventos más regionales que generaron una inestabilidad tectónica.

El *stockwork* se presenta como una estructura errática, donde las venillas que lo componen no siguen un patrón preferencial que denote un control estructural externo específico. Los minerales que precipitaron y formaron esta estructura, entonces, lo hicieron en zonas de debilidad generadas luego o contemporáneamente a al menos un episodio de fracturación. Este proceso sería el generador del espacio vacío por donde circuló el fluido hidrotermal, habilitando, en consecuencia, su precipitación posterior.

A su vez, como fue mencionado anteriormente, el cuarzo hospedero del *stockwork* está deformado plásticamente. Sin embargo, no fue posible identificar texturas de deformación en las fases metálicas. Esto genera incertidumbre respecto a si estuvieron sometidas a las mismas condiciones de presión y temperatura que deformaron el cuarzo, pero sin deformarse, o si fueron precipitadas posteriormente a ese episodio de deformación. Sí es claro que el cuarzo debió fracturarse, por lo que una posible interpretación es que éste se deformó plásticamente y luego frágilmente.

Dadas las fases minerales observadas, se puede interpretar que el fluido a partir del cual precipitaron debió estar cargado principalmente en S, Pb, Fe, Cu, Zn. También se entiende que la solución debió tener los componentes necesarios para formar clorita, como Si, Mg, Al.

Es claro que la paragénesis de esta fase de mineralización se entiende como de sobreimpresión, más específicamente en función de la superposición estructural contemplada en los criterios de primer orden, según Taylor (2009). Esto se interpreta por las relaciones estructurales impuestas por las fases minerales de esta fase en el cuarzo de las venas previas, siendo la estructura en *stockwork* la evidencia clara de sobreimpresión.

Es importante destacar que no se observa la presencia de cuarzo neoformado; el cuarzo observado corresponde al cuarzo de la vena.

Si bien se interpreta que la precipitación de los metales pudo haber sido secuencial, donde la variación de los componentes en el fluido portador jugaría un rol muy importante, no existen evidencias claras del orden de precipitación dentro de la misma fase. Sí es claro que las proporciones metálicas son distintas en diferentes ejemplares, y es por eso que se presume que el fluido debió ir enriqueciéndose y/o empobreciéndose en diferentes elementos químicos en su recorrido por los canales de circulación.

4.3. Fase de Mineralización III

Se denomina fase de mineralización III al episodio de alteración supergénica que sufrieron los minerales precipitados en la fase de mineralización previa, al estar sometidos a la circulación de aguas meteóricas. Las fases minerales incluidas dentro de este grupo son marcasita, goethita, covelina, digenita, malaquita, crisocola y azurita.

La marcasita es el mineral que, por excelencia, representa mejor la oxidación de la pirrotina. Muchas veces la alteración es parcial y muchas otras veces total, llegando a sustituir por completo a la pirrotina. Su distribución es abundante, y, a diferencia de la marcasita regular, esta presenta una reflectancia menor. Según Ramdohr (1969), existen sustancias muy similares a la marcasita en el reemplazo de la pirrotina, cuya reflectancia tiende a ser menor que la de la "marcasita normal". Esta sustancia puede ser denominada como "marcasita microporosa de baja reflectividad" (Ramdohr, 1969).

La goethita se observa principalmente en venillas, y es una fase que no presenta una preferencia composicional para desarrollarse, sino más bien es controlada

estructuralmente por la presencia de fracturas en aquellas fases donde precipita. Es probable que, en algunos casos, este mineral haya reemplazado a alguna fase mineral previa, ya que hay sectores donde es posible observar fracturas como posibles viejos canales por donde circuló algún fluido mineralizante, dejando coloraciones anaranjadas, probablemente vinculadas a goethita o algún otro hidróxido de hierro.

La covelina se observa tanto como producto de oxidación de la calcopirita, formando halos de alteración alrededor de ella, como aislada. Se pudo constatar, mediante la visualización en objetivo de inmersión y en glicerina, que se trata de covelina s.s.; esto se explica por los colores visualizados en luz polarizada plana, que varían de violetas a celestes. En algunos casos, parece ser, además de producto de alteración de la calcopirita, también de la digenita, ya que se observan cristales pequeños de covelina inmersos dentro de sus cristales.

Tanto la malaquita como la azurita y la crisocola se observan principalmente asociadas a goethita, y se interpretan como producto de la alteración de la calcopirita. En el caso de la malaquita y la azurita, se interpreta que su formación está ligada también a la alta disponibilidad de carbonato en el sistema, habilitando así su precipitación.

Los minerales correspondientes a esta fase de mineralización presentan, en general, buenos indicios de sobreimpresión con los observados en la fase de mineralización anterior. Si bien no siempre se observan en simultáneo, se consideran parte de un mismo proceso continuo, y por ende dentro de una misma paragénesis: Mrc-Gth-Cv-Dg-Mal-Ccl-Azu (abreviaturas según IMA, Warr, 2021). Se puede interpretar que los minerales producto de la alteración supergénica son, en general, una evidencia clara de sobreimpresión sobre las paragénesis previas.

En función de las paragénesis y su correspondiente adjudicación a las distintas fases de mineralización anteriormente expuestas, se propone el siguiente diagrama de orden secuencial para Mina Chape (tabla 3).

Tabla 3: Propuesta de secuencia paragenética para Mina Chape.

Mineral	Fase I	Fase II	Fase III
Cuarzo	————		
Clorita	————	————	
Calcita		————	
Biotita		————	
Galena		————	
Calcopirita		————	
Pirrotina		————	
Esfalerita		————	
Cubanita		————	
Pirita		————	
Pentlandita		————	
Covelina			————
Digenita			————
Goethita			————
Marcasita			————
Malaquita			————
Azurita			————
Crisocola			————

4.4. ¿Alteración hidrotermal y/o metamorfismo?

Si bien se entiende que la alteración hidrotermal podría formar parte de las fases de mineralización descritas anteriormente, y que en muchos casos suele observarse dentro del mismo sistema vena-mineralización, existen casos donde la misma se observa en la roca caja, así como en rocas aledañas a la misma, incluidas en este trabajo dentro de las litologías asociadas.

Identificar la alteración hidrotermal no es una tarea sencilla, y separarla de la acción del metamorfismo regional tampoco. Recapitulando lo expuesto en la sección 2.2 de este trabajo y a modo de repaso, Pirajno (2009) establece que existen casos donde pueden formarse las mismas fases minerales en condiciones de metamorfismo regional como en ambientes de circulación de fluidos hidrotermales. Este autor establece que muchas asambleas minerales hidrotermales suelen ser, en primera instancia, idénticas a las que ocurren en metamorfismo de facies esquistos verdes y anfíbolita, como las reconocidas en las litologías del Complejo Zanja del Tigre: minerales del grupo del epidoto, clorita, anfíboles.

Para intentar interpretar si los cambios mineralógicos y texturales observados corresponden al producto de alteración hidrotermal o al producto del metamorfismo, o a ambas, se realizó una tabla comparativa con la propuesta de Taylor (2009), para intentar separar qué minerales se alteraron a qué otros, y así, poder inferir, al menos en parte, qué elementos químicos debieron estar circulando para que exista este cambio mineralógico y textural (tabla 4).

