



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE MINA FAROLA,
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

BRAULIO JAVIER VIDAL GARRIDO
COPIAPÓ, CHILE 2025



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE MINA FAROLA,
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

Memoria presentada en conformidad a los requisitos para obtener el título de Geólogo.

Profesor Guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Tutor: Sr. Cristopher López Lorca

BRAULIO JAVIER VIDAL GARRIDO

COPIAPÓ, CHILE 2025

**“El minero ya no sabe
lo que vale su dolor...
Y arriba quemando el sol”.**

Violeta Parra Sandoval.

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi tutor Christopher López, por confiar en mí, corregirme, aconsejarme y hacer mucho más ameno mi paso por ENAMI. A mi profesor guía, Dr. Karl Riveros, a mis profesores y miembros de la comisión evaluadora, Sr. Francisco Tapia y Dr. Wolfgang Griem, por cada corrección y cada consejo.

A mis padres, Viviana y Juan, no tengo palabras suficientes: gracias por estar desde el primer minuto, por su amor incondicional, por enseñarme a hacer preguntas, a buscar respuestas, a no rendirme nunca. Gracias por respaldar cada decisión, incluso las más radicales. A mis hermanas, Leyla y Maite, y a mi Tata Chino: aunque la distancia física nos separe, su apoyo ha sido un faro constante.

Gracias también a la vida por los amigos y las personas hermosas que me regaló este camino en la UDA. A mis compañeros del Inter de Salas, a mis amigos Bomberos, y a quienes estuvieron a lo largo de todo este proceso: Francisca Sánchez, Mauricio Contreras, Diego Wastavino, Felipe Carreño y Francisco Arenas. Ustedes hicieron más llevadero el trayecto, más humano, más real.

A mi querida familia copiapina, Suki y Mabel, gracias por acompañarme en tantos días describiendo muestras y en largas noches frente al computador. Y, en especial, gracias a ti, Mariana. Desde que caminas conmigo, la vida tiene otro ritmo, otro color. Gracias por comprenderme, por sostenerme, por ser abrigo en los días fríos y música en los silencios. Gracias por todo tu apañe, que ha sido inmenso.

Quiero hacer un reconocimiento a mis ángeles guardianes, que aunque hoy habitan otro plano, los sigo sintiendo caminar a mi lado, dándome fuerzas en los momentos difíciles. Y, para cerrar, quiero mirar hacia adentro y agradecerle a ese Braulio pequeño, que pese a las adversidades, supo levantarse, sacudirse el polvo y seguir caminando con la frente en alto. Que nunca dejó de soñar. Que entendió que las cosas importantes a veces tardan, pero siempre llegan.

A todos los que fueron parte de este viaje... Gracias, de corazón.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: MARCO INTRODUCTORIO	9
1.1 CONTEXTO Y PROBLEMÁTICA DE INVESTIGACIÓN	9
1.2 OBJETIVOS	10
1.2.1 Objetivo general	10
1.2.2 Objetivos Específicos	10
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS	11
1.4.1 Pertenencia minera	12
1.4.2 Instalaciones	13
1.4.3 Recurso hídrico	13
1.4.6 Clima	14
1.5 TRABAJOS REALIZADOS	14
1.5.1 Trabajos mineros	14
1.5.2 Trabajos geológicos	15
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	16
2.1 FUENTE DE LOS METALES EN MAGMAS	16
2.2 TRANSPORTE Y PRECIPITACIÓN DE METALES	18
2.3 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	20
2.4 DEPÓSITOS IOCG	28
2.5 GEOLOGÍA REGIONAL	34
2.5.1 Marco tectónico	34
2.5.2 Unidades estratificadas	35
2.5.3 Unidades Intrusivas	37
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA	39

3.1 GABINETE PRE TERRENO	39
3.2 ETAPA DE TERRENO	39
3.2.1 Visitas de reconocimiento.....	39
3.2.2 Levantamiento topográfico.....	39
3.2.3 Elaboración de la base de mapeo.....	40
3.2.4 Levantamiento geológico y muestreo.....	42
3.3 GABINETE POST-TERRENO	44
3.3.1 Datos estructurales.....	44
3.3.2 Descripción de muestras.....	44
3.3.3 Digitalización de mapa geológico.....	44
3.3.4 Entrega de trabajo productor minero y empresa.....	45
CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....	46
4.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA	46
4.1.1 Unidad volcánica Farola.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.2 Dique gábrico.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.3 Diques dioríticos.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.4 Diques tonalíticos.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1.5 Depósitos aluviales y coluviales.....	¡Error! Marcador no definido.
4.2 MINERALIZACIÓN	53
4.2.1 Superficie.....	55
4.2.2 Nivel 1104.....	57
4.2.3 Nivel 1080A.....	60
4.2.4 Nivel 1080B.....	65
4.2.5 Nivel 1080C.....	69
4.3 ALTERACIÓN	73

4.3.1 Limonitas	73
4.3.2 Hematita-jarosita.....	74
4.3.3 Hematita.....	75
4.3.4 Argílica	76
4.3.5 Clorita-epidota	77
4.3.6 Sericita.	78
4.3.7 Silíceas.....	79
4.4 ESTRUCTURAS PRINCIPALES	80
4.4.1 Fallas	81
4.4.2 Diques	84
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN	89
5.1 UNIDADES LITOLÓGICAS	89
5.2 ANÁLISIS DE LA MINERALIZACIÓN	90
5.3 FRENTES DE EXTRACCIÓN PROPUESTAS	94
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
BIBLIOGRAFÍA.....	102
ANEXOS	107
Anexo I	107
Anexo II.....	108
Anexo III	109

RESUMEN

La mina Farola está situada aproximadamente a 15 km al suroeste de la ciudad de Tierra Amarilla, en la región de Atacama. Esta mina se enmarca dentro de la pequeña minería, enfocándose en la extracción de óxidos y sulfuros de cobre. Históricamente, la extracción se realizaba mediante laboreos artesanales; sin embargo, actualmente se lleva a cabo utilizando maquinaria pesada en las frentes de producción, con el material extraído vendido a ENAMI. No obstante, las cantidades extraídas y comercializadas mes a mes son irregulares debido a la falta de un estudio geológico detallado en la mina. En este contexto, se realizó un estudio exhaustivo para caracterizar la geología del área, abarcando aspectos como litología, alteración, mineralización y estructuras presentes. Los resultados del estudio revelaron diversas unidades geológicas, incluyendo la unidad volcánica Farola, diques de composición gábrica, diorítica y tonalítica, así como depósitos aluviales y coluviales. Las zonas minerales observadas en la mina presentan una transición vertical desde óxidos en niveles superficiales hacia sulfuros supérenos e hipógenos en los sectores profundos, lo que es coherente con procesos de lixiviación y enriquecimiento secundario. En total, se identificaron 78 fallas, de las cuales 50 presentan un rumbo NW-SE, y 21 de ellas contienen mineralización de óxidos de cobre. Asimismo, se reconocieron siete tipos de alteraciones hidrotermales: limonitas, hematita-jarosita, hematita, argílica, clorita-epidota, sericita y silíceas, siendo la alteración a hematita la más predominante en el área de estudio. A partir de los datos recopilados en campo y los análisis químicos de las muestras enviadas al laboratorio, se clasificaron las zonas de baja, mediana y alta ley para óxidos y sulfuros de cobre. En base a esta información, se propusieron 11 frentes de trabajo para la explotación, todos con leyes de cobre superiores al 1%. Las zonas de interés se asocian con fallas rellenas de óxidos de cobre y zonas que presentan sulfuros de cobre, principalmente calcopirita, así como cúmulos de covelina y calcosina en menor proporción. Este contexto mineralógico y estructural refuerza la rentabilidad del depósito. En base a todas las evidencias el depósito ha sido clasificado como un yacimiento tipo IOCG, caracterizado por la presencia de óxidos y sulfuros de cobre.

Palabras claves: MINA FAROLA, IOCG, TIERRA AMARILLA, ESTUDIO GEOLOGICO.

ABSTRACT

The Farola mine is located approximately 15 km southwest of Tierra Amarilla, in the Atacama region, Chile. This mine is classified as small-scale mining, focusing on the extraction of copper oxides and sulfides. Historically, extraction activities were carried out using artisanal methods; however, the current operations employ heavy machinery at the production fronts, with the extracted material sold to ENAMI. Nevertheless, the monthly volumes of extracted and marketed material are irregular due to the absence of a detailed geological study of the mine. In this context, a comprehensive study was conducted to characterize the area's geology, including lithology, alteration, mineralization, and structural features. The results revealed various geological units, such as the Farola volcanic unit, dikes of gabbroic, dioritic, and tonalitic compositions, as well as alluvial and colluvial deposits. The mineralized zones observed in the mine show a vertical transition from oxides at shallow levels to supergene and hypogene sulfides at greater depths, consistent with leaching and secondary enrichment processes. A total of 78 faults were identified, 50 of which trend NW-SE, and 21 contain copper oxide mineralization. Additionally, seven types of alteration were recognized: limonites (goethite-jarosite-hematite association), hematite-jarosite, hematite, argillic, chlorite-epidote, sericitic, and siliceous alterations, with hematite alteration being the most predominant in the study area. Based on field data and chemical analyses of laboratory samples, zones of low, medium, and high grades for copper oxides and sulfides were classified. Using this information, 11 working fronts were proposed for exploitation, all with copper grades exceeding 1%. The zones of interest are associated with faults filled with copper oxides and areas containing copper sulfides, primarily chalcopyrite, along with minor accumulations of covellite and chalcocite. The mineralogical and structural context confirms the deposit's profitability. Based on all available evidence, the deposit has been classified as an IOCG (Iron Oxide Copper Gold) type, characterized by the presence of copper oxides and sulfides.

Keywords: FAROLA MINE, IOCG, TIERRA AMARILLA, GEOLOGICAL STUDY.

CAPÍTULO I: MARCO INTRODUCTORIO

1.1 CONTEXTO Y PROBLEMÁTICA DE INVESTIGACIÓN

Chile es reconocido mundialmente por su producción minera. Durante el 2023, el país mantuvo el primer lugar en la producción mundial de cobre, con un 24% de participación. Además es poseedor de cerca del 19% de las reservas mundiales (Consejo Minero, 2024).

En Chile existen tres sectores de la industria minera claramente diferenciados: gran, mediana y pequeña minería. La gran minería se encuentra altamente mecanizada, profesionalizada, con altos estándares de seguridad, de gran inversión de capital y producción a gran escala alcanzando aproximadamente al 96,12% del total extraído. En el otro extremo se encuentra la pequeña minería, la cual tiene escasa participación en la producción de metales en el país (0,93%), no obstante es generadora de una importante fuente de empleo (directo e indirecto), favoreciendo el desarrollo de sectores con menores oportunidades (Sernageomin, 2024).

Durante el año 2020, 1557 productores se encontraban empadronados a la Empresa Nacional de Minería (ENAMI), la cual a través de la Gerencia de Fomento y Minería busca de manera proactiva la materialización de oportunidades que impulsen la actividad minera de pequeños yacimientos con un impacto efectivo y medible en la entrega y abastecimiento de los planteles de la empresa, ya sea realizando asistencias técnicas o bien financiando herramientas que aporten eficazmente al desarrollo sustentable del sector, junto con la asignación de recursos crediticios para apoyar la puesta en operación de proyectos viables. Uno de estos programas se adjudicó a Mina Farola.

Mina Farola se encuentra ubicada en la Sierra Las Pintadas, distante 15 Km al SW de la ciudad de Tierra Amarilla. La inscripción del acta de mensura se realizó en el año 1882, según consta en el Archivo Nacional de Santiago (Fs. 133 N°194). Posee una superficie de 20.000 m². y actualmente se desarrollan trabajos extractivos en 4 niveles con

más de 1700 metros de galerías. Actualmente pertenece a Compañía Minera Las Pintadas y es arrendada a Sociedad Torres Fenero Ltda. la cual vende el mineral extraído a ENAMI para ser tratado en la planta Manuel Antonio Matta.

A través de los años ha pasado por múltiples dueños, arrendatarios y productores, donde cada uno la ha explotado según su conveniencia, no siguiendo un plan establecido y sostenido a través del tiempo haciendo que tanto las leyes como los tonelajes extraídos seas erráticas mes a mes.

Este trabajo tiene por finalidad definir la geología presente en el lugar de estudio (litología, alteración y mineralización), plantear el modelo metalogénico y proponer potenciales zonas de extracción en este yacimiento, lo cual ayudará al productor a extraer de mejor manera los recursos existentes en mina Farola.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

- Determinar el potencial económico y el modelo metalogénico de Mina Farola.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Definir unidades litológicas, estructuras, zonas de mineralización y alteración presentes en el área de estudio.
- Determinar la naturaleza de la mineralización principal y su distribución espacial.
- Determinar áreas favorables para la explotación y/o extracción de mineral.

1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

Mina Farola se encuentra ubicada a aproximadamente 15 Km al SW de la ciudad de Tierra Amarilla, región de Atacama, en la Sierra Las Pintadas con coordenadas centrales UTM 6.947350 N - 366.580 E (WGS 84, 19S) a una cota máxima de 1140 m.s.n.m. (Figura 1.1).

