



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y MODELO GENÉTICO DE LOS  
MOLIBDATOS DE PLOMO Y PARAGÉNESIS ASOCIADAS EN EL  
DISTRITO CACHIYUYO DE LLAMPOS, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener  
el título de Geólogo

Profesor Guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Manuel Alberto Alvarez Alvarez

Copiapó, Chile 2022



UNIVERSIDAD  
**DE ATACAMA**

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA, MINERALOGÍA Y MODELO GENÉTICO DE LOS  
MOLIBDATOS DE PLOMO Y PARAGÉNESIS ASOCIADAS EN EL  
DISTRITO CACHIYUYO DE LLAMPOS, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

Profesor Guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Manuel Alberto Alvarez Alvarez

Copiapó, Chile 2022

*“Sean su propia lámpara, no busquen otro refugio  
que ustedes mismos... que la verdad sea vuestra luz.”*

Buda Shakyamuni

## **Agradecimientos**

Agradezco en primer lugar a mi profesor guía, Dr. Karl Riveros Jensen, por la oportunidad, conocimientos y herramientas brindadas que me acompañaron en mi trabajo de tesis y vida universitaria. Agradezco de igual manera a Don Walter Ortega, dueño de la propiedad minera Capricornio, en donde se realizó el estudio por la excelente disposición, permisos y buen trato que me brindó en cada una de las salidas a terreno, permitiendo el desarrollo de mi trabajo de tesis. Agradezco muy especialmente al Museo Mineralógico de la Universidad de Atacama por los excelentes años en los que tuve el privilegio de colaborar. A José Peña Pérez y Herman Araya González, mis amigos y compañeros, y a todos los que alguna vez integramos tan maravilloso lugar.

Agradezco a mis amigos que en todo momento me han apoyado y compartido más de un momento de felicidad y de tristeza, que siempre han estado ahí sin importar día y lugar. A mis amigos Fabrizio Fuentes, Nicole Carvajal, Camilo Crisóstomo y Raúl Céspedes; que los momentos compartidos y trabajados juntos sean testigos eternos de nuestra amistad.

Agradezco a mi familia por todo el amor, entrega y apoyo incondicional que me han dado a lo largo de mi vida. A mi madre Delia por el amor eterno y sacrificio que día a día ha realizado por nuestra familia, hoy no sería ni la mitad de lo que soy hoy si no fuera por alguien como ella. Espero un día ser capaz de retribuir, aunque sea una fracción de lo que ella me entregó. A mi hermano Carlos, a mis abuelos y a mi familia que siempre han apoyado y estado orgulloso de mi, gracias de corazón.

Finalmente, agradezco infinitamente a quien forma parte de quien soy hoy en día. A Nataly, mi compañera de vida, compañera de aventuras y sueños. No hay palabras para agradecer lo importante y determinante que has sido para mí, para lograr este momento y estar donde hoy estoy. Gracias absolutamente por todo, por tu amor, amistad, confianza, apoyo, entendimiento y empuje. Que lo que hemos recorrido y logrado hasta hoy, sean la base de lo que construiremos en el mañana. Que así sea.

## Contenido

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO .....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.2.1 Objetivo General .....	3
1.2.2 Objetivos Específicos.....	3
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS .....	3
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	5
2.1 MOLIBDENO .....	5
2.2 MOLIBDATO DE PLOMO .....	7
2.2.1 Wulfenita.....	7
2.2.2 Descubrimiento y ocurrencia a nivel mundial .....	7
2.2.3 Cristalografía.....	9
2.2.4 Obtención de molibdeno a partir de wulfenita.....	10
2.2.5 Grupo Scheelita.....	10
2.3 PROCESOS MAGMÁTICOS E HIDROTERMALES .....	12
2.3.1 Fuentes de metales en los magmas.....	13
2.3.2 Alteración Hidrotermal .....	13
2.3.3 Factores para formación de minerales en sistemas hidrotermales .....	16
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....	19
3.1 Unidades intrusivas .....	19
3.1.1 Plutón Cachiyuyo (62-60 Ma).....	19
3.2 Unidades estratificadas .....	19
3.2.1 Formación Venado.....	19
3.3 Unidades no estratificadas.....	20

3.3.1 Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno Superior-Plioceno).....	20
3.3.2 Depósitos aluviales (Cuaternario) .....	21
3.3.3 Depósitos fluviales (Cuaternario) .....	21
3.4 Estudios Previos .....	23
CAPÍTULO 4: MARCO METODOLÓGICO .....	24
4.1 Fluorescencia de Rayos X (XRF).....	24
4.1.1 Tubo de rayos-x.....	24
4.1.2 Filtros .....	25
4.1.3 Aberturas y óptica de rayos X.....	25
4.1.4 Detector .....	25
4.2 Difracción de rayos X (XRD) .....	27
CAPÍTULO 5: METODOLOGÍA .....	29
5.1 ETAPA DE PRE-TERRENO.....	29
5.1.1 Recopilación de bibliografía .....	29
5.1.2 Creación de base de mapeo .....	29
5.2 ETAPA DE TERRENO .....	30
5.2.1 Levantamiento geológico .....	30
5.3 ETAPA DE GABINETE.....	30
5.3.1 Descripción macroscópica .....	30
5.3.2 Preparación y descripción de muestras secciones transparentes y pulidas .....	31
5.3.3 Fluorescencia de rayos X .....	32
5.3.4 Difracción de rayos X .....	33
CAPÍTULO 6: RESULTADOS.....	34
6.1 GEOLOGÍA LOCAL .....	34
6.1.1 Unidades litológicas .....	34

6.1.2 Mineralización y alteración.....	42
6.2 GEOQUÍMICA .....	54
6.2.1 Diagramas de concentraciones de elementos trazas .....	54
6.2.2 Diagramas bi-variantes de elementos trazas de interés .....	59
<b>CAPÍTULO 7: DISCUSIÓN.....</b>	<b>64</b>
7.1 Evolución geológica de área del estudio .....	64
7.2 Unidades geológicas .....	65
7.3 Mineralización.....	67
7.4 Geoquímica .....	70
7.5 Modelo Genético .....	72
<b>CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....</b>	<b>78</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>80</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>87</b>

Figura 1.- Mapa de ubicación y acceso al área de estudio. Extraído y modificado de Google Earth Pro.....	4
Figura 2.- Mineralización de wulfenita de Mina Red Cloud, Arizona, EE.UU (A) y Mina Erupción, montes Los Lamentos, México (B). .....	8
Figura 3.- Representación de la distribución de tungsteno y molibdeno en la serie sólida de wulfenita-stolzita.....	9
Figura 4.- Representación de estructura tipo scheelita en wulfenita. Modificado de Cora et al. (2011). .....	11
Figura 5.- Esquema de composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermales y porfídicos según el pH de las soluciones mineralizantes, modificado de Colbert y Leach, 1998 (Camprubí et al, 2003). .....	16
Figura 6.- Mapa geológico simplificado del área de estudio. Escala 1:100.000 Extraído y modificado de Arévalo (2005) y SERNAGEOMIN (2009). .....	22
Figura 7.- Principio de funcionamiento del método de fluorescencia de rayos X .....	26
Figura 8.- Esquema de funcionamiento de difractómetro de rayos X .....	28
Figura 9 Lupa trinocular MOTIC SMZ-161 .....	31
Figura 10 Microscopio petrográfico modelo MOTIC BA310 POL+EPI trinocular.....	32
Figura 11 Analizador portátil de XRF S1 TITAN .....	33
Figura 12.- Analizador de XRD D8 ENDEAVOR .....	33
Figura 13.- Roca de caja de composición cuarzo monzonítica.....	34
Figura 14.- (A) Cristales de plagioclasa subhedrales, con fracturamiento moderado y desarrollo de alteración sericítica moderada. Presencia de cuarzo secundario alrededor de plagioclasa y en sus fracturas. (B) Biotita subhedral con alteración clorítica rica en hierro y desarrollo de pistacita al interior del cristal.....	35
Figura 15.- (A) Ortoclasa anhedral con textura perítica y alteración sericítica leve. (B) Hornblenda anhedral (Hbl) con alteración moderada a epidota. Presencia de cuarzo secundario rodeando cristales de plagioclasa, ortoclasa y hornblenda. ....	36
Figura 16.- Roca de caja de composición granodiorítica.....	36

Figura 17.- (A) Desarrollo de textura de intercrecimiento entre cuarzo y ortoclasa de carácter secundario. Se observa alteración sericítica en ortoclasas primarias y secundarias. (B) Plagioclasas subhedrales a anhedrales con alteración intensa a sericita, obliterando textura inicial. Desarrollo de cuarzo secundario rodeando las plagioclasas.	37
Figura 18.- (A) Vetilla de calcita que atraviesa cristal de plagioclasa de textura subhedral y alteración sericítica moderada. La vetilla posee un ancho promedio de 250 $\mu\text{m}$ y corta del mismo modo las mineralizaciones secundarias de cuarzo. (B) Plagioclasa con alteración sericítica intensa que oblitera parcialmente la textura original.	38
Figura 19.- Roca de caja de composición cuarzo monzodiorítica	38
Figura 20.- (A) Biotita subhedral con leve alteración clorítica rica en magnesio. Se observa ortoclasa con desarrollo de textura pertítica, alteración sericítica moderada y epidotización leve (pistacita). (B) Plagioclasa subhedral con desarrollo de maclado polisintético con alteración sericítica moderada. En su borde inferior se observa el desarrollo de epidota tipo pistacita.	39
Figura 21.- (A) Biotita anhedral alterando intensamente a clorita rica en Magnesio. Se observa desarrollo de Pistacita en su interior. Presencia de mineralización de mena (minerales opacos). (B) Plagioclasa obliterada completamente debido a alteración sericítica intensa. Se observa cristal de pistacita en el interior de plagioclasa.	40
Figura 22.- Dique hipabisal de microtonalita porfídica	40
Figura 23.- (A) Fenocristal de hornblenda de textura anhedral, con epidotización intensa. Se observa masa félsica de ortoclasa y cuarzo. (B) Fenocristal de plagioclasa subhedral y maclado polisintético. Presenta albitización en sus bordes y desarrollo de pistacita en su interior. Fenocristal de ortopiroxeno anhedral y alto relieve. Ambos fenocristales se encuentran rodeados por masa félsica.	41
Figura 24.- Fenocristales de hornblenda y ortopiroxeno de textura anhedral rodeados por masa félsica de ortoclasa y cuarzo en proporción 1:1 en vista NC (A) y NP (B).	42
Figura 25.- Mineralización por reemplazo. Se observa relicto anhedral de magnetita hipógena, sin orientación preferencial y con fracturamiento de carácter irregular siendo reemplazado a hematita. Imagen en NC (A) y NP (B).	43
Figura 26.- (A) Cristal de calcopirita anhedral. Se observa reemplazo por enriquecimiento supérgeno a calcosina en bordes e interior del cristal. (B) Relicto de	

magnetita hipógena siendo reemplazada por hematita (gris claro) y Goethita (gris oscuro).....	44
Figura 27.- (A) Zona ampliada a la mineralización de covelina. Se observa anisotropía característica. (B) Cristal anhedral de calcopirita en reemplazo por enriquecimiento supérgeno a covelina en el radio más cercano a mineralización primaria y a calcosina en los bordes exteriores.....	44
Figura 28.- (A) Veta de molibdenita de espesor máximo y promedio de 8 y 5 cm respectivamente. Se observa hábito radial de los cristales. (B) Veta de cuarzo y galena. Se observa que la mineralización de galena se encuentra hacia los bordes exteriores de la veta, mientras que el cuarzo recorre la veta exclusivamente a través de su centro.....	45
Figura 29.- (A) Galena anhedral con surcos triangulares característicos siendo alterada en sus bordes por cerusita. Se observa mineralización de covelina en borde inferior. (B) Vetilla de galena y cuarzo observada en lupa binocular con un espesor de 6 mm. Se observa hábito característico de la galena.....	45
Figura 30.- (A) Vetilla de cuarzo de 700 $\mu\text{m}$ de espesor. Se observa mineralización de oro en hábito dendrítico con una longitud aproximada de 1000 $\mu\text{m}$ . (B) Cavidad en veta de cuarzo que se encuentra rellena parcialmente por oro. Se observa una disminución en la reflectividad del oro a medida que éste ingresa en la cavidad. ....	46
Figura 31.- (A) Agregado de cristales subhedrales de esfalerita con pequeñas inclusiones de calcopirita. (B) Cristal subhedral de esfalerita con inclusiones de calcopirita. Se observa en NC las reflexiones internas características en los bordes del cristal.....	47
Figura 32., (A) Veta mineralizada con desarrollo de crisocola botroidal, wulfenita y goethita, siendo recubiertas por calcedonia/cuarzo. (B) Veta de 2 cm de espesor con mineralización de crisocola y cuarzo, acompañando mineralización primaria de galena. ....	47
Figura 33.- Rajo de dimensiones menores realizado para la búsqueda de óxidos de cobre. Se observa una baja ley asociada a crisocola por lo que se desistió de su continuación. Se observa una pérdida de continuidad en la mineralización debido a la presencia de una falla que corta su desarrollo. ....	48

Figura 34.- (A) Malaquita con hábito acicular radial relleno de cavidad en matriz de óxidos de hierro. (B) Contenidos de azurita y malaquita en patina en veta con mineralizaciones primarias y secundarias de plomo.....	49
Figura 35.- (A) Rosasita botroidal en cavidad rellena por hematita recubierta por cuarzo microcristalino. (B) Cristales tabulares de hemimorfita sobre cuarzo que recubre mineralizaciones de rosasita y óxidos de hierro.....	49
Figura 36.- (A) Veta con mineralización de galena con desarrollo de hábito isométrico siendo alterada por en sus bordes inmediatos por cerusita. Se observa alteración a massicot en borde exterior. (B) Motramita botroidal cubriendo completamente a mineralización de wulfenita. ....	50
Figura 37.- (A) Mineralizaciones de minium y massicot alterando cristales de galena. Se observa crisocola en patina y en cantidades menores alrededor de galena. (B) Cristales de galena alterando a minium. ....	51
Figura 38.- (A) Cristales de wulfenita tabulares acompañados de un desarrollo de pequeños cristales piramidales de mimetita sobre óxidos de hierro. (B) Alteración de molibdenita a ferrimolbdenita. Se observa contenido menor de selenita alrededor de molibdenita.....	52
Figura 39.- Difractograma realizado para la determinación del contenido de arcillas. El análisis se realizó con tratamiento en fracción fina (Muestra W2 FF), con tratamiento en Etilenglicol (Muestra W2 E), con tratamiento térmico a 400°C (Muestra W2 400) y con tratamiento térmico a 550°C (Muestra W2 550).....	53
Figura 40.- Mapa de localización de muestras tomadas para análisis de Fluorescencia de Rayos X.....	54
Figura 41 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-1 .....	55
Figura 42 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-2 .....	55
Figura 43 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-3 .....	56
Figura 44 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-4 .....	56
Figura 45 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-6.....	57
Figura 46 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-7 .....	57
Figura 47 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-8.....	58
Figura 48 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-9 .....	58

Figura 49.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Zn y Cu.....	59
Figura 50.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Mo y Cu.....	60
Figura 51.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de As y Cu.....	61
Figura 52.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Pb y Mo. ....	62
Figura 53.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Ni y Fe.....	63
Figura 54.- Comparación de la cristalización de esfalerita con pequeñas inclusiones micrométricas de calcopirita (5-10 $\mu\text{m}$ ) en muestras del área de estudio (A) y de Neumann (2020) (B), .....	68
Figura 55.- Variaciones de concentraciones de elementos menores y trazas presentes a nivel cortical promedio (Vinogradov, 1962 y Wedepohl, 1995) en comparación con las concentraciones presentes en el área de estudio. Se excluye del gráfico los contenidos de plomo presentes en el área de estudio versus las concentraciones promedio en la corteza terrestre para permitir mayor visualización del resto de concentraciones. ....	71
Figura 56.- Concentraciones en escala logarítmica de Zn, Ag, Cd, Sb y Pb presentes en el área de estudio en contraposición con las concentraciones promedio en la corteza terrestre.....	72
Figura 57.- Desarrollo de mineralización de calcita hojosa (A). Se observa un reemplazo a cuarzo criptocristalino manteniendo el hábito hojoso (B).....	73
Figura 58.- Vetas de calcedonia presentes en el área de estudio (A). Vista aumentada de mineralización de calcedonia (B).....	74
Figura 59.- Veta de calcedonia con material de roca de caja, sedimentos finos y fragmentos de sílice en su interior (A). Vista aumenta del interior de la veta con fragmentos de roca de caja (B).....	75
Figura 60.- Estabilidad de temperatura de minerales hidrotermales más comunes presentes en ambientes epitermales, según su estabilidad con respecto a su pH. Extraído y modificado de Hedenquist et al. (1996) .....	76
Figura 61.- Concentraciones en escala logarítmica de Cu, Zn, As, Se, Ag, Sb, Au y Hg presentes en el área de estudio en relación con las concentraciones promedio presentes en la corteza terrestre. ....	77

Tabla 1.- Producción minera y reservas de molibdeno a nivel mundial. Extraído y modificado de Molybdenum Commodity Summaries 2022, USGS.....	6
Tabla 2.- Resultados de análisis de XRD para arcillas. Se observa un contenido de montmorillonita-illita, illita y caolinita por sobre el límite de detección.....	53
Tabla 3.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos x (XRF) para elementos mayores en zonas de interés.....	87
Tabla 4.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	88
Tabla 5.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	89
Tabla 6.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	90
Tabla 7.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	91
Tabla 8.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	92
Tabla 9.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	93
Tabla 10.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.....	94

## Abreviaciones minerales

Qz: Cuarzo

Plg: Plagioclasa

Ort: Ortoclasa

Bt: Biotita

Hbl: Hornblenda

Sr: Sericita

Ps: Pistacita

Clr: Clorita

Opx: Ortopiroxeno

Opc: Minerales opacos

Alb: Albita

Cal: Calcita

Py: Pirita

Cpy: Calcopirita

Cc: Calcosina

Cv: Covelina

Bn: Bornita

Dg: Digenita

Mo: Molibdenita

Hm: Hematita

Mg: Magnetita

Gn: Galena

Au: Oro

Ox: Óxidos de hierro

Mlq: Malaquita

Az: Azurita

Wlf: Wulfenita

Cer: Cerusita

Gth: Goethita

Rs: Rosasita

Fm: Ferrimolibdita

Se: Selenita

Mmt: Mimetita

Crs: Crisocola

Mss: Massicot

Min: Minium

## Resumen

El área de estudio se encuentra ubicada en el interior del Plutón Cachiyuyo, en el Distrito Minero Cachiyuyo de Llampos a unos 49 kilómetros de la ciudad de Copiapó, Chile. El Plutón posee una edad de  $62,3 \pm 2,0$  Ma y su emplazamiento se interpreta como un stock que habría intruido el núcleo volcánico del sistema en etapas tardías del ciclo volcánico asociado a la Formación Venado. La litología del área corresponde a una unidad de Granodiorita, con variaciones a cuarzo-monzonita y cuarzo-monzodiorita, las que son interpretadas como gradaciones composicionales asociadas a la periferia del Plutón y al contacto con la roca de caja de la Formación Venado.

La mineralización presente se encuentra mayoritariamente de forma vetiforme, en un sistema de vetas de orientación dominante NE y manteo NW, con potencias promedio de 0,5 metros y corridas que superan los 2 kilómetros. La mineralización presenta contenidos anómalos de Zinc, Plomo, Hierro, Cobre, Molibdeno y Oro, los que se ven reflejados en mineralizaciones hipógenas como esfalerita, galena, pirita, calcopirita molibdenita y oro; mineralizaciones por enriquecimiento supérgeno como calcosina, covelina y bornita, y mineralización supérgena como hemimorfita, rosasita, mimetita, motramita, massicot, minium, óxidos de hierro, crisocola, azurita, malaquita, wulfenita y ferrimolibdita.

La caracterización geoquímica entrega una asociación mineralogénica de carácter polimetálico, en donde los patrones geoquímicos a altas concentraciones de Pb, Zn, Ag, Cd y Sb, permiten establecer una “señal polimetálica”, la cual corresponde a vetas asociadas a yacimientos epitermales o mesotermiales. Se infiere un modelo genético de la mineralización a un hidrotermalismo epitermal de baja sulfidación con desarrollo de vetas polimetálicas debido a las caracterizaciones petrográficas del área de estudio, el análisis geoquímico realizado en el sector y las evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de dicho modelo genético.

Mineralización – Alteración – Epitermal Baja Sulfidación – Hidrotermal – Vetas Polimetálicas
--

## Abstract

The study area is located inside the Cachiyuyo Pluton, in the Cachiyuyo de Llampos Mining District, about 49 kilometers from the city of Copiapó, Chile. The Pluton has an age of  $62.3 \pm 2.0$  Ma according to dating done in the sector, and its emplacement is interpreted as a stock that would have intruded the volcanic core of the system in late stages of the volcanic cycle associated to the Venado Formation. The lithology of the area corresponds to a Granodiorite unit, with variations to quartz-monzonite and quartz monzodiorite, which are interpreted as compositional gradations associated to the periphery of the Pluton and to the contact with the Venado Formation bedrock.

The mineralization present is mostly in vetiform form, in a vein system with dominant NE orientation and NW dip, with an average strike length of 0.5 meters and strike lengths exceeding 2 kilometers. This vein system is controlled by a series of normal faults that cross the study area and facilitated the development of the mineralized system. The mineralization presents anomalous contents of Zinc, Lead, Iron, Copper, Molybdenum and Gold, which are reflected in hypogene mineralizations such as sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, molybdenite, gold; mineralization by supergene enrichment such as chalcocite, covellite and bornite, and supergene mineralization such as hemimorphite, rosasite, mimetite, motramite, massicot, minium, iron oxides, chrysocolla, azurite, malachite, wulfenite and ferrimolybdate.

The geochemical characterization provides a mineralogenetic association of polymetallic character, where the geochemical patterns at high concentrations of Pb, Zn, Ag, Cd and Sb, allow to establish a "polymetallic signal", which corresponds to veins associated to epithermal or mesothermal deposits. A genetic model of the mineralization is inferred to a low sulfidation epithermal hydrothermalism with development of polymetallic veins due to the petrographic characterizations of the study area, the geochemical analysis carried out in the sector and the main mineralogical and textural evidences that are indicative of such genetic model.

Mineralization – Alteration – Low Sulfidation Epithermal – Hydrothermal – Polymetallic veins
--

# CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Chile es un país minero. Desde sus orígenes más remotos, Chile se ha caracterizado por una explotación histórica de sus recursos minerales. La concentración de las forma y fuentes de explotación de los recursos minerales, ha condicionado fuertemente al país a los vaivenes de la economía mundial. Es necesario desarrollar nuevas formas de exploración y explotación de recursos minerales de interés económico que permitan una diversificación sustancial de la matriz productiva nacional, a modo de enfrentar de manera más estable las fluctuaciones del mercado internacional.

En la última década, el consumo mundial del molibdeno ha crecido en forma significativa, especialmente en China, debido al aumento en la demanda de acero de la industria fabricante de vehículos, electrodomésticos, construcción e infraestructura, lo que ha incrementado el uso de este mineral. En el año 2000 la producción mundial de molibdeno alcanzaba a 135.000 toneladas, mientras que en el año 2019 fue de 291.441 toneladas, es decir ha experimentado un aumento de un 115,9% en dicho período (SERNAGEOMIN, 2020). Los principales países productores de molibdeno a nivel mundial el 2019 fueron: China 44,6%, Chile 18,4%, Estados Unidos 15,1%, los que en conjunto representaron el 78,1% de la producción mundial.

En el Distrito Cachiyuyo se emplazan numerosos yacimientos cupríferos y auríferos (la mayoría de ellos en estado inactivo), asociados principalmente a estructuras vetiformes.

En general, la explotación del distrito ha sido realizada en la zona de oxidación, donde existen sectores con abundante mineralización de cobre. Las rocas que afloran en el distrito corresponden principalmente a granodioritas de biotita y piroxeno, las cuales gradan a monzonitas y monzodioritas (Plutón Cachiyuyo) y secuencias de lavas andesítico-basálticas.

El área de estudio del presente trabajo se encuentra incluida dentro del Distrito Cachiyuyo, lo cual presenta una oportunidad para observar y estudiar mineralizaciones que puedan generar eventualmente una mayor diversificación de la actividad minera regional.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivo General

Determinar el modelo genético de la mineralización de molibdatos de plomo y sus paragénesis asociadas presentes en el Distrito Cachiyuyo de Llampos, Región de Atacama, Chile.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Definir las unidades geológicas y las estructuras presentes en el área de estudio.
- Identificar y describir la mineralización y el modo de ocurrencia de los molibdatos de plomo y paragénesis asociadas en el área de estudio.
- Determinar relaciones texturales, temporalidad y condiciones de formación de las fases minerales.
- Determinar contenidos geoquímicos presentes en el área de estudio

## 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se encuentra en la Precordillera de los Andes, Región de Atacama, Chile; comprendido entre las coordenadas UTM 7.002394 – 6.999.202 N y 402.187 – 398.113 E (DATUM: WGS-1984 19 S).

El acceso a la zona de estudio desde la ciudad de Copiapó se realiza por la ruta C-35 hasta llegar al cruce con la ruta 31 Ch (Carretera del Inca), la cual continúa con dirección NE por 16 km aproximadamente. Posterior a esto, se debe tomar la ruta C-17 con dirección norte por unos 30 km hasta encontrar el desvío a la ruta C-333, la cual se debe recorrer por unos 3 km hasta llegar a la zona de estudio (Figura 1).



Figura 1.- Mapa de ubicación y acceso al área de estudio. Extraído y modificado de Google Earth Pro.

## CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

### 2.1 MOLIBDENO

El molibdeno es un elemento químico de número atómico 42, con una masa atómica de 95,94 y que se encuentra en el grupo VI de la tabla periódica de los elementos, siendo simbolizado como Mo. Es un elemento de la segunda serie de transición, con una densidad de 10,2 g/cm<sup>3</sup> a 20° C y con estados de oxidación +2, +3, +4, +5 y +6 (Lide, 1994).

Existen 33 isótopos conocidos de molibdeno con una masa atómica de 83 a 115. Siete isótopos son producidos naturalmente, con abundancia entre el 10% y 25% en la Tierra, un rango de masa de alrededor del 8% y una vida media de 10<sup>19</sup> años (Montero-Serrano *et al.*, 2009).

En su estado de alta pureza, el molibdeno posee una dureza de Mohs de 5,5 y un punto de fusión de 2.623° C. De los elementos naturales, sólo el tantalio, el osmio, el renio, el tungsteno y el carbono tienen un punto de fusión más alto. Si bien posee una de las temperaturas de fusión más altas de todos los elementos, se diferencia de la mayoría de otros metales de alto punto de fusión, al presentar una densidad de sólo un 25% mayor a la del hierro. Su coeficiente de dilatación térmica es el más bajo de los materiales de ingeniería, mientras que su conductividad térmica es sólo superada por nueve elementos (sodio, magnesio, tungsteno, rodio, iridio, cobre, plata, oro y silicio) (Lide, 1994).

Debido a la capacidad de formar enlaces de tipo covalente y a sus propiedades atómicas, el molibdeno es el principal metal de transición que guarda una relación estrecha con la geoquímica del azufre, es por ello que, en la corteza terrestre, el principal mineral de Mo es la molibdenita (MoS<sub>2</sub>). También se puede encontrar en otros minerales, como la wulfenita (PbMoO<sub>4</sub>) y la powellita (CaMoO<sub>4</sub>) (Montero-Serrano *et al.*, 2009).

A nivel de aplicación, el molibdeno es utilizado ampliamente en la fabricación de aleaciones para el sector siderúrgico, el cual alcanza el 65% de la demanda mundial (COCHILCO, 2018). Se utiliza en aleaciones de alta resistencia, las cuales soportan temperaturas y corrosiones sumamente altas. El molibdeno también es empleado como

catalizador en la industria petrolera en la oxidación selectiva de propano, propileno o acroleína en ácido acrílico.

El disulfuro de molibdeno (MoS<sub>2</sub>) es utilizado como lubricante, brindando propiedades de tolerancia de presiones extremas y evitando el contacto destructivo metal-metal en ambientes de altas temperaturas (Moulson y Herbert, 2003).

El molibdeno es obtenido como mena principal en grandes depósitos de molibdeno tipo pórfido de bajo grado y como mena asociada en depósitos de pórfido de cobre de bajo grado. Los recursos de molibdeno son adecuados para satisfacer las necesidades mundiales en el futuro previsible (USGS, 2022).