No fueron identificadas alteraciones hidrotermales en la Fase de mineralización I. En la Fase de mineralización III, la alteración se considera supergénica.

Tabla 4: Propuesta de Taylor (2009), para la identificación de las alteraciones hidrotermales.

Características	Fase II	Roca caja	Metamáfica de grano fino	Metamáfica de grano medio	Metagabro leucócrata
¿La alteración está presente dentro de los especímenes examinados?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí
¿El observador precisa moverse para comprender la "full picture"?	Se ve en microscopio	Sí, los especímenes difieren en algunas alteraciones. Clo a Bt. Carbonatación	Se ve en microscopio	Se ve en la matriz	Se ve en la matriz
¿Cuáles son los minerales de alteración presentes?	Clo, Ms	Clo, Cal?, Act, Tr, Tur, Ttn, leucoxeno. ¿Qué se alteró para formar calcita? Venilla es la puerta de acceso a la carbonatación	Hbl, Clo, Czo, Zo, Act, leucoxeno	Hbl, Clo, Czo, Zo, Tur, Ttn, leucoxeno	Hbl, Clo, Zo, leucoxeno
¿Cómo se encuentra la roca alterada en términos mineralógicos? ¿Qué se alteró a qué?	Bt a Clo; --- a Ms	Bt a Clo, Bt a Tur?, Tit a leucox	Hbl a Clo, Pg a Czo, Pg a Zo, Pg a Act, Pg a Clo, Ilm a leucoxeno	Hbl a Clo, Hbl a Tur, Pg a Czo, Pg a Zo, Ilm a Mag y Hem, Ilm a Ttn y leucoxeno	Pg a Zo, Hbl a Clo, Hbl a Zo, Ttn a leucoxeno
¿Cuáles fueron los cambios texturales? ¿La alteración fue texturalmente retentiva o destructiva?	Preserva textura	Preserva textura, Ttn y leucoxeno deformados.	Hbl preserva txt original, Pg a Czo y Zo txt destructiva, Pg a Act y Clo más o menos, Ilm a leucoxeno preserva txt (hay halos de alteración)	Txt general destructiva, sobre todo en Pg	Txt general muy destructiva, Pg y Hbl fragmentadas y reemplazadas por Zo. Leucoxeno anhedral, sin Ilm ni Ttn.
¿Cómo ganaron acceso los fluidos?	Stockwork en venas de Qz	Venilla Ci?	Microfracturas y microporos, venillas Cal	¿Microfracturas y microporos?	¿Microfracturas y microporos?
¿Hay elementos agregados o eliminados como resultado de la alteración?	Bt perdió K y quizás Ti (¿fueron al fluido?). Clo ganó Mg, Fe?, Al, Si. ¿Tur producto de qué alteración (composición muy compleja)? Ttn perdió Ca y Si que perdió los Fe y Mg?)	Bt perdió K y quizás Ti (¿fueron al fluido?). Clo ganó Mg, Fe?, Al, Si. ¿Tur producto de qué alteración (composición muy compleja)? Ttn perdió Ca y Si para formar leucoxeno (TiO ₂)	Hbl a Clo: exceso de Ca en Hbl, Pg a Czo y Zo. Pg a Act, ganó Mg, ídem para Pg a Clo, ganó Mg y perdió Ca. Ilm liberó el Fe para formar leucoxeno	Ídem anterior	Ttn liberó Fe para formar leucoxeno

Alteración hidrotermal en Fase de mineralización II

La alteración hidrotermal observada en la Fase de mineralización II se evidencia por la transformación de biotita a clorita, y por la neoformación de muscovita.

En este proceso de alteración, la biotita debió “perder” K y quizás Ti, y, tanto el Mg, como el Fe, Al y Si quedaron, al menos en parte, para formar clorita. Podría interpretarse que, al alterarse la biotita para transformarse a clorita, quedó disponible en el sistema potasio, habilitando la precipitación de muscovita. En cuanto al arreglo textural, la alteración fue retentiva, lo que permite visualizar la textura de la biotita original.

La muscovita forma cristales radiales, y si bien no es posible identificar su fase mineral previa, sí es posible identificar que su presencia se encuentra asociada a los minerales que precipitaron como relleno en esta fase de mineralización, principalmente en las cercanías del relleno de calcita.

Se interpreta que los fluidos ganaron acceso mediante el proceso generador de la fracturación que dio paso a la formación del *stockwork*, y la consecuente precipitación del fluido circulante mediante este sistema de venillas. Otro acceso posible podría ser, a una escala intracrystalina, mediante el clivaje propio de la biotita.

Taylor (2009) propone que el mejor procedimiento para identificar las alteraciones hidrotermales es reconocer los minerales observados y usarlos como nombre de la alteración. Según este criterio, la alteración hidrotermal en esta fase de mineralización se denomina asamblea de alteración clorita – muscovita.

Según Thompson & Thompson (1996), la alteración se correspondería posiblemente a la denominada “alteración clorítica”. Estos autores asumen, para esta alteración, condiciones mesotermales, las cuales implican profundidades y temperaturas intermedias (menos de 1500-4500 m y 200-400 °C).

Alteración hidrotermal en la roca caja

En la roca caja, es posible identificar la transformación de biotita a clorita, así como de titanita a leucoxeno. En este último caso, se pudieron observar cristales de titanita deformados, transformados a un material de grano muy fino. En este proceso, se puede interpretar que hubo pérdida de Ca y Si para formar leucoxeno.

En algunos ejemplares, se observa una fuerte distribución de calcita que se impregna dentro de los dominios principalmente cuarzosos. Se entiende que este proceso es producto de una fuerte carbonatación, habilitada, seguramente, por los canales que

permitieron el ingreso de un fluido cargado en carbonato de calcio, manifestado por la formación de venillas calcíticas en la roca.

La textura se podría decir retentiva, asumiendo que la apariencia levemente destructiva podría corresponder a la deformación presente en las rocas, evidenciada en este caso por titanita y leucoxeno deformados, más que a la destrucción generada por la alteración hidrotermal.

Esta alteración correspondería, según el criterio de Taylor (2009), a la asamblea de alteración clorita – calcita – leucoxeno.

Según Barnes (1997), la alteración carbonática se forma donde fluidos ricos en CO₂ reaccionan con rocas con minerales aluminosilicáticos, reemplazándolos por minerales carbonáticos, en este caso particular, por calcita. En el caso de la clorita, el autor establece que esta alteración, que resulta en un enriquecimiento de magnesio, puede formarse cuando aguas marinas reaccionan con la roca allí donde la relación fluido/roca es importante.

De acuerdo con Thompson & Thompson (1996), las posibles alteraciones presentes serían clorítica y carbonática. No se adjudica una alteración específica a la formación de leucoxeno.

La venilla de plagioclasa observada recortando a la roca caja es de difícil asignación a alguna de las fases de mineralización mencionadas. Sí pudo observarse que esta venilla debió ser anterior a la fase de mineralización II, ya que se observan evidencias de relleno de calcita en los sectores donde se observa fracturada.

Alteración hidrotermal en litologías asociadas

Metamáfica de grano fino

En esta roca, se pudo observar la transformación de diferentes minerales. En principio, el anfíbol se observa alterándose a clorita, lo que se puede interpretar como una pérdida de calcio, o bien una removilización del mismo al sistema.