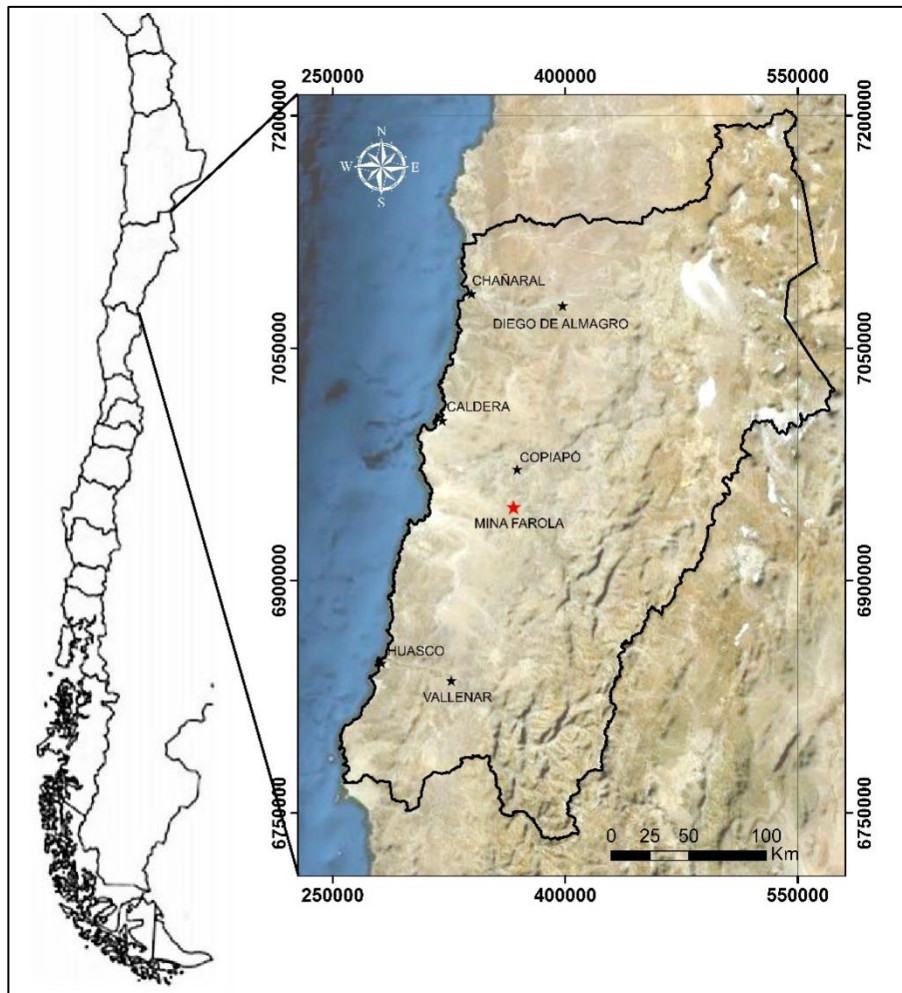


Figura N°1.1 Mapa de ubicación de Mina Farola.

Para acceder a ella desde la Ciudad de Copiapó, se debe conducir aproximadamente 9 Km utilizando avenida Copayapu, hasta conectar con la Ruta C-35, por la cual se debe conducir aproximadamente 7 Km para luego tomar un desvío (antes de la localidad de

Nantoco) hacia la Ruta C-411 por 6 Km, para finalmente desviarse hacia la ruta C-529 y conducir 13 Km hasta llegar a Mina Farola (Figura 1.2).

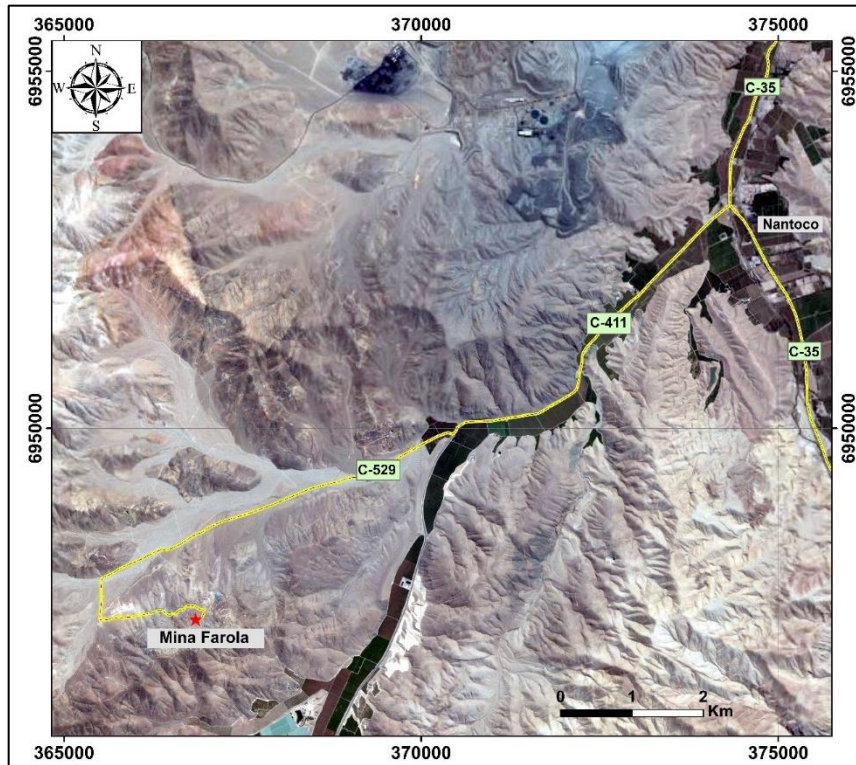


Figura N°1.2 Mapa de vías de acceso a Mina Farola.

1.4 ANTECEDENTES GENERALES

1.4.1 Pertenencia minera.

La mina Farola se encuentra ubicada en la Sierra Las Pintadas. Está amparada por la propiedad minera presentada en la tabla N° 1.1

Tabla N° 1.1 Datos de pertenencia minera de Mina Farola, registradas en el Servicio Nacional de Geología y Minería SERNAGEOMIN

Concesión	Farola
Rol	03203-0805-4
Rut Titular	082392400-3
Nombre Titular	Compañía Minera Las Pintadas
Fojas	0133
Nro. Inscripción	0194
Año Inscripción	1882
Ciudad	Copiapó
Situación	Constituida
Tipo Registro	Propiedad

1.4.2 Instalaciones

En el área de estudio destaca el campamento ubicado a 1070 m.s.n.m. donde se cuenta con comedor, baño, sala de cambio, oficina, bodega, pañol y zona de estacionamiento.

1.4.3 Recurso hídrico

La faena dispone de agua potable mediante dispensadores de agua purificada cuyo consumo es en promedio 560 l/mes. El agua industrial es abastecida por camiones aljibes desde Copiapó a razón de 20.000 l/mes en promedio.

1.4.4 Energía eléctrica

Para proveer de energía eléctrica el campamento, se utilizan paneles solares y/o un generador eléctrico instalado en la superficie.

1.4.5 Abastecimientos e insumos

El abastecimiento de insumos básicos se realiza desde la ciudad de Copiapó o bien desde Tierra Amarilla ubicada a 25 Km.

1.4.6 Clima

El Clima del sector según la clasificación de Köppen (1948) corresponde a un Clima Desértico Transicional, caracterizado por escasas precipitaciones invernales, ausencia de nubosidad y escasa influencia de la humedad costera, la cual tiende a desaparecer a medida que avanza hacia el interior de los valles y cordones transversales.

La diferencia de temperatura entre el día y la noche es alrededor de 15°C, promediando 27° C durante el día y 13° C durante la madrugada.

1.5 TRABAJOS REALIZADOS

1.5.1 Trabajos mineros

En el área de estudio se han desarrollado múltiples labores mineras, desde piques y laboreos de pequeño tamaño hasta incluso grandes caserones que conectan varios niveles existentes.

1.5.2 Trabajos geológicos

- Arévalo, C. (2005). Carta geológica Hoja Los Loros (escala 1:100.000)
- Smith, R. (1998). Plano geológico Las Pintadas 1:20.000 Asarco Exploration company.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 FUENTE DE LOS METALES EN MAGMAS

Un depósito mineral se define como cualquier acumulación natural de un mineral o un conjunto de minerales en cantidades y calidades tales que puedan ser extraídas y procesadas con beneficios económicos razonables (Evans, 1993).

La mayoría de los depósitos minerales metálicos están asociados a procesos hidrotermales, cuya composición, fuente y características termodinámicas pueden ser variables y dependen en gran medida de las características de su fuente, de la distancia de transporte y su modificación durante éste, y de las propiedades de la roca huésped (Townley, 2006). Estos procesos involucran la presencia de soluciones hidrotermales como fluidos participantes, y existen diversas evidencias que resaltan su importancia como agentes mineralizadores. Las aguas magmáticas son las que se separan del magma al enfriarse, generando un sistema magmático-hidrotermal, que es quizás el más poderoso agente depositante de mineral (Pirajno, 2009), mientras que el magma aporta calor y metales al sistema.

En Chile, las intrusiones magmáticas y sus sistemas hidrotermales asociados se producen principalmente a lo largo de un margen de placa convergente, donde la corteza oceánica es subductada bajo la corteza continental propiciando la formación de arcos volcánicos, escenario tectónico donde se concentran la mayoría de depósitos hidrotermales (Hedenquist y Lowenstern, 1994). Actualmente se sabe que en la gran mayoría de los depósitos hidrotermales, los fluidos participantes son en su mayoría de origen magmático (Giggenbach, 1997).

La composición del magma es un factor crucial en la formación de depósitos, ya que determina el tipo de metales que se encontrarán en un depósito (Hedenquist y Lowenstern, 1994). Los metales pueden adherirse a un magma a través de varios procesos, tales como como el aporte de componentes provenientes de la placa oceánica que se

subducta, la deshidratación de suelos marinos subductados que liberan óxido de azufre, elementos del grupo alcalino, cloro (Cl) y agua (H₂O), la fusión parcial de la cuña del manto astenosférico metasomatizado, y la interacción del magma con la corteza durante su ascenso (Richards, 2011; Ridley, 2013).

La extracción de metales a partir de magmas ocurre a través del proceso de exsolución de una fase fluida acuosa (Pirajno, 2009). Este proceso se inicia cuando el magma se acerca a la superficie, lo que provoca la liberación de volátiles desde el magma, principalmente H₂O, HF, HCl, H₂S, SO₂, CO₂, debido a la disminución de la presión, generando así una fase acuosa. Los compuestos como H₂S y el HCl son de particular relevancia ya que los metales de interés económico forman complejos solubles con iones de cloro (Cl) y con bases sulfuradas (H₂S) (Giggenbach, 1997). La falta de abundantes fases portadoras de Cl en el manto, junto con los altos contenidos de Cl en magmas de arco refuerzan la hipótesis de que el Cl proviene del agua de mar y se recicla durante la subducción de la corteza oceánica, proceso que también puede contribuir a la adición de metales como el zinc (Zn) y cobre (Cu) a los magmas de arcos formadores de mineralización (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Los componentes metálicos también pueden ser adquiridos por una contaminación cortical durante el ascenso del magma a través de la corteza. Los metales siderófilos (compatibles con hierro) como el estaño (Sn), molibdeno (Mo), oro (Au), y elementos del grupo del platino, debido a su poca afinidad con el oxígeno, son más abundantes en el manto superior y proporcionan metales a los magmas basálticos (tanto en zonas de subducción como en zonas de ridge) que luego ascienden al interior de la corteza (Hedenquist y Lowenstern, 1994) (Figura 2.1).

Seedorff *et al.* (2005), señala que el contenido de metales en un magma está además influenciado por factores como su composición, temperatura, presión, la composición y salinidad de los fluidos hidrotermales presentes, y el estilo estructural predominante en el sistema. Los contactos intrusivos, las fallas y las litologías favorables

actúan como medios efectivos que facilitan el ascenso de los fluidos magmáticos más allá de la cámara magmática (Candela, 1991).

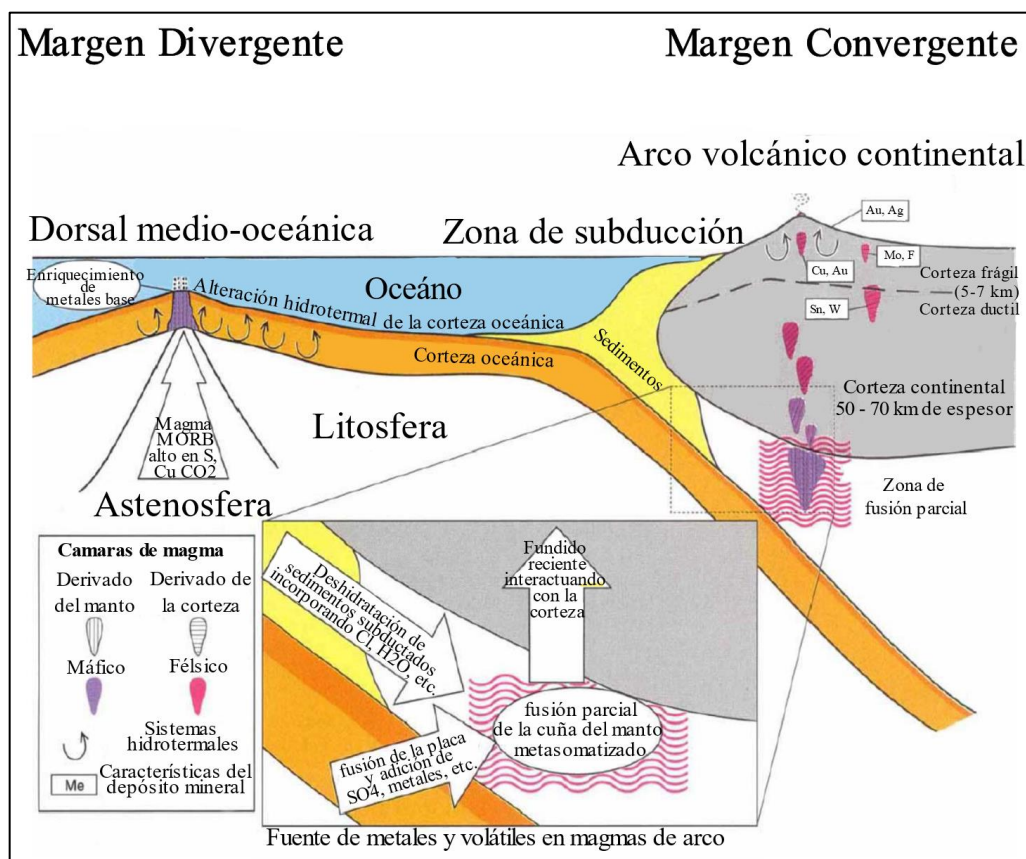


Figura N°2.1 Sección esquemática que muestra componentes principales de la génesis del magma, flujo de fluidos y metalogénesis en márgenes divergentes y convergentes (Modificado de Hedensquist y Lowenster, 1994).