Hay poca sustitución del molibdeno en su aplicación principal en aceros y fundiciones. De hecho, debido a la disponibilidad y versatilidad del molibdeno, la industria ha tratado de desarrollar nuevos materiales que se beneficien de sus propiedades de aleación. Los posibles sustitutos incluyen boro, cromo, niobio (columbio) y vanadio en aleaciones de acero; tungsteno en aceros para herramientas; grafito, tantalio y tungsteno para materiales refractarios en hornos eléctricos de alta temperatura (USGS, 2022).

	Producción Minera (Tm)		Reservas (miles Tm)
	2020	2021	
Estados Unidos	51.100	48.000	2.700
Argentina	-	-	100
Armenia	8.700	8.200	150
Canadá	2.530	1.700	96
Chile	59.400	51.000	1.400
China	120.000	130.000	8.300
Irán	1.400	1.400	43
Corea del Sur	411	400	S/I
México	16.600	18.000	130
Mongolia	2.890	2.900	S/I
Perú	32.200	32.000	2.300
Rusia	2.700	2.800	430
Turquía	-	-	360
Uzbekistán	200	200	60
<b>Total Mundial (Aproximado)</b>	<b>298.000</b>	<b>300.000</b>	<b>16.000</b>

Tabla 1.- Producción minera y reservas de molibdeno a nivel mundial. Extraído y modificado de Molybdenum Commodity Summaries 2022, USGS

## 2.2 MOLIBDATO DE PLOMO

### 2.2.1 Wulfenita

La wulfenita es un mineral de molibdato de plomo con fórmula química  $PbMoO_4$ . Se presenta muy a menudo como cristales tabulares finos con un color rojo anaranjado-rojo a amarillo-anaranjado brillante, aunque el color puede ser altamente variable. En su forma amarilla a veces se le denomina coloquialmente “mineral de plomo amarillo” (Anthony *et al.*, 2001).

Se cristaliza en el sistema tetragonal, presentando comúnmente una ocurrencia cristalográfica piramidal o tabular. También se presenta como masas terrosas o granulares. Presenta una distribución en la corteza terrestre bastante amplia, asociado como mineral secundario en las zonas oxidadas de depósitos hidrotermales altamente ricos en plomo. Se considerada como mena secundaria de molibdeno y posee un gran valor a nivel de coleccionista, debido a su geometría y desarrollo cristalográfico simétrico. Se produce con cerusita, anglesita, smithsonita, hemimorfita, vanadinita, piromorfita, mimetita, descloizita, plattnerita y diversos óxidos de hierro y manganeso (Anthony *et al.*, 2001).

### 2.2.2 Descubrimiento y ocurrencia a nivel mundial

El mineral de wulfenita fue descrito por primera vez en 1845 por Wilhelm Karl von Haidinger, debido a una mineralización ocurrida en Bad Bleiberg, Carinthia, Austria. Fue nombrado en honor a Franz Xavier von Wulfen (1728-1805), mineralogista, botánico, alpinista y miembro de la Orden de la Compañía de Jesús (Anthony *et al.*, 2001).

Una localización conocida a nivel mundial para la wulfenita es la mina Red Cloud en Arizona. Los cristales son de color rojo oscuro y generalmente muy bien formados. La localidad de Los Lamentos en México produjo cristales anaranjados tabulares muy gruesos (Korbel y Novak, 2002) (Figura 2).

Otra localidad es el Monte Peca en Eslovenia. Los cristales se presentan con una coloración amarilla, a menudo con formas piramidales bien desarrolladas. Las localidades menos conocidas de wulfenita incluyen: los distritos mineros de Tincup, Tomichi y Moncarch, mina Pride of America y mina de Bandora, todos ubicados en el estado de Colorado, Estados Unidos (Rosemeyer, 1990).

Pequeños cristales también ocurren en Bulwell y Kirkby en Ashfield, Inglaterra. Estos cristales ocurren en un horizonte de asfaltita uranífera, galena y wulfenita en una matriz de caliza rica en magnesio. La wulfenita encontrada en esta área es similar en propiedades (secuencia paragenética asociada a un bajo contenido de plata y antimonio de las galenas y ausencia de piromorfita) a las wulfenitas de los Alpes y puede ser de origen similar (Deans, 1960).

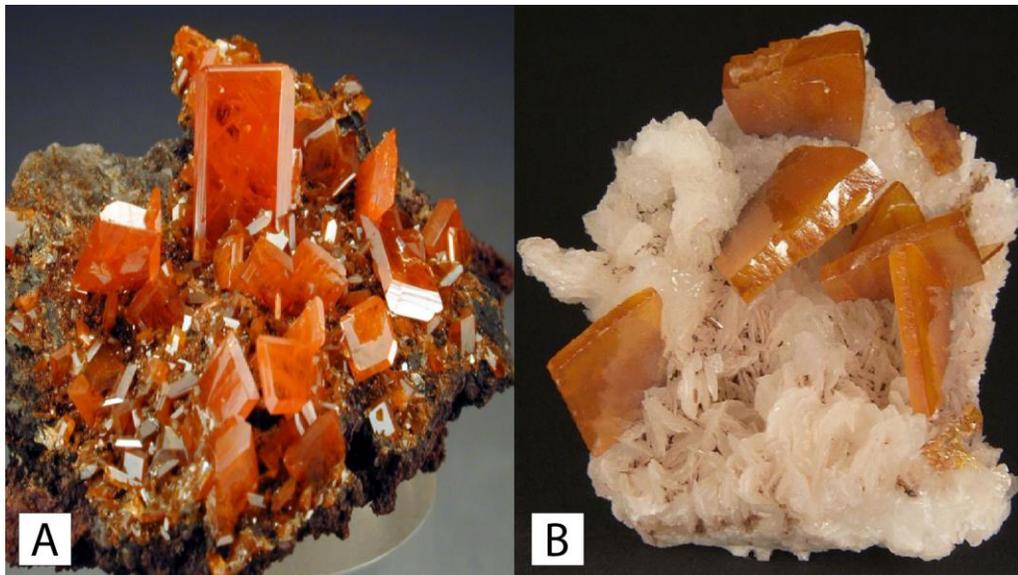


Figura 2.- Mineralización de wulfenita de Mina Red Cloud, Arizona, EE.UU (A) y Mina Erupción, montes Los Lamentos, México (B).

### 2.2.3 Cristalografía

La wulfenita cristaliza en el sistema tetragonal y posee relaciones axiales casi iguales. Debido a esto, se considera que es cristalográficamente similar al mineral scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ) (Dickinson, 1920).

La wulfenita se clasifica por una simetría cristalográfica piramidal-hemiédrica. Por lo tanto, la célula unitaria se forma colocando puntos en los vértices y centros de las caras de romboides con bases cuadradas y los ejes cristalográficos coinciden en direcciones con los bordes de los romboides (Vesselinov, 1971).

Existe una solución sólida extensa entre la wulfenita y stolzita ( $\text{PbWO}_4$ ), de tal manera que las composiciones de wulfenita-tungsteno varían desde el 90% de wulfenita y el 10% de stolzita, a la chillagita (64% de wulfenita, 36% de stolzita). Sin embargo, la Comisión de Nuevos Minerales y Nombres Minerales de la Asociación Mineralógica Internacional ha considerado que las soluciones sólidas no requieren nuevos nombres debido a que sólo corresponden a diferencias estructurales. La nomenclatura correcta del estado sólido 90:10 es wulfenita- $I4_1/a$  y el estado sólido 64:36 es wulfenita- $I4$ . (Hibbs *et al.*, 2000) (Figura 3). La estructura del sistema wulfenita- $I4_1/a$  se puede describir como un empaque cercano de aniones  $\text{MoO}_4^{2-}$  tetraédricos y cationes de  $\text{Pb}^{2+}$  (Hibbs *et al.*, 2000).

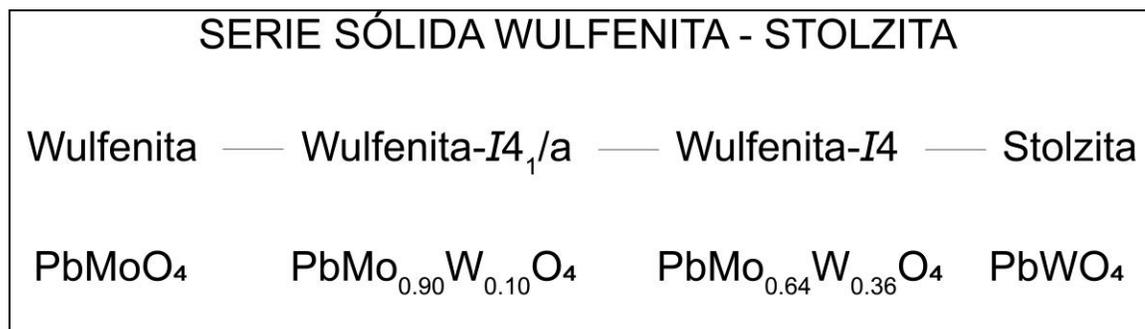


Figura 3.- Representación de la distribución de tungsteno y molibdeno en la serie sólida de wulfenita-stolzita

La estructura de la wulfenita-I4 es también muy similar a la de la wulfenita-I4<sub>1/a</sub>, pero tiene una distribución desigual de tungsteno y molibdeno que puede explicar el hemihedriso observado. El hemihedriso se refiere a poseer sólo la mitad de los planos o caras requeridas por la máxima simetría del sistema al que pertenece (Hibbs *et al.*, 2000).

Se argumenta que no existe una brecha de miscibilidad en la solución sólida wulfenita-estolzita a temperatura ambiente debido al tamaño y forma casi idénticos de los iones  $\text{MoO}_4^{2-}$  y  $\text{WO}_4^{2-}$ , sin embargo, se conjetura la existencia de una brecha de miscibilidad a mayores temperaturas (Hibbs *et al.*, 2000).

#### 2.2.4 Obtención de molibdeno a partir de wulfenita

El molibdeno se puede ser extraído de la wulfenita triturando primeramente el mineral a malla 60-80 (250-180  $\mu\text{m}$ ). Luego, mezclando el mineral con  $\text{NaNO}_3$  o  $\text{NaOH}$ , calentando la mezcla a aproximadamente 700 ° C. A posterior, se realiza una lixiviación de la mezcla con agua, filtrando y recogiendo los residuos insolubles que pueden incluir Fe, Al, Zn, Cu, Mn, Pb, Au y Ag. La solución filtrada y libre de residuos ( $\text{NaMoO}_4$ ) se agita con una solución de  $\text{MgCl}_2$ , y luego se filtra nuevamente.  $\text{CaCl}_2$  o  $\text{FeCl}_2$  son añadidos a la solución de Mo, para luego calentar y agitar hasta obtener la separación del molibdeno (Kissock, 1917).

#### 2.2.5 Grupo Scheelita

Los compuestos pertenecientes al grupo Scheelita presentan una estructura tipo  $\text{AXO}_4$  de compuestos de iones divalentes de mayor tamaño como  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Pb}^{2+}$ , en coordinación con 8 iones  $(\text{WO}_4)^{2-}$  y  $(\text{MoO}_4)^{2-}$  (Figura 4). El tungsteno y el molibdeno pueden sustituirse mutuamente, formando series parciales entre la scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ) y powellita ( $\text{CaMoO}_4$ ); y entre la stolzita ( $\text{PbWO}_4$ ) y la wulfenita ( $\text{PbMoO}_4$ ). La sustitución mutua del calcio y plomo conduce a una serie parcial entre la scheelita y la stolzita, y entre la powellita y la wulfenita (Klein y Hulburt, 1996) (Figura 4).

La estructura tipo Scheelita es bastante versátil y ocurre con cationes A de  $+1$ ,  $+2$ ,  $+3$  y  $+4$ , en combinación con cationes X  $+7$ ,  $+6$ ,  $+5$  y  $+4$ .

Los miembros del grupo scheelita presentan una gran importancia, tanto desde el punto de vista teórico como tecnológico. Pueden utilizarse en láseres de estado sólido de tierras raras, como detectores de centelleo de estado sólido (detectores de radiación gamma) y en dispositivos optoelectrónicos (Errandonea *et al.*, 2005).

En los últimos años, ha surgido un renovado interés por los compuestos tipo  $AXO_4$  y su evolución bajo presión. Muchos de estos compuestos cristalizan en la estructura del grupo scheelita, lo que los ha hecho objeto de estudios a nivel cristalográfico para identificar las fases de transición presentes en estos compuestos (Hazen *et al.*, 1985).

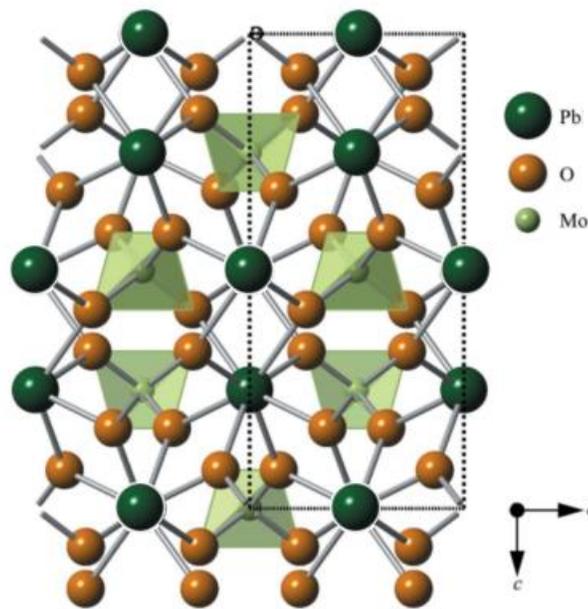


Figura 4.- Representación de estructura tipo scheelita en wulfenita. Modificado de Cora et al. (2011).

Los cristales de tungstatos y molibdatos del grupo scheelita se pueden desarrollar artificialmente a partir de fundidos puros (esencialmente a través del método de Czochralski) y naturalmente bajo condiciones hidrotermales. El método de crecimiento a través de fundidos tiene ventajas tales como una alta velocidad de crecimiento y la posibilidad de alcanzar el desarrollo de cristales de mayor tamaño que los encontrados de forma natural, pero presenta considerables dificultades técnicas debido a la necesidad de

mantener altas temperaturas, la evolución de ciertas sustancias adicionales debido a la volatilidad cerca del punto de fusión o bien a una fusión incongruente (Sheftal y Gvargizov, 1975).

### 2.3 PROCESOS MAGMÁTICOS E HIDROTERMALES

Los sistemas hidrotermales alimentados por intrusiones magmáticas dominan los movimientos de fluidos en la corteza superior, y son los responsables de desplazar una gran porción del calor interno de la Tierra hacia la superficie. Al mismo tiempo, estos fluidos transportan metales, formando los principales tipos de depósitos minerales existentes, los de categoría hidrotermal. La composición y las características termodinámicas de un fluido hidrotermal pueden ser bastante variables, dependiendo en gran medida de las características de su fuente, de la distancia de transporte y su modificación durante este (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Para que un depósito hidrotermal sea formado, el flujo del fluido enriquecido en metales debe encontrarse y acoplarse con un mecanismo de precipitación operando en un espacio restringido, los cuales pueden variar de depósito en depósito (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

La asociación genética entre magmas y depósitos hidrotermales se encuentra bien documentada en estudios geológicos de mineralización cercanos a intrusiones magmáticas (Burnham, 1979). Modelos y estudios experimentales han demostrado que los metales ligados a depósitos pudieron ser movilizados completamente desde magmas asociados. Además, el flujo de metales medidos de erupciones de volcanes indica que, dado el tiempo suficiente y un mecanismo de concentración, la desgasificación de magmas puede exsolver suficientes metales para crear un depósito mineral (Le Cloarec *et al.*, 1992).

### 2.3.1 Fuentes de metales en los magmas

Los metales pueden entrar a los magmas en una gran variedad de maneras, incluyendo fusión del manto, transferencia de masa de la placa subductante y la fusión de la corteza.

Durante la fusión parcial del manto, una gran cantidad de sulfuros de Ni-Fe presentes en el manto son parcialmente consumidos, contribuyendo metales a las composiciones balsálticas, las que luego ascienden a la corteza a través de *rigdes* mesoceánicos y zonas de subducción (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

En este ambiente de subducción, la corteza oceánica alterada y los sedimentos oceánicos asociados, son subductados bajo la corteza continental, induciendo una fusión en el borde del manto bajo el arco volcánico. La mayoría de los arcos magmáticos muestran clara evidencia de la adición de componentes como el óxido de azufre, elementos del grupo alcalino, agua (H<sub>2</sub>O) y cloro (Cl), los cuales son aportados por la placa subductante, transferidos como un fluido o una masa fundida silicatada (Gill, 1980).

Los componentes metálicos de los depósitos minerales también pueden ser adquiridos durante el ascenso del magma a través de la corteza (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

### 2.3.2 Alteración Hidrotermal

Se entiende como alteración hidrotermal al proceso de intercambio químico ocurrido al interactuar un fluido hidrotermal con una roca. Esta interacción genera un cambio químico y mineralógico en la roca afectada producto de un desequilibrio termodinámico entre ambas fases, produciendo una transformación de la mineralogía primaria original en la roca a una nueva asociación de minerales secundarios, más estables bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y composición (Figura 5).

- **Alteración Potásica:** Formada a altas temperaturas (400° a 800°C), bajo condiciones neutras a alcalinas y se caracteriza principalmente por una alteración selectiva y penetrativa. Los fluidos hidrotermales adicionan potasio y hierro al sistema, por lo que se produce una alteración de feldespatos como la plagioclasa a feldespato potásico, biotitización y precipitación de magnetita (Corbett y Leach, 1998).

La alteración potásica temprana suele presentar desarrollo de biotita de alteración de similar composición a biotita primaria, principalmente por efectos de reemplazo metasomático de hornblenda primaria. Biotita tardía en vetillas es más rica en Mg. Este cambio sugiere una gradación de alteración metasomática inicial dominada por transferencia de calor (metamorfismo de contacto) a alteración hidrotermal convectiva asociada con exsolución y circulación de fluidos hidrotermales.

- **Alteración Propilítica:** Formada bajo condiciones neutras a alcalinas a bajos rangos de temperatura (200° - 250°C). Se caracteriza principalmente por la asociación de clorita y epidota, con o sin albita (Reed, 1997).

La alteración propilítica ocurre por lo general como el halo gradacional y distal de una alteración potásica, gradando desde actinolita-biotita en el contacto de la zona potásica a actinolita-epidota en la zona propilítica, la cual puede ser definida como una zona de alteración propilítica inferior (Corbett y Leach, 1998). Esta característica zonal y gradacional es reflejo de una gradiente termal decreciente desde el núcleo termal (alteración potásica) hacia afuera. La mineralogía de alteración en la zona propilítica está dominada principalmente por clorita y zeolita hidratada formadas a bajas temperaturas (Corbett y Leach, 1998).

Una alteración de albita secundaria y/o feldespato potásico se encuentran comúnmente en los ensambles de alteración propilítica (albitización), asociado normalmente con alteración de alta temperatura. Ocurre generalmente como reemplazo selectivo de plagioclasas junto con actinolita. En sistemas porfídicos es interpretado como una alteración temprana y profunda durante etapas tardías de cristalización de un magma. (Corbett y Leach, 1998).

- **Alteración Cuarzo-Sericita (Fílica):** La alteración cuarzo-sericita ocurre en un rango de pH 5 a 6 a temperaturas sobre los 250°C. Es caracterizada principalmente por cuarzo y sericita con minerales accesorios como clorita, illita y pirita (Corbett y Leach, 1998).

A temperaturas más bajas se da illita (200°-250°C) o illita-smectita (100°-200°C).

La zona fílica (dominancia de sericita) puede incluir, en altas temperaturas, minerales de los grupos del caolín (pirofilita-andalusita) y clorita (Corbett y Leach, 1998).

- **Alteración Argílica (Argílica intermedia):** Caracterizada principalmente por arcillas (caolín) y variado contenido en cuarzo. La alteración argílica ocurre en rangos de pH entre 4 y 5, a temperaturas relativamente bajas (> 200° - 250°C) (Corbett y Leach, 1998). Puede co-existir con alunita en un rango transicional de pH entre 3 y 4. La caolinita se forma a temperaturas bajo 300°C, típicamente en el rango <150°-200°C. Sobre los 300°C la fase estable es pirofilita.

- **Alteración Argílica Avanzada:** Caracterizada principalmente por cuarzo residual (cuarzo oqueroso o "vuggy sílica") con o sin presencia de alunita, jarosita, caolín, pirofilita y pirita. La alteración argílica avanzada ocurre dentro de un amplio rango de temperatura, pero en condiciones de pH bajo (entre 1 y 3.5) (Corbett y Leach, 1998). A alta temperatura (sobre 350°C) puede ocurrir con andalusita además de cuarzo. Bajo pH 2 domina el cuarzo, mientras que alunita ocurre a pH sobre 2.

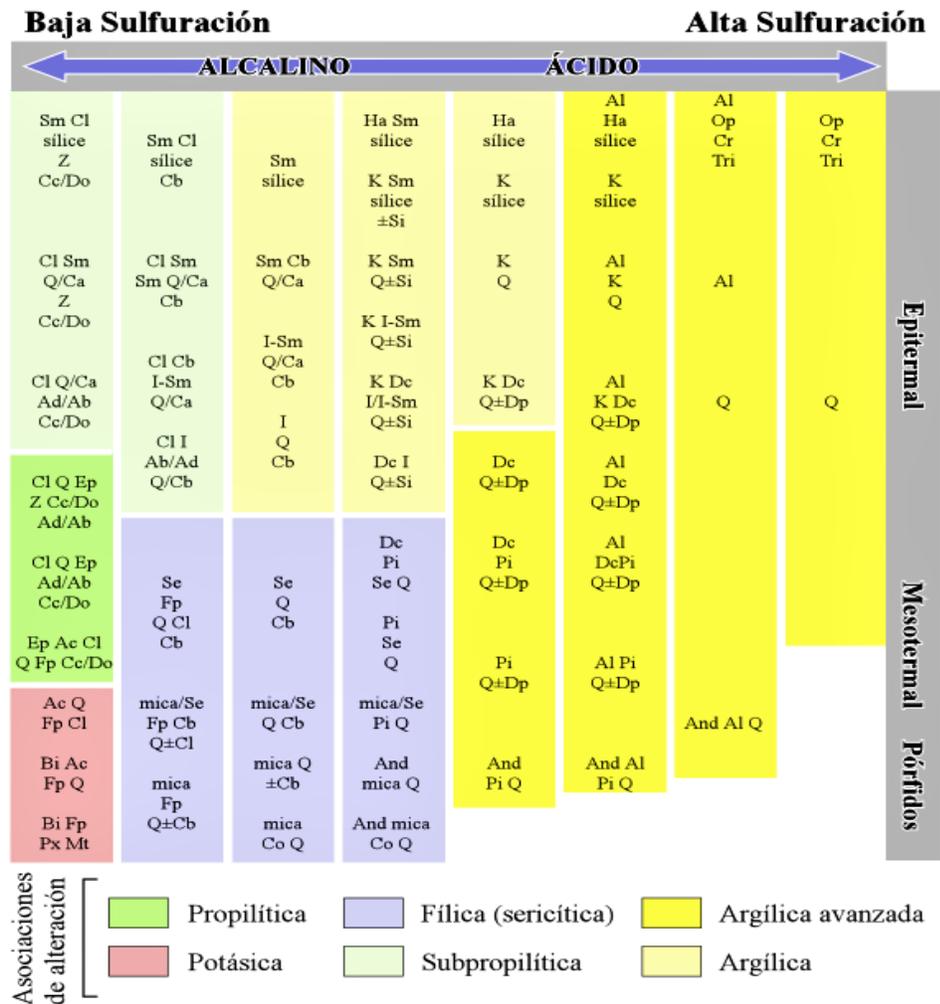


Figura 5.- Esquema de composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos según el pH de las soluciones mineralizantes, modificado de Colbert y Leach, 1998 (Camprubí *et al.*, 2003).

### 2.3.3 Factores para formación de minerales en sistemas hidrotermales

Varios factores afectan la formación de minerales hidrotermales y estos varían en importancia relativa de un campo a otro. Algunos están tan íntimamente relacionados que a menudo es imposible separar un factor de otro. Los factores presentes son: (a) temperatura, (b) composición del fluido, (c) presión, (d) composición de la roca de caja, (e) permeabilidad y f) duración de la interacción (Browne, 1978).

**a) Temperatura.**

Mientras más caliente el fluido mayor será el efecto sobre la mineralogía original. La mayoría de los sistemas explorados dominados por fases líquidas poseen temperaturas bajo los 280°C (Browne, 1978). Sistemas dominados por fases gaseosas presentan temperaturas mayores, aunque luego de la fase de desgasificación, concentran máximos de 236° C.

**b) Composición del fluido.**

Los factores de temperatura y composición del fluido hidrotermal son los más importantes para la formación de minerales en sistemas de origen hidrotermal. Esto es relevante porque las asociaciones de minerales generan indicios de las condiciones de formación de los depósitos minerales de origen hidrotermal, debido a las condiciones de equilibrio alcanzadas entre las varias fases minerales (Browne, 1978).

Uno de los parámetros en la composición del fluido corresponde al pH, generando un efecto preponderante en la formación de fases minerales, sus rangos de estabilidad y límites entre fases (Corbett y Leach, 1998).

**c) Presión:** este es un efecto indirecto, pero controla procesos secundarios como la profundidad de ebullición de fluidos, fracturamiento hidráulico (generación de brechas hidrotermales) y erupción o explosiones hidrotermales.

La presión tiene poco efecto directo sobre la alteración hidrotermal, sin embargo, el cambio de presión del fluido puede afectar la composición del mismo (Browne, 1978). Esto se puede observar cuando ocurre la separación de fases, generando un empobrecimiento de CO<sub>2</sub> en el sistema. Del mismo modo, las zonas de ebullición subsuperficial se caracterizan a menudo por cuarzo hidrotermal, feldespato potásico y calcita. El efecto de la presión sobre el equilibrio de micas ricas en potasio y feldespato potásico, da como resultado que una solución dada sea más alcalina a alta presión. Los fluidos liberados por el control de una alta presión, por tanto, tienden a depositar feldespato potásico (Browne, 1978).

**d) Composición de la roca.**

La roca de caja sufre alteraciones hidrotermales principalmente mediante el control de la permeabilidad por textura y porosidad. Los minerales presentes en la roca de caja son relevantes para grados menos intensos de alteración, dado que los distintos minerales tienen distinta susceptibilidad a ser alterados, pero la mineralogía inicial de las rocas parece tener poco efecto en alteraciones intensas con temperaturas de equilibrio por encima de los 280° C (Browne, 1978).

**e) Permeabilidad de la roca.**

Los estudios sobre alteración en campos geotérmicos han reconocido claramente el importante control de la permeabilidad en la deposición de minerales hidrotermales (Browne, 1978). Una roca compacta y sin permeabilidad no podrá ser invadida por fluidos hidrotermales para causar efectos de alteración, provocando que los minerales primarios puedan persistir a altas temperaturas y que no se logre un equilibrio entre roca y fluido. Sin embargo, los fluidos pueden producir fracturamiento hidráulico de las rocas o disolución de minerales generando permeabilidad secundaria en ellas.

**f) Duración de la interacción agua/roca.**

Mientras mayor volumen de aguas calientes circulen por las rocas y por mayor tiempo, las modificaciones mineralógicas serán más completas.

Durante períodos largos de interacción, la actividad hidrotermal puede cambiar normalmente tanto en intensidad como en ubicación; aunque muchos cambios se deben a eventos que no están directamente relacionados con la actividad en sí, como la erosión, movimientos tectónicos o actividad volcánica (Browne, 1978).

## CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 3.1 Unidades intrusivas

#### 3.1.1 Plutón Cachiyuyo (62-60 Ma)

Se presenta como un stock granodiorítico subcircular de 10 km de diámetro que intruye lavas y brechas de la Formación Venado (Arévalo, 2005).

Está formado por granodioritas de biotita y clinopiroxeno de grano medio. Hacia la periferia del plutón, las granodioritas gradan a monzonitas y monzodioritas cuarcíferas de grano medio a fino, las que se encuentran en contacto con las rocas de caja.

Se han obtenido dos edades K-Ar para el Plutón Cachiyuyo, una de  $62,3 \pm 2$  Ma granodioritas y otra de  $59,6 \pm$  Ma (Arévalo, 1995) en monzonitas de grano fino.

### 3.2 Unidades estratificadas

#### 3.2.1 Formación Venado

Corresponde a una secuencia volcánica-sedimentaria formada por una sección basal de 200 metros de espesor de areniscas bien estratificadas epidotizadas de color verde claro parcialmente brechosas y bien estratificadas, una sección de 400 metros de espesor de brechas con estratificación gruesa y mal seleccionadas en una matriz de arenisca gruesa tobácea, y una sección superior de 400 metros de espesor de lavas andesíticas de color gris oscuro (Arévalo, 2005). En la carta Copiapó, afloramientos tipo se presentan en continuidad formando un semianillo volcánico-sedimentario de 20 km de diámetro en torno al Plutón Cachiyuyo.