Las transformaciones más frecuentes son las que involucran a las plagioclasas. La plagioclasa se transforma a clinozoisita y zoisita, y se la observa recortada por clorita y actinolita. En el primer caso, podría asumirse que tuvo que haber un enriquecimiento en calcio, o bien una migración de este, que habilite la formación de estos silicatos cálcicos.

En el caso donde la clorita aparece recortando los cristales de plagioclasa, se podría interpretar que tuvo que haber una removilización de hierro y/o magnesio en el sistema. En el caso de la actinolita, que se presenta como inclusiones en las plagioclasas, se interpreta que también tuvo que haber magnesio y calcio disponibles que habiliten su formación.

En el caso de la transformación de ilmenita a leucoxeno, la cual es evidente principalmente por los halos de alteración formados alrededor de los cristales de ilmenita, se asume que hubo una removilización del hierro presente en las ilmenitas para formar leucoxeno. El hierro que migró de la ilmenita podría entenderse como un remanente disponible en el sistema, a partir del cual se desencadenaría la formación de clorita.

La textura de alteración es relativamente retentiva, ya que, si bien se observan cambios mineralógicos, el cambio textural es sutil. El acceso de los fluidos y el consecuente reemplazo de los minerales originales por los minerales de alteración podría explicarse por la migración del fluido a través de microfracturas y microporos. Robb (2005) sostiene que en algunos casos los fluidos acceden por microfracturas y microporos, generando que los minerales originales sean disueltos, y que la precipitación de los minerales secundarios sea casi simultánea a su disolución.

La presencia de una venilla de calcopirita recortando esta roca (fig. 33, a), y de venillas de calcita, habilita a considerar que la circulación de fluidos fue mediante microfracturas, y, a su vez, que el fluido que depositó la carga metálica debería tener también carbonato de calcio en su composición.

De acuerdo al criterio de Taylor (2009), la alteración hidrotermal en esta fase de mineralización podría denominarse asamblea de alteración clorita – clinozoisita – zoisita – actinolita – calcita – leucoxeno.

La presencia de minerales del grupo del epidoto como clinozoisita y zoisita dentro de las plagioclasas podría contemplarse dentro del concepto de saussuritización. La saussuritización consiste en el proceso de reemplazo de plagioclasa por minerales del grupo del epidoto. Este producto, sin embargo, suele estar asociado también a sericita, mineral que no se ha visualizado en esta roca.

Según Thompson & Thompson (1996), esta alteración podría corresponderse a la alteración propilítica. Para Barnes (1997), la alteración propilítica se puede formar donde

cualquier fluido acuoso reacciona con rocas aluminosilicatadas y en una relación fluido/roca baja.

Metamáfica de grano medio

En este caso, se percibe una alteración más intensa. Los cambios principales son manifestados en anfíbol, plagioclasa e ilmenita. El anfíbol se presenta transformado a clorita, y se puede observar la neoformación de turmalina en su estructura. Respecto a la clorita, los elementos que la componen son relativamente similares a los del anfíbol, por lo que su transformación no implicaría una variación significativa en cuanto a sus componentes; en el caso de la turmalina, su composición es muy compleja y no es claro si es producto de transformación a partir del anfíbol.

Las plagioclasas se observan alteradas a clinozoisita y zoisita. Aquí se repite el enriquecimiento de calcio en el sistema, pero se interpreta que su concentración debió ser mayor que en la roca metamáfica fina, ya que la alteración parece ser más intensa. En cuanto a sus cambios texturales, el grado de destrucción es mayor que en la metamáfica anterior, donde la clinozoisita es la principal destructora, sustituyendo a los cristales de plagioclasa. En algunos casos la sustitución es parcial, y en otras es mucho más pervasiva. En estos casos, se podría asumir que esta alteración se da por pseudomorfismo.

El caso de la ilmenita, hematita y magnetita relacionadas a titanita y leucoxeno es un poco más complejo. La ilmenita es un óxido de hierro y titanio, y tanto la hematita como la magnetita son óxidos de hierro. La presencia de hematita en finas laminillas dentro de la magnetita parecería estar relacionado a algún proceso de oxidación, donde la magnetita se oxida para formar hematita. Esto implicaría que tuvo que haber un cambio en el estado de oxidación del hierro, y para ello tendría que haber una variación en la disponibilidad de oxígeno o las condiciones de Eh en el sistema, aunque este proceso pudo haber sido muy posterior a la alteración hidrotermal.

Son visibles, en algunos casos, halos de alteración correspondientes a leucoxeno, alrededor de los cristales de ilmenita. El leucoxeno es un producto de alteración constituido por un agregado de cristales bien finos que, en general, corresponde a cristales pequeños de anatasa, un óxido de titanio.

También se han observado cristales anedrales aislados de titanita. Se podría interpretar que el titanio incluido dentro de las ilmenitas se removilizó en el mismo sistema,

derivando en la formación de leucoxeno, y a su vez, interactuó con el calcio disponible para formar titanita. Esto no resultaría tan excepcional, ya que, según los cambios mineralógicos observados hasta ahora, se infiere que debió haber calcio disponible en el sistema.

En cuanto a los cambios texturales observados, se puede decir que la alteración fue texturalmente destructiva, proceso que es claro en el caso de la plagioclasa, y en la formación de leucoxeno.

En relación a cómo tuvieron acceso los fluidos, podría interpretarse que fue mediante microfracturas y microporos (Robb, 2005). De todos modos, no es muy evidente si estos cambios mineralógicos corresponden a la alteración generada por la circulación de un fluido, o bien por la acción del metamorfismo en estado sólido.

En lo que respecta a las posibles ensamblajes de alteración, podría asumirse, en el sentido de Taylor (2009), que la ensamblaje de alteración en este caso es clorita – clinzoisita – zoisita – titanita – leucoxeno. De acuerdo a Thompson & Thompson (1996), las alteraciones serían, posiblemente, clorítica y propilítica.

Metagabro leucócrata

Esta roca se presenta con cambios más radicales que los observados hasta ahora. El anfíbol se observa, en algunos casos, alterado a clorita y a zoisita. En el caso de la clorita, se interpreta que no hubo una gran variación de sus componentes, pero para el caso de la zoisita, debió haber, al menos en menor medida, una pérdida de hierro y/o magnesio.

En el caso de la plagioclasa, se observa en casi todos los casos, alterada a zoisita. Se presume que hubo procesos de pseudomorfismo, ya que son claros los vestigios cristalinos de las plagioclasas, siendo alterados por la zoisita. En algunos otros casos, la alteración es parcial, pero igualmente pervasiva. A veces parecen observarse plagioclasas anedrales y subedrales aisladas, pero si se observa más en detalle, es claro que corresponden a fragmentos de cristales que presentan la misma orientación cristalográfica y probablemente tuvieron un mayor tamaño, pero fueron texturalmente destruidos por la zoisita.

En cuanto a los cambios en la química de estos minerales, se puede asumir que debió haber una importante concentración de calcio disponible en el sistema. Si las plagioclasas son sódicas o cálcicas no es algo que haya sido posible determinar, por lo

que la interpretación de que tuvo que removilizarse el sodio para formar zoisita sería errada, o al menos, arriesgada. En el caso de la venilla de plagioclasa, las analizadas petrográficamente mediante la técnica de Michel Levy arrojaron términos intermedios.