2.2 TRANSPORTE Y PRECIPITACIÓN DE METALES

Los sulfuros y especialmente elementos como el Cobre (Cu), Plata (Ag) y Oro (Au) tienen baja solubilidad en agua como iones simples. Por esta razón su transporte en sistemas hidrotermales está relacionado principalmente con complejos o iones complejos. Un complejo se define como un compuesto de coordinación en el que un átomo o ión central se une a uno o más ligandos, formando una especie compuesta generalmente a través de enlaces covalentes (Cotton *et al.*, 1999). Los ligantes más importantes en fluidos

hidrotermales son el anión cloruro (Cl^-), el bisulfuro o hidrosulfuro (HS^-), el amoníaco (NH_3), el anión hidróxido (OH^-) y el acetato (CH_3COO^-) (Seward y Barnes, 1997). Los cationes metálicos se unen a esos complejos y, dependiendo de su afinidad con la fase fluida o la fase vapor, se transportan a diferentes profundidades dentro del sistema. Los complejos clorurados son más estables que los complejos sulfurados a temperaturas más altas, razón por la que los metales bases como el Cu, Mo, Pb, etc., se ligan a los complejos clorurados, mientras que minerales como el Au y Ag tienden a unirse complejos sulfurados (Barnes, 1979; Krauskopf, 1979).

Aunque existen otros complejos más estables, el Cl^- es el anión más abundante y, por lo tanto, el principal formador de complejos. Por otra parte, el HS^- es particularmente efectivo en su rol de transporte de metales en fluidos acuosos en la corteza terrestre (Seward y Barnes, 1997).

El transporte de metales depende altamente de la solubilidad del fluido. La partición de la fase hidrotermal es la que se encarga de secuestrar y extraer metales desde un magma. Por el contrario, la depositación de metales en forma de sulfuros (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Sb), óxidos (Fe, Sn, W), fluorcarbonatos (REE) o metal nativo (Au), se produce por la desestabilización de complejos iónicos clorurados como respuesta a cambios en el ambiente hidrotermal por la disociación de complejos metálicos (Maksaev, 2001; Townley, 2006).

Según Reed (2006), puede haber al menos seis causas que contribuyen a la precipitación de metales:

1. Enfriamiento, lo que afecta en la solubilidad del fluido.
2. Aumento de las especies sulfuradas reducidas, ya sea por adición de H_2S y HS^- o por reducción de SO_4^- o HSO_4^- .
3. Cambio de pH en la solución al interactuar con la roca de caja.
4. Aumento en la concentración de metales.
5. Disminución de la concentración de ligantes.
6. Caída de presión del fluido ascendente.

La precipitación secuencial de metales origina la zonación a escalas de depósitos y de distritos (Maksaev, 2001). Los microanálisis identifican dos grupos de elementos con comportamiento geoquímico drásticamente diferente. Los elementos químicos Na, K, Fe, Mn, Zn, Rb, Cs, Ag, Sn, Pb y Tl son particionados preferentemente en la fase líquida, probablemente como complejos clorurados, mientras que el Cu, As, Au y B, probablemente como complejos HS, se particionan selectivamente en la fase vapor (Heinrich *et al.*, 1999).

La depositación de mena a temperatura inferiores a los 250° C ocurre normalmente como relleno de fracturas abiertas. A temperaturas y presiones más altas, las rocas son menos permeables y la depositación de metales ocurre más comúnmente en forma de reemplazo. Este proceso provoca la disolución de la roca huésped con inmediata precipitación de minerales secundarios en reacciones independientes, siempre que las reacciones de reemplazo involucren una disminución del volumen de los minerales de la roca huésped respecto a los nuevos minerales formados (Seward y Barnes, 1997).

2.3 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

La alteración hidrotermal es un fenómeno producido por la circulación e infiltración de fluidos calientes entre microfracturas, espacios intersticiales y fracturas mayores, como respuesta a procesos fisicoquímicos complejos que implican cambios en la mineralogía, composición química y textural de la roca a lo largo del tiempo (Seedorff, *et al.*, 2005). Estos procesos ocurren debido a un intercambio químico durante la interacción del fluido hidrotermal y la roca causado por un desequilibrio termodinámico entre ambas partes. Este fenómeno puede dar lugar a la transformación de fases minerales, el crecimiento de nuevos minerales, la disolución o precipitación de minerales, así como reacciones de intercambio iónico entre los minerales de la roca y el fluido caliente que circula a través de ella (Giggenbach, 1997).

Independientemente de la fuente, el fluido hidrotermal interactúa con la roca a medida que avanza hasta llegar a una trampa de mena, la cual es definida por Reed (1997) como un sitio donde la combinación de condiciones estructurales, de permeabilidad, químicas y físicas son ideales para provocar la precipitación de la carga metálica a partir de un fluido. A lo largo de su recorrido, las sucesivas interacciones entre el fluido hidrotermal y la roca genera cambios tanto químicos como termodinámicos del fluido hidrotermal que atraviesa la roca. Esto significa que el fluido que llega a la trampa de mena no es el mismo que salió de su fuente de origen primario (como por ejemplo una salmuera magmática), ya que la interacción entre el fluido y la roca a lo largo del camino cambia la composición del fluido, por lo que la roca huésped se convierte en un condicionante de los fluidos hidrotermales (Reed, 1997) (Figura 2.2).

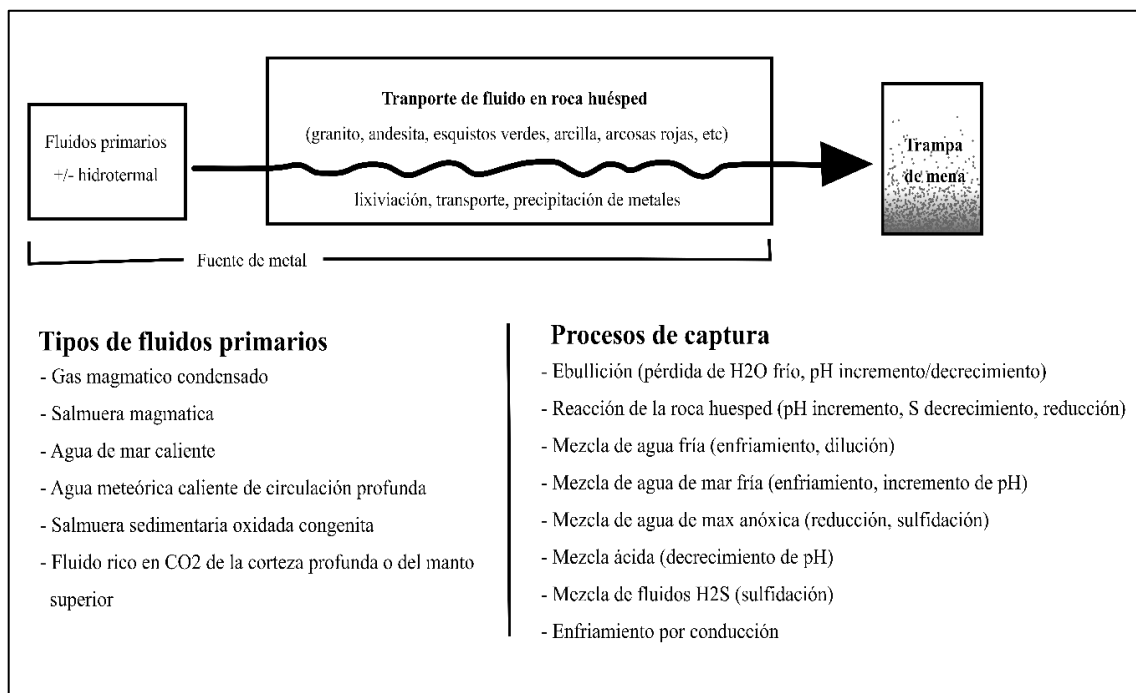


Figura N°2.2 Vista conceptual de relación entre fluido hidrotermal primario, fuente de metales, canalización de fluido, roca huésped y “trampa de mena”. (Modificado de Reed, 1997).

Un gran número de variables influyen en la formación de alteraciones minerales en sistemas hidrotermales. Según varios autores (Rose y Burt, 1979; Reed, 1997; Heinrich,

2007; Ridley, 2013) los factores que condicionan y controlan la alteración hidrotermal en las rocas son:

1. Temperatura: la importancia de este factor reside en que mientras más caliente sea el fluido mayor será el efecto que tiene sobre la mineralogía original.
2. Presión: controla la profundidad a la que los fluidos entran en ebullición y el desarrollo de fracturamiento hidráulico que da lugar a las explosiones hidrotermales
3. Composición de la roca: relevante para grados menos intensos de alteración, ya que para este caso, los minerales tienen distintos grados de susceptibilidad a ser alterados. Sin embargo, en alteraciones más intensas, la mineralogía resultante se vuelve independiente del tipo de roca original. .
4. Composición del fluido: mientras más bajo sea el pH del fluido hidrotermal (más ácido), mayor será el efecto de alteración sobre los minerales.
5. Duración de la interacción agua/roca: en cuanto mayor sea el tiempo y el volumen de fluidos hidrotermales que circulen en la roca, más completa serán las modificaciones mineralógicas.

Aunque todos estos factores son más o menos interdependientes, la temperatura y la composición del fluido hidrotermal son lejos las condiciones que más influyen en los distintos tipos de alteraciones (Maksaev, 2001b). Estos dos factores son fundamentales porque las asociaciones de minerales hidrotermales proporcionan indicios importantes sobre las condiciones en las que se formaron los depósitos minerales de origen hidrotermal (Rose y Burt, 1979; Heinrich, 2007; Ridley, 2013). Las otras variables, con excepción local como la composición de la roca de caja, tienen una influencia de menor importancia en la alteración mineralógica (Corbett y Leach, 1998).

Existen distintas formas de clasificar las alteraciones hidrotermales. La manera más simple es nombrarla según el mineral de alteración principal. Es decir, si existe cuarzo o sílice se nombra como silicificación, si predomina sericita se denomina sericitización, si el mineral predominante es epidota se llama epidotización, etc. También se pueden

clasificar por metasomatismo principal, por ejemplo cálcico-férrico, aluminio-potásico. Si bien esta clasificación es simple, es también de poco uso, dado que una clasificación rígida no es posible debido a que el grado de ataque hidrolítico no está caracterizado por la existencia de uno o dos minerales, sino por una asociación de minerales en su conjunto. (Meyer y Hemley, 1967)

En cuanto a la intensidad de la alteración hidrotermal, se refiere a la extensión en que una roca ha sido alterada, mientras que el grado de alteración corresponde a una interpretación basada en la mineralogía de alteración. Se han propuesto los términos pervasividad para indicar la intensidad de la alteración y extensividad para indicar la distribución espacial de la alteración hidrotermal. Una alteración pervasiva será aquella que altere completamente todo el volumen de una roca, mientras que una alteración poco pervasiva será aquella que se limita a afectar sólo a las fracturas por donde circuló el fluido, manteniéndose las partes masivas de las rocas inalteradas (Pirajno, 2009; Ridley, 2013).

Meyer y Hemley (1967) proponen una clasificación para los tipos de alteraciones más comunes de rocas de composición alumino-silicatos basada en asociaciones mineralógicas y condiciones dominantes, las cuales se describen a continuación y se resumen en la tabla N° 2.1.

- a) Alteración propilítica: Se trata de un cambio casi isoquímico en minerales ígneos de origen hidrotermal. Se genera en condiciones de pH neutras a alcalinas y hasta casi neutro, caracterizada por la presencia de epidota y/o clorita, a temperaturas relativamente bajas (<200° -250°C).

Por ejemplo, la biotita y blenda alteran a clorita, la que es comúnmente acompañada de hematita. El componente original anortita de la plagioclasa se reemplaza parcialmente por epidota, calcita y sericita, mientras que el componente albita se conserva.

- b) Alteración argílica intermedia: Se diferencia de la alteración fílica en que el hierro de soporte de los silicatos se convierte a montmorillonita o clorita, este tipo de alteración es un fenómeno generalizado. Ensamblajes de minerales arcillosos formados a temperaturas relativamente bajas ($>200^{\circ}$ - 250° C) y pH moderadamente bajo (aprox. 4-6).

- c) Alteración sericítica/cuarzo-sericítica: Es quizás la más reconocible en los depósitos de pórfidos de cobre. Se forma en un rango de temperatura entre 200 - 250° C y se caracteriza por la presencia de sericita. La zona fílica además también puede incluir minerales de temperatura más alta como el caolín y minerales del grupo de la clorita. Texturalmente son vetas destructivas de cuarzo las cuales pueden sobreponerse a otras alteraciones.

- d) Alteración argílica avanzada: Se caracteriza por la destrucción total de los feldespatos, dando lugar a la formación de alunita. La formación mineral se da bajo pH menor a 4, además se relaciona con temperaturas relativamente bajas, incluyen las fases de alta temperatura de grupo caolín (pirofilita y dickita).

- e) Alteración potásica: Es el resultado de la inyección de potasio en rocas aluminosilicatadas. Se forma a altas temperaturas (350° - 550° C), bajo condiciones neutras o alcalinas. Por ejemplo, la biotita y el feldespato potásico son los principales minerales de una monzonita cuarcífera, pero su hidrotermal homólogo posee penetrantes reemplazos de hornblendas y plagioclasas respectivamente, indicando la sustitución de calcio y de sodio por potasio.

Tabla N° 2.1 Resumen de la clasificación de alteraciones hidrotermales más comunes, asociación mineralógica y las condiciones dominantes. Basado en (Meyer, C. y Hemley, J.J, 1967).

Tipos de alteración	Asociación Mineralógica	Condiciones Dominantes
Propilítica	Epidota y/o clorita, albita, calcita, piritita	Neutras a alcalinas, temperaturas bajas (200°C-250°C).
Argílica intermedia	Caolinita, montmorillonita, smectita	pH entre 4 y 6, temperaturas mayores a 200°C-250°C.
Sericítica o cuarzo Sericítica	Sericita y cuarzo	pH moderadamente bajo (4-6) y temperaturas mayores a 200°C-250°C.
Argílica avanzada	Dickita, pirofilita, caolinita, diásporo, alunita y cuarzo	Bajo pH (menor a 4) y bajas temperaturas.
Potásica	Feldespatos potásicos y/o biotita	Neutras a alcalinas, altas temperaturas (350°C-550°C).