La evolución de la secuencia desde facies distales en la base a proximales en el techo, representan una progradación de un abanico volcanoclástico. Arévalo (2005), atribuye esta progradación al talud de un estratovolcán. La presencia de brechas gruesas y potentes coladas andesíticas sugiere, para la Formación Venado, un ambiente de depositación cercano a centros de emisión (Sepúlveda y Naranjo, 1982).

No existen edades radiométricas en afloramientos de esta unidad la zona, pero una determinación de U/Pb en ignimbritas de la unidad que afloran en la Carta Inca de Oro, entrega una edad de  $63,7 \pm 2,7$  Ma (Matthews *et al.*, 2006).

### 3.3 Unidades no estratificadas

#### 3.3.1 Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno Superior-Plioceno)

Corresponden a gravillas y ripios mal consolidados con matriz de arenas, limos o arcillas, que constituyen conos aluviales, depósitos coluviales y llanuras de inundación.

Su litología es, por lo general, muy similar a la de afloramientos cercanos. En zonas distales, se componen de gravillas y gravas arenosas mal consolidadas, con una pobre estratificación y con matriz de arenas, limos arcillas.

En la zona no se encuentra con antecedentes cronológicos que permitan asignar una edad a los depósitos, sin embargo, varias edades de K-Ar en cenizas intercaladas en sedimentos equivalentes fuera de la zona, permiten asignarle un rango Mioceno Tardío-Plioceno (Arévalo, 2005).

### 3.3.2 Depósitos aluviales (Cuaternario)

Corresponden a depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, los cuales han sido transportados por flujos gravitacionales y que ocupan laderas de baja pendiente y rellenan quebradas.

La formación de estos depósitos se produce por la acumulación de flujos gravitacionales densos aguas abajo de zonas más altas, que rellenan cursos aluviales antiguos y forman conos aluviales y mantos extendidos.

Se asigna una edad pleistocena a holocena, ya que erosionan unidades continentales del Mioceno-Plioceno y se encuentran actualmente en actividad (Arévalo, 2005).

### 3.3.3 Depósitos fluviales (Cuaternario)

Comprenden depósitos no cohesivos del relleno del valle del río Copiapó, que constituyen el lecho actual como las terrazas adyacentes.

Están formados por ripios de bolones, gravas y arenas bien seleccionadas y estratificación cruzada. Existe intercalación con niveles de arena y limos bien seleccionados y estratificados.

Se considera a los depósitos con una edad pleistocena a holocena, debido a que están depositados en parte, en unidades continentales del Mioceno-Plioceno y del Cuaternario, además de encontrarse actualmente en actividad (Arévalo, 2005).

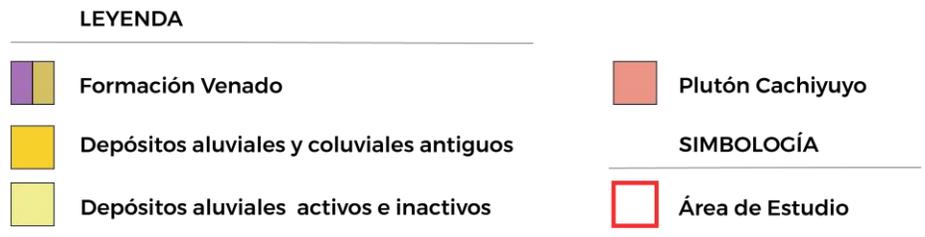
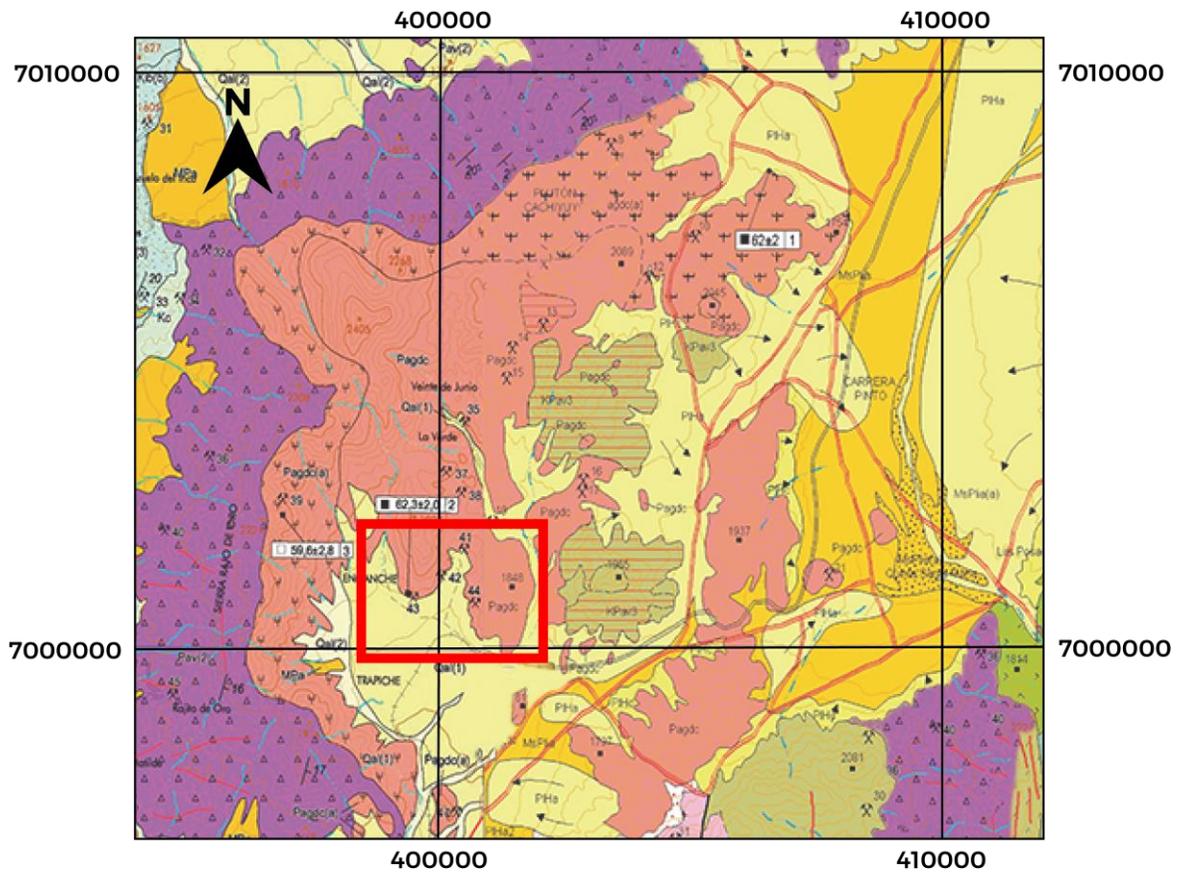


Figura 6.- Mapa geológico simplificado del área de estudio. Escala 1:100.000 Extraído y modificado de Arévalo (2005) y SERNAGEOMIN (2009).

### 3.4 Estudios Previos

No existen trabajos previos que caractericen los molibdatos de plomo a nivel cristalográfico y mineralógico. Flores (1944) realiza una recopilación de los yacimientos de plomo en Chile, enfocados meramente en las leyes presentes en cada mina y una geología descriptiva general.

Bowes *et al.* (1966) realiza en las regiones de Atacama y Coquimbo, una exploración de minerales radiactivos con el objetivo de evaluar el potencial de uranio en el País. Tal estudio, determina que en el Distrito Cachiyuyo de Llampos existen concentraciones de elementos radioactivos de 0,01 mr/hr en el interior de la Mina San Samuel, y de 0,04 mr/hr en los desmontes de la misma.

Espinoza y Díaz (1998) realizan un mapa de los yacimientos metalíferos de la Hoja Carrera Pinto, en la cual se encuentra parte del Distrito Cachiyuyo de Llampos. Este trabajo definió zonas de alteración hidrotermal asociadas al Plutón Cachiyuyo en las cuales se presentaron contenidos anómalos positivos de cobre y molibdeno.

Un estudio encargado por ENAMI a la empresa consultora CGA (2009) definió la geometría de los cuerpos mineralizados, su control, el tipo de mineralización, distribución espacial y asociación mineralogénica de algunas propiedades mineras dentro del Distrito Cachiyuyo, con el objeto de cuantificar potenciales recursos económicos del distrito.

## CAPÍTULO 4: MARCO METODOLÓGICO

### 4.1 Fluorescencia de Rayos X (XRF)

La fluorescencia de rayos X (XRF) es una técnica espectroscópica que utiliza la emisión secundaria o fluorescente de radiación X generada al excitar una muestra con una fuente de radiación. Si un átomo es excitado por un haz de energía como los rayos X, uno o más electrones son sobre excitados y expulsados del átomo, desestabilizando su configuración electrónica. Debido a esta desestabilización, la única opción que tiene el átomo para volver a estabilizarse es que electrones que se encuentran en orbitales más altos ocupen el espacio vacante que dejaron los electrones expulsados, liberando energía en forma de fotón, donde esta energía emitida está relacionada directamente a la configuración electrónica del átomo (Beckhoff, 2006). Un detector ve la energía emitida (radiación de fluorescencia) y digitaliza la señal.

Muchos factores influyen en la eficiencia del dispositivo para diferenciar entre elementos. Componentes como el tubo de rayos X, la óptica, los filtros y el detector juegan un papel importante (Figura 7).

#### 4.1.1 Tubo de rayos-x

Los materiales en el tubo de rayos X determinan el espectro de energía de la radiación de rayos X primaria con la que se excita la muestra. Un ánodo de tungsteno se usa comúnmente porque produce un espectro particularmente intenso y amplio que puede emplearse para aplicaciones generales. Para aplicaciones especializadas, se utilizan ánodos de molibdeno, cromo o rodio; estos ánodos son particularmente adecuados para medir elementos ligeros y análisis de materiales (Beckhoff, 2006).

#### 4.1.2 Filtros

En el camino desde el ánodo a la muestra, los rayos X primarios pasan a través de un filtro. Estos filtros modifican las características de la radiación primaria al absorber parte del espectro. De esta forma, el ruido de fondo se puede reducir significativamente. Por lo tanto, se puede lograr una mayor sensibilidad a las señales débiles (Beckhoff, 2006).

#### 4.1.3 Aberturas y óptica de rayos X

La abertura (colimador) se encuentra entre el tubo de rayos X y la muestra. Controla el tamaño del haz primario y garantiza que solo se excite un punto específico y enfocado en la muestra.

Cuando el punto de medición es necesariamente pequeño, la radiación que llega a la muestra es mínima y la señal de fluorescencia resultante es correspondientemente débil. Para lograr conteos lo suficientemente altos para una evaluación confiable, las mediciones deben tomar más tiempo (Beckhoff, 2006).

#### 4.1.4 Detector

El último componente crucial es el detector. Existen tres tipos utilizados en XRF:

El diodo PIN de silicio es un detector de nivel medio. Posee una buena resolución, pero un área de medición pequeña. Se puede utilizar tanto para el análisis de materiales como para la medición del espesor del recubrimiento, pero requiere un tiempo de medición relativamente largo para pequeños puntos de medición (Beckhoff, 2006).

Los dispositivos de fluorescencia de rayos X de la más alta calidad utilizan un detector de deriva de silicio (SDD). Este tipo de detector tiene una excelente resolución energética, lo que significa que puede detectar la radiación incluso de elementos de la muestra que están presentes en concentraciones muy bajas. Además, dichos dispositivos pueden determinar el grosor de los recubrimientos en el rango de nanómetros y permitir fácilmente la evaluación de sistemas complejos de múltiples capas.

El tubo contador proporcional (PC) tiene un área sensible grande y, por lo tanto, alcanza altas tasas de conteo. Es muy adecuado para la medición de capas más gruesas con pequeños puntos de medición. Sin embargo, dado que ofrece una resolución de energía comparativamente baja y una sensibilidad limitada, especialmente para elementos ligeros, solo es en parte adecuado para tareas de medición más exigentes (Beckhoff, 2006).

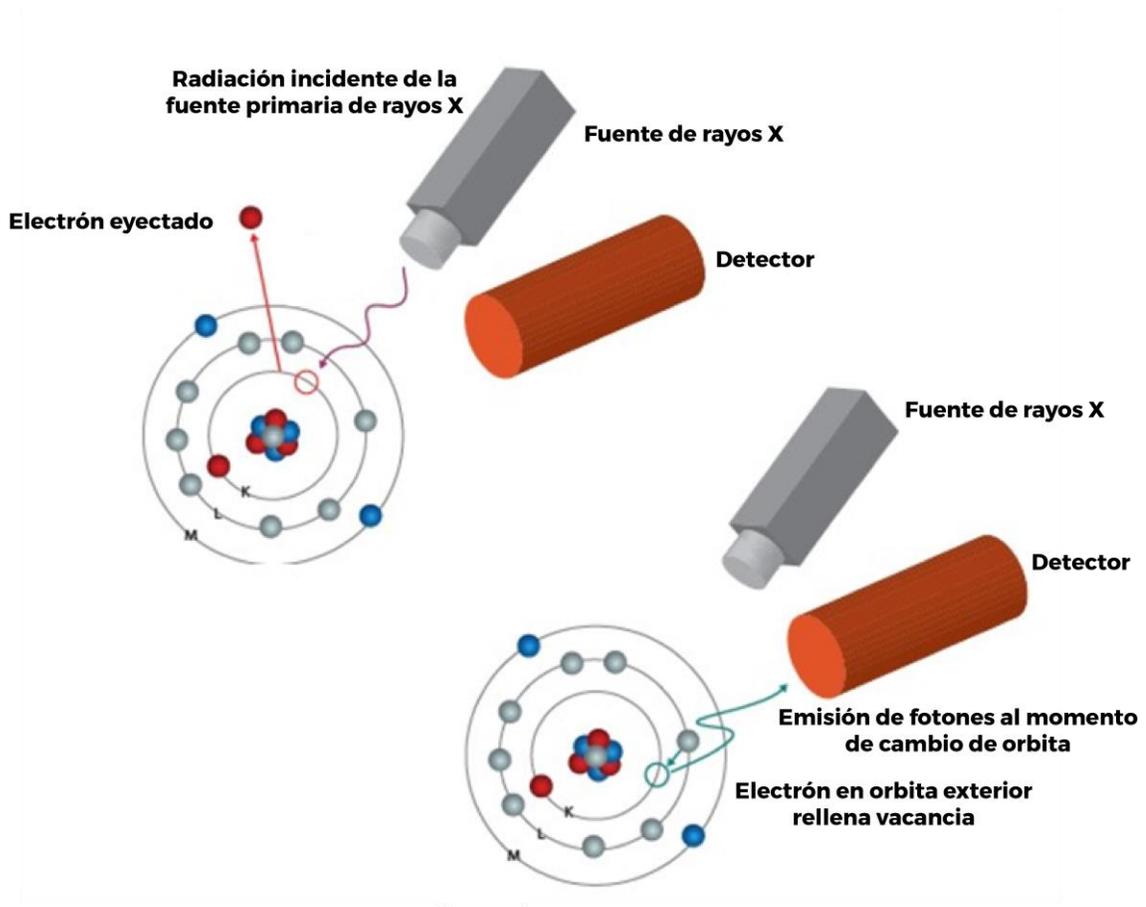


Figura 7.- Principio de funcionamiento del método de fluorescencia de rayos X

## 4.2 Difracción de rayos X (XRD)

La difracción de rayos X (XRD) es una técnica analítica que se utiliza principalmente para la identificación de fases de un material cristalino y puede proporcionar información sobre las dimensiones de la celda unitaria. El material analizado se muele finamente, se homogeneiza y se determina la composición media del volumen.

Se basa en la interferencia constructiva de los rayos X monocromáticos y una muestra cristalina. Estos rayos X son generados por un tubo de rayos catódicos, filtrados para producir radiación monocromática, colimados para concentrarlos y dirigidos hacia la muestra. La interacción de los rayos incidentes con la muestra produce una interferencia constructiva (y un rayo difractado) cuando las condiciones satisfacen la Ley de Bragg. Esta ley relaciona la longitud de onda de la radiación electromagnética con el ángulo de difracción y la separación de la red en una muestra cristalina. Estos rayos X difractados se detectan, procesan y se cuentan (Suryanarayana y Grant-Norton, 1998).

Al escanear la muestra, todas las posibles direcciones de difracción de la red deberían ser alcanzadas debido a la orientación aleatoria del material en polvo. La conversión de los *peaks* de difracción permite la identificación del mineral porque cada mineral tiene un conjunto de *peaks* únicos (Louër, 2017).

Los difractómetros de rayos X constan de tres elementos básicos: un tubo de rayos X, un portamuestras y un detector de rayos X (Figura 8).

Los rayos X se generan en un tubo de rayos catódicos calentando un filamento para producir electrones, acelerando los electrones hacia un objetivo aplicando un voltaje y bombardeando el material objetivo con electrones. Cuando los electrones tienen suficiente energía para desalojar los electrones de la capa interna del material objetivo, se producen los espectros de rayos X característicos (Suryanarayana y Grant-Norton, 1998).

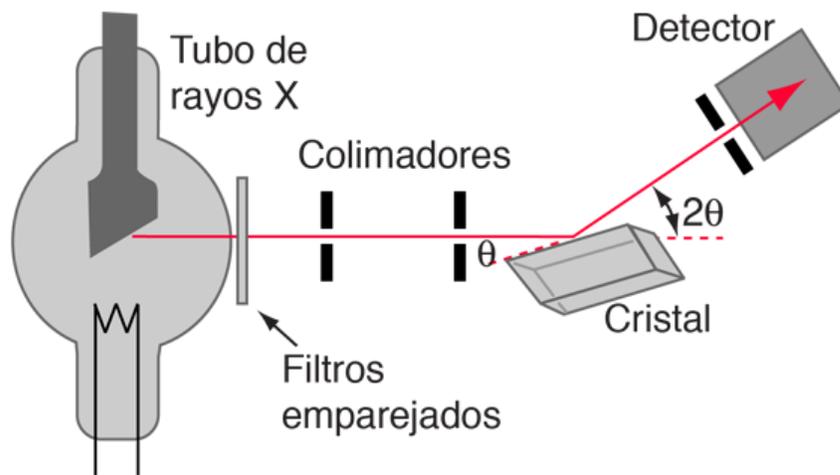


Figura 8.- Esquema de funcionamiento de difractómetro de rayos X

La difracción de rayos X en polvo es la más utilizada para la identificación de materiales cristalinos desconocidos (por ejemplo, minerales, compuestos inorgánicos). La determinación de sólidos desconocidos es fundamental para los estudios de geología, ciencia medioambiental, ciencia de los materiales, ingeniería y biología (Cullity y Stock, 2014).

# CAPÍTULO 5: METODOLOGÍA

## 5.1 ETAPA DE PRE-TERRENO

### 5.1.1 Recopilación de bibliografía

En esta primera etapa se recopiló información sobre el área y las mineralizaciones a estudiar, a través de publicaciones, cartas geológicas y libros, a modo de generar un conocimiento base sólido del sector de estudio.

### 5.1.2 Creación de base de mapeo

Se creó una base de mapeo para el levantamiento geológico con las siguientes características:

- Sistema de coordenadas: Universal Transveral Mercator (UTM)
- Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS84) Zona 19 J Sur
- Escala de Mapa: 1/2500
- Formato de impresión: Carta

La imagen satelital fue obtenida desde el programa SASplanet Versión 10.2 desde el servidor Bing. El tratamiento de la imagen satelital fue realizado mediante el programa ArcMap (ArcGis), Versión 10.2, con la añadidura de una grilla referenciada cada 100 metros Norte-Sur y Este-Oeste, norte geográfico y escala numérica.

## 5.2 ETAPA DE TERRENO

### 5.2.1 Levantamiento geológico

En el área de estudio se realizó un levantamiento de información geológica, tanto a nivel litológico como estructural. La campaña se realizó durante 3 días en la cual se tomaron muestras petrográficas y mineralógicas para un posterior estudio en gabinete, las cuales fueron codificadas bajo el siguiente estándar:

#### **MX – N° Muestra**

Los ejemplares recolectados preferentemente cumplen con las dimensiones mínimas de 10 x 10 x 10 centímetros, con un mínimo tres caras frescas.

## 5.3 ETAPA DE GABINETE

### 5.3.1 Descripción macroscópica

En gabinete se llevó a cabo un análisis macroscópico de los ejemplares minerales y petrográficos mediante el uso de una lupa trinocular modelo MOTIC SMZ-161 (Figura 9), en el cual se caracterizó las principales propiedades físicas de las mineralizaciones de interés con sus respectivas paragénesis. Las fotografías de los ejemplares fueron realizadas con una cámara MOTIC modelo MOTICAM 10.



Figura 9 Lupa trinocular MOTIC SMZ-161

### 5.3.2 Preparación y descripción de muestras secciones transparentes y pulidas

Se realizaron 8 secciones transparentes de tamaño estándar (46 x 27 mm), de 30 micrómetros de espesor con cubre objeto de las rocas representativas del área de estudio. A su vez, se realizaron 4 secciones pulidas de tamaño estándar (45 x 25 mm) para el estudio de las características calcográficas del área del estudio. El estudio y descripción microscópica se realizó con un microscopio petrográfico modelo MOTIC BA310 POL+EPI trinocular (Figura 10). Las fotografías de las secciones transparentes y pulidas fueron realizadas con una cámara MOTIC modelo MOTICAM 10.



Figura 10 Microscopio petrográfico modelo MOTIC BA310 POL+EPI trinocular

### 5.3.3 Fluorescencia de rayos X

El análisis geoquímico mediante fluorescencia de rayos X se realizó por el modelo “S1 TITAN”, de la marca BRUKER (Figura 11). Este equipo analiza puntualmente la concentración de elementos químicos que posee la roca. Se realizó el análisis dos veces en cada ejemplar, para una cantidad total de 9 muestras, las cuales corresponden a rocas de caja, zonas de alteración y zonas mineralizadas. El procesamiento de estos datos a través del software Excel 2016, consiste en la realización de gráficos de distribución de elementos químicos.

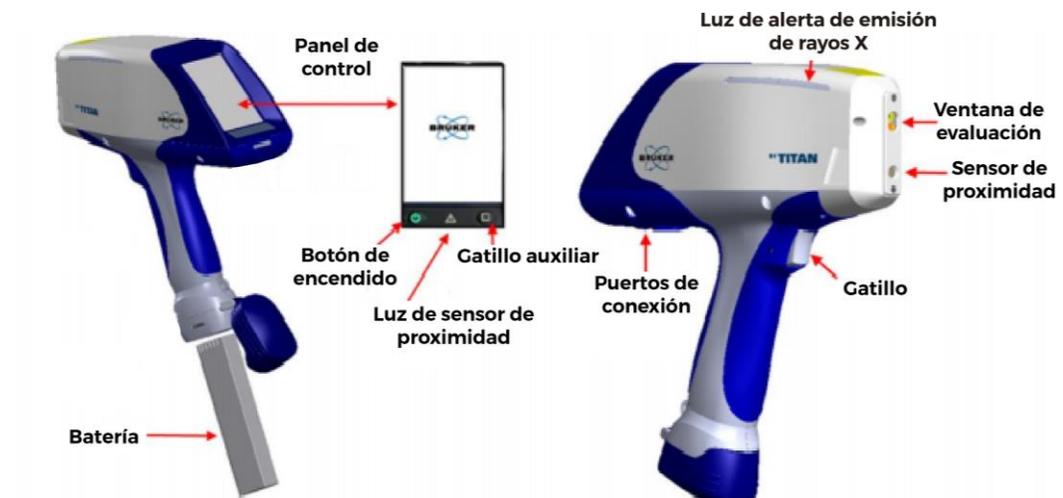


Figura 11 Analizador portátil de XRF S1 TITAN

#### 5.3.4 Difracción de rayos X

El análisis de difracción de rayos X se realizó por el modelo “D8 Endeavor” de la marca BRUKER y los softwares Difracc.Eva y Difracc.Topas (Figura 12). Se realizó un análisis de arcillas a dos muestras minerales seleccionadas con el fin de identificar minerales predominantes en fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  (arcillas).



Figura 12.- Analizador de XRD D8 ENDEAVOR

## CAPÍTULO 6: RESULTADOS

### 6.1 GEOLOGÍA LOCAL

#### 6.1.1 Unidades litológicas

##### *6.1.1.1 Unidad de cuarzo monzonita*

Unidad de roca intrusiva de color gris claro, de grano medio a fino. Presenta una textura holocristalina, fanerítica y equigranular, con una variación textural panidiomórfica a hipidiomórfica (Figura 13). Macroscópicamente compuesta principalmente por cuarzo (34%), plagioclasa (28%), ortoclasa (22%), biotita (10%) y hornblenda (5%) y minerales accesorios (1%).



Figura 13.- Roca de caja de composición cuarzo monzonítica

A nivel microscópico, la unidad presenta plagioclasas con un desarrollo cristalino principalmente subhedral, con maclado polisintético observable y fracturamiento moderado; alteración sericítica moderada a intensa y desarrollo de epidota tipo pistacita en el interior de algunos cristales (Figura 14). La hornblenda presenta desarrollo anhedral, con una alteración a pistacita que varía de moderada a intensa.

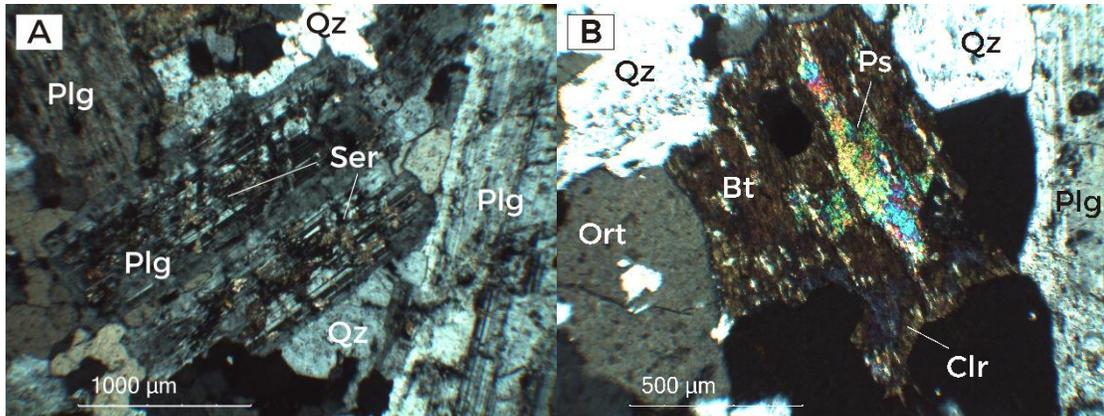


Figura 14.- (A) Cristales de plagioclasa subhedrales, con fracturamiento moderado y desarrollo de alteración sericítica moderada. Presencia de cuarzo secundario alrededor de plagioclasa y en sus fracturas. (B) Biotita subhedral con alteración clorítica rica en hierro y desarrollo de pistacita al interior del cristal.

El cuarzo en la unidad se presenta de forma anhedral con tamaño promedio de 1000  $\mu\text{m}$  y con un contenido (ponderado) de cuarzo primario del 10%. La unidad presenta alto contenido de cuarzo secundario, con textura anhedral y tamaño promedio de 300  $\mu\text{m}$ , que rodea las mineralizaciones de plagioclasa, hornblenda y ortoclasa (Figura 15). Existe un 10% de biotita con desarrollo subhedral a anhedral con cloritización rica en hierro variando de moderada a intensa, y alteración a pistacita moderada.

El contenido de ortoclasa en la unidad presenta un desarrollo textural anhedral y pertítico, alteración leve a moderada a sericita, fracturamiento leve y tamaño promedio de 900  $\mu\text{m}$ .

A nivel macroscópico, se observa minerales accesorios de magnetita y calcopirita.