En esta roca no se ha observado ilmenita, por lo que la formación de titanita y leucoxeno sería a partir de la concentración de calcio y titanio disponibles en el sistema. Podría interpretarse como una removilización dentro del sistema hidrotermal que habilitó la precipitación de estos minerales mediante la circulación del fluido rico en calcio, o simplemente que la ilmenita se haya destruido por completo y por eso no es visible en la roca.

Sí es claro en este caso, que la textura general de la roca ha sido destruida. Esto se evidencia principalmente por la pervasiva destrucción de las plagioclasas y los anfíboles.

En el sentido de Taylor (2009), la asamblea de alteración en este caso consiste en zoisita – clorita – titanita – leucoxeno. En el sentido de Thompson & Thompson (1996), la alteración podría corresponder a alteración propilítica, aunque para esto debería haber otras fases minerales que no se observan en este caso.

En términos generales, se puede asumir que para que estos cambios mineralógicos y texturales sucedan, debió haber habido circulación de fluidos. Estos fluidos podrían ser hidrotermales, o metamórficos hidrotermales, y sus canales o medios de circulación consistirían en microfracturas y microporos dentro de las rocas, en el sentido de Robb (2005). Como fue mencionado anteriormente, la distinción de si estas fases fueron generadas por un proceso o por otro es compleja, más compleja aún de discernir sólo mediante petrografía.

Como fue mencionado en las secciones 3.3.1 y 3.3.2, las plagioclasas observadas en las rocas metamáficas no presentan muchos ejemplares con maclado polisintético, sino más bien maclado simple. Barker (2014) establece que esto es típico de rocas que han sufrido un estrés significativo, y, la ausencia de maclado polisintético imposibilita la determinación de la composición de estas plagioclasas.

4.5. Implicancias metalogenéticas

Se propone realizar una comparación entre los modelos genéticos de depósitos minerales existentes y los propuestos por otros autores, para evaluar a qué tipo de depósito podría asociarse Mina Chape en cuanto a las paragénesis observadas, las litologías asociadas, la alteración hidrotermal presente y el ambiente geotectónico en el cual se desarrolla.

Las paragénesis observadas en Mina Chape consisten en Gn-Ccp-Pyh-Py-Sp-Clo-Cal para la Zona A, y Ccp-Pyh-Gn-Py-Sp-Cbn-Pn-Cal-Clo-Bt para la Zona B. Los recursos minerales que podrían obtenerse a partir de estas paragénesis corresponderían a Pb, Cu y Zn, aunque este último se presenta en muy bajas proporciones. El Fe, si bien es frecuente y se manifiesta principalmente en la pirrotina, no es extraído a partir de ella, y por lo tanto no se considera un recurso mineral de interés.

Las litologías asociadas a esta mineralización son principalmente cloritoesquistos de protolito probablemente vulcanoclástico, que cumplen el rol de roca caja, y las rocas metamáficas asociadas. Tanto la roca caja como las litologías asociadas presentan alteración hidrotermal. Se podría decir que las alteraciones hidrotermales observadas corresponden a alteración clorítica, calcítica, propilítica, aunque en algunos casos, como en el caso del leucoxeno, no es asociado en la bibliografía a ninguna de las alteraciones mencionadas. Sin embargo, se entiende que la transformación de la ilmenita a estos productos es consecuencia de la circulación de fluidos.

Spoturno et al. (2019) establecen que para la región del CZT el ambiente geotectónico corresponde a un sistema depositacional marino plataformal.

Sánchez Bettucci et al. (2004) proponen que en la región Minas – Pan de Azúcar hubo mineralizaciones tempranas, formadas en el fondo oceánico, siendo que las principales se relacionarían a removilizaciones contemporáneas a eventos metamórficos y de plegamiento. Estos autores sugieren como modelo genético más probable, para Mina Chape, los VMS tipo Besshi (Zn-Cu-Pb).

Se discutirán brevemente los principales rasgos de los modelos de depósitos minerales que contienen similitudes con Mina Chape, en cuanto a la temperatura de formación, paragénesis mineral, recursos minerales, alteración hidrotermal y ambiente geotectónico (tabla 5).

Los depósitos VMS (*Volcanic Massive Sulphides*) son muy variables y contienen diferentes paragénesis, alteraciones hidrotermales y litologías asociadas en función de sus subtipos (Chipre, Besshi y Kuroko). Los recursos minerales en este tipo de depósitos

se presentan en la paragénesis Py-Pyh-Ccp-Sp-Gn-Qz-Brt correspondiendo a Pb-Zn, Cu-Zn, Pb-Cu-Zn (\pm Au-Ag) (Shanks et al., 2012).

Los VMS tipo Chipre se asocian a rocas volcánicas máficas marinas. Los tipo Besshi se asocian a sedimentos terrígenos y rocas volcánicas máficas, y en el caso de Kuroko, las rocas asociadas son volcánicas félsicas e intermedias (Shanks et al., 2012). En general, independientemente de sus litologías asociadas, los VMS se desarrollan asociados a temperaturas variables entre 200 y 400°C. Las alteraciones hidrotermales más frecuentes en estos depósitos consisten en argílica avanzada, argílica, sericítica, clorítica, propilítica y carbonática (Shanks et al., 2012).

Los depósitos SEDEX (*Sedimentary exhalative*) son depósitos alojados en rocas sedimentarias marinas, en cuencas intracratónicas o de rift epicratónicas (Emsbo et al., 2016). Se asocian a pizarras carbonosas, siltitos y/o carbonatos. Sus recursos minerales consisten principalmente en Zn-Pb-Ag \pm Cu, correspondientes a las paragénesis Gn-Py-Sp-Pyh-Ccp \pm Apy. Sus temperaturas de formación varían entre 100 y 200°C. Las alteraciones hidrotermales asociadas a estos depósitos son alteración silíceo-alcalina y dolomítica (Emsbo et al., 2016).

Los depósitos MVT (*Mississippi Valley-Type*) son depósitos de Pb y Zn alojados en dolomías, calizas, raramente en areniscas. No se asocian a actividad ígnea, y sus paragénesis consisten en Sp-Gn-Py-Mrc-Dol-Cal \pm Brt, con Pb y Zn como recurso mineral de interés. Ocurren normalmente en secuencias carbonáticas en márgenes continentales pasivos. Las alteraciones hidrotermales asociadas son calcítica, dolomítica y silíceo-alcalina, y las temperaturas de formación de estos depósitos varía entre 75 y 200°C (Leach et al., 2010).