Años más tarde, Corbett y Leach (1998) caracterizaron los tipos clásicos de alteración, separándolos en grupos minerales, en función del pH y la temperatura del fluido. Así mismo, representaron gráficamente los rangos de estabilidad para los minerales de alteración en sistemas hidrotermales en función de temperatura y pH (Figura 2.3). En cuanto a los valores absolutos de temperatura y pH, estos no se muestran debido a la influencia que puedan tener otros factores sobre la posición de los límites entre fases minerales. Las concentraciones de elementos en el fluido, proporciones, y presiones se consideran constantes.

- I. Grupo del Sílice: minerales estables en forma significativa en fluidos de pH bajo (<2) (Stoffregen, 1987). El cuarzo es el mineral principal a altas temperaturas. Bajo estas condiciones extremadamente ácidas, la tridimita,

cristobalita y sílice opalina ocurren en ambiente superficial, a temperaturas < 100°C. El cuarzo es el mineral principal a rangos mayores de temperaturas.

- II. Grupo de la Alunita: un fluido con un pH ligeramente superior a 2. Forma alunita junto a otros minerales de sílice en un amplio rango de temperaturas. Se presenta con andalucita a altas temperaturas (>350-400°C) y con corindón a temperaturas aún mayores (>400 450°C). Se han reconocido cuatro estados de formación de alunita en base a datos isotópicos de S y O: alunita calentada por vapor, supérgena, magmática y de veta/brecha magmática.
- III. Grupo del Caolín: estos minerales derivan de fluidos de pH moderadamente bajos (aproximadamente pH 4), y coexisten con la alunita en un rango de pH transicional (pH 3-4), (Stoffregen, 1987). La caolinita se forma a profundidades someras en condiciones de baja temperatura (<150-200°C) y la pirofilita se forma a grandes profundidades y ambientes de más altas temperaturas (200<250°C). En un rango intermedio entre ambos se forma la dickita.
- IV. Grupo de la Illita: en fluidos con pH 4-6 dominan los minerales del grupo de la Illita, coexistiendo con la caolinita en pH 4-5, dependiendo de la temperatura y la salinidad del fluido. La smectita ocurre a baja temperaturas (<100-150°C), la illita-smectita interlaminada a alrededor de 100-200°C, illita aproximadamente 200-250°C, y la moscovita a temperaturas >250°C.
- V. Grupo de la Clorita: en condiciones de pH levemente ácidas a neutras los minerales clorita carbonatos son dominantes coexistiendo con el grupo de la illita en ambientes cuyo pH es 5-6.

VI. Grupo de los Calco-silicatos: se forman en circunstancias de pH neutro-alcalino. En condiciones frías se dan zeolitas-cloritas-carbonato y epidota, seguida de anfibolas secundarias (principalmente actinolita) a medida que aumenta progresivamente la temperatura.

VII. Otros minerales.

1. Los carbonatos se encuentran en un amplio rango de pH y temperatura, asociándose a los grupos caolín, illita, clorita y fases calcoalcalinas. Se presentan típicamente en todos los niveles de sistemas hidrotermales, desde la superficie hasta ambientes de tipo pórfido *skarn*.

2. Los feldespatos se presentan en conjunto al grupo de la clorita y con minerales calco-silicatados. Para pH neutro o alcalino, los feldespatos secundarios son estables.

3. Los sulfatos se encuentran en amplios rangos de temperatura y regímenes de pH en sistemas hidrotermales.

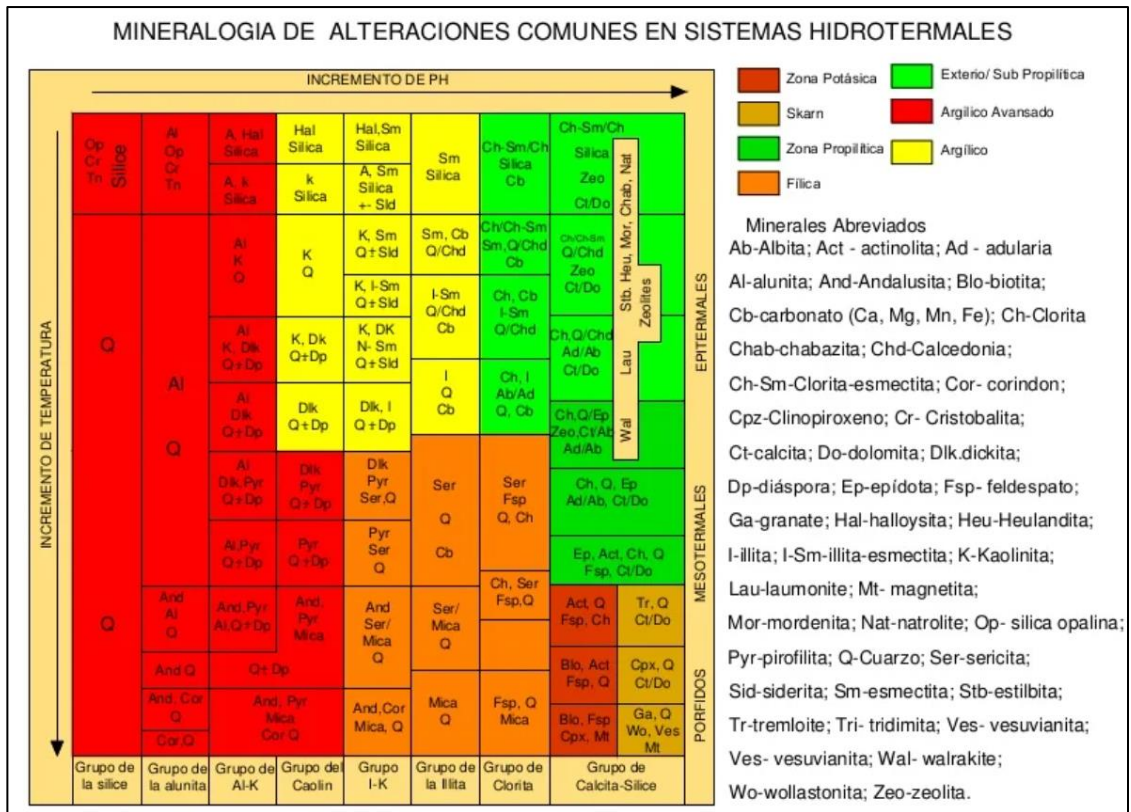


Figura N°2.3 Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes . Modificado de Corbett y Leach (1998).

2.4 DEPÓSITOS IOCG

Los depósitos de hierro, cobre y oro, o también llamados *Iron Oxide-Copper-Gold* (IOCG) son de gran relevancia a nivel global ya que destacan por su enriquecimiento en óxidos de hierro, con bajo contenido de Ti, acompañando principalmente a calcopirita y bornita, Cu y Au y contenido subordinado de Co, Ni, As, Mo, Ag, U, REE y empobrecimiento de Zn y Pb (Camprubí y González-Partida, 2017). Se distribuyen ampliamente en el tiempo y en diversas localizaciones geológicas, abarcando desde el Arcaico hasta el Fanerozoico, y han sido identificados en todos los continentes, con la excepción de la Antártida (Barton, 2014). Estos depósitos se desarrollan dentro de sistemas magmáticos y/o hidrotermales asociados a un control estructural de carácter regional, dentro del cual, a medida que el depósito evoluciona, la mineralización se

distribuye en vetas, brechas hidrotermales, mantos, *skarn* o en algunos casos la combinación de estos (Sillitoe, 2003). Debido a la gran diversidad temporal y tectónica de estos depósitos, resulta difícil unificar un modelo metalogénico que los explique de manera integral (Groves *et al.*, 2010).

Desde el descubrimiento del depósito Olympic Dam en el sur de Australia en 1975, los depósitos IOCG se han convertido en un objetivo primordial para la exploración minera (Williams *et al.*, 2005). En las últimas dos décadas, han surgido como blancos principales de exploración en los Andes Centrales (Chen *et al.*, 2013). No obstante la génesis de los depósitos tipo IOCG andinos de edad mesozoica sigue siendo un tema de debate, debido a la escasez de información geológica detallada sobre los numerosos yacimientos y ocurrencias que existen en la Franja de IOCG de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Loyola *et al.*, 2015). Si bien no siempre se observa una relación espacial directa y clara con rocas plutónicas, en muchos casos si se encuentra una correlación espacio-temporal con magmatismo presente en la región (Williams *et al.*, 2005).

Actualmente existen dos modelos genéticos propuestos para explicar el origen de estos depósitos (Figura 2.4). El primero es un modelo de fuente magmático-hidrotermal, donde los fluidos mineralizadores son fundamentalmente derivados de magmas (Pollard, 2000; Sillitoe, 2003; Tornos *et al.*, 2005), mientras que el segundo modelo propuesto por Barton y Johnson (2000) sostiene que los fluidos mineralizadores son derivados de cuencas ricas en evaporitas y que los plutones espacialmente asociados actúan solo como una fuente de calor.

La falta de importantes secuencias evaporíticas en algunos distritos IOCG ha dado pie a cuestionamientos sobre la relevancias de estas secuencias como un requerimiento para la formación de depósitos IOCG, sugiriendo que los fluidos magmáticos podrían ser la principal fuente de los fluidos formadores de mena (Pollard, 2000; Sillitoe, 2003; Tornos *et al.*, 2005), respaldando el modelo de origen hidrotermal. Sin embargo, en ambos modelos se requieren de fluidos altamente salinos, pobres en azufre y relativamente

oxidados para constituir un depósito económico.

En cuanto al magmatismo asociado a estos depósitos, se vincula generalmente a magmas básicos o ultrabásicos de origen mantélico, con una afinidad alcalina o subalcalina, desarrollados en un contexto de evento magmático regional. Este magmatismo presenta evidencias de desvolatización profunda, como el enriquecimiento en LREE y volátiles, así como la presencia de cuerpos de brechas y halos de alteración cercanos (Corona-Esquivel *et al.*, 2010).

A profundidades mayores el sistema magma-fluido no puede generar suficiente energía mecánica para fracturar la roca hospedante, por lo tanto, los depósitos IOCG se desarrollan en una variedad de trampas estructurales, en dónde los fluidos magmáticos puedan mezclarse con otros fluidos para promover la formación de minerales (Pollard, 2006), Estos depósitos se localizan generalmente en intersecciones de fallas, zonas de cizallamiento y contactos de rocas, donde la roca hospedante muestra una intensa alteración hidrotermal, la cual varía según la profundidad a la que ocurrió el proceso (Williams *et al.*, 2005).

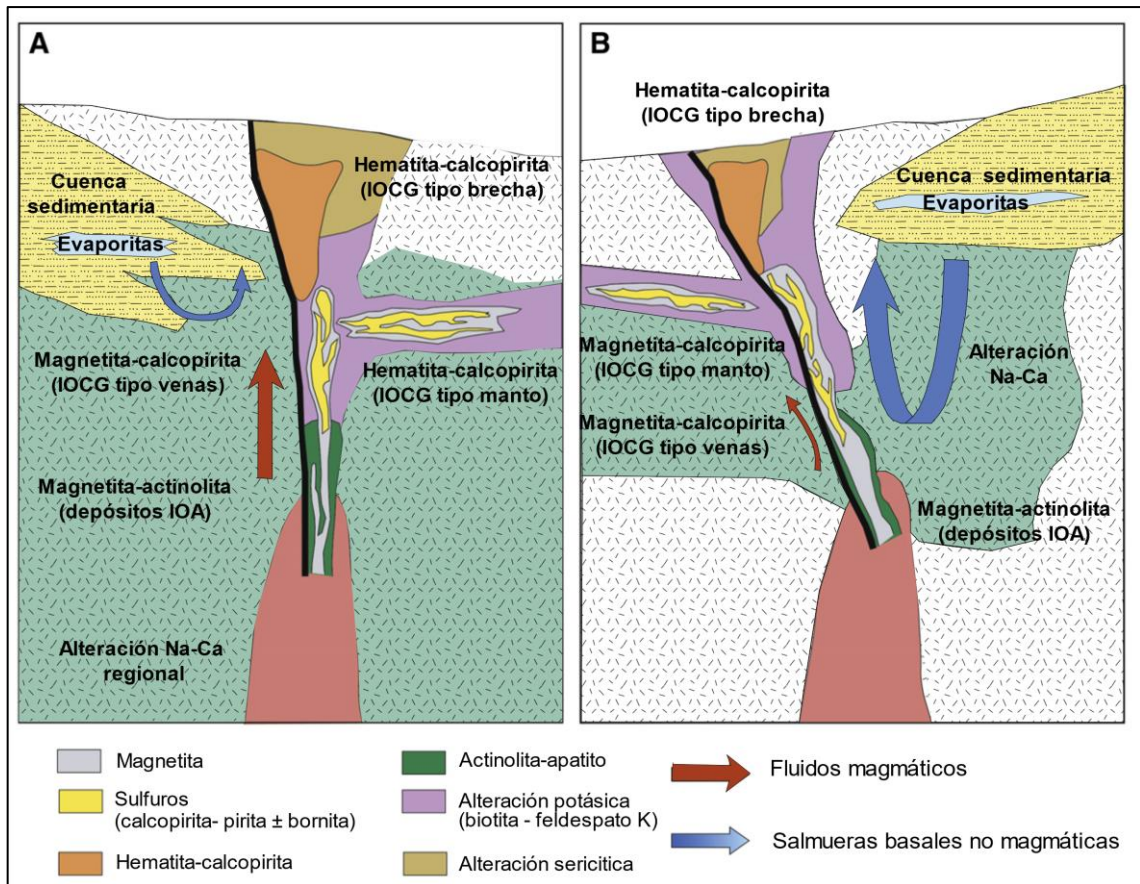


Figura N°2.4 Representación esquemática de los dos modelos propuestos para el origen de los depósitos de IOCG. (A) Modelo hidrotermal magmático: los fluidos y metales son de origen magmático con una contribución menor del basamento y/o rocas volcánicas. (B) los fluidos se derivan de cuencas sedimentarias y son calentados por una fuente ígnea. Los metales se lixivian de rocas sedimentarias y/o volcánicas. Modificado de Barra *et al.*, (2016).