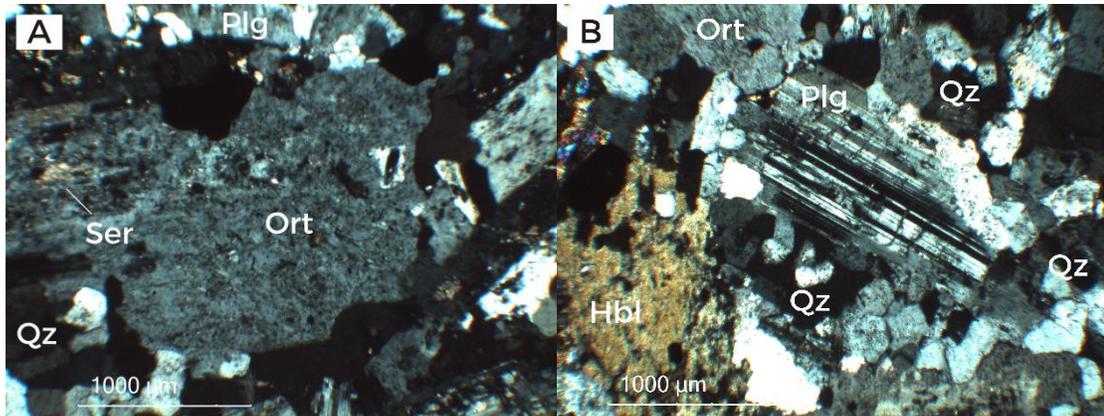


Figura 15.- (A) Ortoclasa anhedral con textura perthítica y alteración sericítica leve. (B) Hornblenda anhedral (Hbl) con alteración moderada a epidota. Presencia de cuarzo secundario rodeando cristales de plagioclasa, ortoclasa y hornblenda.

#### 6.1.1.2 Unidad de granodiorita

Unidad de roca intrusiva con textura holocristalina, fanerítica, macroequigranular e hipidiomórfica. Presenta una composición de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, contenido máfico y minerales accesorios (Figura 16).



Figura 16.- Roca de caja de composición granodiorítica

El contenido de cuarzo primario de la unidad posee textura anhedral, de tamaño promedio 1500 µm y equigranular. La unidad presenta desarrollo de cuarzo secundario, de textura anhedral, con tamaño promedio de 200 µm y que se encuentra diseminado equitativamente a lo largo de la unidad.

Ortoclusas se encuentran presentes en la unidad con variaciones del 5 al 15%. Presentan textura anhedral, con tamaño promedio de 100  $\mu\text{m}$  y alteración leve a pistacita. Se observa una textura de intercrecimiento de origen secundario entre cuarzo y ortoclasa (Figura 17). Tanto la ortoclasa primaria como la de origen secundario presentan sericitización moderada a intensa.

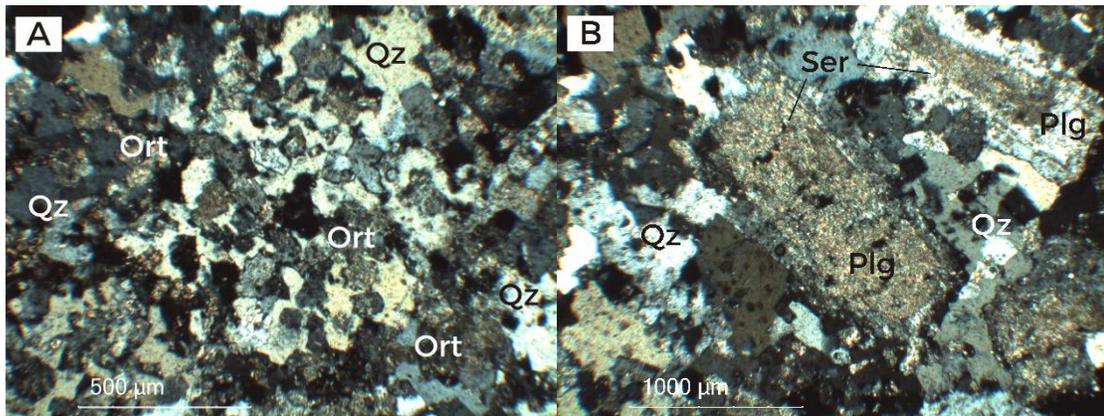


Figura 17.- (A) Desarrollo de textura de intercrecimiento entre cuarzo y ortoclasa de carácter secundario. Se observa alteración sericítica en ortoclusas primarias y secundarias. (B) Plagioclasas subhedrales a anhedrales con alteración intensa a sericita, obliterando textura inicial. Desarrollo de cuarzo secundario rodeando las plagioclasas.

El contenido de plagioclasas en la unidad es del 65%, con desarrollo cristalino subhedral a anhedral, un tamaño promedio y máximo de los cristales de 1200  $\mu\text{m}$  y 3000  $\mu\text{m}$  respectivamente, además de poseer maclado polisintético. Se observa una alteración intensa de las plagioclasas a sericita, obliterando en algunos casos la textura original.

A lo largo de la unidad se presenta vetillas de calcita que poseen un ancho promedio de 250  $\mu\text{m}$ . Las vetillas cortan de igual manera tanto la mineralización primaria como secundaria presente en la unidad (Figura 18).

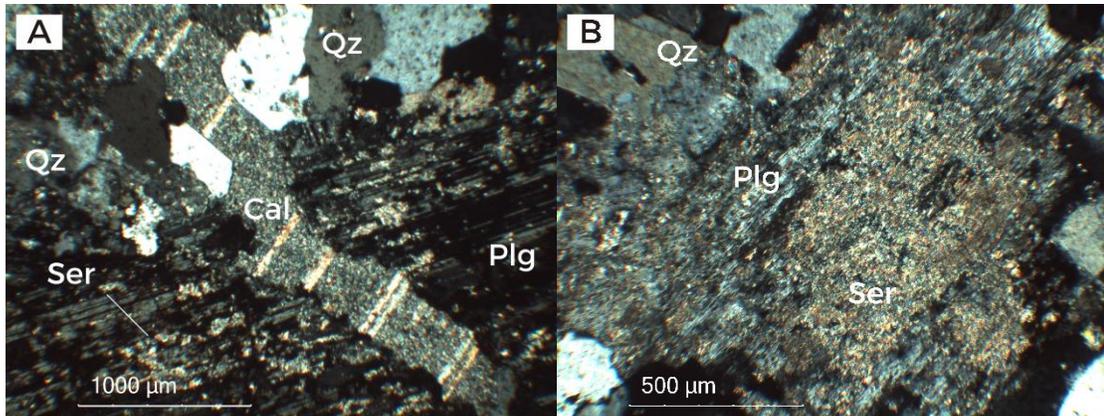


Figura 18.- (A) Vetilla de calcita que atraviesa cristal de plagioclasa de textura subhedral y alteración sericítica moderada. La vetilla posee un ancho promedio de 250 µm y corta del mismo modo las mineralizaciones secundarias de cuarzo. (B) Plagioclasa con alteración sericítica intensa que oblitera parcialmente la textura original.

### 6.1.1.3 Unidad de cuarzo monzodiorita

Unidad intrusiva, a nivel macrocristalino, presenta textura holocristalina, fanerítica, equigranular y variación de cristales euhedrales a subhedrales.

Presenta una composición de cuarzo (10%), plagioclasa (50%) y ortoclasa (20%). Se observa biotita (10%) y contenido de hornblenda (5%). Presenta minerales opacos (5%) correspondiente a magnetita, además de pequeñas vetillas de óxidos de hierro. Presenta un magnetismo de carácter leve (Figura 19),



Figura 19.- Roca de caja de composición cuarzo monzodiorítica

A nivel microscópico la unidad presenta un contenido variable de cuarzo del orden del 10 a 15 % del total de roca, con textura anhedral, equigranular con tamaño promedio de 1500  $\mu\text{m}$ . El desarrollo de plagioclasas en la unidad se presenta con textura subhedral a anhedral, con un tamaño promedio de 2000  $\mu\text{m}$ , zonación y maclado polisintético. Presentan una alteración sericítica moderada a intensa en donde se pueden apreciar obliteraciones completas de la textura inicial (Figura 20).

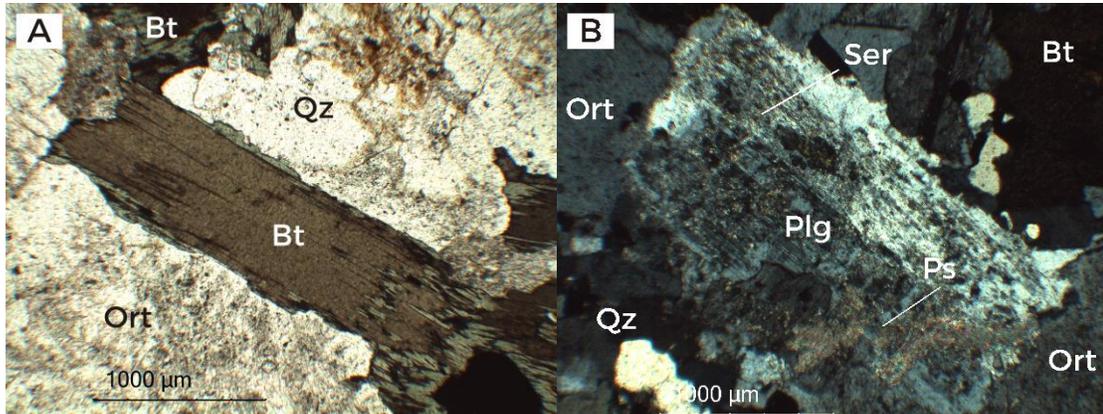


Figura 20.- (A) Biotita subhedral con leve alteración clorítica rica en magnesio. Se observa ortoclasa con desarrollo de textura perthítica, alteración sericítica moderada y epidotización leve (pistacita). (B) Plagioclasa subhedral con desarrollo de maclado polisintético con alteración sericítica moderada. En su borde inferior se observa el desarrollo de epidota tipo pistacita.

A nivel de anfíboles, la unidad presenta un contenido de hornblenda y biotita, en un porcentaje del total de roca del 15%. La hornblenda presenta textura anhedral, con tamaño promedio de 1500  $\mu\text{m}$ , maclado simple levemente observable y alteración intensa a clorita y pistacita. El contenido de biotitas se presenta en el orden del 10%, con textura subhedral a anhedral y un tamaño promedio de los cristales de 2000  $\mu\text{m}$ . Se observa una intensa cloritización rica en magnesio en la mayoría de los cristales y una alteración, que varía de moderada a intensa, de epidota tipo pistacita en el centro de los cristales (Figura 21).

El contenido de ortoclasa en la unidad se encuentra en el orden del 20%, con un desarrollo anhedral, equigranular, con textura perthítica y alteración moderada a sericita y alteración leve a pistacita. El tamaño promedio de los cristales es de 1500  $\mu\text{m}$ .

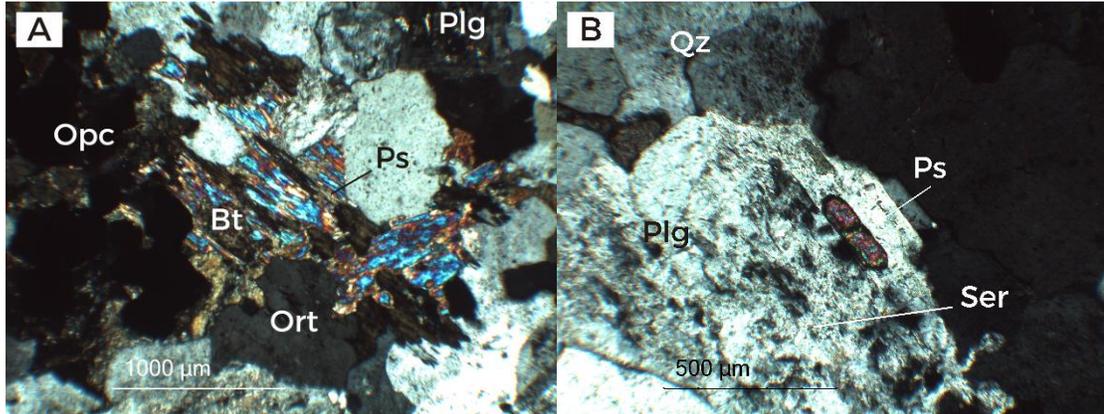


Figura 21.- (A) Biotita anhedral alterando intensamente a clorita rica en Magnesio. Se observa desarrollo de Pistacita en su interior. Presencia de mineralización de mena (minerales opacos). (B) Plagioclasa obliterada completamente debido a alteración sericítica intensa. Se observa cristal de pistacita en el interior de plagioclasa.

#### 6.1.1.4 Dique de microtonalita porfídica

Dique de composición hipabisal. Presenta un desarrollo textural holocristalino, hipidiomórfico a alotriomórfico y porfídico. Se encuentra compuesto por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, ortoclasa y cuarzo (Figura 22).



Figura 22.- Dique hipabisal de microtonalita porfídica

A nivel microscópico, se observa fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, con desarrollo de maclado polisintético. Presentan una albitización en los bordes de los fenocristales, la cual varía en algunos casos a una alteración completa de las plagioclasas, generando una obliteración de su textura inicial (Figura 23). El tamaño de los cristales presenta una variación entre los 800 y 3000  $\mu\text{m}$ .

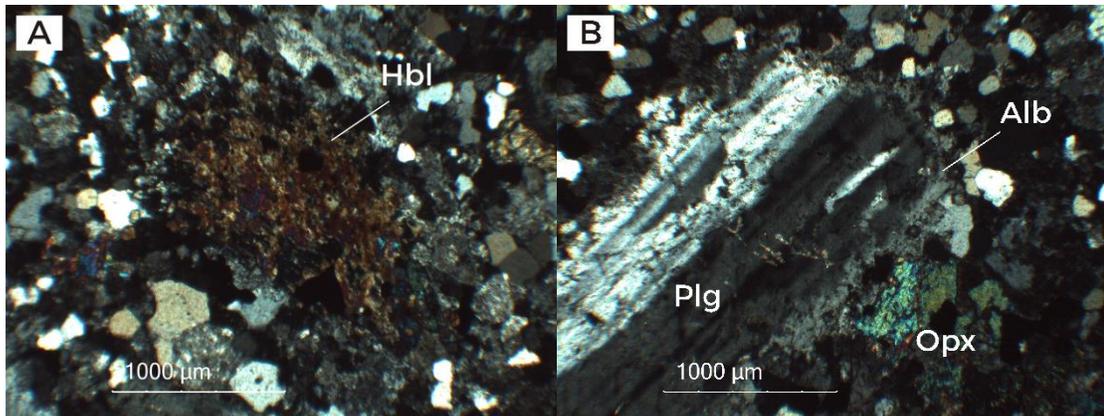


Figura 23.- (A) Fenocristal de hornblenda de textura anhedral, con epidotización intensa. Se observa masa félsica de ortoclasa y cuarzo. (B) Fenocristal de plagioclasa subhedral y maclado polisintético. Presenta albitización en sus bordes y desarrollo de pistacita en su interior. Fenocristal de ortopiroxeno anhedral y alto relieve. Ambos fenocristales se encuentran rodeados por masa félsica.

La unidad presenta fenocristales de hornblenda entre el 5 y el 15%, de textura anhedral con alteración clorítica moderada y alteración intensa a epidota en sus centros, con un tamaño promedio de 1000  $\mu\text{m}$ . De igual manera, se observa fenocristales de ortopiroxeno, en cantidades del orden del 5%, de textura anhedral y fracturamiento moderado, rodeados por masa félsica (Figura 24).

La matriz está compuesta por ortoclasa y cuarzo, de textura anhedral, microequigranular, de tamaño promedio de 200  $\mu\text{m}$ . se observa una proporción 1:1 en la matriz.

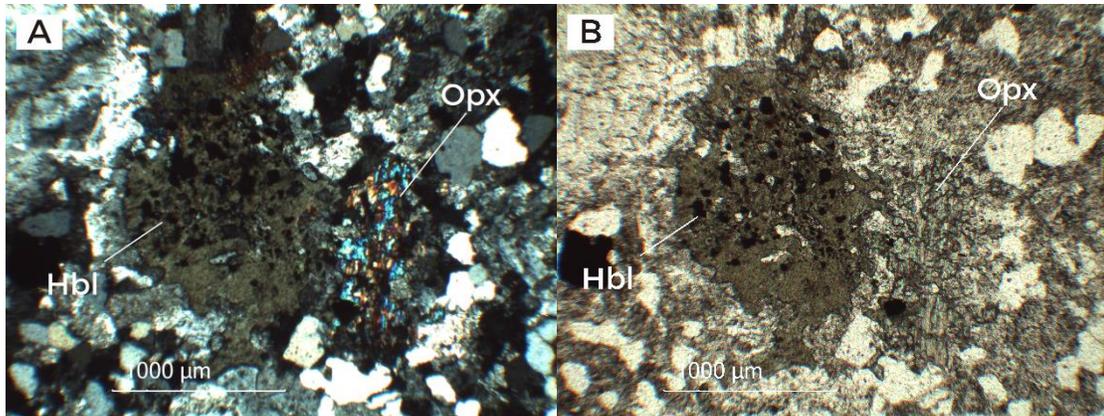


Figura 24.- Fenocristales de hornblenda y ortopiroxeno de textura anhedral rodeados por masa félsica de ortoclasa y cuarzo en proporción 1:1 en vista NC (A) y NP (B).

### 6.1.2 Mineralización y alteración

La mineralización presente en el área de estudio se encuentra asociada fundamentalmente a un sistema de vetas con rumbo dominante NE y manteo NW. Estas vetas contienen mineralizaciones primarias de cobre, molibdeno, oro y zinc, además de altas concentraciones de elementos menores y trazas como plomo, bario, arsénico y uranio.

Se observa una escasa mineralización de cobre por enriquecimiento supérgeno, con reemplazos parciales y poco abundantes.

A nivel supérgeno, el modo de ocurrencia de las mineralizaciones se presenta principalmente a través de vetas, aunque el desarrollo en patinas es predominante en algunos sectores del área.

#### 6.1.2.1 Mineralización hipógena y enriquecimiento supérgeno

La mineralización hipógena en el área de estudio corresponde principalmente a asociaciones minerales de cobre, molibdeno, plomo y zinc, aunque también se observa mineralización hipógena rica en hierro (Figura 25). Estas mineralizaciones presentan un modo de ocurrencia vetiforme, con variaciones de potencia entre los 2 a 12 cm, con halos de alteración entre 0,5 a 1 metro.

Las principales asociaciones minerales que se encuentran en el área de estudio corresponden a galena y molibdenita, tanto en sus concentraciones como en su distribución a lo largo del sistema de vetas. Sin embargo, las labores mineras (actuales e históricas) que se han desarrollado en el lugar, consideran únicamente la extracción de menas de cobre y oro.

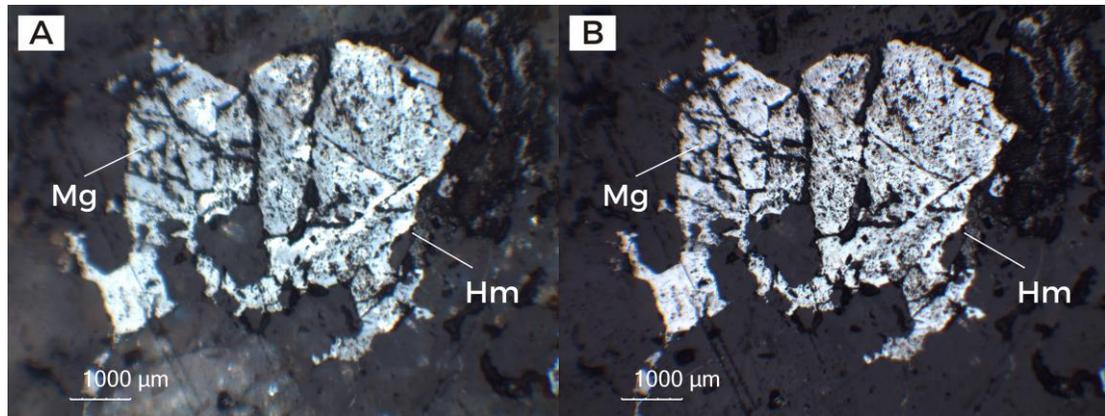


Figura 25.- Mineralización por reemplazo. Se observa relicto anhedral de magnetita hipógena, sin orientación preferencial y con fracturamiento de carácter irregular siendo reemplazado a hematita. Imagen en NC (A) y NP (B).

Como mineralización de cobre hipógena, el área de estudio contiene concentraciones de calcopirita, la cual se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, al interior de vetas y vetillas mineralizadas. La mayoría del contenido de calcopirita observado se encuentra afectado por procesos de alteración y enriquecimiento supérgeno (Figura 26 y Figura 27).

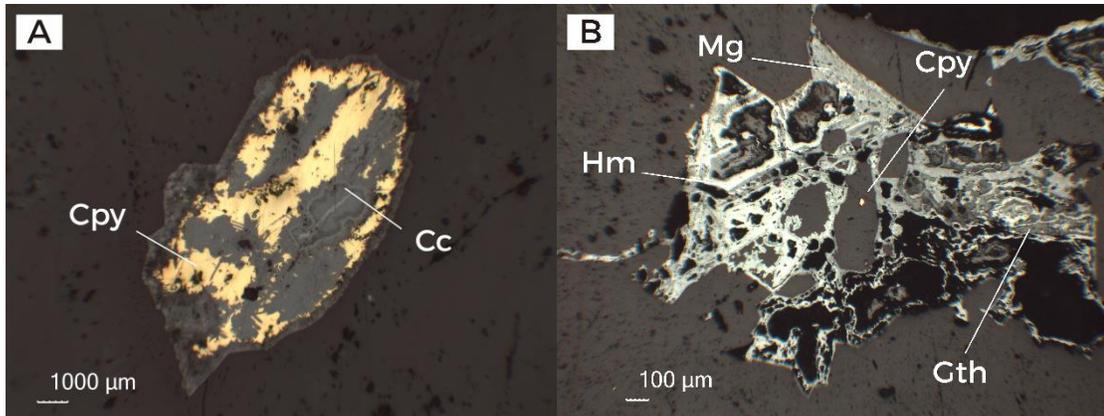


Figura 26.- (A) Cristal de calcopirita anhedral. Se observa reemplazo por enriquecimiento supérgeno a calcosina en bordes e interior del cristal. (B) Relicto de magnetita hipógena siendo reemplazada por hematita (gris claro) y Goethita (gris oscuro).

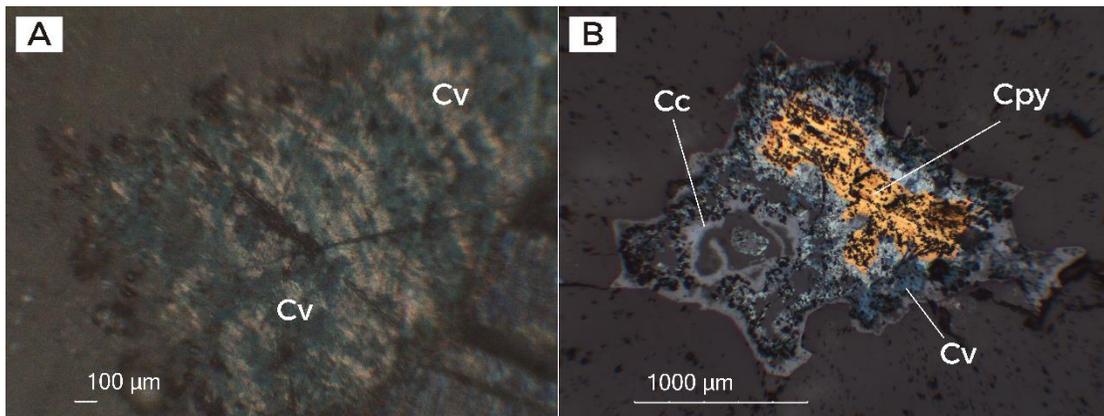


Figura 27.- (A) Zona ampliada a la mineralización de covelina. Se observa anisotropía característica. (B) Cristal anhedral de calcopirita en reemplazo por enriquecimiento supérgeno a covelina en el radio más cercano a mineralización primaria y a calcosina en los bordes exteriores

Las mineralizaciones por enriquecimiento supérgeno corresponden a calcosina, covelina y bornita, las cuales se presentan principalmente a través de texturas de reemplazo en los cristales de calcopirita. Este reemplazo ocurre en tempranamente en los bordes de grano de la mineralización primaria, para luego presentarse a través de clivajes, planos de debilidad y microfracturas de los cristales.

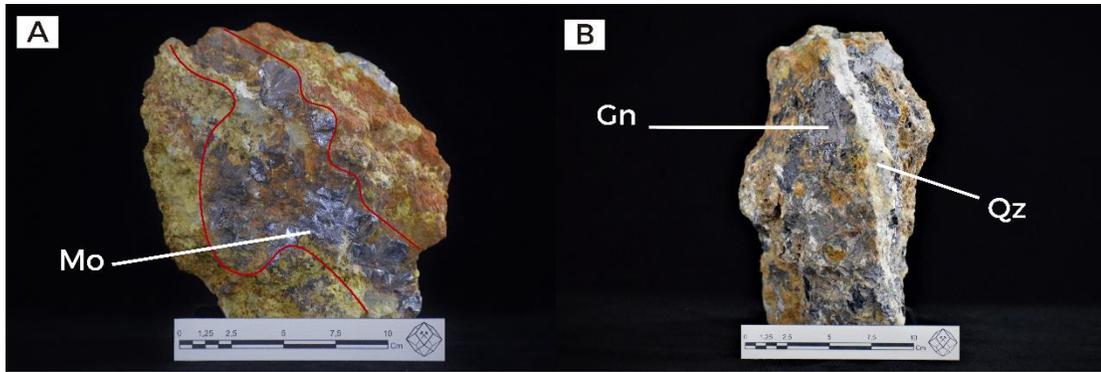


Figura 28.- (A) Veta de molibdenita de espesor máximo y promedio de 8 y 5 cm respectivamente. Se observa hábito radial de los cristales. (B) Veta de cuarzo y galena. Se observa que la mineralización de galena se encuentra hacia los bordes exteriores de la veta, mientras que el cuarzo recorre la veta exclusivamente a través de su centro.

Las vetas de mayor tamaño presentes en el área poseen mineralizaciones de molibdenita y galena de forma predominante. En los sectores donde fue posible la toma de muestras, las vetas se encuentran alteradas por la acción de fluidos meteóricos, lo cual generó una mineralización secundaria rica en molibdeno y plomo (Figura 28).

A nivel microscópico, esto se observa a través de texturas de reemplazo de galena por cerusita (Figura 29).

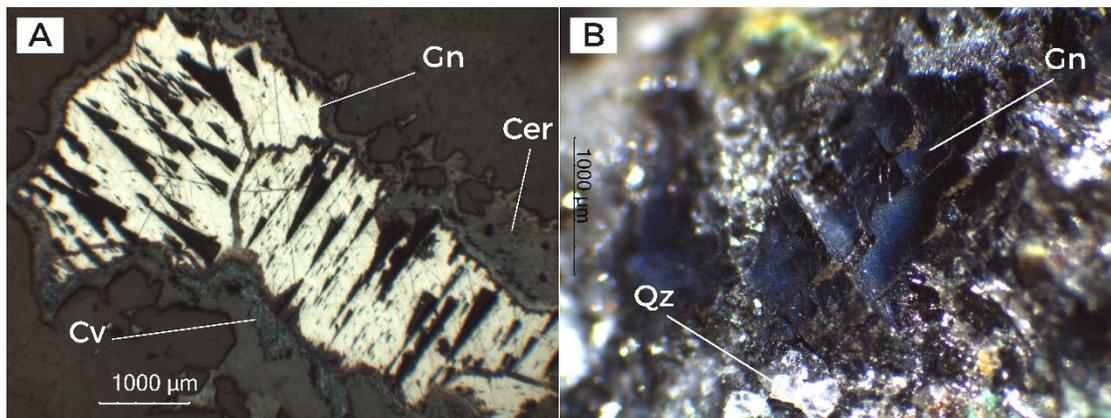


Figura 29.- (A) Galena anhedral con surcos triangulares característicos siendo alterada en sus bordes por cerusita. Se observa mineralización de covelina en borde inferior. (B) Vetilla de galena y cuarzo observada en lupa binocular con un espesor de 6 mm. Se observa hábito característico de la galena.

La mineralización de oro (Figura 30) se encuentra asociada a vetillas de cuarzo de espesores que varían entre 0,7 y 20 mm. Estas vetillas se encuentran a lo largo del área de estudio y están controladas por el sistema de fallas presente en el sector.