Tabla 5: Modelos genéticos propuestos por los distintos autores para el área de Mina Chape (Emsbo et al., 2016; Leach et al., 2010; Shanks et al., 2012)

Características	VMS	SEDEX	MVT
T (°C)	200-400	100-200	75-200
Paragénesis	Py-Pyh-Ccp-Sp-Gn-Qz-Ba	Gn-Py-Sp-Pyh-Ccp+-Apy	Sp-Gn-Py-Mrc-Dol-Cal+-Brt
RRMM	Pb-Zn; Cu-Zn; Pb-Cu-Zn (+-Au-Ag)	Zn-Pb-Ag+-Cu	Zn-Pb; Zn; Pb+-Zn
Litologías	Rocas volcánicas félsicas, máficas, mezclas bimodales	Pizarras carbonosas, siltitos y/o carbonatos	dolomías, calizas, raramente en areniscas
Alteración hidrotermal	Argílica avanzada, argílica, sericítica, clorítica, propilítica carbonática	Silicificación, alcalina, dolomitización	Alteración calcítica y dolomítica, silicificación
Ambiente Geotectónico	Dorsales meso-oceánicas, arcos volcánicos (intraoceánicos y de margen continental), cuencas de back-arc, márgenes continentales con rift, y cuencas pull-apart	Intracratónico o Cuencas rift epicratónicas	Secuencias carbonáticas en márgenes continentales pasivos
Ejemplos mundiales	Chipre, Kidd Creek, Kuroko, Cinturón Pirítico Ibérico, Besshi	Rammelsberg, Mt Isa, Red Dog	Southeast Missouri, Tri-State, Alpine, Upper Silesia, Upper Mississippi Valley

En función de la breve descripción anterior de los principales modelos de depósitos minerales de metales base, se pretende discutir a qué tipo podría corresponder Mina Chape teniendo en consideración los resultados obtenidos en este trabajo.

Mina Chape no se adecúa a la perfección a ninguno de los modelos genéticos propuestos, pero sí existen ciertas similitudes con cada uno de ellos. En el caso de los depósitos VMS, las paragénesis tienen fases minerales en común, pero no presentan barita, y las proporciones respecto a las propuestas en este tipo de depósito son distintas: en Chape, la pirita no es la fase metálica dominante; las fases dominantes corresponden a galena, calcopirita y pirrotina, con esfalerita siempre asociada pero subordinada. A su vez, Mina Chape presenta calcita como relleno, mientras que en estos depósitos no se encuentra definida en las paragénesis.

En relación a las litologías asociadas, se considera que Mina Chape se podría vincular a este modelo, ya que en los alrededores del área de trabajo existen rocas volcánicas félsicas y máficas. Las alteraciones hidrotermales observadas en este trabajo coinciden con las alteraciones de menor temperatura de este modelo de depósito (clorítica, propilítica y carbonática).

En cuanto a la temperatura de formación, también podría corresponder a este tipo de depósito. La presencia de exsoluciones de cubanita en la calcopirita indica una temperatura mayor a 200°C, y su formación se asocia a un descenso en la temperatura en la calcopirita, por lo tanto, se entiende que esta debió estar a mayores temperaturas.

En el caso de los depósitos tipo SEDEX, las paragénesis son parecidas, aunque en este caso no se constató la presencia de arsenopirita. Respecto a sus recursos, el Zn predomina en Chape, y las alteraciones hidrotermales son distintas, no encontrándose dentro de estos tipos de depósitos las observadas en este trabajo. En cuanto a las litologías asociadas, el CZT incluye rocas carbonáticas, pero la mineralización observada no se encontró asociada a ellas. Si bien se entiende que las paragénesis de Mina Chape se enmarcan en un contexto de descenso de temperatura, en algún momento, la temperatura debió ser lo suficientemente alta, superando los 200°C, por lo que en referencia a esto no se ajustaría a este tipo de depósito.

En relación a los depósitos tipo MVT, las paragénesis son similares, pero no se observó ni dolomita ni barita, y los recursos son predominantemente Zn-Pb, siendo el plomo subordinado, lo que no se ajusta para Mina Chape. En referencia a las litologías asociadas, el CZT presenta rocas calcáreas, pero no se observaron, como fue mencionado anteriormente, asociadas directamente a la mineralización en Mina Chape. Las alteraciones hidrotermales presentes en estos tipos de depósitos no coinciden en demasía, pero se contempla la alteración calcítica, alteración visualizada en este trabajo.

A modo de síntesis, el modelo que más se ajustaría para el caso particular de Chape podría ser el tipo VMS, en función de las temperaturas, las paragénesis, las litologías asociadas y la alteración hidrotermal. Sin embargo, si bien este estudio petrográfico pretende aportar al conocimiento de este depósito, su foco no es discernir a qué tipo de depósito correspondería Mina Chape, principalmente porque para ello se deben realizar otros tipos de estudios no contemplados en este trabajo.

En referencia a la fuente de los fluidos hidrotermales circulantes en el área, Oyhantçabal (2004) propone que la fuente del plomo para la formación de la mineralización en Mina Chape podría corresponder a metavulcanitas ácidas y granitoides ubicados en las cercanías de la Mina. En el caso del cobre y el níquel, este autor establece que valores altos de estos elementos químicos podrían corresponder a la abundante presencia de metagabros y metavolcánicas básicas en la región. Esta propuesta tiene sentido, ya que las metamáficas se encuentran asociadas tanto a calcopirita como a pirrotina y otras fases metálicas.

5. Conclusiones

Se pudieron determinar tres asociaciones minerales dentro de la mineralización: Asociación mineral I, II y III, y se determinaron las paragénesis correspondientes a estas asociaciones. Se propuso, en función de esto, una posible secuencia paragenética para el depósito estudiado, determinando tres fases de mineralización.

La Asociación mineral I corresponde principalmente a galena en *stockwork* en venas de cuarzo. Estas venas recortan cloritoesquistos correspondientes a la roca caja. La Asociación mineral II corresponde también a un *stockwork* en venas de cuarzo, compuesto por pirrotina, calcopirita, galena y calcita. La Asociación mineral III corresponde a las fases minerales producto de la alteración supergénica de las fases minerales presentes en las Asociaciones minerales I y II.

En función de estas Asociaciones, se plantea el siguiente orden secuencial:

- La Fase de mineralización I corresponde al momento en el cual se formaron las venas de cuarzo, cuya paragénesis es Qz-Clo, con los cloritoesquistos como roca caja;
- La Fase de mineralización II, corresponde al momento en el cual se formaron, en diferentes arreglos espaciales, las asociaciones minerales I y II. La paragénesis correspondiente a estas asociaciones es Gn-Ccp-Pyh-Py-Sp-Clo-Cal para la Zona A, y Ccp-Pyh-Gn-Py-Sp-Cbn-Pn-Cal-Clo-Bt para la Zona B. Estas paragénesis se interpretan como parte de una misma fase de mineralización, principalmente por su mineralogía y porque no se observan relaciones de corte entre ellas. Se entiende que estas asociaciones han precipitado en diferentes lugares espaciales y si bien podría proponerse una secuencia temporal entre las Zonas A y B, no existen evidencias claras de la geometría original del depósito, lo que imposibilita esta asignación temporal y espacial. Sí es claro que precipitaron en diferentes lugares en la misma vena de cuarzo.
- La Fase de mineralización III, se entiende como el momento a partir del cual los minerales de las asociaciones minerales observadas quedaron expuestos a la circulación de aguas meteóricas, generando en este proceso, los minerales denominados supergénicos. Esta asociación se corresponde con la paragénesis Mrc-Gth-Cv-Dg-Mal-Ccl-Azu.