En Chile, existen numerosos depósitos IOCG ubicados en la franja metalogénica del Cretácico Inferior (Franja Ferrífera Chilena), extendiéndose a lo largo de la Cordillera de la Costa entre los 22°-30°S (Figura 2.5). En esta franja, la cordillera está constituida principalmente por rocas plutónicas (gabro-granito) y volcánicas (andesitas), cuyas edades se extienden desde el Jurásico al Cretácico Inferior (Vivallo, 2009).

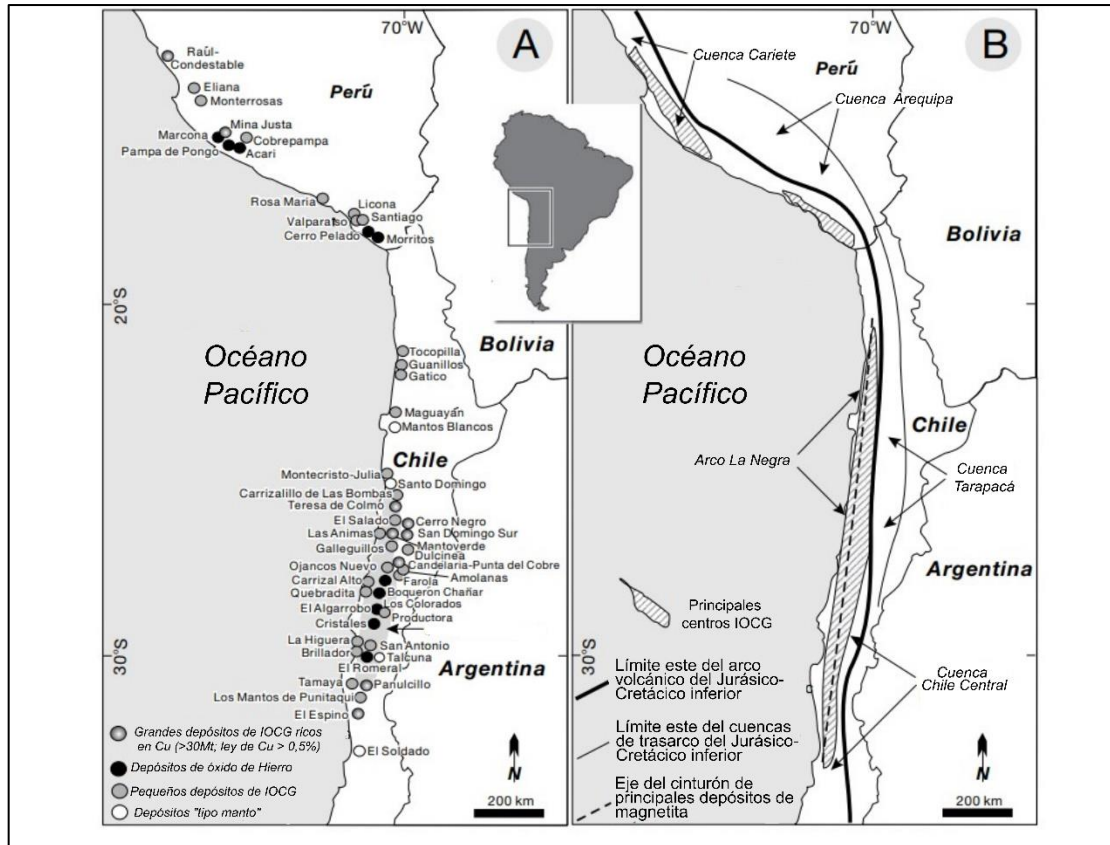


Figura N°2.5 Distribución de los yacimientos IOCG principales de Perú y Chile en la Franja Ferrífera. (A) Localización de los IOCG ricos en cobre, los depósitos principales de hierro y tipo manto en Perú y en Chile (Clark *et al.*, 1990; Hawkes *et al.*, 2002; Sillitoe, 2003; Oyarzún *et al.*, 2003; Benavides *et al.*, 2007; y Chen *et al.*, 2010a). (B) Posición de la franja IOCG de los Andes Centrales en Perú y el norte de Chile (Sillitoe, 2003). (Modificada de Chen *et al.*, 2013.)

Este conjunto de rocas ha sido interpretado como un arco magmático desarrollado sobre un basamento de rocas prejurásicas, en respuesta a la implantación del sistema de subducción al comienzo del Jurásico (Vivallo, 2009). Los yacimientos están espacial y temporalmente asociados a la transición de deformación del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) desde un movimiento de rumbo sinestral dúctil a uno frágil dentro del arco volcánico, que comenzó cercano a los 124 Ma con un peak entre los 118 a 105 Ma (Cembrano *et al.*, 2009).

La mineralización de los IOCG consiste en general de magnetita, hematita, calcopirita, pirita y bornita, con una zonación de calcopirita - magnetita en las zonas más profundas y bornita - hematita en las más superficiales (Vivallo, 2009), incluso pirrotina y arsenopirita u otros metales asociados con elementos como el Pb, Co, Mo, U, Ni, Sb, Hg y LREE (Sillitoe, 2003).

En cuanto a las asociaciones minerales de alteración, éstas se relacionan de manera directa con la mineralización. Sus principales asociaciones han sido descritas en primera instancia por Sillitoe (2003). Sin embargo, trabajos posteriores (Vivallo, 2009; Barra *et al.*, 2016) han indicado variaciones en las paragénesis, las que en conjunto corresponden a las asociaciones de actinolita-apatito, albita, epidota, clorita, cuarzo, ortoclasa, biotita, sericita, calcita y granates/piroxenos cuando ocurren alteraciones del tipo *skarn* del tipo prógrado.

Vivallo (2009) propone las siguientes asociaciones minerales:

- **Alteración sódico-cálcica:** Actinolita-albita asociada a magnetita; alteración a albita/feldespato-K-cuarzo.
- **Alteración sericítica:** Sericita-clorita asociada a hematita.
- **Alteración silícica:** Es tardía y se sobrepone a todas las demás.

A su vez, Barra *et al.*, (2016) en su trabajo describe las siguientes asociaciones de alteración y mineralización predominantes en depósitos tipo IOCG:

- **Alteración sódico-cálcica:** Actinolita-apatito asociada a vetas de magnetita masiva.
- **Alteración potásica:** Biotita-feldespato-K asociada a magnetita-calcopirita.
- **Alteración sericítica:** Sericita asociada a hematita-calcopirita.

2.5 GEOLOGÍA REGIONAL

2.5.1 Marco tectónico

La evolución tectónica de los Andes Centrales en el norte de Chile se caracteriza por la formación de un arco magmático inducido por subducción de placas que ha estado activo desde hace al menos 200 Ma (Mpodozis y Ramos, 1990; Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Jurásico superior y Cretácico inferior la asociación de tipo arco volcánico y trasarco se encuentra representada respectivamente por acumulaciones de rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas pertenecientes a la Formación Punta del Cobre, y más al oriente, rocas sedimentarias marinas pertenecientes al Grupo Chañarillo. Los espesores de las rocas que se acumularon durante el Jurásico-Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, completaron entre 4.000 a 7.000 m de espesor en la zona comprendida entre Chañaral y Copiapó. En la zona central de Chile, alcanzaron más de 10.000 m durante el Cretácico Inferior (Arévalo, 2005). Esta enorme acumulación, unida a la existencia de intercalaciones e interdigitaciones marinas a lo largo de todo el espesor de la secuencia, son indicativas de que los sedimentos se habrían acumulado en cuencas subsidentes en que el paleorrelieve no presentó elevaciones importantes (Scheuber y Gonzales, 1999).

Durante el Cretácico Inferior alto se emplazaron en la cordillera de la costa los plutones La Brea (123-117 Ma), San Gregorio (111 Ma), Los Lirios (110 Ma) y Sierra Atacama (117-104 Ma) en rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Punta del Cobre y sedimentarias de la Formación Nantoco (Arévalo, 2005) (Figura 2.6).

Las rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico a Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile están cortadas por el Sistema de Falla de Atacama, el cual es un sistema de falla mayor que se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa por

alrededor de 1.100 Km desde los 20°30' hasta los 29°45' (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber y Reutter, 1992; Brown *et al.*, 1993).

El sistema de falla se originó producto de la subducción oblicua entre las placas Aluk (Phoenix) y Sudamericana desde el Jurásico Superior y durante el Cretácico Inferior (Maksaev, 2001).

2.5.2 Unidades estratificadas

2.5.2.1 Formación Punta del Cobre (Jurásico superior- Valanginiano Inferior)

Descrita por Segerstrom y Ruiz (1962) como una secuencia volcánica y sedimentaria de estratificación gruesa que subyace de forma concordante a la Formación Abundancia, compuesta por una sección basal de entre 150 a 200 m de lavas andesíticas de gran continuidad areal, que cercano a la quebrada Nantoco engranan hacia el sur con conglomerados, areniscas fosilíferas y areniscas con estratificación cruzada, y una sección superior clástica y volcánica de entre 130 a 150 m de brechas asociadas a pliegues sinsedimentarios, lutitas laminadas rojas, y coladas lenticulares de lavas andesítico basálticas con *pillow*.

El conjunto de las rocas de la Formación Punta del Cobre representaría una acumulación de sedimentos de una plataforma clástica o línea de costa contemporánea con actividad volcánica submarina de tipo lávica explosiva (Arévalo, 2005).

2.5.2.2 Formación Nantoco (Hauteriviano)

Designada originalmente con el nombre Calizas de Nantoco (Biese, 1942) y posteriormente caracterizada con el rango de formación (Biese-Nickel en Hoffstetter *et al.*, 1957). Corresponde a una secuencia monótona de calizas grises de 800 a 1200 m de

espesor. Subyace en concordancia a estratos de la Formación Totoralillo y sobreyace de la misma manera a estratos de la Formación Abundancia. Al sur del cerro Cinchado la secuencia parece reducirse hasta un par de decenas de metros entre calizas de la Formación Totoralillo y volcanitas de la Formación Punta del Cobre (Arévalo, 2005).

Seegerstrom y Parker (1959) dividen la Formación Nantoco en dos miembros. El miembro inferior está compuesto por 600 a 1000 metros de espesor de calciruditas y calciruditas limosas de capas muy continuas lateralmente de 10 a 80 cm de espesor. El miembro superior alcanza aproximadamente 200 m y está formado por calciruditas negras finamente laminadas y calcarenitas amarillentas, muy continuas lateralmente.

Según Arévalo (2005) las calcilitas se habrían formado como depósitos carbonatados de ambiente submareal profundo. A su vez las intercalaciones de arcosas (0.3 a 1 m) de grano medio a fino, gradadas de forma normal, que aparecen en la parte media baja de la secuencia se habrían depositado como turbiditas de grano medio.

2.5.2.3 Depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno Superior-Plioceno)

Definidos por Arevalo (2005) como una serie de gravas y ripios mal consolidados, que constituyen conos aluviales individuales o coalescentes, provenientes de depósitos coluviales y de llanuras de inundación adyacentes a zonas topográficas altas.

En zonas proximales se exponen espesores de hasta 120 m de gravas y ripios mal consolidados, con mala selección y cuya litología es similar a la de rocas de sustratos cercanos. En zonas distales se compone de gravas arenosas y arenas bien estratificadas.

Preservan la morfología de abanico en zonas apicales estrechas que rellenan secciones altas de quebradas y zonas distales más anchas. En ciertos lugares se encuentran cubiertos por depósitos aluviales cuaternarios.

2.5.2.4 Depósitos aluviales (Cuaternario)

Corresponden a depósitos de ripios gravas y arenas, con clastos subangulosos heterocomposicionales en una matriz limo arenosa, que ocupan laderas de baja pendiente y rellenan quebradas producto de la acumulación de flujos gravitacionales densos (corrientes de barro y/o flujos de detritos) por episodios pluviales esporádicos, pero de gran intensidad

2.5.3 Unidades Intrusivas

2.5.3.1 Diorita La Brea (123 -117 Ma)

Diorita La Brea definida por Arévalo (2005), corresponde a un cuerpo intrusivo diorítico de aproximadamente 270 Km², con eje mayor N-S de alrededor de 55 km de largo, compuesto por dioritas de grano grueso con clinopiroxenos y hornblenda como sus minerales ferromagnesianos principales. Hacia la periferia las dioritas gruesas gradan a facies porfídicas de micridioritas y microdioritas cuarcíferas de piroxenos y hornblendas. Se encuentra en contacto intrusivo con las formaciones Punta del Cobre y Nantoco, al sur y este, y en contacto intrusivo con el Plutón Sierra de Atacama al Oeste.

2.5.3.2 Granodiorita Los Lirios (ca 110 Ma)

Granodiorita Los Lirios, definida por Arévalo (1994), corresponde a un cuerpo intrusivo con elongación en dirección Norte-Sur de aproximadamente 11 km de largo y un ancho máximo de 3 km, compuesto mayoritariamente por granodioritas de biotita y hornblendas, con variaciones a tonalitas. Se encuentra en contacto intrusivo con las formaciones Punta del Cobre y Nantoco. Al oeste intruye al Plutón la Brea.