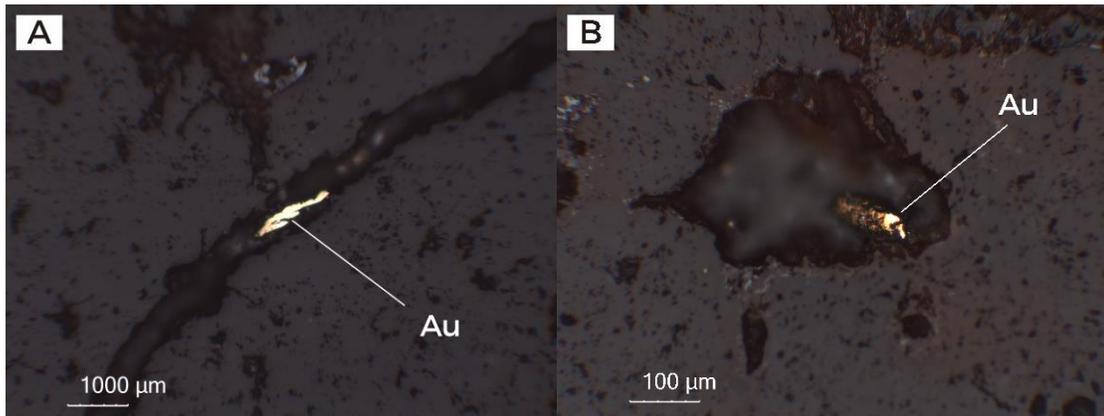


Figura 30.- (A) Vetilla de cuarzo de 700 µm de espesor. Se observa mineralización de oro en hábito dendrítico con una longitud aproximada de 1000 µm. (B) Cavity en veta de cuarzo que se encuentra rellena parcialmente por oro. Se observa una disminución en la reflectividad del oro a medida que éste ingresa en la cavidad.

Se observa mineralización hipógena de esfalerita en agregados cristalinos subhedrales con variaciones de tamaño de 2 a 15 mm. (Figura 31). El contenido de esfalerita se presenta en sistemas de vetillas que cortan la roca de caja, acompañados por galena, calcopirita, magnetita, ilmenita, hematita y cuarzo. La cristalización de esfalerita presenta pequeñas inclusiones micrométricas de calcopirita (5-10 µm), las cuales están presentes en toda la mineralización.

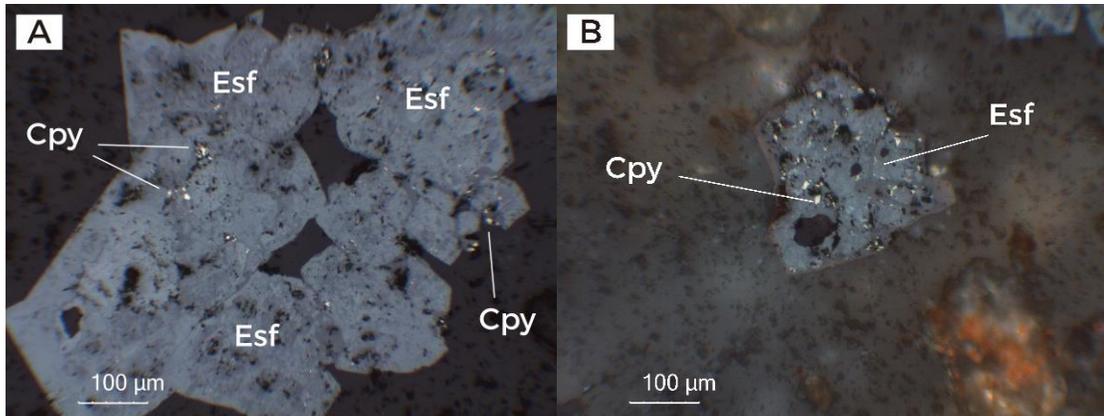


Figura 31.- (A) Agregado de cristales subhedrales de esfalerita con pequeñas inclusiones de calcopirita. (B) Cristal subhedral de esfalerita con inclusiones de calcopirita. Se observa en NC las reflexiones internas características en los bordes del cristal.

#### 6.1.2.2 Mineralización supérgena

La mineralización supérgena se desarrolla principalmente en modo vetiforme, de la misma forma que la mineralización hipógena, aunque es posible encontrar sectores de área de estudio con cambio a mineralización en patina. Corresponde principalmente a asociaciones minerales de cobre, plomo, molibdeno y zinc.

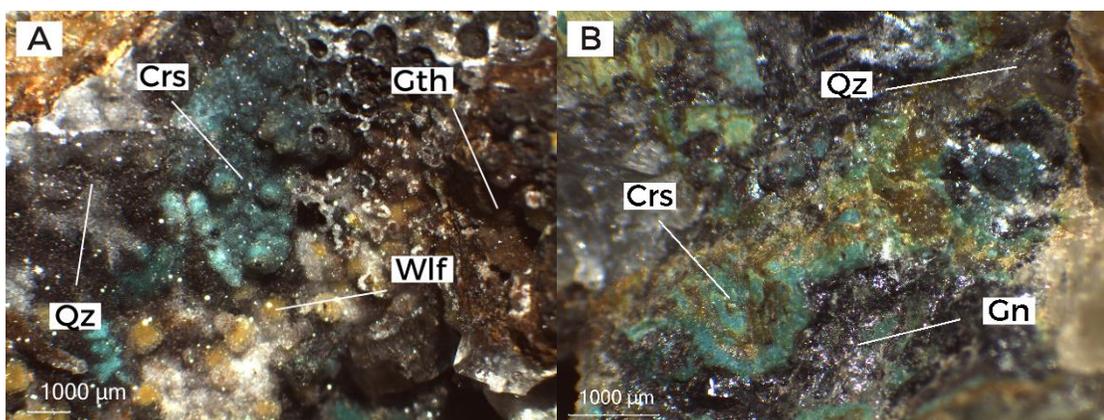


Figura 32., (A) Veta mineralizada con desarrollo de crisocola botroidal, wulfenita y goethita, siendo recubiertas por calcedonia/cuarzo. (B) Veta de 2 cm de espesor con mineralización de crisocola y cuarzo, acompañando mineralización primaria de galena.

La mineralización de cobre principal corresponde a crisocola, la cual se presenta en vetas y vetillas de forma botroidal y masiva, acompañada generalmente de cuarzo, calcedonia, galena y óxidos de hierro (Figura 32), y en sectores con desarrollo en patina (Figura 33). Ambos modos de ocurrencia se encuentran controlados por fallas que guían la mineralización.

El modo de ocurrencia en patina de crisocola en patina presenta una estimación visual del 0,3% en Ley de cobre, debido al escaso desarrollo y alto contenido en cuarzo que acompaña a la mineralización.



Figura 33.- Rajo de dimensiones menores realizado para la búsqueda de óxidos de cobre. Se observa una baja ley asociada a crisocola por lo que se desistió de su continuación. Se observa una pérdida de continuidad en la mineralización debido a la presencia de una falla que corta su desarrollo.

Se observa cantidades menores de carbonatos de cobre como malaquita y azurita en modo de ocurrencia vetiforme. El desarrollo de malaquita presenta hábito acicular radial mientras que el hábito de azurita es primordialmente masivo y en patina. Estas mineralizaciones se presentan en vetas y vetillas con un mayor contenido de minerales ricos en ion carbonato, como calcita y cerusita (Figura 34).

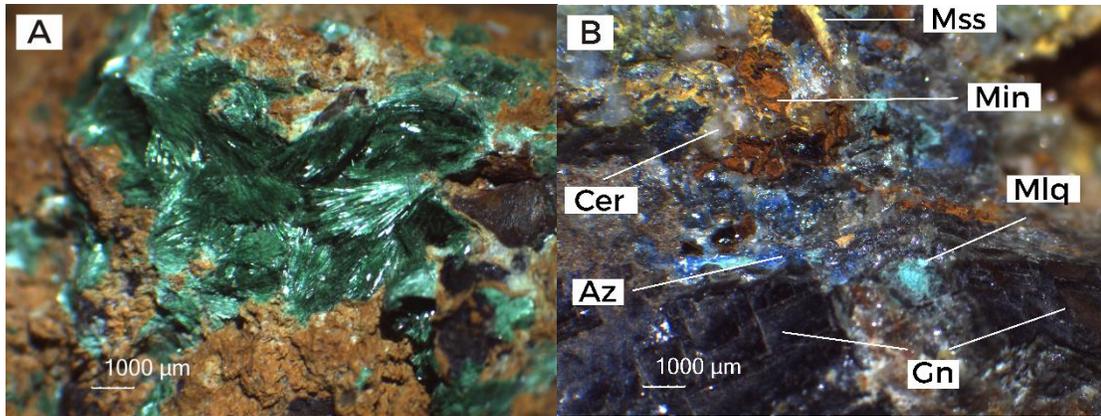


Figura 34.- (A) Malaquita con hábito acicular radial relleno cavidad en matriz de óxidos de hierro. (B) Contenidos de azurita y malaquita en patina en veta con mineralizaciones primarias y secundarias de plomo.

Las mineralizaciones ricas en zinc corresponden principalmente a hemimorfita y rosasita, siendo esta última también una mineralización de cobre. La rosasita se presenta generalmente en agregados botroidales y mamilares, de tamaños que varían entre los 0,2 1,5 mm. Presenta una ocurrencia en vetas y vetillas, asociadas a mineralizaciones como cuarzo, crisocola, óxidos de hierro, cerusita, hemimorfita y calcita.

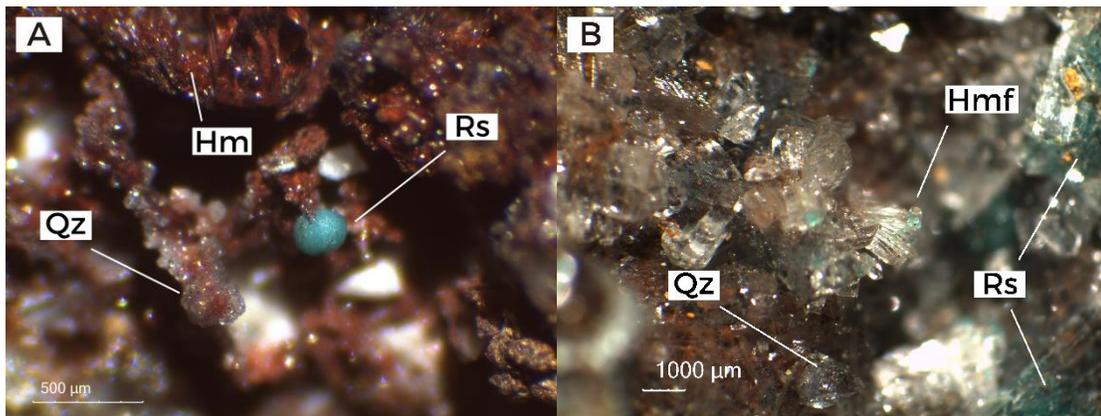


Figura 35.- (A) Rosasita botroidal en cavidad rellena por hematita recubierta por cuarzo microcristalino. (B) Cristales tabulares de hemimorfita sobre cuarzo que recubre mineralizaciones de rosasita y óxidos de hierro.

El desarrollo de hemimorfita ocurre de igual forma en vetas y vetillas con asociaciones minerales ricas en zinc y plomo, como rosasita, galena y cerusita. Se presenta en agregados

de cristales de hábito tabular, los cuales poseen una variación de tamaño que va desde los 0,5 a 2 mm (Figura 35). Existe una variación en su color, comúnmente desde el incoloro a un blanco pálido y un brillo vítreo a semi vítreo.

Las mineralizaciones supérgenas ricas en plomo corresponden a arseniatos y vanadatos de plomo como mimetita y motramita, y a óxidos de plomo tales como massicot y minium. La mineralización de mimetita se presenta en vetas y vetillas, comúnmente en conjunto con wulfenita. Presenta una morfología piramidal que varía a agregados aciculares más pequeños. Posee un color amarillo pálido a amarillo naranja y un vitro sub-adamantino.

De igual forma, el desarrollo de motramita está ligado a la mineralización de wulfenita, ya que se presenta como alteración de ésta. Presenta un hábito globular y botroidal de pequeñas dimensiones (100- 300  $\mu\text{m}$ ), el cual varía a masivo y en patina. Posee un color verde claro, con pocas variaciones, un brillo resinoso y un pobre o nulo clivaje distinguible (Figura 36).

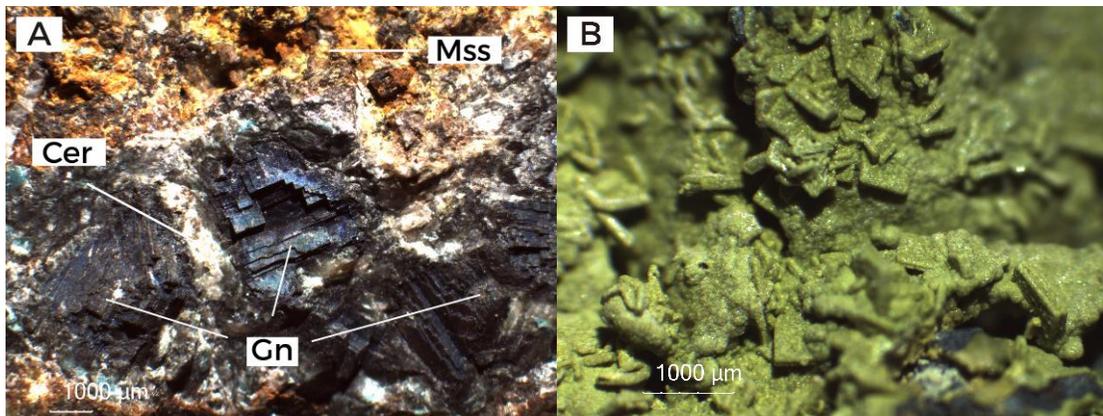


Figura 36.- (A) Veta con mineralización de galena con desarrollo de hábito isométrico siendo alterada por en sus bordes inmediatos por cerusita. Se observa alteración a massicot en borde exterior. (B) Motramita botroidal cubriendo completamente a mineralización de wulfenita.

A nivel de óxidos de plomo se observan mineralizaciones de massicot y minium alterando menas primarias y secundarias de galena y cerusita. Ambos presentan hábitos terrosos, frágiles y mal constituidos. Se encuentran presentes en vetas y vetillas que presentan un alto contenido en galena, rodeando la mineralización o alterándola completamente (Figura

36). Massicot presenta un color amarillo ocre, una dureza relativa baja y un brillo mate u opaco. Por otro lado, la mineralización de minium presenta propiedades similares en hábito y brillo, variando en color (rojo a café rojizo), una leve mejor constitución en su hábito masivo y un aumento leve en su dureza relativa (Figura 37).

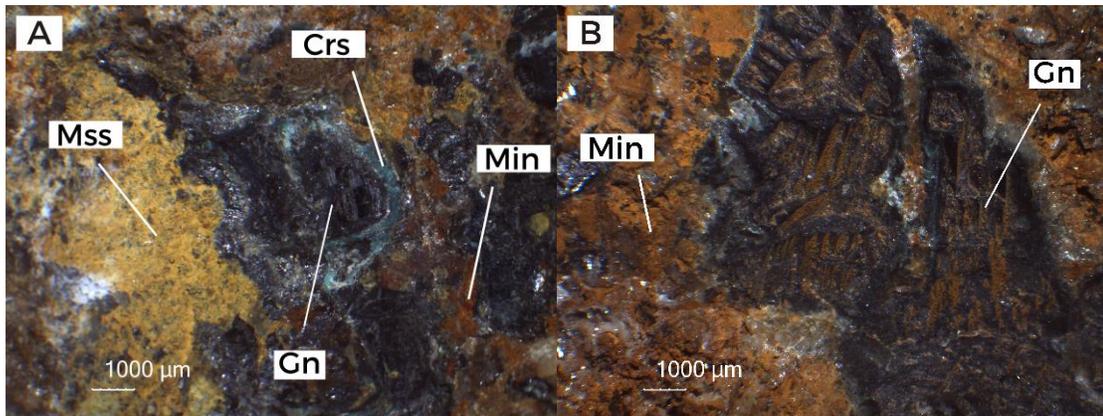


Figura 37.- (A) Mineralizaciones de minium y massicot alterando cristales de galena. Se observa crisocola en patina y en cantidades menores alrededor de galena. (B) Cristales de galena alterando a minium.

Las mineralizaciones supérgenas de molibdeno corresponden a wulfenita y ferrimolibdita. El desarrollo de wulfenita se presenta en veta de 2 a 5 cm de espesor, así como también en cavidades y fracturas presentes en el área circundante a las vetas. Presente un hábito tabular delgado, de morfología cuadrada exhibiendo caras vicinales planas (Figura 38). Presentan un color amarillo a amarillo anaranjado, de baja dureza relativa y un brillo resinoso a adamantino. Se encuentra asociado a mineralizaciones de galena, molibdenita, mimetita, hemimorfita, cerusita y óxidos de hierro.

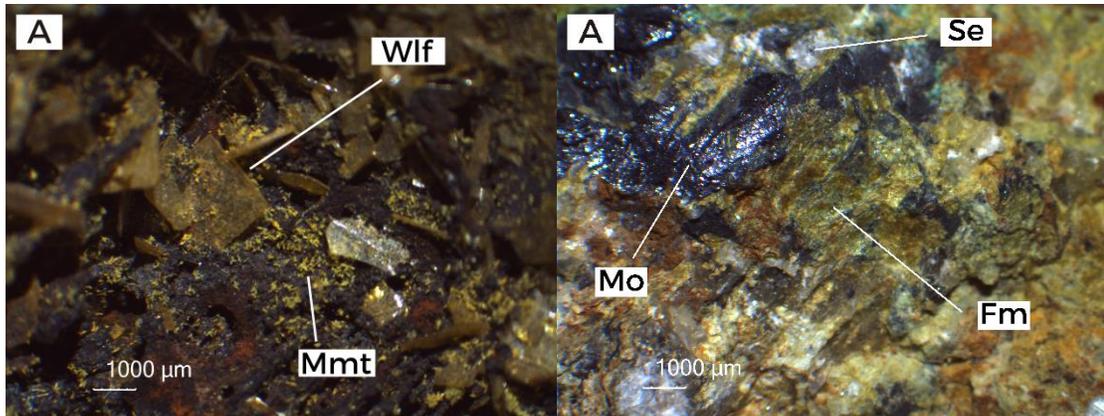


Figura 38.- (A) Cristales de wulfenita tabulares acompañados de un desarrollo de pequeños cristales piramidales de mimetita sobre óxidos de hierro. (B) Alteración de molibdenita a ferrimolbdenita. Se observa contenido menor de selenita alrededor de molibdenita.

La mineralización de ferrimolibdenita ocurre principalmente como alteración de la mena de molibdenita encontrada en algunas vetas del área de estudio. Se observa una alteración parcial de molibdenita, desarrollándose halos de alteración de ferrimolibdenita. Presenta en su mayor parte un hábito masivo con escaso desarrollo cristalino en algunos sectores. Se observa una asociación con óxidos de hierro, calcopirita, selenita, crisocola, cuarzo y wulfenita (Figura 38). su color varía entre amarillo claro a amarillo ocre, con dureza relativa muy baja (1-2 según Mohs) y un brillo mate a sub adamantino.

#### Mineralización de arcillas

A nivel de arcillas, los resultados obtenidos en dos muestras analizadas por metodología de difracción de rayos X, muestran contenidos de montmorillonita-illita de 7,3 %wt, contenidos de Illita de 2,25 %wt y un contenido de caolinita del 1,62% wt. Para el resto de las arcillas, no se encontraron valores por sobre el límite de detección (LOD) (Figura 39).

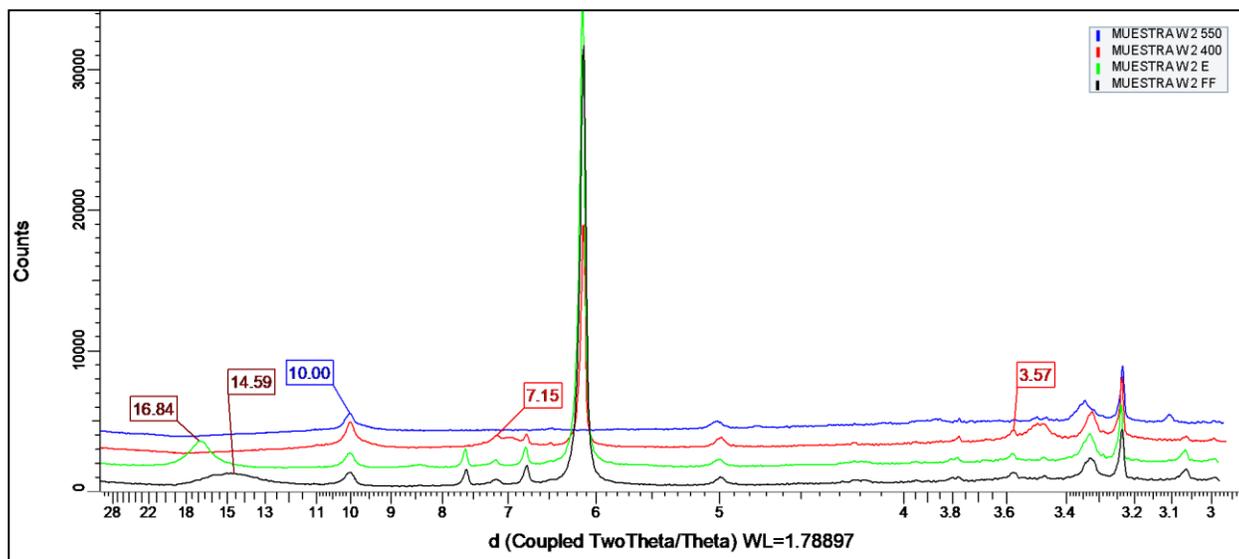


Figura 39.- Difractograma realizado para la determinación del contenido de arcillas. El análisis se realizó con tratamiento en fracción fina (Muestra W2 FF), con tratamiento en Etilenglicol (Muestra W2 E), con tratamiento térmico a 400°C (Muestra W2 400) y con tratamiento térmico a 550°C (Muestra W2 550).

ANÁLISIS SEMICUANTITATIVO		
Fracción <2 um	% relativo	% en peso
<b>Caolinita</b>	14,77%	<b>1.62</b>
<b>Caolinita-Dickita</b>	< LOD	< LOD
<b>Illita</b>	20,43%	<b>2.25</b>
<b>Pirofillita</b>	< LOD	< LOD
<b>Clorita</b>	< LOD	< LOD
<b>Montmorillonita</b>	< LOD	< LOD
<b>Montmorillonita-Illita</b>	64,80%	<b>7,13</b>
<b>Clorita-Montmorillonita</b>	< LOD	< LOD
<b>Clorita-Vermiculita</b>	< LOD	< LOD
<b>Rectorita</b>	< LOD	< LOD

Tabla 2.- Resultados de análisis de XRD para arcillas. Se observa un contenido de montmorillonita-illita, illita y caolinita por sobre el límite de detección.

## 6.2 GEOQUÍMICA

Se realizaron análisis por XRF a un total de 9 muestras (Figura 40), las cuales fueron analizadas por elementos trazas, dependiendo de la mineralización y alteraciones observadas tanto a nivel macroscópico como microscópico.

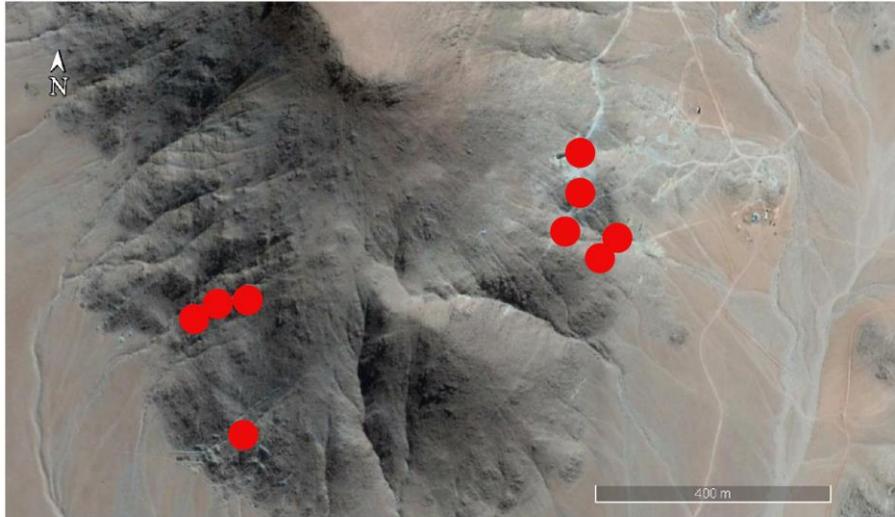


Figura 40.- Mapa de localización de muestras tomadas para análisis de Fluorescencia de Rayos X

En general, los análisis realizados a los ejemplares identifican *peaks* de concentraciones para los elementos de titanio, cobre, zinc, bario, plomo y uranio. Muchos de estos elementos pueden ser utilizados como “elementos exploradores” o incluso como “elementos indicadores” según el tipo de depósito.

### 6.2.1 Diagramas de concentraciones de elementos trazas

El análisis realizado a la muestra MX-1 determinó un contenido anómalo de titanio, cobre, zinc, bario y plomo (Figura 41). Las concentraciones de zinc y bario representan un 0,7105% y 0,644% de la composición de la roca.

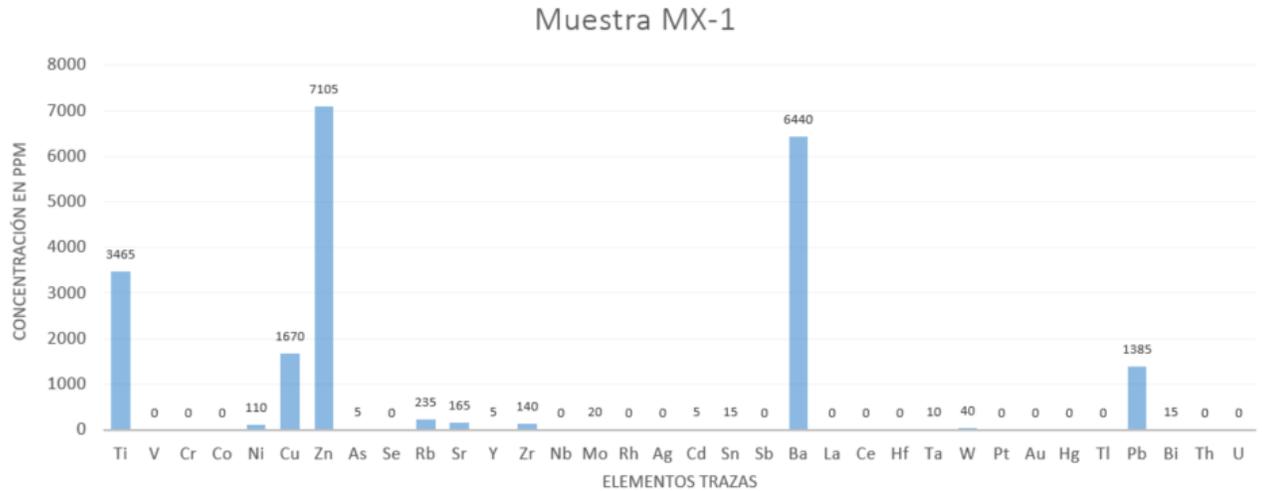


Figura 41 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-1

En MX-2 (Figura 42) se observa una elevada concentración de titanio (0.375%), cobre (0.2830%), zinc (1.393%) y bario (0.421%).

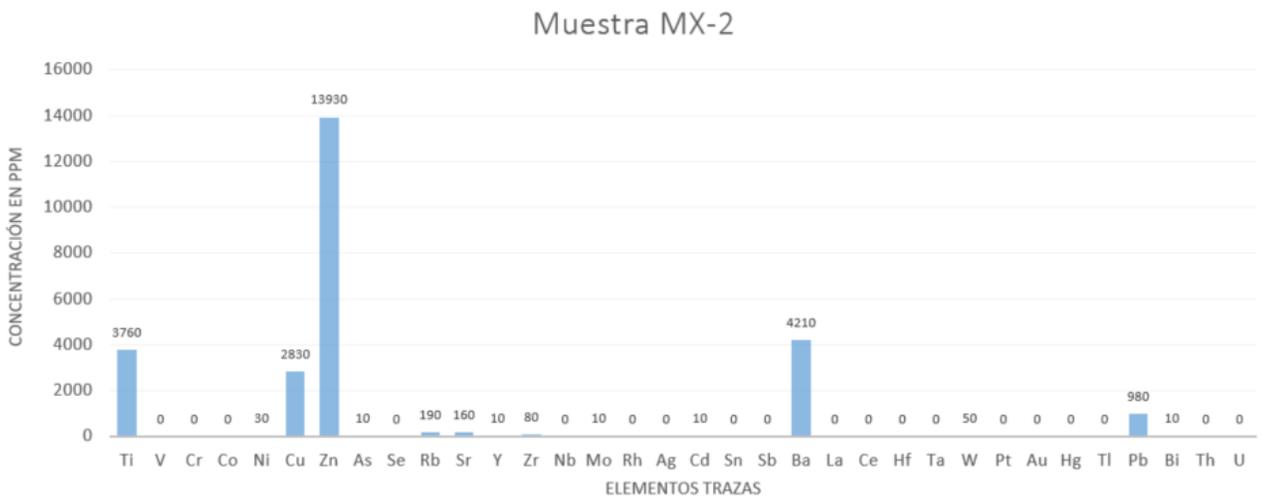


Figura 42 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-2

Se observa una alta concentración de plomo en la muestra MX-3 (Figura 43) de 33,794%. Vanadio, cobre, zinc y arsénico muestran valores anómalos de concentración, al igual que (aunque en menor medida) las concentraciones de molibdeno y tantalio.