Se proponen los siguientes tipos de alteración hidrotermal para la roca caja, y las litologías asociadas:

- Alteración clorítica: esta alteración se observa en la roca caja, en las asociaciones minerales I y II, y en las rocas metamáficas.
- Alteración carbonática: esta alteración se presenta en la roca caja y en la roca metamáfica de grano fino.
- Alteración propilítica: esta alteración se presenta en las rocas metamáficas de grano fino, medio y grueso.
- Leucoxeno: la aparición de leucoxeno se vincula a procesos de alteración hidrotermal de la ilmenita, pero no se llegó a establecer qué tipo de alteración es ni a correlacionarla a otros tipos de alteraciones disponibles en la bibliografía.

En cuanto a las implicancias metalogénicas, las litologías asociadas a esta mineralización son los cloritoesquistos que cumplen el rol de roca caja (interpretados como rocas metavulcanoclásticas) y las rocas metamáficas asociadas. Si bien los autores que estudiaron este depósito determinaron que la roca caja corresponde a los metagabros aflorantes en el área, en este trabajo no se observó a la mineralización recortando al metagabro, sino siempre recortando al cloritoesquisto.

En referencia a la fuente de los fluidos hidrotermales circulantes en el área, y en sintonía con lo propuesto por Oyhançabal (2004), se asume que la fuente del plomo podría tener origen en las metavulcanitas ácidas o en los granitoides cercanos a la Mina, mientras que la procedencia del cobre podría vincularse a los metagabros y las metavolcánicas básicas.

6. Bibliografía

- Barker, A. J. (2014). *A Key for Identification of Rock-Forming Minerals in Thin Section*. CRC Press.
- Barnes, H. L. (1975). 13.—Zoning of Ore Deposits: Types and Causes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 69(13), 295–311.
doi:10.1017/S008045680001526X
- Barnes, H. L. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3rd ed). Wiley.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 469 pp.
- Bossi, J. (1978). *Recursos Minerales del Uruguay*. Ediciones Daniel Aljanati. Montevideo.
- Bossi, J.; Preciozzi, F. & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay, 1: Terreno Piedra Alta. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo. I: 1-50.
- Brito Neves, B. B. de, & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23-40.
- Cernuschi, F., Dilles, J. H., Osorio, J., Proffett, J. M., & Kouzmanov, K. (2023). A reevaluation of the timing and temperature of copper and molybdenum precipitation in porphyry deposits. *Economic Geology*, 118(5), 931–965.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.5032>
- Cernuschi, F., González, F., Morales Demarco, M., Marmisolle, J., Conti, B., & Bossi, J. (2018). Breve historia de la exploración y explotación de recursos minerales y energéticos en Uruguay y perspectivas a futuro. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 21, 1–23.

Emmons, W.H. (1936) Hypogene zoning in metalliferous lodes. Report 1 of the 16th International Geological Congress, 417–32.

Emsbo, Poul, Seal, R.R., Breit, G.N., Diehl, S.F., and Shah, A.K., (2016). Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposit model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–N, 57 p., <http://dx.doi.org/10.3133/sir20105070N>.

Fesefeldt, K. (1988). Asesoramiento geológico y yacimentológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología. Misión Geofísica Alemana – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Proyecto n° 84.2024.2, 102: pp. 1-186. Hannover.

Fragoso César, R. (1980). O cratón do Río de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia; Anais, 5:1879-2892. Brasil.

Fragoso Cesar, A., Machado, R., Gómez Rifas, C. (1987). Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 3, SBGeol, núcleo Sureste, Curitiba, Atas, 2:791-809.

Gaucher, C., Frei, R., Chemale, F., Frei, D., Bossi, J., Martínez, G., Chiglino, L. & Cernuschi, F. (2011). Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia?. International Journal of Earth Sciences, 100(2), 273-288.

Gaucher, C., Bossi, J., Martínez, G., Chiglino, L., Frei, R., & Sial, A. N. (2014). Grupo Parque UTE. Geología del Uruguay, Predevónico. Universidad de la República, Montevideo, 215-232.

- Guilbert, J.M. and Park, C. F. (1986). *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, New York.
- Hueck, M., Oyhantcabal, P., Philipp, R.P., Stipp Basei, M.A., Siegesmund, S. (2018). The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay (Chpt 11). In: S. Siegesmund et al. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*-Springer Int. Pub. AG: pp. 267-302. Berlin.
- Leach, D.L., Taylor, R.D., Fey, D.L., Diehl, S.F., and Saltus, R.W., (2010). A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores, chap. A of *Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–A*, 52 p.
- Ledoux, J. (1960). Informe sobre varios yacimientos metalíferos en los departamentos de Lavalleja y Maldonado. Naciones Unidas, Misión Uruguay. Montevideo.
- Masquelin, H. (2006): El Escudo Uruguayo. En Veroslavsky, G., Martínez S. y Ubilla M. (eds). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay – Paleozoico*. DIRAC Facultad de Ciencias.
- McMillan, J. (1933). Terrenos precámbricos del Uruguay. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 18, 1-60.
- Midot, D. (1984). Étude géologique et diagnostique métallogénique pour l'exploration du secteur Minas (Uruguay). Tesis, 3ème Cycle, Université P. et M. Curie. Paris, Francia. pp. 1175.
- Mindat.org. (2024). Mindat.org - Mineral Database. <https://www.mindat.org/>
- Morales Demarco, M., Oyhantçabal, P., Stein, K.-J., & Siegesmund, S. (2012). Dolomitic slates from Uruguay: Petrophysical and petromechanical characterization and

Morales Demarco, M., Frevenza, C., Curbelo, A., Oyhantçabal, P. (2023). Resultados preliminares del análisis calcográfico de mineralizaciones de metales base y oro en la zona Minas - Pan de Azúcar. Actas Primeras Jornadas de Geología y Minería Jorge Bossi (p34).

Núñez Demarco, P., Masquelin, H. Sánchez Bettucci, L. (2018). Historia de la geología precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales, tecto-estratigráficas sus límites y nomenclaturas, Revista Investigaciones, Montevideo, 1(2):1-16.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Konopásek, J., Basei, M.A.S., Frei, R., Sláma, J., Wemmer, K., Siegesmund, S., (2019). Late paleoproterozoic and mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez terrane (Uruguay): tightening up correlations in southwestern Gondwana. Precambrian Res. 327, 296–313.
<https://doi.org/10.10016/j.precares.2019.04.012>

Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Goso, E., Heimann, A., & Bergalli, L. (2001). Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas en la hoja Fuente del Puma (Sur de Minas). III Congreso Uruguayo de Geología y XI Congreso Latinoamericano de Geología, Montevideo, Uruguay. CD Abstract, 246.

Oyhantçabal, P. (2004). Elementos potencialmente tóxicos en los suelos de la Hoja "Fuente del Puma. Tesis de maestría, Universidad de la República. Facultad de Ciencias, Maestría en Ciencias Ambientales.