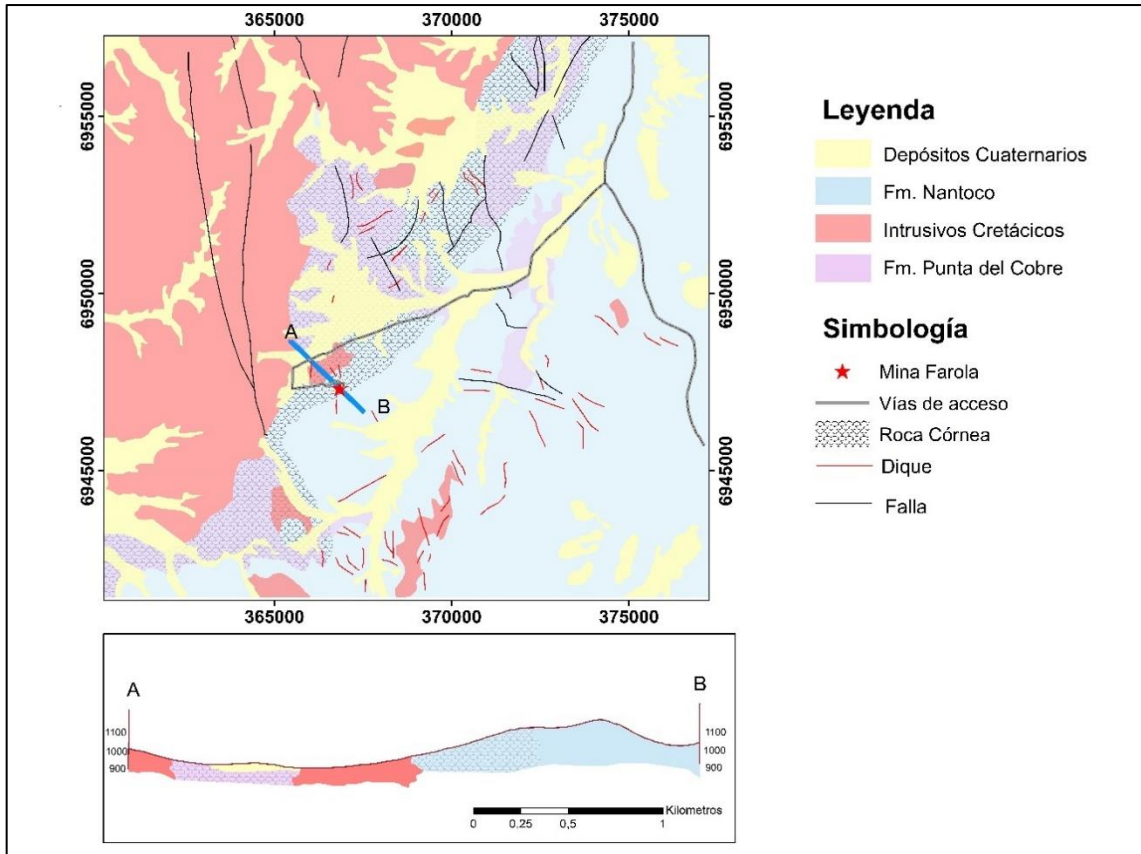


Figura N°2.6 Principales unidades geológicas regionales. Modificado de Arévalo, 2005.

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA

Para desarrollar el trabajo propuesto fue fundamental dividir el proyecto en 3 etapas: una etapa de gabinete pre-terreno, una etapa de terreno y una etapa de gabinete post-terreno, las cuales se detallan a continuación.

3.1 GABINETE PRE TERRENO

La primera etapa de la realización de este trabajo consistió en una recopilación y revisión bibliográfica de documentos relacionados al área de estudio con el fin de obtener un panorama general y conocer la información disponible.

3.2 ETAPA DE TERRENO

3.2.1 Visitas de reconocimiento

Durante 3 días se realizaron visitas preliminares a Mina Farola con el objetivo de tener un panorama general de la mina, recorriendo los caminos, superficie, niveles subterráneos, laboreos antiguos y recientes, además de entrevistarse con productores aledaños con el fin de conocer la historia de explotación de la mina.

3.2.2 Levantamiento topográfico

El levantamiento fotogramétrico georreferenciado se realizó junto al departamento de Topografía de ENAMI, para lo cual se utilizó un dron DJI-Phantom 4 PRO. Para la georreferenciación de esta imagen se utilizó un amarre a la red geodésica nacional. Como resultado se obtuvo una imagen cuya resolución fue de 5 cm/píxel permitiendo la obtención de curvas de nivel cada 1 m, las que luego fueron procesadas para obtener un modelo de elevación digital (DEM).

Para el levantamiento de la topografía subterránea se utilizaron puntos auxiliares previamente medidos y con coordenadas conocidas, y con ayuda de una estación total se generó un amarre hacia las cajas de los distintos niveles.

3.2.3 Elaboración de la base de mapeo

Una vez obtenida la imagen de la superficie georreferenciada se procedió a realizar la base de mapeo utilizando el software ArcMap 10.3, donde se colocó el norte, una cuadrícula y se escaló (1:2000) para facilitar el mapeo de superficie. Se ingresó el límite de la propiedad a través de la transformación de archivo .kmz a .shp. (Figura 3.1).

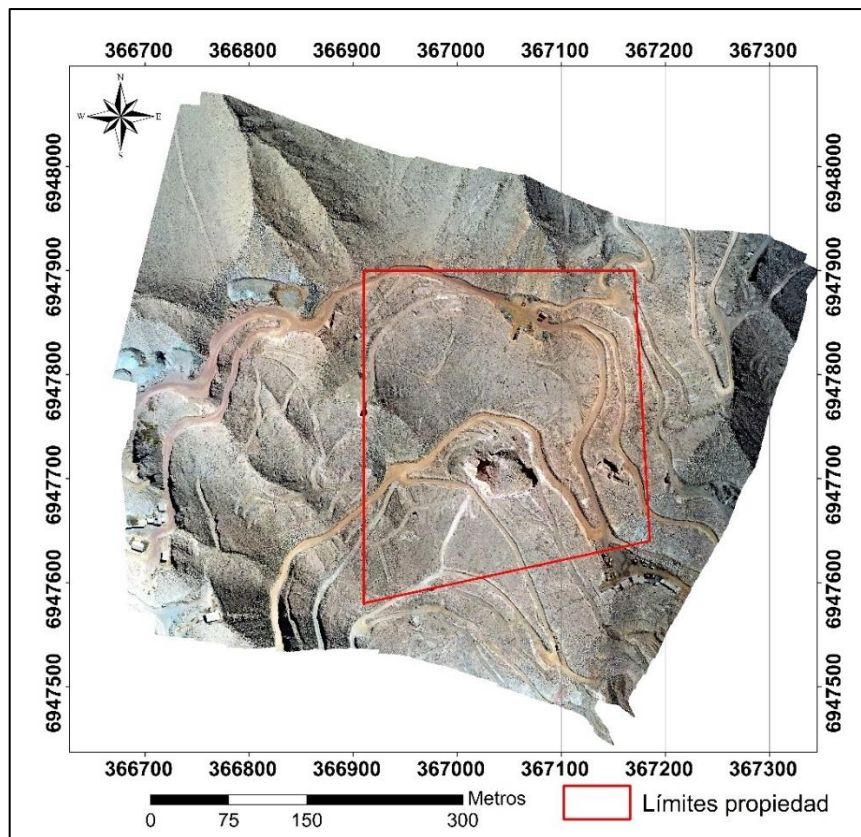


Figura N°3.1 Base de mapeo de superficie de mina Farola. En rojo se delimitó la propiedad minera.

Para las labores subterráneas se procesaron los datos obtenidos por la estación total en el software AutoCAD 2021 generando la geometría de las cajas de las labores, las cuales fueron separadas para un mejor trabajo, denominándolos de más somero a más profundo Nivel 1104, 1080A, 1080B y 1080C (Figura 3.2).

Posteriormente utilizando el software ArcMap 10.3 se procesaron los archivos CAD y transformaron en .shp, para luego generar bases de mapeo escala 1:1000, con cuadrículas, norte y escala gráfica para que facilitaron la ubicación al interior de las labores subterráneas y el mapeo geológico de interés.

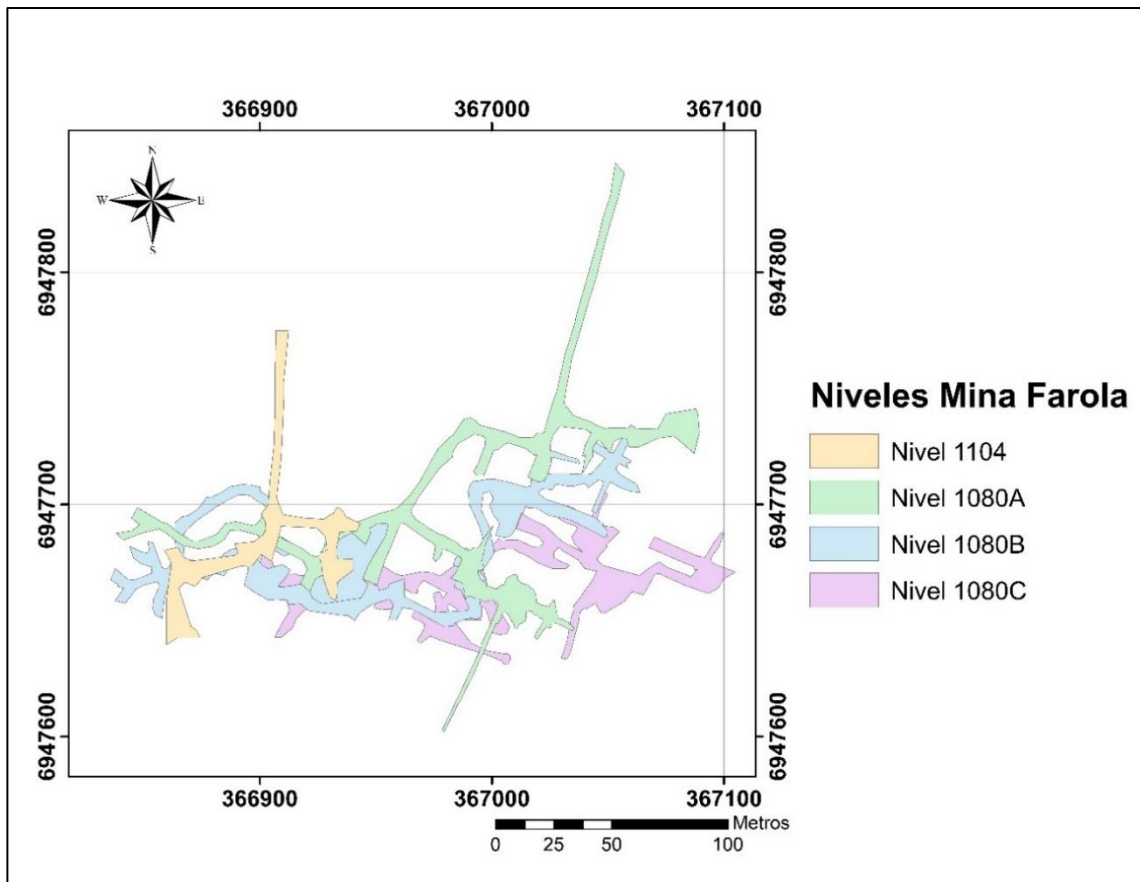


Figura N°3.2 Niveles estudiados en Mina Farola. En distintos colores se observan los niveles 1104 (anaranjado), 1080A (verde), 1080B (celeste) y 1080C (lila).

3.2.4 Levantamiento geológico y muestreo

Durante el trabajo de terreno, utilizando las bases de mapeo previamente elaboradas, se registró litología, mineralización, alteración, estructuras y puntos de muestreo tanto de la superficie como de los niveles superiores de la mina Farola.

Para una mejor representatividad del muestreo se optó por generar mallas de dimensiones variables según las condiciones dadas en la frente de interés (Figura 3.3). Utilizando el método *chip sampling*, se extrajo para cada muestra entre 3 a 5 kg de esquirla de roca de una granulometría menor a 3" sacadas con martillo, las cuales fueron depositadas en bolsas plásticas de polietileno de 90x60x0,2cm. Cada bolsa fue rotulada utilizando como código de identificación el nivel del cual fueron extraídas (1104, 1080A, 1080B o 1080C) separado de un guion (-) seguido de la letra M (muestra) y el número de la muestra según su correlación (Ej. 1104-M01; 1080A-M01; 1080A-M02; 1080C-MXX) y sellada inmediatamente para asegurar la cadena de custodia (Figura 3.4).

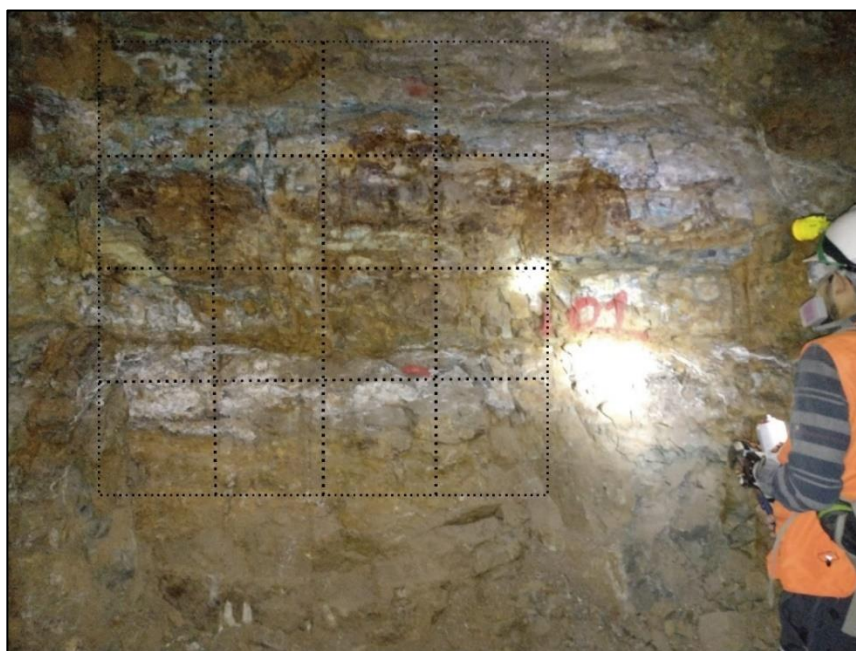


Figura N°3.3 Malla de muestreo en sector suroeste del nivel 1104 de aproximadamente 1,5x1,5m.

En total se extrajeron 43 muestras para análisis desde afloramientos en frentes de trabajo, acopios, labores abandonadas y activas, las cuales fueron analizadas por el laboratorio GEOLAQUIM para calcular su porcentaje de cobre total (%CuT), porcentaje de cobre soluble (%CuS) y porcentaje de cobre insoluble (%CuIns) con el objetivo de categorizar zonas de baja, mediana y alta ley.