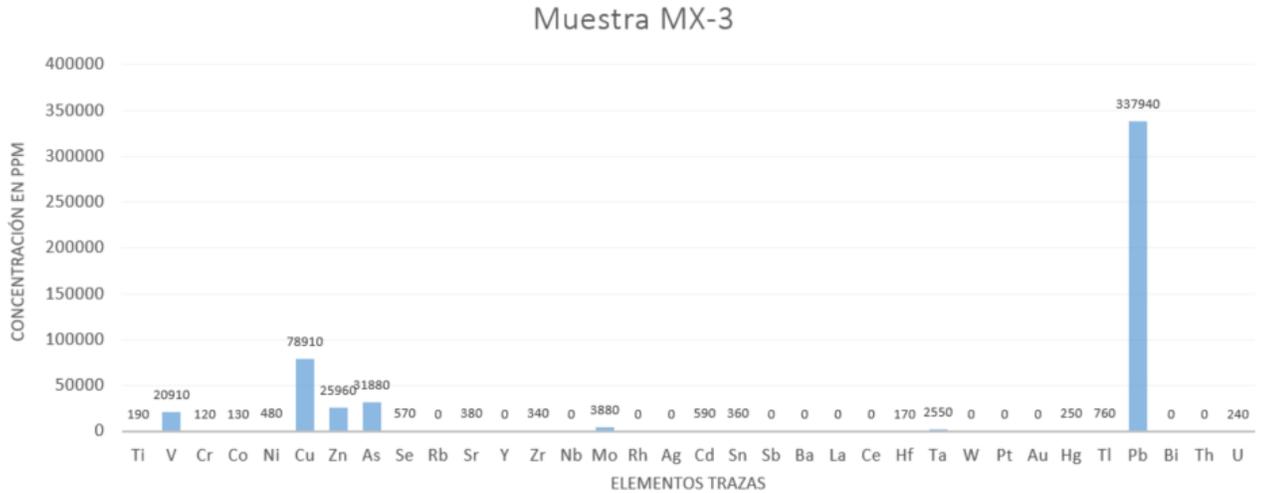


Figura 43 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-3

El análisis realizado a la muestra MX-4 arroja una alta concentración de cobre, zinc, molibdeno, bario y plomo (Figura 44). Se observa además concentraciones de uranio de 400 ppm (0.04%).

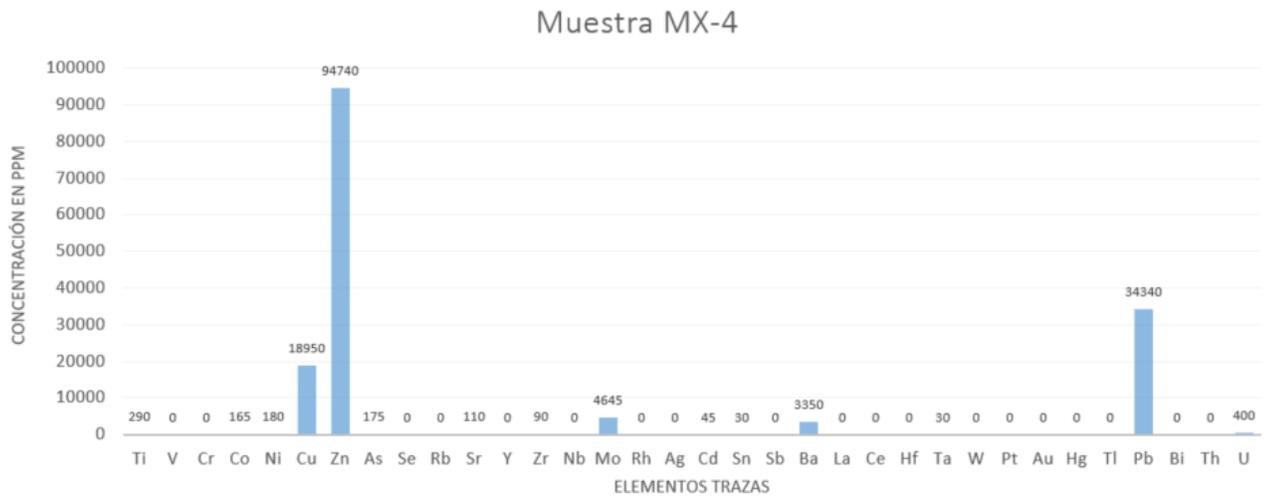


Figura 44 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-4

La muestra MX-6 (Figura 45) arroja concentraciones de plomo de 1,332%. Los elementos de zinc y cobre también presentan concentraciones anómalas a 5,78% y 0,14% respectivamente.

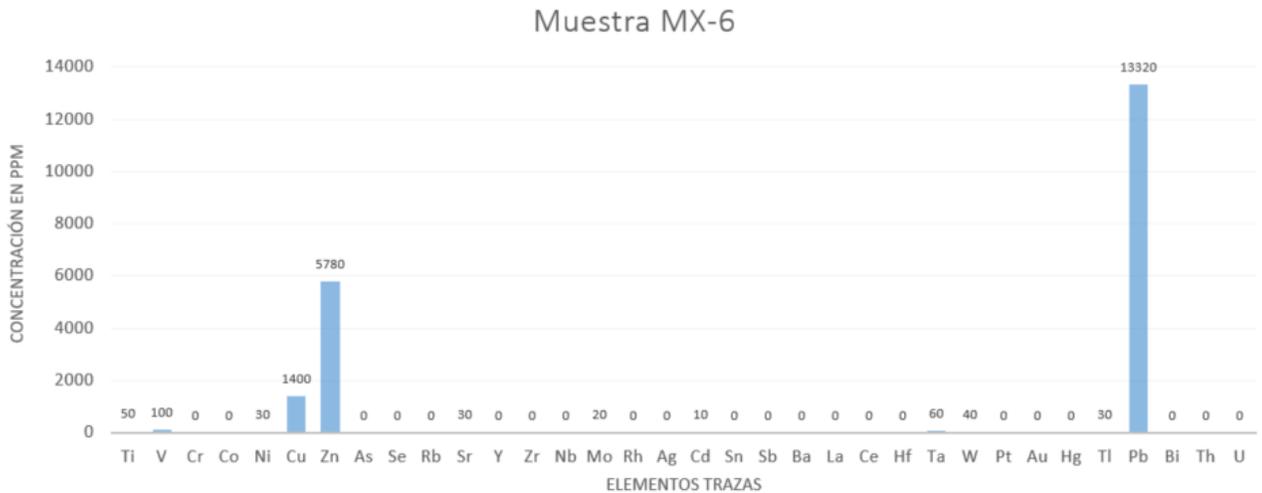


Figura 45 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-6

Se observa una concentración altamente anómala para los elementos de cobre (2,806%), zinc (1,352%), arsénico (0,637%), molibdeno (0,622%), antimonio (0,474%) y plomo (11,512%) en la muestra MX-7 (Figura 46). El resto de los elementos trazas se encuentran en concentraciones menores a 1000 ppm (0.1%).

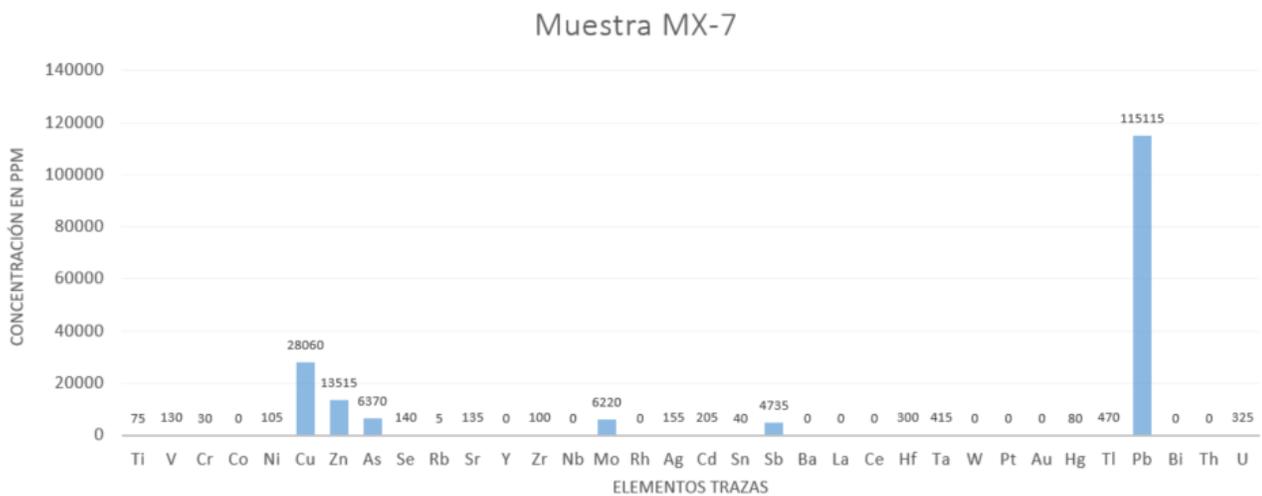


Figura 46 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-7

El análisis a la muestra MX-8 arroja altas concentraciones de plomo, cobre, zinc, arsénico y antimonio. Es de interés la concentración de oro obtenida en la muestra, la cual se observa en 800 ppm (0,08%) (Figura 47).

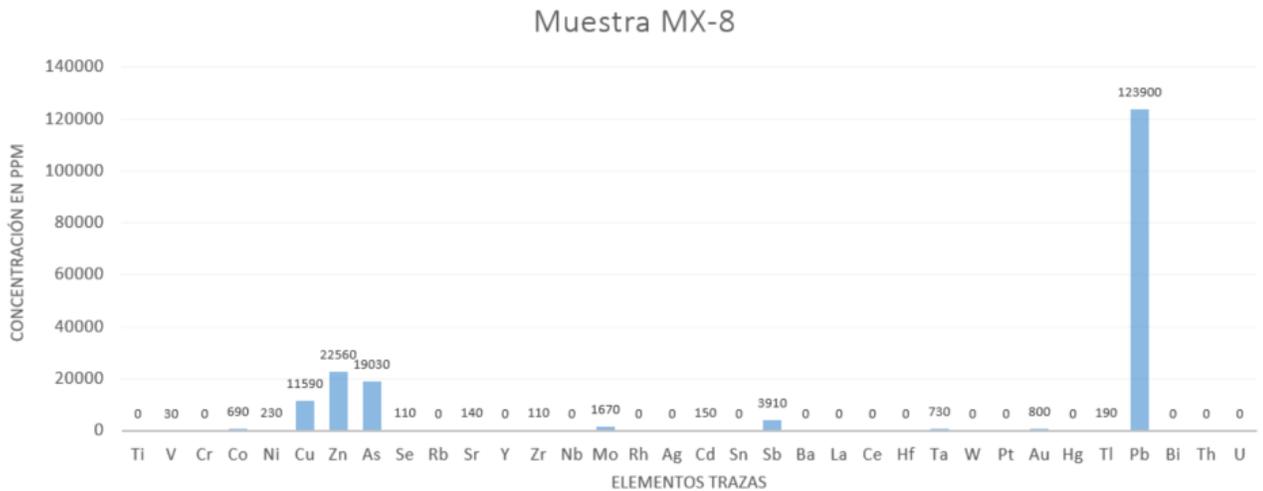


Figura 47 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-8

El análisis de MX-9 (Figura 48) arroja un alto contenido en plomo y molibdeno, debido a que el análisis fue realizado a cristales de wulfenita. Se observa una alta concentración de uranio en la muestra, la cual se eleva a los 8,29%.

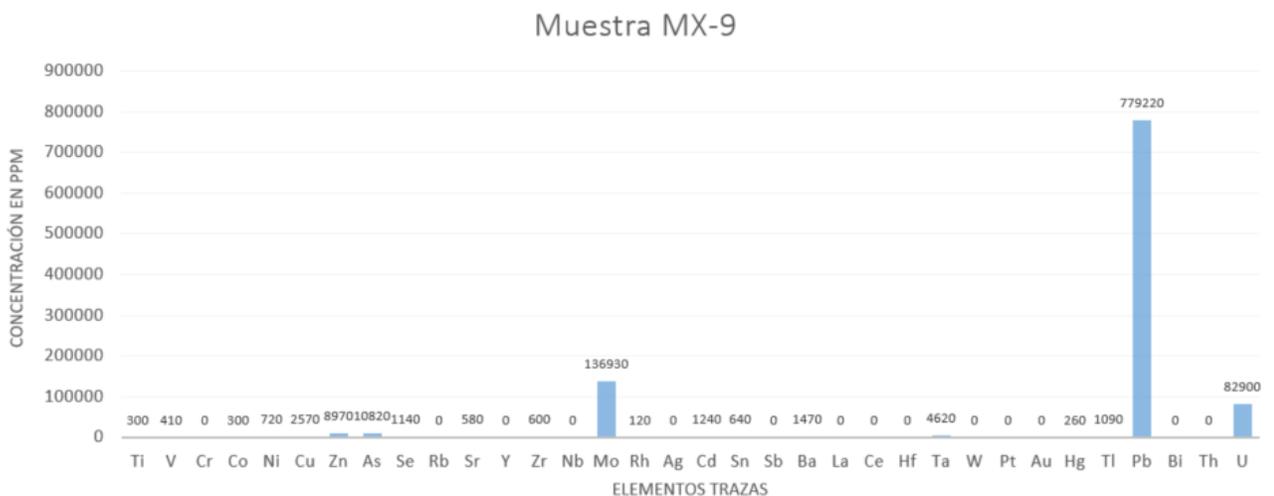


Figura 48 Análisis de XRF para elementos traza realizado en la muestra MX-9

### 6.2.2 Diagramas bi-variantes de elementos trazas de interés

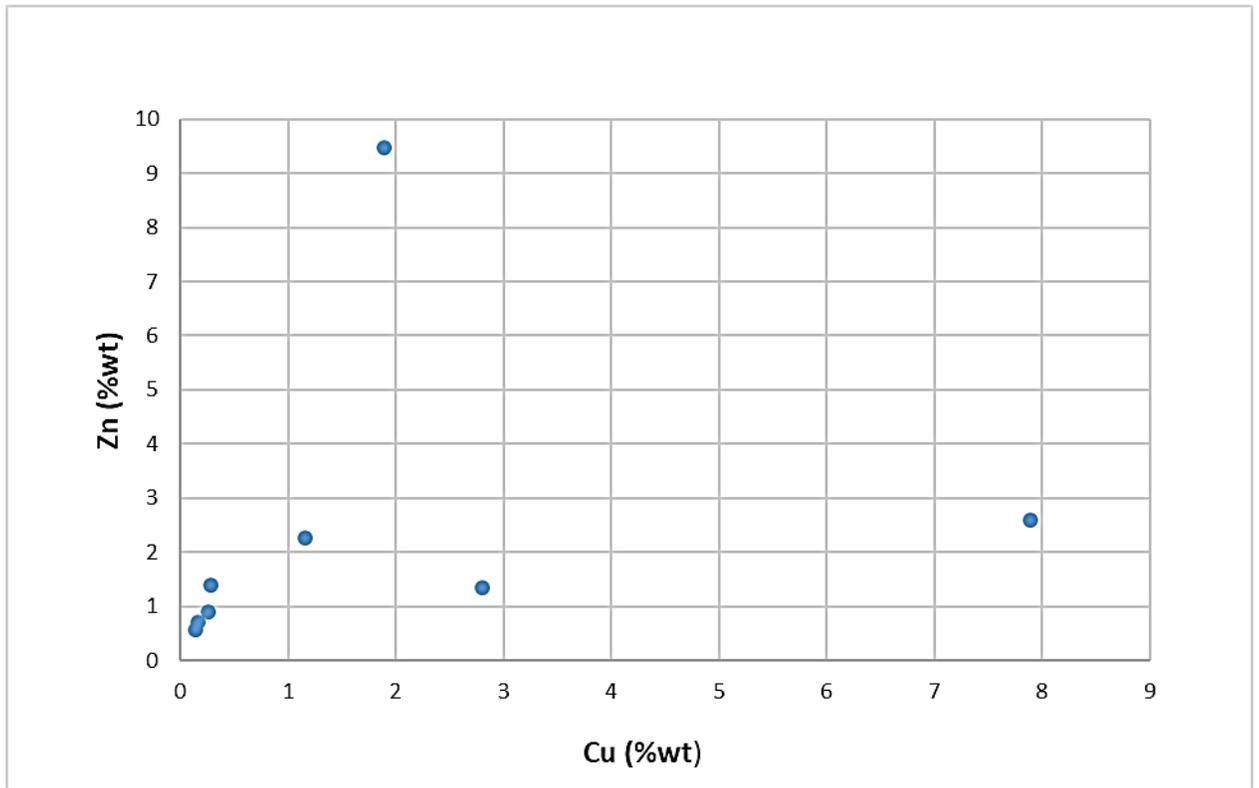


Figura 49.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Zn y Cu.

No se observa una relación lineal entre el contenido de Zn y Cu en el área de estudio (Figura 49). Los rangos de Zn varían entre los 0,5% y 2,5% (a excepción del valor puntual de 9,5%), para variaciones de cobre que se encuentran en el rango de 0,1 % 7.8%.

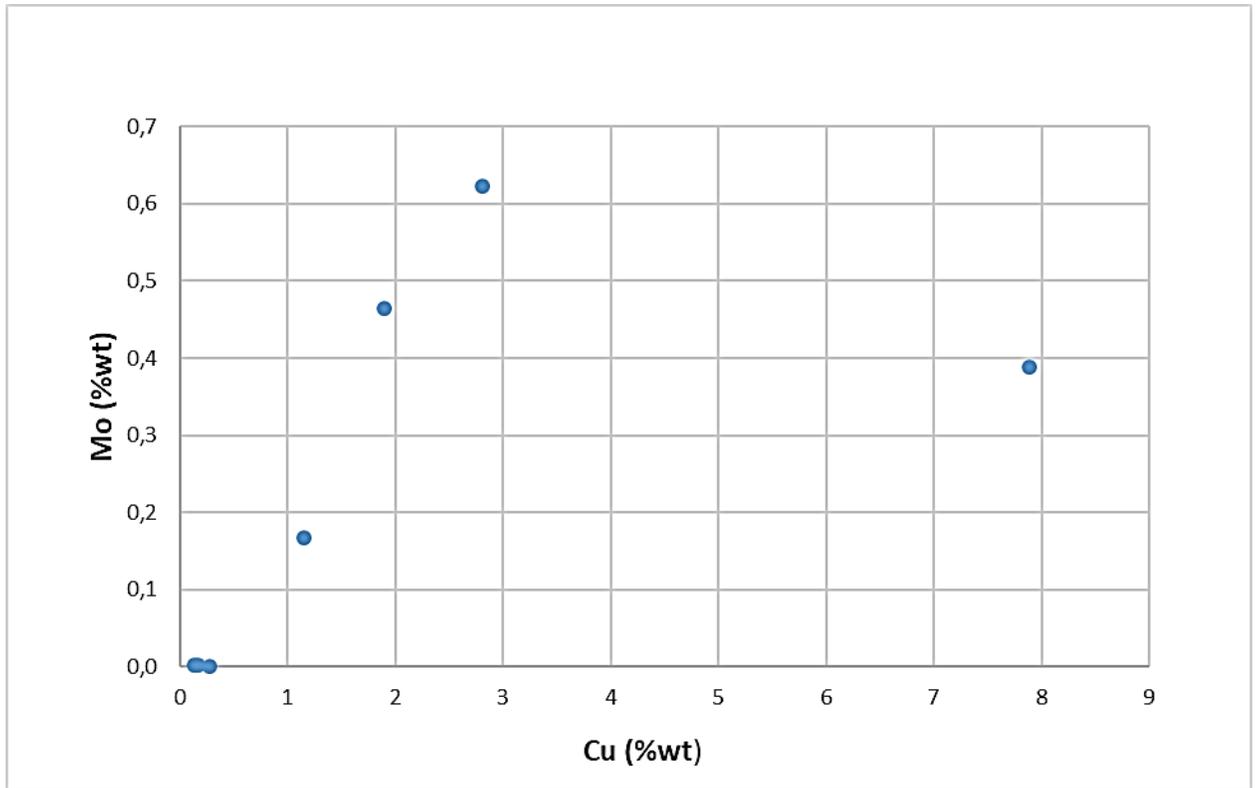


Figura 50.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Mo y Cu.

El análisis comparativo entre ambas concentraciones de elementos permite observar una estrecha relación entre Cu y Mo (Figura 50). Se observa un incremento sustancial en el contenido de molibdeno en el área de estudio a medida que las concentraciones de varían desde los 0,1% a los 7,8%.

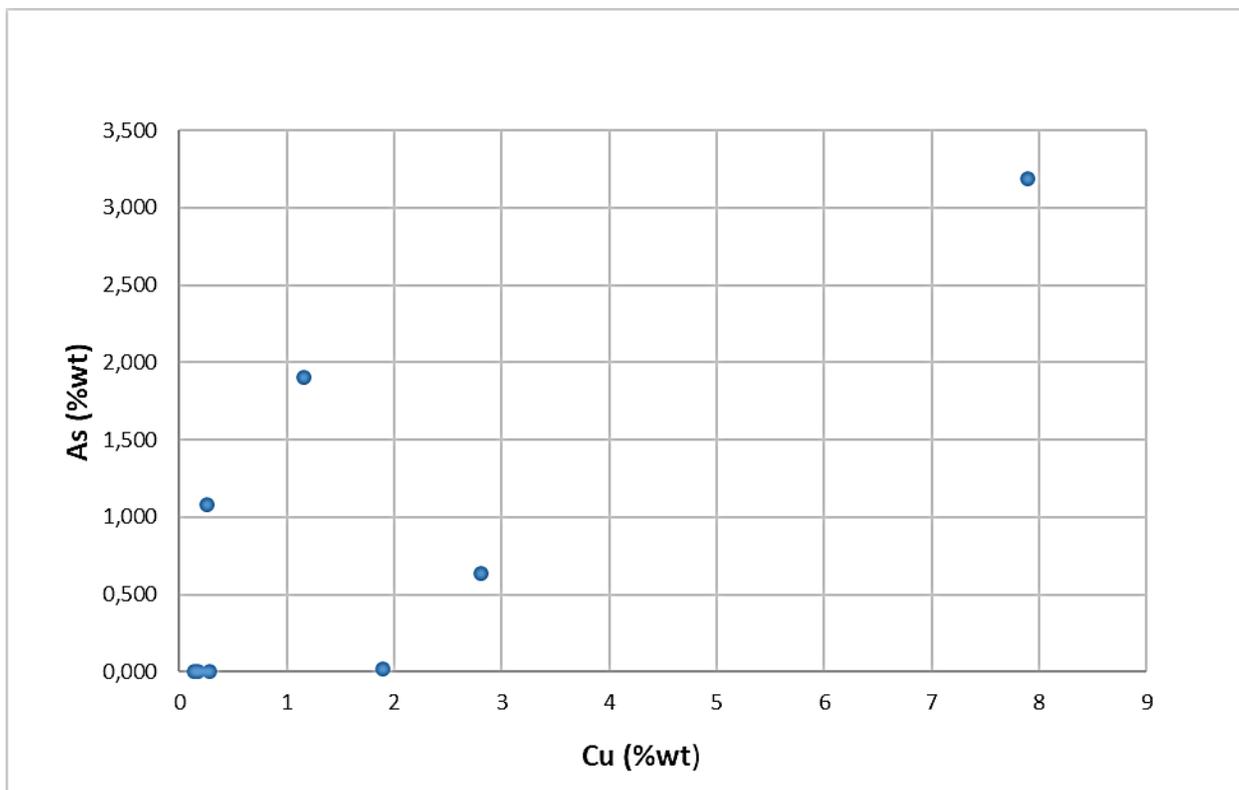


Figura 51.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de As y Cu.

Se observa una distribución heterogénea entre los contenidos de As y Cu, los cuales varían entre 0,001% y 3,188% para el arsénico y entre los 0,11% y 7,8% para el cobre. Los valores obtenidos indican una tendencia lineal en cuanto a la variación de ambos elementos, un mayor contenido de As puede ser asociado a altos contenidos de Cu en el área de estudio (Figura 51).

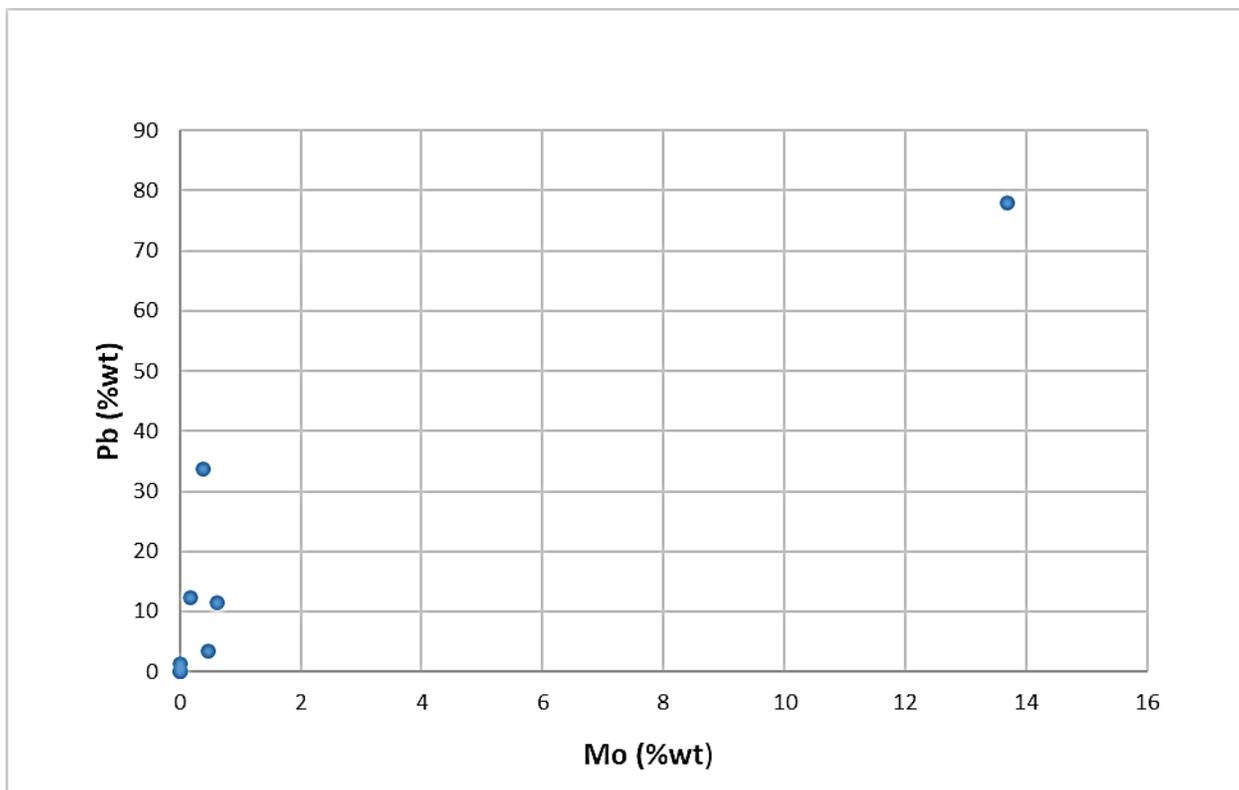


Figura 52.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Pb y Mo.

Las variaciones en los contenidos de Pb y Mo en las muestras analizadas reflejan una distribución medianamente lineal (Figura 52). Los contenidos del elemento plomo varían entre 0,154 y 33%; mientras que el contenido de molibdeno varía entre 0,001 y 13,69%. Se destaca que el valor anómalo de concentraciones de plomo y molibdeno fue realizado a cristales seleccionados de wulfenita, por lo que presentan concentraciones mayores al promedio de las muestras geoquímicamente analizadas.