- Oyhantcabal, P. (2005). The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Dissertation, University of Goettingen.
- Oyhantçabal, P., Sánchez Bettucci, L., Peçoits, E., Aubet, N., Peel, E., Preciozzi, F., & Basei, M. A. (2005). Nueva propuesta estratigráfica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). In XII Congreso Latinoamericano de Geología, Quito (CD-ROM).
- Paar, W. H., de Brodtkorb, M. K., Putz, H., & Martin, R. F. (2016). Atlas of ore minerals: Focus on epithermal deposits of Argentina. The Canadian Mineralogist, Special Publication 11. Fundación Empremin, Commission on Ore Mineralogy.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics. Springer.
- Pirajno, F. (2009). Hydrothermal processes and mineral systems. Springer.
- Pohl, W. L. (2011). Economic geology: Principles and practice. Wiley-Blackwell.
- Porada H. (1989). Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrian Research, 44(2), 103-136.
- Preciozzi, F., Spoturno J., Heinzen, J. (1979): Carta Geo-Estructural del Uruguay escala 1: 2.000.000, Ministerio de Industria y Energía – Montevideo – Uruguay.
- Preciozzi, F. (1989). Características metalogenéticas de la secuencia vulcano-sedimentaria del Grupo Lavalleja (Ciclo Brasileño): región Minas-Pan de Azúcar, Uruguay. Contribuciones a la Geología del Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología, 3: Informe Técnico, 15 pág.
- Ramdohr, P. (1969). The ore minerals and their intergrowths (3rd ed.). Pergamon Press.
- Robb, L. (2005). Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing.

- Robertson, S. (1999). BGS Rock Classification Scheme Volume 2: Classification of Metamorphic Rocks. British Geological Survey Research Report, RR 99–02. Keyworth, Nottingham, UK. © NERC.
- Rossello, E., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (1999). El lineamiento Santa Lucía-Aiguá Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura atlántica? V Simposio sobre o Cretáceo do Brasil I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, pp. 443-448, Serra Negra, Brasil.
- Rossini, C.A y Legrand, J.M. (2003). Eventos tecto-metamórficos del Grupo Carapé: un modelo para su evolución Neoproterozoica. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 1:49-67
- Sacco, E. (1939a) Zona Lavalleja. Mina Apolonia. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939b) Zona Lavalleja. Mina Arrospide. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939c) Zona Lavalleja. Mina Chape. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939d) Zona Lavalleja. Mina Oriental. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939e) Zona Lavalleja. Planta Industrial. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939f) Zona Lavalleja. Mina Ramallo. UTE. Laboratorios.
- Sacco, E. (1939g) Zona Lavalleja. Mina Valencia. UTE. Laboratorios.
- Sánchez Bettucci, L. (1998). Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas - Piriápolis, Uruguay. Tesis Doctoral, FCEN, Universidad de Buenos Aires, 344pág.
- Sánchez-Bettucci, L., Oyhançabal, P., Loureiro, J., Ramos, V. A., Preciozzi, F., & Basei, M. A. S. (2004). Mineralizations of the Lavalleja Group (Uruguay), a probable

Neoproterozoic volcanosedimentary sequence. *Gondwana Research*, 7(3), 745-751.

Shanks, W.C. Pat, III, and Thurston, Roland, eds., (2012). Volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C, 345 p.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., & Faraone, M. (2019). Mapa geológico del Departamento de Lavalleja a escala 1: 100.000. Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM) y Facultad de Ciencias (UDELAR), Uruguay. Primera Edición.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., & Loureiro, J. (2012). Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1: 100.000. Facultad de Ciencias—DINAMIGE.

Spoturno J., Oyhantçabal, P., Faraone, M. (2017) Mapa geológico del Departamento de Lavalleja, a escala 1: 100000. Facultad de Ciencias—DINAMIGE.

Spoturno, J., Oyhantçabal, P., & Faraone, M. (2019). El Complejo Zanja del Tigre: Una faja mesoproterozoica aflorante en los Departamentos de Lavalleja y Maldonado. *Actas IX Congreso Uruguayo de Geología* (p59).

Spry, P. G., & Gedlinske, B. L. (1987). Tables for the determination of common opaque minerals. Economic Geology Publishing Company.

Taylor, R. G. (2010). *Ore textures: Recognition and interpretation* (2nd ed.). Springer.

Thompson, J. F. H., & Thompson, J. F. H. (1996). *Atlas of alteration*. Mineral Deposit Research Unit, University of British Columbia.

Warr, L. N. (2021). IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291-320.

7. Anexos

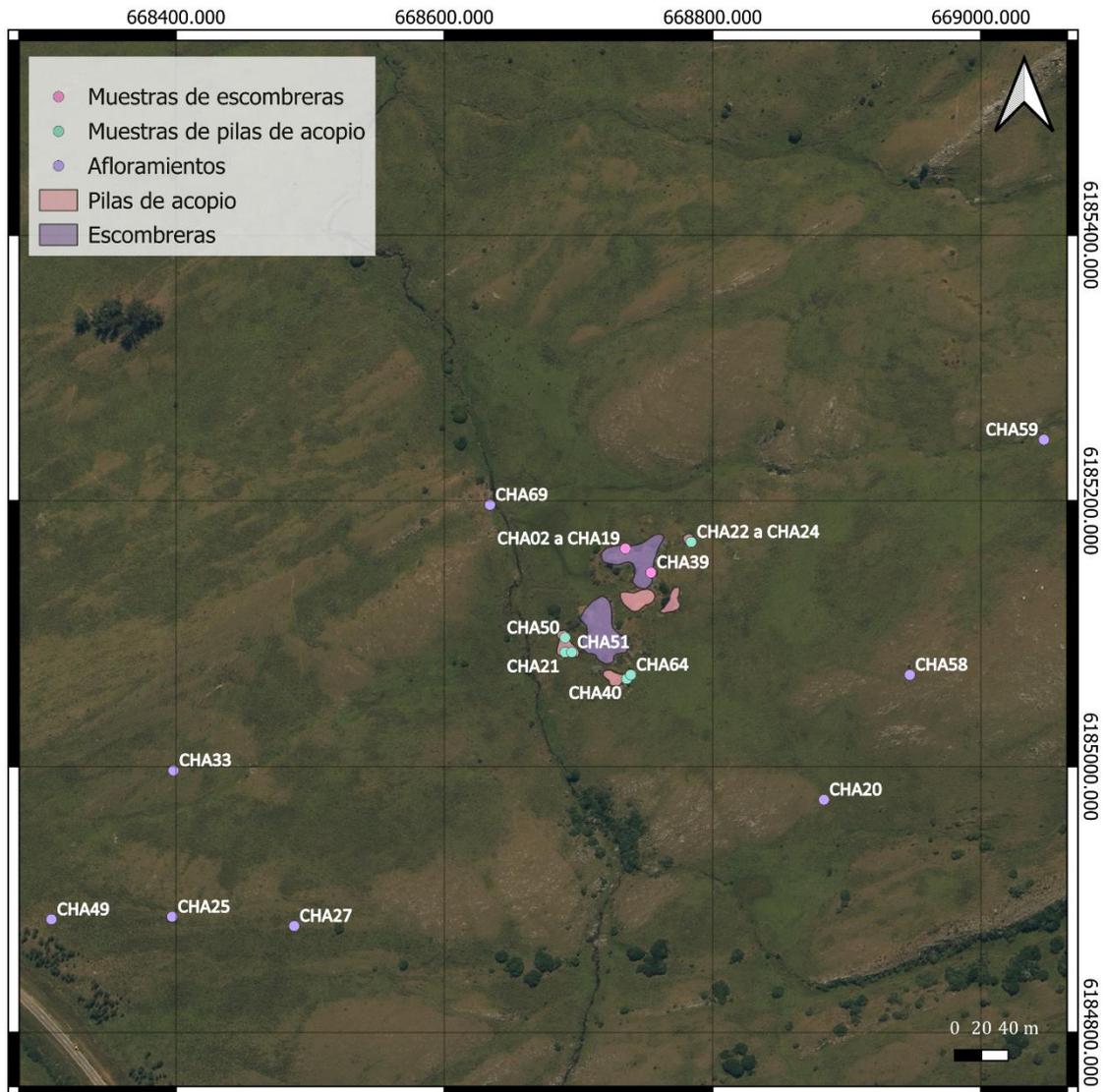


Fig. A1) Ubicación de muestras en el área de trabajo.