Además de las muestras a analizar se extrajeron un total de 62 muestras de mano de distintos puntos para un posterior análisis petrográfico.



Figura N°3.4 Bolsas con muestras de roca codificadas y selladas para asegurar la cadena de custodia.

3.3 GABINETE POST-TERRENO

3.3.1 Datos estructurales

Las estructuras fueron medidas con brújula y registradas en notación “tipo americano”, buscando continuidades en otros niveles y/o superficie.

Una vez medidas una serie de estructuras como diques y fallas se traspasaron los datos a una planilla Excel transformándolos a notación círculo completo. Posteriormente se realizó un análisis estereográfico de los datos obtenidos de fallas y diques utilizando el software Rocscience Dips.

3.3.2 Descripción de muestras

Se realizó una descripción macroscópica de los diferentes tipos de rocas encontradas en el área de estudio tanto en superficie como en los niveles subterráneos, utilizado para ello lupas de mano de 10x y 20x marca Bausch y Lomb, ácido clorhídrico diluido al 10% y lápiz rayador geológico con punta de carburo de tungsteno e imán.

3.3.3 Digitalización de mapa geológico

Una vez recopilados los antecedentes de terreno, utilizando el software ArcMap 10.3 se procesó la información levantada en las etapas anteriores a través de la realización de mapas geológicos tanto de la superficie como de cada uno de los niveles (1104, 1080 A, 1080 B, 1080 C), incluyendo litología, alteraciones, mineralización, puntos de muestreo con sus respectivas leyes, estructuras, además del norte geográfico, grilla, escala gráfica y numérica. Las zonas mineralizadas se clasificaron en zonas de baja ley (0,3% a

0,6%), zonas de ley media (0,6% a 0,9%) y zonas de alta ley ($> 0,9\%$) tanto para cobre soluble como insoluble. Para una mejor visualización, también se generó una vista 3D de las estructuras, superficie y los niveles superiores de Mina Farola en AutoCAD.

3.3.4 Entrega de trabajo productor minero y empresa

Con los resultados se realizó un informe el cual fue entregado al productor y a ENAMI. En el informe se explicó el contexto geológico y se adjuntaron mapas geológicos, planos de la mina con ubicación de las muestras recolectadas y sus respectivas leyes. Se incluyó además algunas propuestas de futuras frentes de trabajo.

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

4.1 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Mina Farola se encuentra ubicada en el cerro Las Pintadas, en la sierra homónima, y se caracteriza por ser un área con relevante importancia metalogénica, ya que coincide con la franja de yacimientos tipo IOCG Andina, que se extiende desde el sur del Perú hasta la región de Coquimbo, y particularmente con la Franja Ferrífera Chilena (FFC) controlada por el Sistema de Fallas de Atacama (SFA).

En el área de estudio afloran principalmente rocas ígneas tanto de características volcánicas como cuerpos hipabisales, y en menor medida depósitos sedimentarios.

4.1.1 Unidad volcánica Farola

Se compone principalmente por sucesiones de capas subhorizontales de andesitas, con espesores que varían entre 10 y 80 cm con una amplia continuidad lateral, la cual se extiende por toda el área de estudio y se observa tanto en superficie como en los niveles subterráneos. El contenido de magnetita observado es variable entre las capas.

Las sucesiones abarcan desde andesitas porfídicas con cristales tabulares de plagioclasa de entre 1 a 5 mm y un porcentaje de masa fundamental cercano al 50% (Figura 4.1 B-C), andesitas con cristales tamaño medio a fino de plagioclasas subhedrales con un 75% de masa fundamental hasta incluso capas de andesitas con cristales de plagioclasas de tamaño fino a muy fino con alrededor de un 70% de masa fundamental (Figura 4.1 A).

El contacto entre las capas de andesitas principalmente es neto y ocasionalmente a través de fallas.

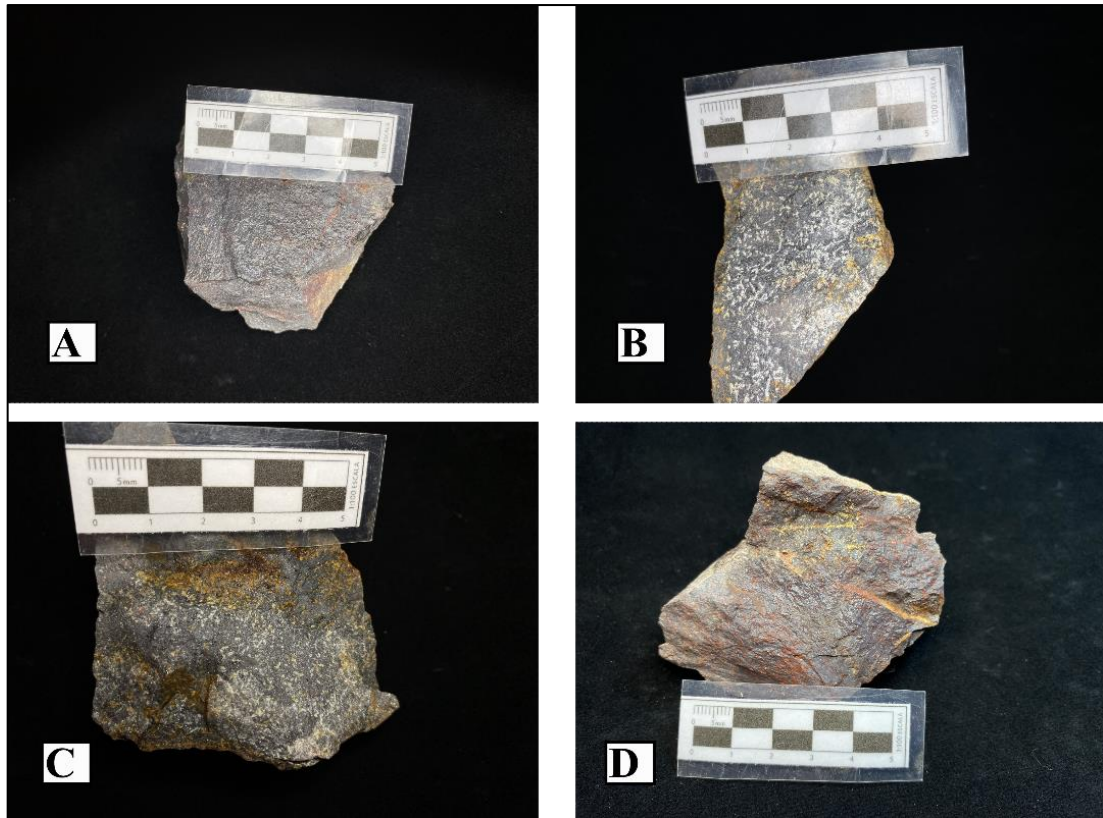


Figura N°4.1 Andesitas pertenecientes a la unidad volcánica Farola. (A) Andesita de grano fino con alrededor de un 70% de masa fundamental. (B)-(C) Andesitas porfídicas con cristales tabulares de plagioclasa de entre 1 a 5 mm y un porcentaje de masa fundamental cercano al 50%. (D) andesitas porfídicas con cristales tabulares de plagioclasa de entre 1 a 3 mm alterados a Ox de Fe.

4.1.2 Dique gábrico

Intruyendo a la unidad Volcánica Farola, se observa un cuerpo tabular de aproximadamente 2 metros de potencia, con rumbo NW-SE y manteo $\sim 80^\circ$ NE. Se describe como una roca hipabisal, holocristalina, fanerítica, inequigranular, melanocrática de composición gábrica.

Los minerales que componen la roca son en su mayoría plagioclasas, además de minerales máficos, observando principalmente hornblendas y escaso piroxeno.

En algunos sectores el dique se conforma solo por cristales de grano fino (Figura 4.2 A), en otros la plagioclasa con forma euhedral a subhedral se presenta en dos poblaciones de tamaño (Figura 4.2 B). Se observaron plagioclasas 1,5 mm como promedio, la mayoría euhedrales y como cristales aislados y una segunda población de plagioclasas más pequeñas, de tamaño menor a 1 mm de largo en su mayoría subhedrales.

La hornblenda es subhedral, de grano fino, con leve alteración a clorita. El piroxeno es anhedral de menos de 0,5 mm.

Este dique gábrico es visible en superficie y en los niveles 1104, 1080A y 1080B. Se encuentra levemente fracturado y sus fracturas se encuentran parcialmente mineralizadas con óxidos de cobre (crisocola, atacamita, brochantita, malaquita).

Es intruido por el dique D2 de composición tonalítica y en la zona de contacto se observa un crecimiento cristalino tanto de máficos como plagioclasas (Figura 4.2 C-D).



Figura N°4.2 Dique gábrico. (A) Dique gábrico de grano fino. (B) Se observan plagioclasas con poblaciones de tamaño. (C)-(D) Recristalización debido a la intrusión de D2.

4.1.3 Diques dioríticos

En el área de estudio se observan 3 diques de composición diorítica, cuyas potencias varían entre 1,5 y 3 metros de potencia, con rumbo en los cuadrantes NW-SE.

Se describe en su conjunto como rocas hipabisales holocristalinas, faneríticas, inequigranular, mesocrática de composición diorítica (Figura 4.3 A).

Los minerales félsicos son en su mayor parte plagioclasas y escaso cuarzo. Los minerales máficos son principalmente hornblendas y algunos piroxenos.

La plagioclasa observada en estos cuerpos hipabisales es euhedral a subhedral con tamaño de cristales entre 1 y 2 mm. El cuarzo es escaso y se observan cristales anhedrales de alrededor de 1 mm. La hornblenda observada es euhedral a subhedral con tamaño de cristales entre 2 a 5 mm. (Figura 4.3 B) y se presenta como cristales diseminados y en forma de vetillas. Algunos cristales presentan textura ofítica.

Se observan algunos cristales de hornblenda moderada a intensamente epidotizados (Figura 4.3 C).

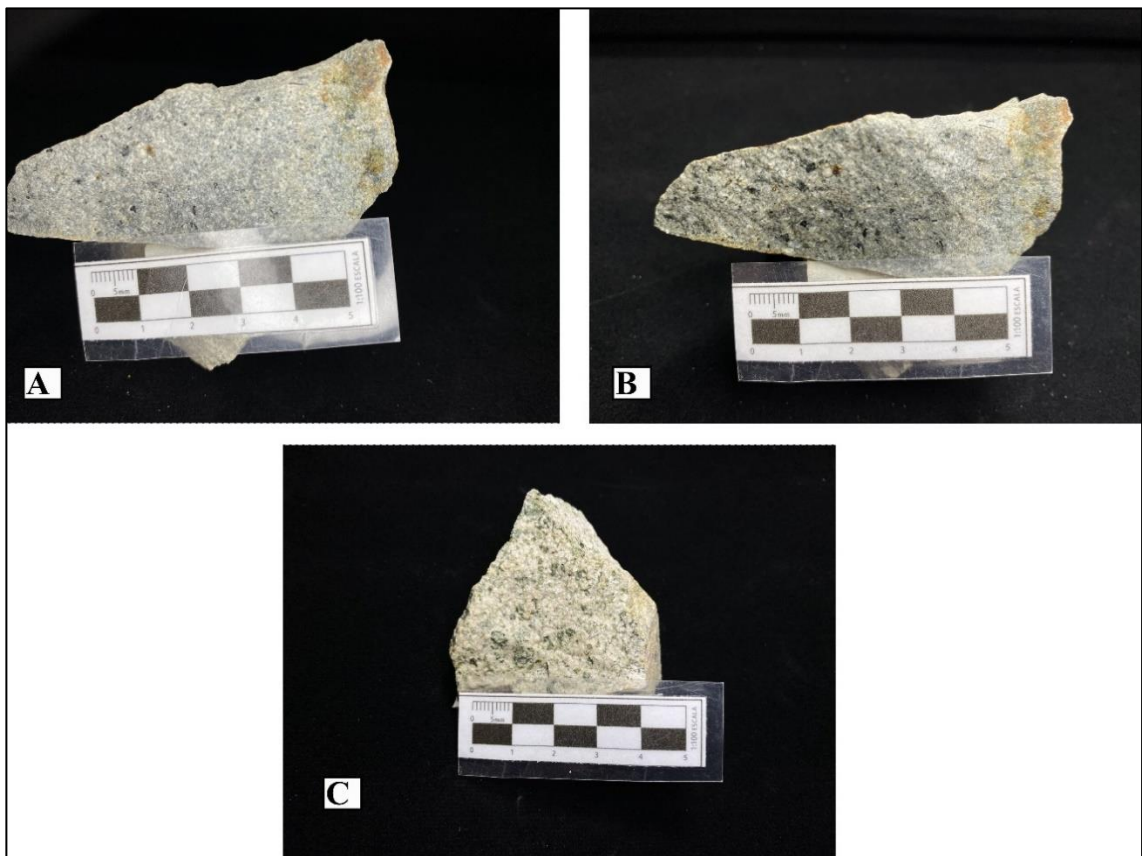


Figura N°4.3 Diques dioríticos. (A) Dique diorítico con escasos cristales de hornblenda. (B) Dique diorítico cristales de hornblenda mayores a 2 mm. (C) Se observan cristales moderadamente epidotizados.

4.1.4 Diques tonalíticos

Se describen como un conjunto de diques polidireccionales, con potencias variables entre 1,2 y 7 metros.

Presentan textura holocristalinas, fanerítica, inequigranular. Se conforman en su mayoría de cristales de cuarzo anhedrales de entre 0,5 y 1,5 mm, cristales de plagioclasas entre 0,5 y 2 mm subhedrales a euhedrales y contenido variable de minerales máficos (Figura 4.4 A), los cuales son en su mayoría cristales de hornblenda y piroxenos de entre 0,5 y 7 mm (Figura 4.4 B) diseminados y en vetillas polidireccionales.

En algunos cristales de hornblenda se observa textura ofítica (Figura 4.4 D).

Gran parte de los diques se encuentran levemente cloritizados y leve a moderadamente epidotizados (Figura 4.4 C).