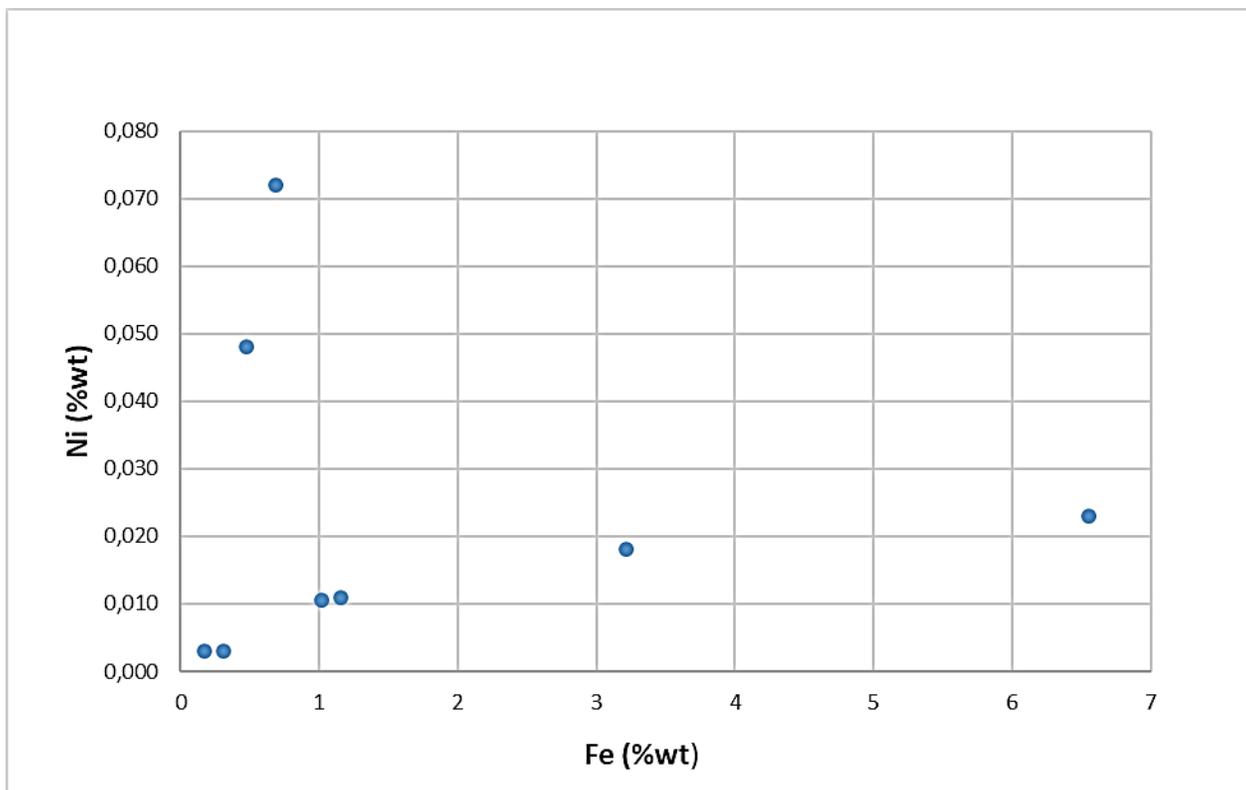


Figura 53.- Diagrama bi-variante para las concentraciones de Ni y Fe.

Las concentraciones de Ni y Fe reflejan, mayoritariamente, una relación lineal entre ambos elementos; un aumento progresivo en las concentraciones de Fe (0,3% a 6,5%) se condice de la misma forma con el aumento en las concentraciones de Ni, las cuales varían desde los 0,011% al 0,025% (Figura 53).

Existen valores anómalos en las concentraciones de Ni en dos ejemplares analizados, los cuales presentan concentraciones por encima de los valores promedio (0,040% y 0,072%), asociadas a bajas concentraciones de Fe (0,4773% y 0,684%).

## CAPÍTULO 7: DISCUSIÓN

### 7.1 Evolución geológica de área del estudio

La evolución geológica del área de estudio se desarrolla principalmente entre el Cretácico superior y Paleoceno medio.

Durante el Cretácico superior se desarrolló regionalmente, una serie de cuencas de intra-arco (Iriarte et al, 1996), debido a una fase extensional. Estas cuencas fueron rellenadas principalmente por depósitos volcánicos y sedimentarios continentales asociados a la Formación Hornitos, la cual representaría facies sedimentarias y volcánicas de relleno de una cuenca volcano-tectónica extensional (Arévalo et al., 1994).

Durante el Paleoceno-Eoceno, se emplazan sobre la Formación Hornitos complejos plutónico-volcánicos como Cachiyuyo y Cerro Carrizalillo, ubicados en los extremos norte y sur de la Hoja Carrera Pinto (Espinoza y Díaz, 1998). Estos complejos están caracterizados por lavas andesítico-basálticas y sedimentos epiclásticos de la Formación Venado (Arévalo, 2005) y Estratos de Quebrada Romero, intruidos por granodioritas y monzonitas de los Plutones Cachiyuyo y Cabeza de Vaca (Espinoza y Díaz, 1998). Estos complejos poseen una amplia distribución y representan asociaciones de arcos magmáticos con desarrollo de campos de calderas y complejos de domos (Vivallo *et al.*, 2009) asociados a las condiciones extensionales de la segunda etapa del ciclo andino (Vivallo *et al.*, 2008).

El complejo plutónico-volcánico Cachiyuyo representa en la Formación Venado una evolución y progradación de un abanico volcanoclástico producido en el talud de un estratovolcán (Arévalo, 2005), mientras que el Plutón Cachiyuyo representa un stock que habría intruido el núcleo volcánico del sistema en etapas tardías del ciclo volcánico (Iriarte *et al.*, 1996).

Se ha determinado la edad del Plutón Cachiyuyo a través de metodologías K-Ar, las cuales han arrojado una edad de  $62,3 \pm 2,0$  Ma (Zentilli, 1974) y  $59,6 \pm 2,8$  Ma (Arévalo, 1995), mientras que para la Formación Venado no se han obtenido edades radiométricas directas.

Una determinación U/Pb obtenida en ignimbritas de la unidad que afloran en la Carta Inca de Oro (Matthews *et al.*, 2006) arrojó una edad de  $63,7 \pm 2,7$  Ma.

Este régimen extensional del Paleoceno produjo una serie de fallamientos normales y de cizalle, los cuales sirvieron como base para el ascenso posterior de fluidos hidrotermales a través de los planos de falla.

La mineralización que se encuentra en el Plutón se asocia a un sistema de vetas de rumbo NE y manteo NW, de potencia variable entre 0,5 a 2,5 metros (Mina Norma y Mina Carmen) y corridas que superan los 2 kilómetros (Espinoza y Díaz, 1998). Estos yacimientos generalmente no exceden los 150-200 metros de profundidad. La mayor parte de los depósitos consiste en delgadas vetas y guías paralelas de cuarzo, separadas por rocas del Plutón estéril (Seegerstrom, 1960).

Finalmente, durante el Cuaternario, se encuentra la formación de depósitos no consolidados que rellenan quebradas y depresiones topográficas, además de depósitos eólicos aluviales y coluviales (Espinoza y Díaz, 1998).

## 7.2 Unidades geológicas

Los resultados obtenidos a través del análisis petrográfico a nivel macro y microscópico de las unidades presentes en el área de estudio, permiten determinar una correlación con las unidades definidas formalmente en las Cartas de Copiapó y Carrera Pinto.

La unidad informal de Granodiorita presente en el área de estudio, presenta un desarrollo textural holocristalino, fanerítico, macroequigranular e hipidiomórfico. Presenta una composición de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, contenido máfico y minerales accesorios. A lo largo de la unidad se presenta vetillas de calcita que poseen un ancho promedio de 250  $\mu\text{m}$ . Las vetillas cortan de igual manera tanto la mineralización primaria como secundaria presente en la unidad. El área de estudio comprende parte del Plutón Cachiyuyo, el cual se define como un stock granodiorítico subcircular de aproximadamente 10 kilómetros de diámetro, rico en biotita y clinopiroxeno, que intruye

lavas y brechas de la Formación Venado (Arévalo, 2005), por lo que es posible correlacionar la unidad informal de granodiorita con la litología descrita formalmente para el Plutón Cachiyuyo.

La unidad informal de cuarzo-monzonita presenta un grano medio a fino, compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, biotita y hornblenda, y minerales accesorios de magnetita y calcopirita. Se observa alteración sericítica moderada a intensa y desarrollo de epidota tipo pistacita en el interior de algunos cristales. La unidad presenta alto contenido de cuarzo secundario que rodea las mineralizaciones de plagioclasa, hornblenda y ortoclasa.

La unidad informal de cuarzo-monzodiorita posee una composición de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa, con biotita y contenido de hornblenda. Presenta minerales opacos correspondiente a magnetita, además de pequeñas vetillas de óxidos de hierro, un magnetismo leve y una intensa cloritización rica en magnesio en la mayoría de los cristales de biotita y una alteración, que varía de moderada a intensa, de epidota tipo pistacita en el centro de los cristales.

Las unidades informales de cuarzo-monzonita y cuarzo-monzodiorita descritas en el trabajo pueden ser interpretadas como gradaciones composicionales asociadas a la periferia del Plutón y al contacto con la roca de caja de la Formación Venado. Arévalo (2005) describe estas gradaciones litológicas como monzonitas y cuarzo-monzodioritas.

Además de las unidades intrusivas, se presenta un dique de microtonalita porfídica, compuesto por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno, con una albitización en los bordes de los fenocristales, la cual varía en algunos casos a una alteración completa de las plagioclasas, generando una obliteración de su textura inicial.

### 7.3 Mineralización

La mineralización presente en el área de estudio se encuentra asociada fundamentalmente a un sistema de vetas con rumbo dominante NE y manteo NW. Estas vetas, con variaciones de potencia centimétricas hasta un metro, contienen mineralizaciones primarias de cobre, molibdeno, oro, plomo y zinc, además de altas concentraciones de elementos menores y trazas como bario, arsénico y uranio. El 85% de los yacimientos presentes en el Distrito Cachiyuyo de Llampos corresponden a una morfología vetiforme (Sepúlveda y Naranjo, 1982).

Las principales asociaciones minerales que se encuentran en el área de estudio corresponden a galena y molibdenita, tanto en sus concentraciones como en su distribución a lo largo del sistema de vetas. Como mineralización de cobre hipógeno, se presentan concentraciones menores de calcopirita. La mayoría del contenido de calcopirita observado se encuentra afectado por procesos de alteración y enriquecimiento supérgeno

Se observa mineralización hipógena de esfalerita presente en sistemas de vetillas que cortan la roca de caja, acompañados por galena, pirita, calcopirita, magnetita, ilmenita, hematita y cuarzo. La cristalización de esfalerita presenta pequeñas inclusiones micrométricas de calcopirita (5-10  $\mu\text{m}$ ), las cuales están presentes en toda la mineralización (Figura 54). Según Bortnikov *et al.* (1991) y Neumann (2020), este tipo de inclusión implica un alto contenido en hierro en la mineralización de esfalerita en su fase inicial. Posteriormente, un fluido mineralizador rico en cobre abre nuevamente el sistema y permite la precipitación de calcopirita en las zonas de los cristales de esfalerita ricas en hierro, lo que explica la irregularidad espacial de la calcopirita, además de evidenciar la ocurrencia de varios pulsos mineralizadores.

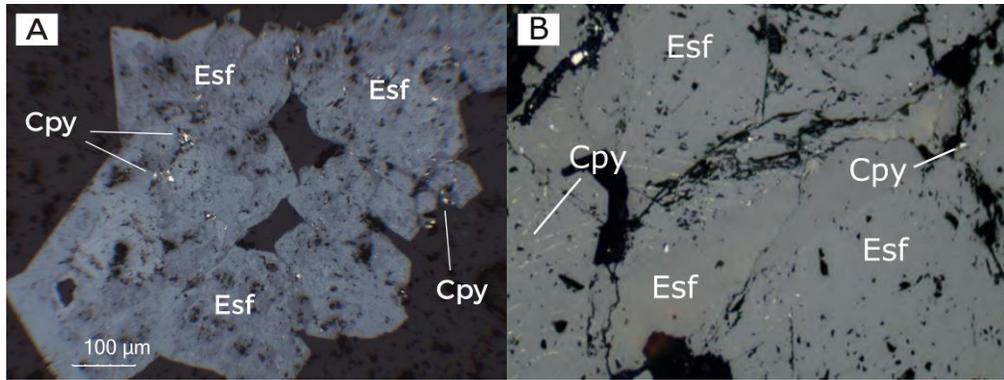


Figura 54.- Comparación de la cristalización de esfalerita con pequeñas inclusiones micrométricas de calcopirita (5-10  $\mu\text{m}$ ) en muestras del área de estudio (A) y de Neumann (2020) (B),

Las mineralizaciones por enriquecimiento supérgeno corresponden a calcosina, covelina y bornita, las cuales se presentan principalmente a través de texturas de reemplazo en los cristales de calcopirita. Este reemplazo ocurre tempranamente en los bordes de grano de la mineralización primaria, para luego presentarse a través de clivajes, planos de debilidad y microfracturas en el resto de los cristales.

La mineralización de oro se encuentra asociada a vetillas de cuarzo de espesores que varían entre 0,7 y 20 mm con halos de 0,20 a 1 m. Estas vetillas se encuentran a lo largo del área de estudio y están controladas por el sistema de fallas presente en el sector (Segerstrom, 1960).

En general, la mineralogía del área de estudio se correlaciona con las mineralizaciones presentes en los sectores cercanos (Mina Norma y Mina Carmen), donde según Espinoza y Díaz (1998) se observa mineralización de oro, pirita, calcopirita, plata y galena como mineralización primaria, calcosina-covelina y óxidos de cobre en las zonas de enriquecimiento secundario y de oxidación, respectivamente. Concha (2021) considera que las mineralizaciones primarias de enriquecimiento de las vetas presentes en Santa Gemita 1-6 y Topaze (cercanas al área de estudio) corresponden a oro, calcopirita, cantidades menores de galena, plata, silicatos de cobre negro, covelina y calcosina.

Según antecedentes previos (Flores, 1938), en la época de mayor auge minero, las leyes de producción de estos depósitos fueron del orden de 3% de Cu y 10 g/t de Au, aunque localmente, el contenido de Au alcanzó a 50 y hasta 200 g/t.

A nivel supérgeno, el modo de ocurrencia de las mineralizaciones se presenta principalmente a través de vetas, aunque el desarrollo en pátinas es predominante en algunos sectores del área. Se desarrolla principalmente en modo vetiforme, de la misma forma que la mineralización hipógena, aunque es posible encontrar sectores de área de estudio con cambio a mineralización en patina. Corresponde principalmente a asociaciones minerales de cobre, plomo, molibdeno y zinc.

La mineralización de cobre principal corresponde a crisocola, la cual se presenta en vetas y en sectores con desarrollo en pátina. Se observa cantidades menores de carbonatos de cobre como malaquita y azurita en modo de ocurrencia vetiforme. Las mineralizaciones ricas en zinc corresponden principalmente a hemimorfita y rosasita, siendo esta última también una mineralización de cobre. El desarrollo de hemimorfita ocurre de igual forma en vetas y vetillas con asociaciones minerales ricas en zinc y plomo, como rosasita, galena y cerusita.

Las mineralizaciones supérgenas ricas en plomo corresponden a arseniatos y vanadatos de plomo como mimetita y motramita, y a óxidos de plomo tales como massicot y minium. Las mineralizaciones de massicot y minium alteran menas primarias y secundarias de galena y cerusita. Se encuentran presentes en vetas y vetillas que presentan un alto contenido en galena, rodeando la mineralización o alterándola completamente. Según Taylor (2011), las mineralizaciones hipógenas y supérgenas de plomo en morfologías vetiformes estarían genéticamente relacionadas a sistemas epitermales, teniendo una fuerte conexión con altas concentraciones de zinc, principalmente en forma de esfalerita.

Las mineralizaciones supérgenas de molibdeno corresponden a wulfenita y ferrimolibdita. El desarrollo de wulfenita se presenta en veta de 2 a 5 cm de espesor, así como también en cavidades y fracturas presentes en el área circundante a las vetas. Se encuentra asociado a mineralizaciones de galena, molibdenita, mimetita, hemimorfita, cerusita y óxidos de hierro.

## 7.4 Geoquímica

Según la caracterización geoquímica realizada en el Distrito Cachiyuyo de Llampos a diversas propiedades mineras del sector, se observa una asociación mineralogénica de carácter polimetálico, con contenidos anómalos de plata, plomo, zinc y molibdeno, asociados a menas de cobre (CGA, 2009). Estos contenidos se condicen con los obtenidos en el área de estudio, los cuales presentan altas concentraciones de cobre, zinc, arsénico, molibdeno y plomo, además de bario, manganeso, antimonio, tantalio y uranio.

Estas concentraciones constituyen anomalías geoquímicas con respecto a los valores promedios encontrados en la corteza terrestre, y se encuentran asociados específicamente a las estructuras mineralizadas, debido a que la geoquímica realizada a las unidades del Plutón Cachiyuyo, no presenta anomalías observables.

Según las caracterizaciones geoquímicas de la corteza terrestre realizadas por Vinogradov (1962) y Wedepohl (1995), el área de estudio concentra grandes anomalías de cobre (608 veces por sobre el promedio), zinc (349 veces por sobre el promedio), molibdeno (14.749 veces por sobre el promedio) y plomo (10.340 veces por sobre el promedio) (Figura 55), las cuales están representadas a través de las mineralizaciones hipógenas de calcopirita, esfalerita, molibdenita y galena, y sus posteriores alteraciones supérgenas. Importante también son las concentraciones de oro, las cuales, si bien se encuentran escasamente distribuidas en sector debido a su modo de ocurrencia, presentan máximos detectados de 800 ppm, que superan a los reportados en zonas aledañas por Concha (2021) (6,84 ppm), por Espinoza y Díaz (1998) (promedios de 50 ppm y máximos de 200 ppm) y por los estimados de CGA (2009) (5 ppm promedio en el Distrito).

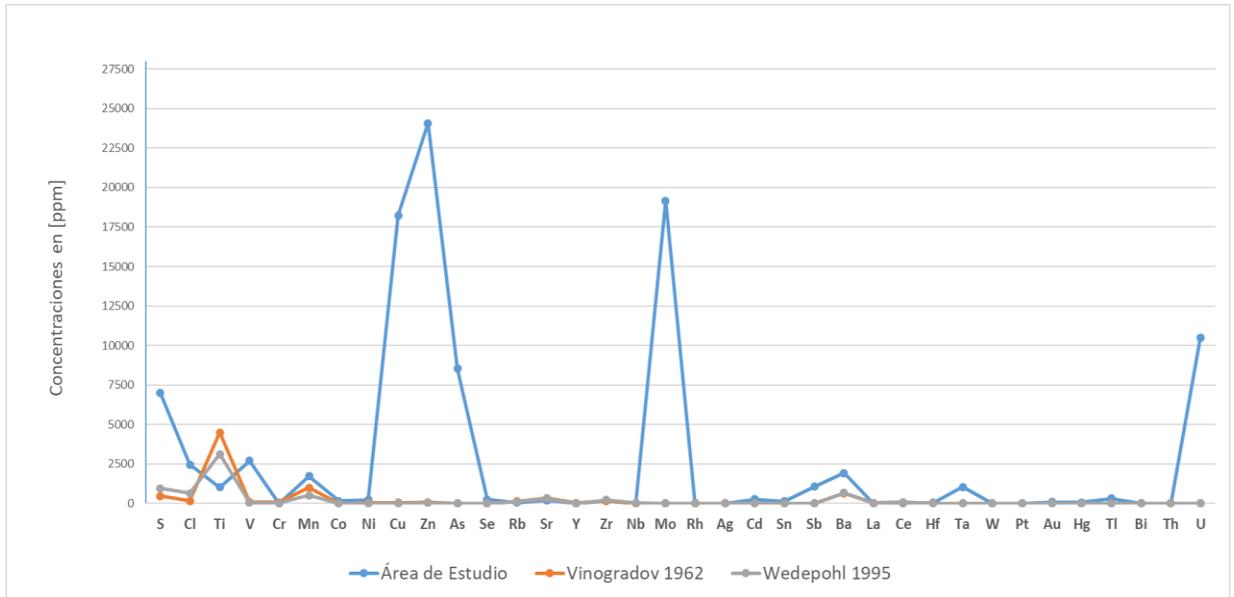


Figura 55.- Variaciones de concentraciones de elementos menores y trazas presentes a nivel cortical promedio (Vinogradov, 1962 y Wedepohl, 1995) en comparación con las concentraciones presentes en el área de estudio. Se excluye del gráfico los contenidos de plomo presentes en el área de estudio versus las concentraciones promedio en la corteza terrestre para permitir mayor visualización del resto de concentraciones.

Es también importante considerar las altas concentraciones arrojadas para uranio, con un peak de 8,29% (promedio de 1,05%). Esta anomalía se presenta principalmente en análisis realizados a mineralizaciones de wulfenita. Según Gorobets *et al.* (2002), estas concentraciones se encuentran presentes debido a impurezas de ión uranilo ( $UO_2^{2+}$ ), las cuales en algunos casos pueden ser activadores de fluorescencia en cristales de wulfenita. Bowes *et al.* (1966) y Sepúlveda y Naranjo (1982) reconocen las potenciales altas concentraciones de uranio presentes en el Distrito, en donde morfológicamente están asociadas a vetas, mantos, chimeneas de brecha y cuerpos irregulares.

Altas concentraciones de Pb, Zn, Ag, Cd, Li y Sb, permiten establecer una “señal polimetálica”, la cual en su mayoría corresponde a vetas asociadas a yacimientos epitermales a mesotermales de metales, relacionados principalmente con magmatismo Paleoceno-Eoceno (Lacassie *et al.*, 2015). Estas concentraciones se presentan en el área de estudio con promedios del orden de 17,58% para plomo, 2,4% para zinc, 19,36 ppm para plata, 281,88 ppm para cadmio y 0,108% para antimonio; valores muy por encima

de las concentraciones promedio de la corteza terrestre (Figura 56). La señal de geoquímica de litio no es detectada por el equipo de XRF utilizado en las mediciones.

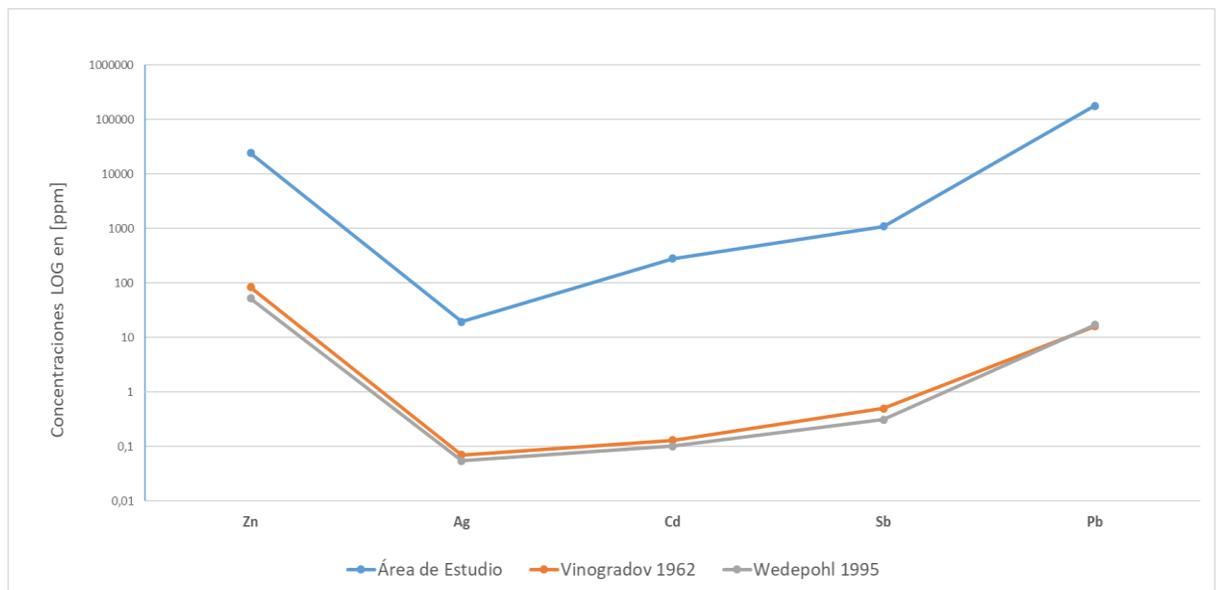


Figura 56.- Concentraciones en escala logarítmica de Zn, Ag, Cd, Sb y Pb presentes en el área de estudio en contraposición con las concentraciones promedio en la corteza terrestre.

## 7.5 Modelo Genético

Según los resultados obtenidos de las caracterizaciones petrográficas y mineralógicas del área de estudio, así como el análisis geoquímico realizado, es posible inferir un modelo genético de la mineralización a sistema hidrotermal de tipo epitermal de baja sulfidación con desarrollo de vetas polimetálicas.

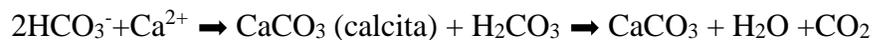
Lindgren (1933) definió el término “epitermal”, caracterizando este tipo de depósitos minerales en función de la mineralogía de las menas y de sus características texturales, así como en sus propias reconstrucciones geológicas. En tales trabajos ya se sugirió que se trataba de un tipo de depósitos metalíferos formados a partir de fluidos acuosos influenciados por emanaciones ígneas a temperaturas relativamente bajas (<200°C) y en condiciones de presión “moderadas”. En la actualidad, se considera que las condiciones de formación de la mayoría de yacimientos epitermales comprenden temperaturas entre

<150 y ~300°C y a profundidades desde la superficie hasta 1 ó 2 km (Berger y Eimon, 1983).

Se consideran, en general, dos mecanismos físicos principales para la precipitación mineral en depósitos de tipo epitermales: el mecanismo de ebullición y el de mezcla de fluidos (Giggenbach y Stewart, 1982). Estos mecanismos suelen presentarse de forma complementaria en la precipitación mineral.

Existen evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de ebullición (Browne, 1978).

1. Presencia de calcita hojosa, generalmente reemplazada por cuarzo: indica que ha ocurrido ebullición, que resultó en la pérdida de CO<sub>2</sub>, y la subsiguiente saturación en calcita, según la reacción:



Es posible observar en el área de estudio, vetas con desarrollo de calcita hojosa, la cual se encuentra siendo reemplazada parcial o totalmente por cuarzo criptocristalino, lo cual evidencia la despresurización y ebullición del sistema (Figura 57).

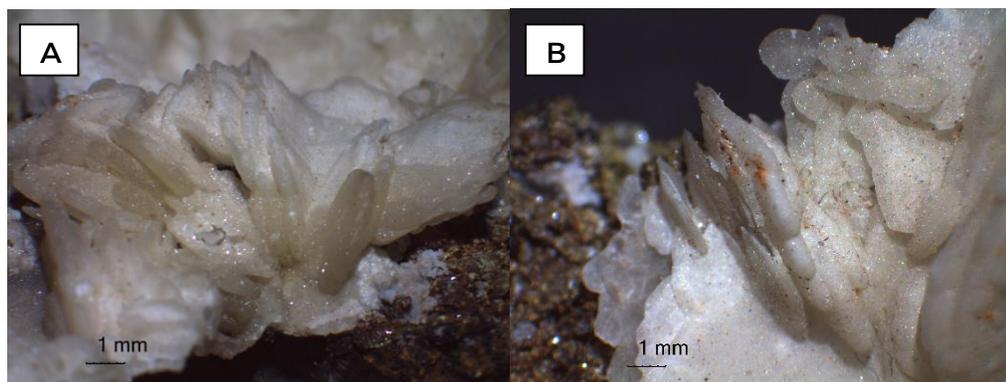


Figura 57.- Desarrollo de mineralización de calcita hojosa (A). Se observa un reemplazo a cuarzo criptocristalino manteniendo el hábito hojoso (B).

2. Presencia de adularia: indica que ha ocurrido ebullición, causando un aumento de pH debido a la pérdida de CO<sub>2</sub>, pasando del campo de estabilidad de la illita al de la adularia. Sin embargo, según aseguran Dong y Morrison (1995), la sola presencia de adularia en un depósito epitermal de baja sulfidación no asegura automáticamente que se haya producido ebullición, ya que algunos tipos de adularia pueden haberse producido bajo condiciones de cristalización lenta, lo cual invalidaría la existencia de ebullición. En el área de estudio no se aprecia un contenido de adularia en vetas mineralizadas o en áreas de interacción entre roca de caja y fluidos mineralizadores asociados a eventos de alteración hidrotermal.

3. Presencia de sílice amorfo o de calcedonia: indica que se ha producido un enfriamiento brusco del fluido, a temperaturas de deposición entre 100 y 190°C (White y Hedenquist, 1990), y una sobresaturación de sílice en el fluido que también puede indicar ebullición. Esta evidencia se encuentra presente en el área de estudio en vetas de calcedonia que poseen rumbo y manto similar a las vetas mineralizadas (Figura 58).



Figura 58.- Vetas de calcedonia presentes en el área de estudio (A). Vista aumentada de mineralización de calcedonia (B).