Tabla A1: Láminas y probetas analizadas (LD: lámina delgada; LDP: lámina delgada y pulida, PR: probeta)

Muestra	LD	LDP	PR	Ilm	Mag	Hem	Gth	Py	Pyh	Pn	Ccp	Cbn	Cv	Dg	Gn	Sp	Mrc	Qz	Plg	Hbl	Act	Ep	Clz	Zoi	Clo	Ms	Bt	Cal	Ttn	Azu	Mlc	Ccl	Tur	Tr				
CHA02	x	x	x						x	x	x					x	x	x							x									x				
CHA03	x		x				x	x	x		x	x				x	x	x							x									x				
CHA04	x															x		x																	x			
CHA05	x									x	x					x	x	x							x										x			
CHA06		x	x							x	x					x	x	x	x							x									x			
CHA07	x										x						x	x	x	x				x	x									x	x			
CHA11	x																x	x							x										x	x		
CHA12	x																x								x											x		
CHA13-1		x								x						x		x							x													
CHA13-2	x									x						x		x																				
CHA14		x								x						x		x							x											x		
CHA15		x	x				x	x	x		x					x	x	x	x						x											x		
CHA17	x																x	x								x												
CHA19-2	x		x						x		x					x	x		x	x															x	x		
CHA19-3	x																x								x											x	x	
CHA20	x		x	x					x		x						x	x	x	x	x	x	x	x	x													
CHA21		x								x	x					x	x	x																				
CHA22	x		x								x					x		x																			x	x
CHA23-1		x					x	x	x	x	x					x		x	x																			
CHA24		x					x	x	x		x					x	x	x	x	x																		
CHA25	x		x						x	x							x	x	x							x											x	x
CHA27	x																x									x											x	x
CHA28		x							x				x			x																						x
CHA33	x																			x	x		x		x	x											x	
CHA39	x								x		x					x		x																			x	x
CHA40	x															x		x																				x
CHA49	x		x						x								x								x													x
CHA50	x		x						x	x	x					x		x																				
CHA51	x		x						x	x						x	x	x																				x
CHA58	x		x	x	x	x					x																											x
CHA59	x		x							x																												x
CHA64	x		x						x	x						x	x	x	x																			x
CHA69	x																																					x
CH2			x						x	x						x	x	x																				x
CH1			x						x	x						x	x	x	x																			

Tabla A2: Propiedades generales de los minerales opacos observados.

Mineral	Abreviación Warr (2021)	Composición	Reflectancia	Birreflectancia	Color	Dureza	Pleocroísmo	Anisotropía	Reflejos internos	Madras
Calcopirita	Cop	CuFeS ₂	Fuerte: 44,6 - 45,0 % Media: 7,2 - 23,7 %	Casi imperceptible	Amarillo fuerte a latón	Media: 3,5 - 4	Rara vez observable	Sí	No presenta	Lamelas
Covelina	Cv	CuS	Fuerte: 35,4 - 39,4 % Media: 23,1 %	Sí	Celeste con tintes violáceos y azules	Media: 4,5	Media: celestes intensos, violetas, lilas, azules	Moderada a fuerte	No presenta	No presenta
Cubanita	Cbn	CuFe ₂ S ₃	Fuerte: 35,4 - 39,4 % Media: 23,1 %	Sí	Beige claro a color durazno	Media: 3,5 - 4	Moderada: gris crema a gris amarronado	Fuerte: tintes azules a bordeaus	No presenta	Finas macias lamelares
Digenita	Dg	Cu ₉ S ₅	Fuerte: 35,4 - 39,4 % Media: 23,1 %	No presenta	Celeste grisáceo	Blanda: 2,5-3	No pleocroica	Isótropa	No presenta	No presenta
Esferalerita	Sp	(Zn,Fe)S	Baja: 16,7 % Fuerte: 43,1 %	No presenta	Gris oscuro con tintes marrones y azules	Media: 3,5 - 4	No pleocroica	Isótropa	Sí, variables en cuanto al contenido de Fe: a mayor Fe, mayores tonos rojizos	En algunas direcciones
Galena	Gn	PbS	Baja: 15,5 - 17,5 % Fuerte: 26,1 - 30,2 %	No presenta	Blanco a gris claro	Blanda: 2,5	No pleocroica	Isótropa	No presenta	No presenta
Goethita	Gth	FeO(OH)	Baja: 15,5 - 17,5 % Fuerte: 26,1 - 30,2 %	Sí	Gris claro con tintes azules	Dura: 5 - 5,5	Débil, se visualiza mejor en glicerina	Moderada: Grises amarronados y verdosos	Sí, amarillos rojizos a marrones rojizos	No presenta
Hematita	Hem	Fe ₂ O ₃	Baja: 17,0 - 20,1 % Fuerte: 48,2 - 55,8 %	Leve	Gris con tintes rosáceos a lilas	Dura: 5-6	Débil, se visualiza mejor en glicerina	Moderada	Sí, son comunes en tonos rojos intensos	Lamelas
Ilmenita	Ilm	Fe ⁺² TiO ₃	Baja: 17,0 - 20,1 % Fuerte: 48,2 - 55,8 %	Leve	Gris con tintes rosáceos a lilas	Dura: 5-6	Débil, se visualiza mejor en glicerina	Fuerte: gris verdoso a gris amarronado	Raros, marrones oscuros	Comunes e intercrecidas con magnetita
Magnetita	Mag	Fe ⁺² Fe ₂ ⁺³ O ₄	Media: 20,0 % Fuerte: 48,2 - 55,8 %	No presenta	Gris con tinte amarronado	Dura: 5,5	No pleocroica	Isótropa	Presenta sólo en términos ricos en Mn	Comúnmente en macias lamelares en ilmenita
Marcasita	Mrc	FeS ₂	Fuerte: 48,2 - 55,8 % Fuerte: 46,5 %	Sí	Blanco amarillento con tintes rosáceos	Dura: 6 - 6,5	Fuerte, amarillos a rosados	Fuerte	No presenta	Lamelas
Pentlandita	Ph	(Fe, Ni) ₅ S ₈	Fuerte: 46,5 % Fuerte: 51,7 %	No presenta	Blanco crema	Media: 3,5 - 4	No pleocroica	Isótropa	No presenta	No presenta
Pirita	Py	FeS ₂	Fuerte: 51,7 % Fuerte: ~34,0 - 39,9 %	No presenta	Blanco amarillento	Dura: 6 - 6,5	No pleocroica	Isótropa	No presenta	No presenta
Pirrotina	Pyh	Fe _{1-x} S	Fuerte: ~34,0 - 39,9 %	Sí	Rosado crema amarronado	Media: 4	Sí	Fuerte: amarillos grisáceos, grises verdosos y azulados	No presenta	No presenta