Estas vetas, poseen un desarrollo textural particular, en donde es posible encontrar roca de caja en el interior de las vetas, lo que puede indicar un cambio en las condiciones del fluido, diferentes pulsos mineralizadores que fracturan la roca de caja y liberan material que asciende junto con el fluido o una fragmentación producto de una ebullición rápida (Schieber y Katsura, 1986) (Figura 59). Dado que los sistemas epitermales son muy dinámicos, los cambios en el flujo de fluidos a lo largo del tiempo debido a factores como el autosellado repetido y las rupturas posteriores crean zonas de rápido movimiento de

fluidos hacia arriba y zonas adyacentes de relativa calma. En estas zonas adyacentes más tranquilas es probable que se formen “sedimentos de vetas”. Las repetidas erupciones hidrotermales generan más brechificación y sedimentos finos asociados (Schieber y Katsura, 1986).

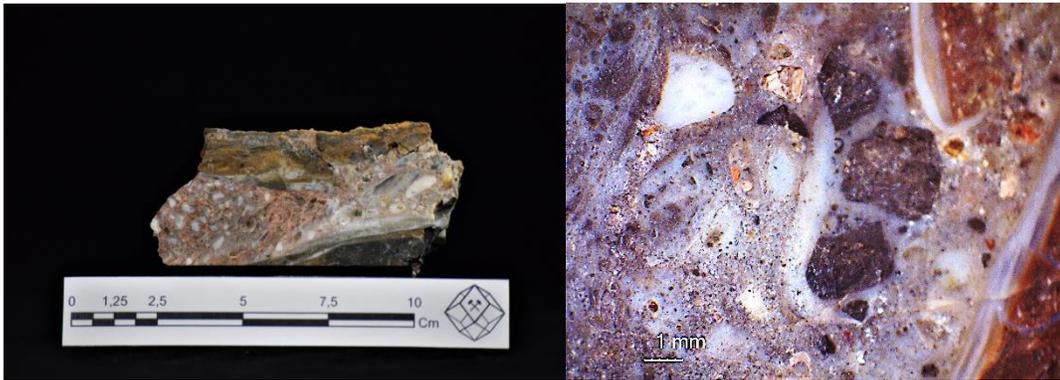


Figura 59.- Veta de calcedonia con material de roca de caja, sedimentos finos y fragmentos de sílice en su interior (A). Vista aumenta del interior de la veta con fragmentos de roca de caja (B).

Según Hedenquist *et al.* (1996) y Colbert y Leach (1998) las evidencias presentes en el área de estudio, soportan la existencia de un sistema epitermal de baja sulfidación. Las características generales de depósitos epitermales de baja sulfidación presentan un modo de ocurrencia predominantemente vetiforme o de tipo stockwork, con fases cristalinas en profundidad y bandeamiento a profundidades más someras (Colbert y Leach, 1998). con minerales accesorios de galena, esfalerita y calcopirita, y mineralización de mena de oro y plata. Se presentan minerales de ganga como cuarzo, calcedonia, calcita, adularia, illita. Los metales asociados a estos depósitos están caracterizados por Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, As, Hg y Se (Hedenquist *et al.*, 1996). Los resultados obtenidos de los análisis de XRD realizados, arrojan un contenido de montmorillomita-illita (esmectita-illita) e illita como arcillas predominantes en los ejemplares minerales analizados. Estas mineralizaciones se encuentran dentro de los rangos de pH y temperatura para la formación de epitermales de baja sulfidación (Hedenquist *et al.*, 1996) (Figura 60) y su presencia permite inferir condiciones de alteración hidrotermal asociadas a un pH neutro y a rangos de temperatura entre los 150 y 300°C.

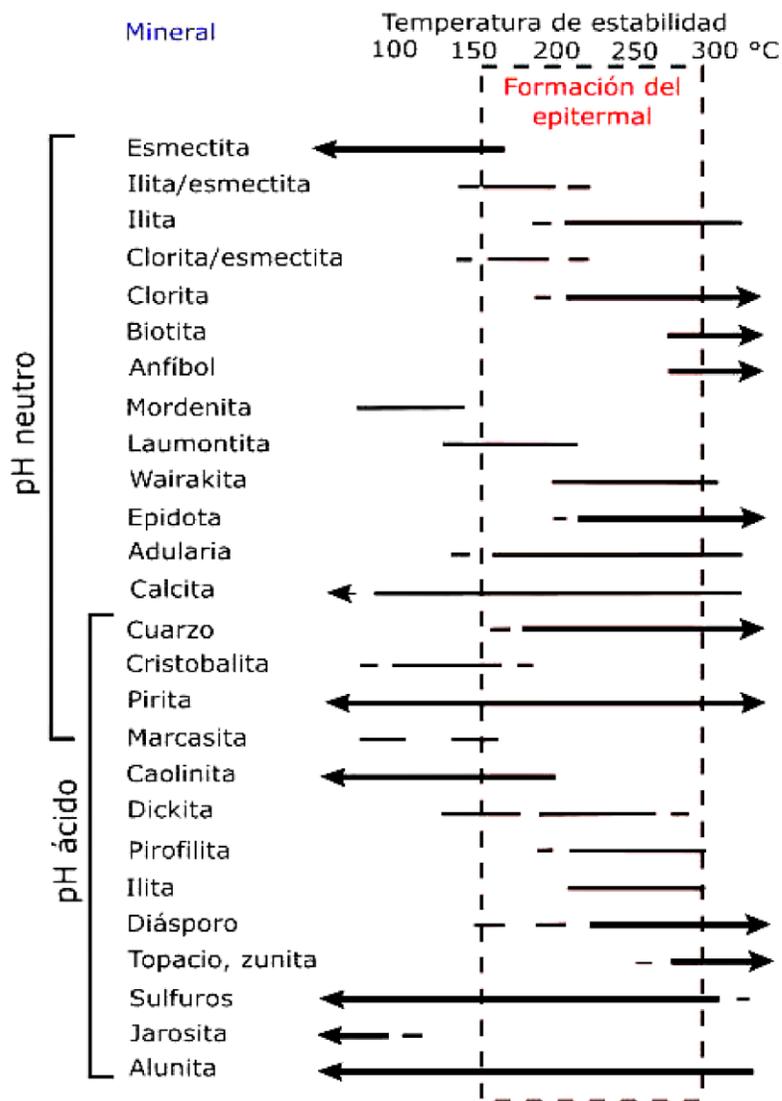


Figura 60.- Estabilidad de temperatura de minerales hidrotermales más comunes presentes en ambientes epitermales, según su estabilidad con respecto a su pH. Extraído y modificado de Hedenquist *et al.* (1996)

En el área de estudio existe, según los contenidos geoquímicos, una alta concentración en metales característicos en este tipo de depósitos, en donde se presentan en varios ordenes de magnitud mayor que los promedios corticales (Figura 61).

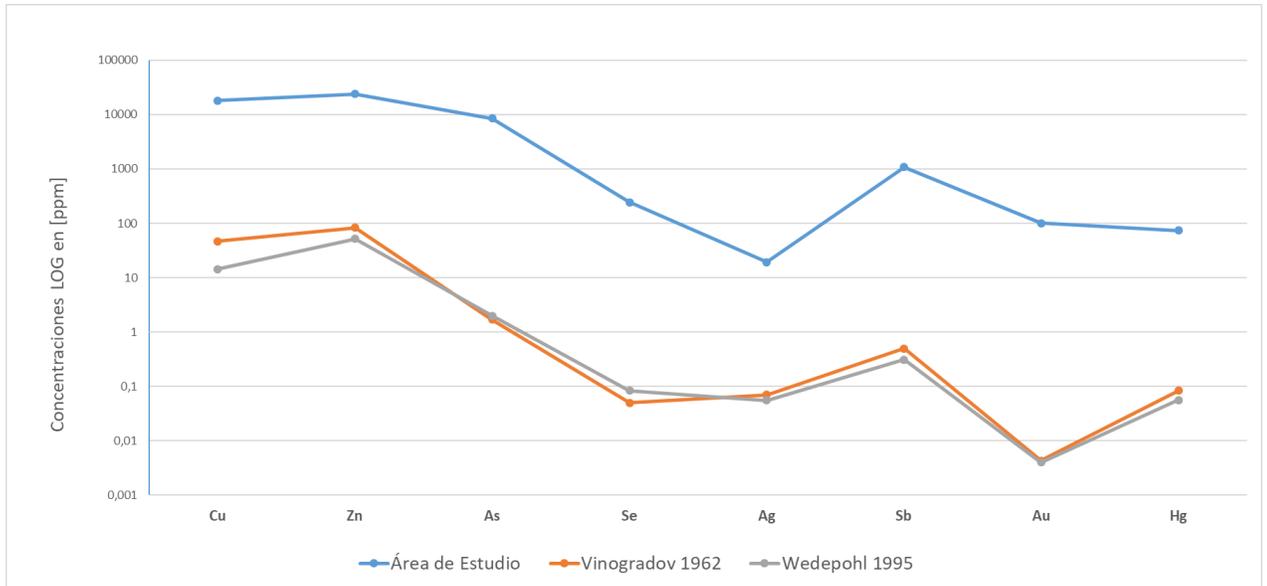


Figura 61.- Concentraciones en escala logarítmica de Cu, Zn, As, Se, Ag, Sb, Au y Hg presentes en el área de estudio en relación con las concentraciones promedio presentes en la corteza terrestre.

La mineralización presente en el área de estudio con un modo de ocurrencia en vetas y características polimetálicas puede presentarse como zonas más alejadas de sistemas porfídicos Cu-Au-Mo (Tomlinson *et al.*, 2021), en donde mineralizaciones con alto contenido en Pb, Zn, Cu, Ag, Au aprovechan debilidades estructurales presentes con anterioridad o provocadas por el mismo evento hidrotermal en curso. Esto se condice con lo propuesto por Catchpole *et al.* (2011), en donde se afirma que una mineralización polimetálica suele presentarse en forma de vetas asociadas a sistemas meso y epitermales, las cuales pueden representar las últimas etapas evolutivas de sistemas de pórfido de cobre. Para Espinoza y Díaz (1998), el desarrollo de sistemas vetiformes al interior y periferia de los plutones de edad palocena, sumado a la presencia de mineralización diseminada en zonas de alteración hidrotermal, desarrollada dentro de los mismos intrusivos, sugiere que la génesis de los yacimientos estaría relacionada con las fases hidrotermales originadas durante el emplazamiento del Plutón Cachiyuyo.

## CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- La evolución geológica del área de estudio se desarrolla principalmente entre el Cretácico superior y Paleoceno medio, con el desarrollo de la Formación Venado representando una evolución y progradación de un abanico volcanoclástico, mientras que el Plutón Cachiyuyo a un stock que habría intruido el núcleo volcánico del sistema en etapas tardías del ciclo volcánico.
- Litológicamente, el área de estudio presenta composiciones granodioríticas, con variaciones cuarzo-monzoníticas y cuarzo-monzodioríticas, asociadas a la periferia del Plutón.
- La mineralización que se encuentra en el Plutón es realizada por un sistema de vetas de rumbo NE y manteo NW, de potencia promedio de 0,5 metros y corridas que superan los 2 kilómetros.
- Las principales asociaciones minerales hipógenas que se encuentran en el área de estudio corresponden a galena y molibdenita. De igual forma presentan concentraciones menores de calcopirita y esfalerita, además de mineralizaciones de enriquecimiento supérgeno como calcosina, covelina y bornita. La mineralización de oro presente en el área de estudio se encuentra asociada a vetillas de cuarzo de espesores que varían entre 0,7 y 20 mm.
- A nivel supérgeno se presentan mineralizaciones ricas en molibdeno, plomo, zinc y cobre, como resultado de la alteración de las vetas de mineralización primaria
- Se observa una asociación mineralogenética de carácter polimetálico, con valores anómalos de plata, plomo, zinc, cobre y molibdeno, y altas concentraciones de arsénico, bario, mangneso, antimonio, tantalio y uranio. Las altas concentraciones de Pb, Zn, Ag, Cd, Li y Sb, permiten establecer una “señal polimetálica”, la cual en su mayoría corresponde a vetas asociadas a yacimientos epitermales a mesotermiales de metales.

- El área de estudio se encuentra asociado genéticamente a un sistema epitermal de baja sulfidación, con un modo de ocurrencia predominantemente vetiforme y una asociación metálica caracterizada por altos contenidos de Au, Ag, Zn, Pb, Cu, Sb, As, Hg y Se, que refuerzan dicho modelo genético.
- Se recomienda realizar estudios geoquímicos y mineralógicos de alta precisión SEM-EDS y QEMSCAN con la finalidad de precisar el control mineralógico de elementos estratégicos y de anomalías geoquímicas importantes.

## REFERENCIAS

Anthony, J., Bideaux, R., Bladh, K., Nichols, C. (2001). Handbook of Mineralogy (Volumen IV), Mineralogical Society of America. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona, USA.

Arévalo, C., Rivera, O., Iriarte, S. y Mpodozis, C. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior–Terciario Inferior en la precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. Congreso Geológico Chileno. Concepción, Chile. No. 7, Actas, Vol. 2, 1288-1292p.

Arévalo, C. (1995). Mapa geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de trabajo, n°8, 1 mapa escala 1:1.000.000. Santiago.

Arévalo, C. (2005) Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, 1 mapa escala 1:1.000.000. Santiago.

Beckhoff, B. (2006). Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis. SpringerVerlag, Berlin (Germany).

Berger, B. y Eimon, P. (1983). Conceptual models of epithermal precious metal deposits. Cameron volume on unconventional mineral deposits. AIME Society of Mining Engineers, New York, USA. 191-205p.

Bortnikov, N., Genkin, A., Dobrovolskaya, M., Muravitskaya, G. y Filimonova A. (1991). The Nature of Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite: Exsolutions, Coprecipitations, or "Disease"? . Economic Geology, vol 86, 1070-182p.

Bowes, W., Knowles, H., Serrano, M., Klohn, H., Moraga, A. y Gruenwald, R. (1966). Exploración de Minerales Radioactivos en Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, 22: 51-52p.

- Browne, P. (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6: 229-250p.
- Burnham, C. (1979). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* 2nd Edition. Editorial Barnes, H.L, New York, USA. 71-139p.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfidación: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVI, 1: 10-18p.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Fontboté, L., Guillong, M. y Heinrich, C. (2011). Fluid evolution in zoned Cordilleran polymetallic veins – Insights from microthermometry and LA-ICP-MS of fluid inclusions. *Chemical Geology*, vol 281, 293-304p.
- Concha, A. (2021). *Geología económica del sector noreste del Distrito Minero Carrera Pinto, Región de Atacama, Chile*. Memoria de título, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.
- Consultores Geológicos Asociados CGA. (2009). *Estudio Geológico Distrital: Distrito Cachiyuyo*. Empresa Nacional de Minería, Gerencia de Operaciones Zona Norte, Chile. 56p.
- Comisión Chilena del Cobre. (2018). *Informe Mercado de Mineales. Perspectivas 2019*. COCHILCO, 40p. Santiago.
- Cora, I., Czugler, M., Dódony, I., Recnik, A. (2011). On the symmetry of wulfenite (Pb[MoO<sub>4</sub>]) from Mezica (Slovenia). *Acta Crystallographica Section C*, C67: 33-35p.
- Corbett, G., Leach, T. (1998). *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*. Society of Economic Geologist, Special Publication, 6: 69-82p.
- Cullity, B. y Stock, S. (2014). *Elements of X-ray Diffraction*. Pearson Education.
- Deans, T. (1960). A galena-wulfenite-uraniferous-asphaltite horizon in the Magnesian Limestone of Nottinghamshire. *Mineral Resources Division, Overseas Geological Surveys*, 705-715p.

- Dickinson, R. (1920). The Crystal structures of wulfenite and scheelite. *Journal of American Chemical Society*, 42: 85-93p.
- Dong, G. y Morrison, G. (1995). Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineral Deposita*. vol 30, 11–19p.
- Errandonea, D., Pellicer-Porres, J., Manjón, F., Segura, A., Ferrer-Roca, Ch., Kumar, R., Tschauer, O., Rodríguez-Hernández, P., Lopéz-Solano, J., Radescu, S., Mujica, A., Muñoz, A., Aquilanti, O. (2005). High-pressure structural study of the scheelite tungstates  $\text{CaWO}_4$  and  $\text{SrWO}_4$ . *Physical Review B*, 72: 1-14p.
- Espinoza, C., Díaz, A. (1998). Yacimientos Metalíferos de la Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa de Recursos Minerales de Chile, No. 1, 22p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Flores, H. (1938). Plano geológico del distrito Minero de Cachiyuyo de Oro. *Boletín de Minas y Petróleo*. Santiago, Chile. Vol 8, 751-754p.
- Flores, H. (1944). Antecedentes Geológicos sobre los Yacimientos de Plomo de Chile, Talleres Gráficos La Nación. Santiago, Chile. 10p.
- Giggenbach, W. y Stewart, M. (1982). Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal áreas. *Geothermics*, vol 11, 71-80p.
- Gill, J. (1980). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Ed Springer, Heidelberg, Alemania.
- Gorobets, B. y Rogozhin, A. (2002). *Luminescent Spectra of Minerals: Reference book*. Editorial RPC VIMS, Moscú, Rusia. 300p.
- Hazen, R., Finger, L. (1985). High-pressure crystal chemistry of scheelita-type tungstates and molybdates. *Journal of Physics and Chemistry Solids*, 46: 253-263p.
- Hedenquist, J. W. y Lowenstern, J.B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519-527p.

- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. y White, N.C. (1996). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration: Poster and booklet. Resource Geology Special Publication 1, 17p.
- Hibbs, D., Jury, C., Leverett, P., Plimer, I., Williams, P. (2000). An explication for the origion of hemihedrism in wulfenite: the single-crystal structures of  $I4_1/a$  and  $I4$  tungstenian wulfenites. Mineralogical Magazine, 64: 1057-1062p.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. y Rivera, O. (1996). Mapa geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 3, escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Izawa, E., y Yamashita, M. (1995). Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshima prefecture. Resource Geology, vol 45, n 252, 251p.
- Kissock, A. (1917). Process for separating lead and molybdenum from wulfenite. United States Patent Office, serial n° 66723, Arizona, USA.
- Klein, C., Hulburt, C. (1996). Manual de Mineralogía, volumen 1. Reverté S.A, 392p., Barcelona, España.
- Korbel, P., Novak, M. (2002). The complete encyclopeda of Minerals. 153p, Editorial Chartwell Books, New york, USA.
- Lacassie, J., Vivallo, W., Díaz, A. y Ruiz-del-Solar, J. (2015). Geoquímica de yacimientos metálicos y de sedimentos, de las regiones de Atacama y Coquimbo, norte de Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile. 4p.
- Le Cloarec, M., Allard, P., Ardouin, B., Giggenbach, W., Sheppard, D. (1992). Earth Planet Sci. Lett. 108: 19-28p.
- Lide, David, R. (1994). "Molybdenum". CRC Handbook of Chemistry and Physics. Vol. 4. Chemical Rubber Publishing Company, 18p.
- Lindgren, W. (1933). Mineral deposits. Editorial McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, USA. 930p.

- Louër D. (2017). Reference Module in Chemistry, Molecular Sciences and Chemical Engineering en Encyclopedia of Spectroscopy and Spectrometry (Tercera edición). 723-731p.
- Matthews, J., Cornejo, P., Riquelme R. (2006). Carta Inca de Oro, región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Escala 1:100.000. Santiago, 79 p.
- Montero-Serrano, J., Martínez-Santana, M., Tribovillard, N., Riboulleau, A., Garbán, G. (2009). Comportamiento geoquímico del molibdeno y sus isótopos en el ambiente sedimentario. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 44: 263-275p.
- Moulson, A., Herbert, J. M. (2003). *Electroceramics: materials, properties, applications*. John Wiley and Sons. 141p.
- Neumann, U. (2020). *Guide for the microscopical identification of ore and gangue minerals*. Editorial Auflage Tübingen University Press, Alemania. 274-276p.
- Reed, M. (1997). *Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York (USA), 303-365p.
- Rosemeyer, T. (1990). "Wulfenite Occurrences in Colorado". *Rocks & Minerals*. 65 (1): 58–61p.
- Schieber, J. y Katsura, K. (1986). Sedimentation in epithermal veins of the Bohemia mining district, Oregon, USA: Interpretations and significance. *Mineral Deposita*, vol 21, 322-328p.
- Segerstrom, K. (1960). Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Vol. 2, No. 1, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago, Chile. 35p.

Sepúlveda, P., Naranjo, J. (1982). Carta Geológica de Chile. Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa escala 1:1.000.000. Santiago.

Servicio Nacional de Geología y Minería (2020). Anuario de la Minería de Chile 2019. Servicio Nacional de Geología y Minería, 283p. Santiago.

Sheftal, N., Givargizov, E. (1975). Growth of Crystals. Consultants Bureau, 325p., New York, USA.

Suryanarayana, C. y Grant Norton M. (1998). X-Ray Diffraction: A Practical Approach. Springer Science Business Media. New York, USA.

Taylor, R. (2011). Gossans and Leached Cappings. Field Assessment. Editorial Springer-Verlag, Berlin, Germany. 55-68p.

Tomlinson, D., Christiansen, E., Keith, J., Dorais, Michael., Ganske, Rudy., Fernandez, D., Vetz, N., Sorensen M. y Gibbs J. (2021). Nature and Origin of Zoned Polymetallic (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) veins from the Bingham Canyon Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Utah. *Economic Geology*, vol 116 (3). 747-771p.

U.S. Geological Survey. (2022). Mineral Commodity Summaries. USGS, 2p.

Vesselinov, I. (1971). Relation between the structure of wulfenite,  $PbMoO_4$ , as an example of scheelite type structure, and the morphology of its crystals. *Journal of Crystal Growth*. 10 (1): 45-55p.

Vinogradov, A. (1962). Average Contents of Chemical Elements in the Major Types of Terrestrial Igneous Rocks. *Geokhimiya*, No. 7, 555-571p.

Vivallo, W., Díaz, A. y Jorquera, R., (2008). Yacimientos metalíferos de la Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos, No 27.

Vivallo, W., Díaz, A. y Jorquera, R. (2009). Provincias Metalogénicas en la Región de Atacama, Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile. 4p.

Wedepohl, K. (1995). The Composition of the Continental Crust. *Geochim, Cosmochim. Acta* 59 (7), 1217–1232p.

White, N. y Hedenquist, J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for their exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, vol 36, 445-474p.

Zentilli, M. (1974). Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile, between 26° y 29° south. Ph.D. Thesis (Inédito), Queen's University, Kingston, Canada. 446p.

## ANEXOS

Tabla 3.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos x (XRF) para elementos mayores en zonas de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos mayores en muestras de interés (%)					
	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO
MX-1 (359)	0	11,47	57,091	0,058	6,191	0,0397
MX-1 (360)	1,975	0,953	7,979	0	1,025	0,059
MX-6 (363)	0	0	49,774	0,092	0,0223	0,008
MX-3 (364)	1,516	0,908	6,961	0,779	0,054	0,513
MX-7 (368)	0	0,354	32,473	0,759	0,067	0,189
MX-7 (369)	0	0	35,668	0,482	0	0,257
MX-2 (370)	1,283	7,323	48,006	0,076	4,535	0,316
MX-OX (372)	0	0,071	38,539	0,395	0,003	0,072
MX-4 (373)	2,205	0,923	24,863	0	0,306	0,804
MX-4 (374)	2,251	0,269	5,515	0	0,046	0,159
MX-PL (375)	2,754	0,412	9,172	1,566	0	0,052

Tabla 4.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	S	Cl	Ti	V	Cr	Mn
MX-1 (359)	0,277	0,044	0,439	0	0	0,209
MX-1 (360)	0	0,052	0,254	0	0	0
MX-6 (363)	0	0,03	0,005	0,01	0	0,006
MX-3 (364)	0	0,293	0,019	2,091	0,012	0,294
MX-7 (368)	2,539	0,185	0,006	0,026	0,006	0,008
MX-7 (369)	8,251	1,215	0,009	0	0	0
MX-2 (370)	0,055	0,021	0,376	0	0	0
MX-OX (372)	0	0,137	0	0,003	0	0,139
MX-4 (373)	0	0,016	0,032	0	0	1,125
MX-4 (374)	0	0,04	0,026	0	0	0,008
MX-PL (375)	0	0,712	0,03	0,041	0	0,278

Tabla 5.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As
MX-1 (359)	1,798	0	0,001	0,223	0,938	0,001
MX-1 (360)	0,508	0	0,021	0,111	0,483	0
MX-6 (363)	0,311	0	0,003	0,14	0,578	0
MX-3 (364)	0,473	0,013	0,048	7,891	2,596	3,188
MX-7 (368)	1,937	0	0,007	0,193	1,198	0,45
MX-7 (369)	0,092	0	0,014	5,419	1,505	0,824
MX-2 (370)	0,17	0	0,003	0,283	1,393	0,001
MX-OX (372)	6,55	0,069	0,023	1,159	2,256	1,903
MX-4 (373)	2,651	0,033	0,019	2,984	13,849	0
MX-4 (374)	3,781	0	0,017	0,806	5,099	0,035
MX-PL (375)	0,684	0,03	0,072	0,257	0,897	1,082

Tabla 6.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
MX-1 (359)	0	0,025	0,016	0	0,015	0
MX-1 (360)	0	0,022	0,017	0,001	0,013	0
MX-6 (363)	0	0	0,003	0	0	0
MX-3 (364)	0,057	0	0,038	0	0,034	0
MX-7 (368)	0,008	0	0,01	0	0,01	0
MX-7 (369)	0,02	0,001	0,017	0	0,01	0
MX-2 (370)	0	0,019	0,016	0,001	0,008	0
MX-OX (372)	0,011	0	0,014	0	0,011	0
MX-4 (373)	0	0	0,016	0	0,011	0
MX-4 (374)	0	0	0,006	0	0,007	0
MX-PL (375)	0,114	0	0,058	0	0,06	0

Tabla 7.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	Mo	Rh	Ag	Cd	Sn	Sb
MX-1 (359)	0,002	0	0	0,001	0	0
MX-1 (360)	0,002	0	0	0	0,003	0
MX-6 (363)	0,002	0	0	0,001	0	0
MX-3 (364)	0,388	0	0	0,059	0,036	0
MX-7 (368)	1,242	0	0	0,003	0,008	0,018
MX-7 (369)	0,002	0	0,031	0,038	0	0,929
MX-2 (370)	0,001	0	0	0,001	0	0
MX-OX (372)	0,167	0	0	0,015	0	0,391
MX-4 (373)	0,731	0	0	0,003	0,006	0
MX-4 (374)	0,198	0	0	0,006	0	0
MX-PL (375)	13,693	0,012	0	0,124	0,064	0

Tabla 8.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	Ba	La	Ce	Hf	Ta	W
MX-1 (359)	0,499	0	0	0	0,002	0,006
MX-1 (360)	0,789	0	0	0	0	0,002
MX-6 (363)	0	0	0	0	0,006	0,004
MX-3 (364)	0	0	0	0,017	0,255	0
MX-7 (368)	0	0	0	0,06	0	0
MX-7 (369)	0	0	0	0	0,083	0
MX-2 (370)	0,421	0	0	0	0	0,005
MX-OX (372)	0	0	0	0	0,073	0
MX-4 (373)	0,376	0	0	0	0,006	0
MX-4 (374)	0,294	0	0	0	0	0
MX-PL (375)	0,147	0	0	0	0,462	0

Tabla 9.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)					
	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
MX-1 (359)	0	0	0	0	0,139	0,003
MX-1 (360)	0	0	0	0	0,138	0
MX-6 (363)	0	0	0	0,003	1,332	0
MX-3 (364)	0	0	0,025	0,076	33,794	0
MX-7 (368)	0	0	0	0,045	8,87	0
MX-7 (369)	0	0	0,016	0,049	14,153	0
MX-2 (370)	0	0	0	0	0,098	0,001
MX-OX (372)	0	0,08	0	0,019	12,39	0
MX-4 (373)	0	0	0	0	5,286	0
MX-4 (374)	0	0	0	0	1,582	0
MX-PL (375)	0	0	0,026	0,109	77,922	0

Tabla 10.- Resultados de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos menores y trazas en zona de interés.

Muestras Analizadas	Análisis de Elementos menores y trazas en muestras de interés (%)	
	Th	U
MX-1 (359)	0	0
MX-1 (360)	0	0
MX-6 (363)	0	0
MX-3 (364)	0	0,024
MX-7 (368)	0	0,065
MX-7 (369)	0	0
MX-2 (370)	0	0
MX-OX (372)	0	0
MX-4 (373)	0	0,08
MX-4 (374)	0	0
MX-PL (375)	0	8,29