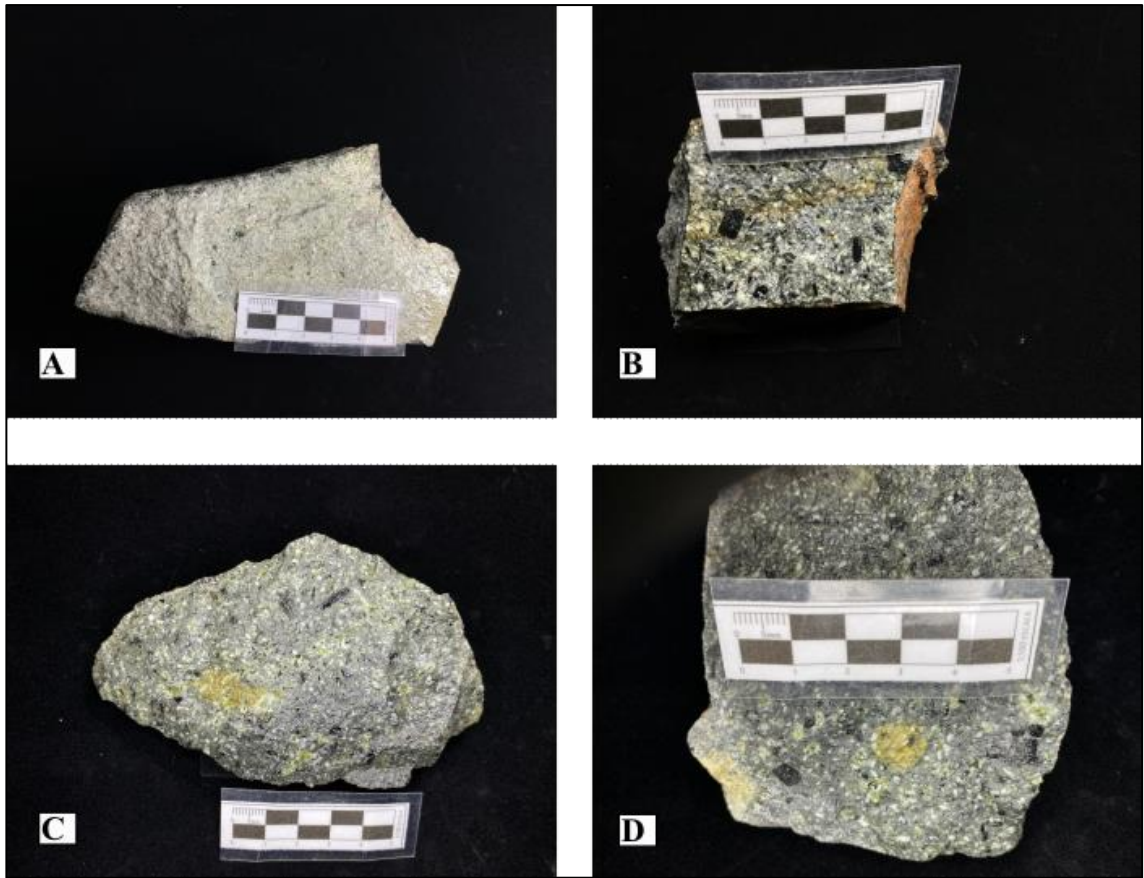


Figura N°4.4 Diques tonalíticos. (A) Dique tonalítico con escasos minerales máficos. (B) Dique diorítico cristales de hornblenda entre 1 y 7 mm. (C) Se observan cristales moderadamente cloritizados. (D) Cristales de hornblenda con textura ofítica.

4.1.5 Depósitos aluviales y coluviales

Sobreyaciendo a la unidad volcánica Farola, en parte de la superficie y en los faldeos del cerro, afloran depósitos aluviales y coluviales cuaternarios no consolidados y mal clasificados compuesto mayoritariamente por gravas con clastos subangulosos a angulosos provenientes de la unidad volcánica Farola con matriz de arena y limo.

4.2 MINERALIZACIÓN

Mina Farola presenta mineralización de cobre y hierro en todos los niveles estudiados.

En niveles cercanos a superficie destaca la presencia de óxidos de cobre (crisocola, atacamita, malaquita, brochantita, chalcantita) en rellenos de fallas E-W y NNW-SSE y percolándose también en contactos de las sucesivas capas de andesitas, formando pequeños mantos de potencia variable (10 a 70 cm), relleno de fracturas y diseminándose en la roca de caja (Figura 4.5).

En niveles más profundos se observa un predominio de sulfuros hipógenos de hierro y cobre, principalmente calcopirita, la cual se presenta de manera diseminada y en forma de vetillas polidireccionales alojadas en las rocas de la unidad volcánica Farola. Adicionalmente, en menor proporción se identifica la presencia de sulfuros supérgenos dispuestos como cúmulos de covelina y calcosina, que en algunos sectores afectan principalmente a calcopirita. Estas concentraciones se encuentran principalmente en pilares próximos al caserón principal, el cual conecta los niveles 1104, 1080A y 1080B, así como en áreas específicas del nivel 1080C (Figura 4.6).

En cuanto a minerales de hierro se observa hematita, especularita y magnetita diseminada, en vetillas y pequeños cúmulos en rocas de la unidad volcánica Farola. A medida que se profundiza en la vertical la magnetita aumenta y disminuye la presencia de hematita.

Las zonas mineralizadas fueron clasificadas de acuerdo con su contenido de cobre en tres categorías: baja ley (0,3% a 0,6%), ley mediana (0,6% a 0,9%) y alta ley (> 0,9%), tanto para cobre soluble como insoluble. Esta clasificación se basa en observaciones de campo y se respalda con los resultados obtenidos a partir de las muestras analizadas, cuyos valores detallados se presentan en Anexo I.

Para una mejor comprensión, los resultados para la mineralización de cobre se expondrán en detalle por niveles estudiados y separados en “óxidos de cobre” y “sulfuros de cobre”.

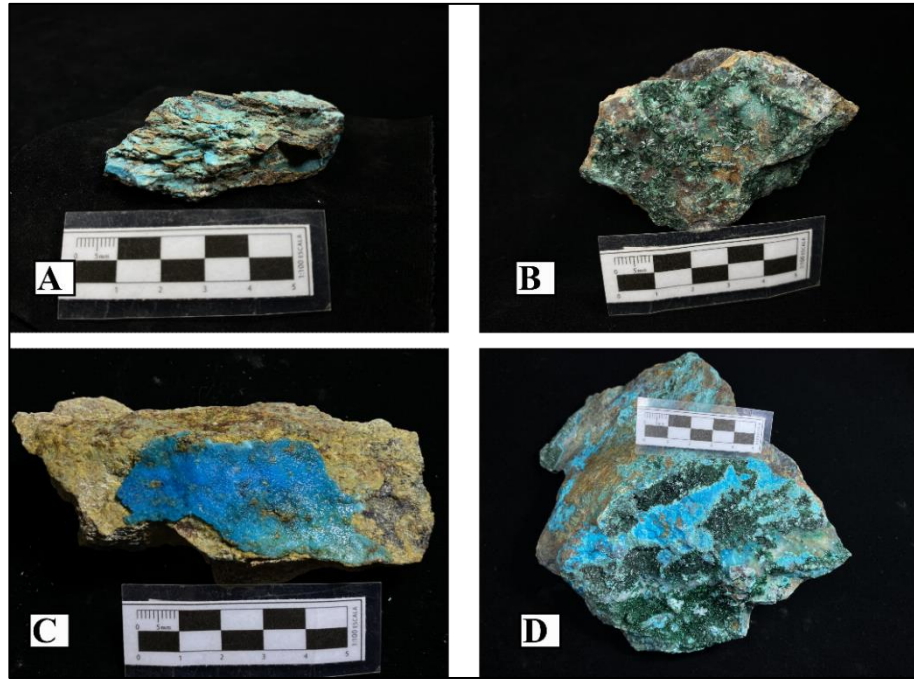


Figura N°4.5 Mineralización de óxidos de cobre en Mina Farola. (A) Vetillas de crisocola mineralizando roca de caja. (B) Atacamita fibrosa. (C) Pátina de chalcantita en zona de falla. (D) Crisocola y atacamita relleno de fracturas.

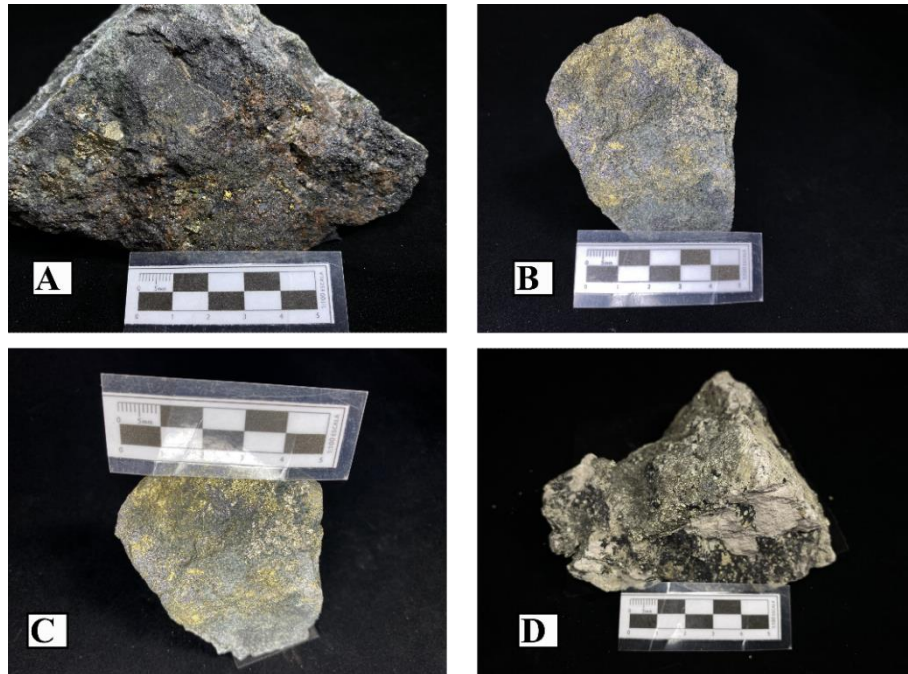


Figura N°4.6 Mineralización de sulfuros de cobre en Mina Farola. (A) Baja concentración de pirita y calcopirita diseminada en la roca de caja. (B)-(C) Alta concentración de pirita y calcopirita diseminada en la roca de caja. (D) Presencia de pirita y cúmulos de covelina.

4.2.1 Superficie

En la propiedad minera se observa una labor a cielo abierto denominada “Rajo” de aproximadamente 2600 m² (Figura 4.8) explotada en décadas anteriores, en cuyas paredes aún se pueden observar relictos de óxidos de cobre, mayoritariamente crisocola, rellenando fracturas de la unidad volcánica Farola y en menor medida arcillas verdosas como parte del relleno de fallas existentes en este sector (Figura 4.7).

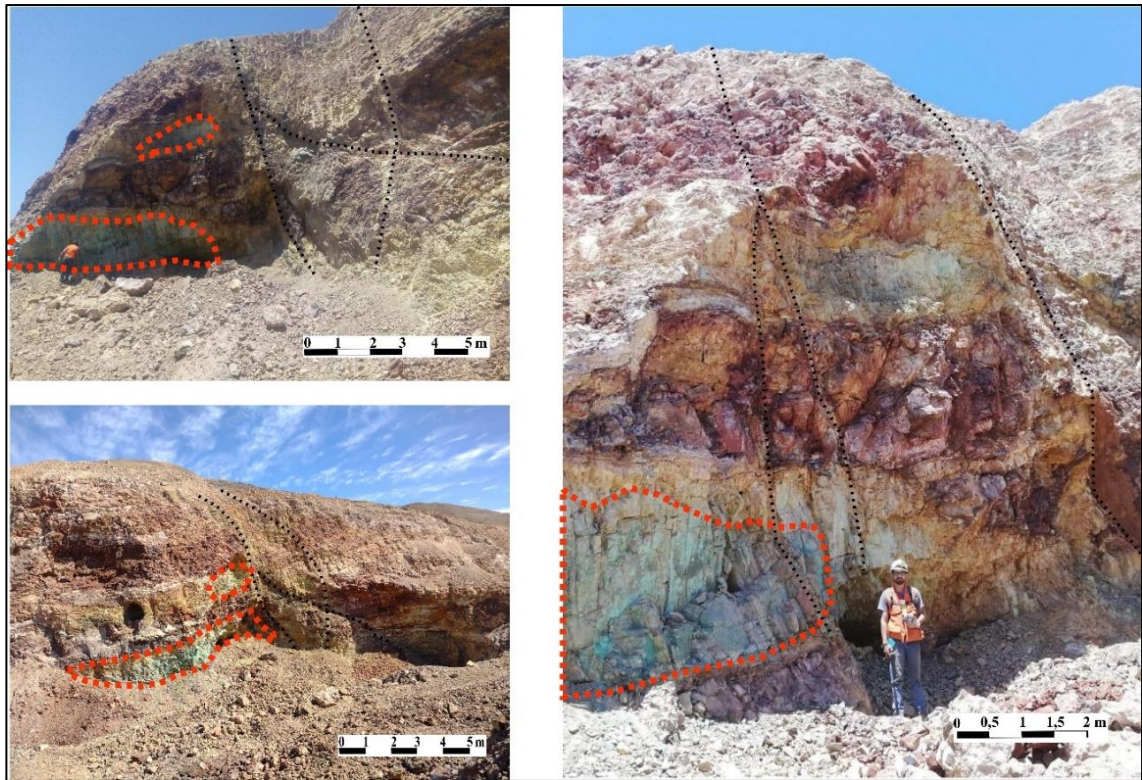


Figura N°4.7 Mineralización de óxidos de cobre en sector Rajo. En líneas punteadas negras se observan las fallas presentes en el lugar y en rojo las zonas mineralizadas con presencia de óxidos de cobre.

La presencia de magnetita en este sector es leve, cuya ocurrencia es diseminada en capas de la unidad volcánica Farola. Se observa también en zonas menos alteradas la ocurrencia de pequeños cúmulos de magnetita.

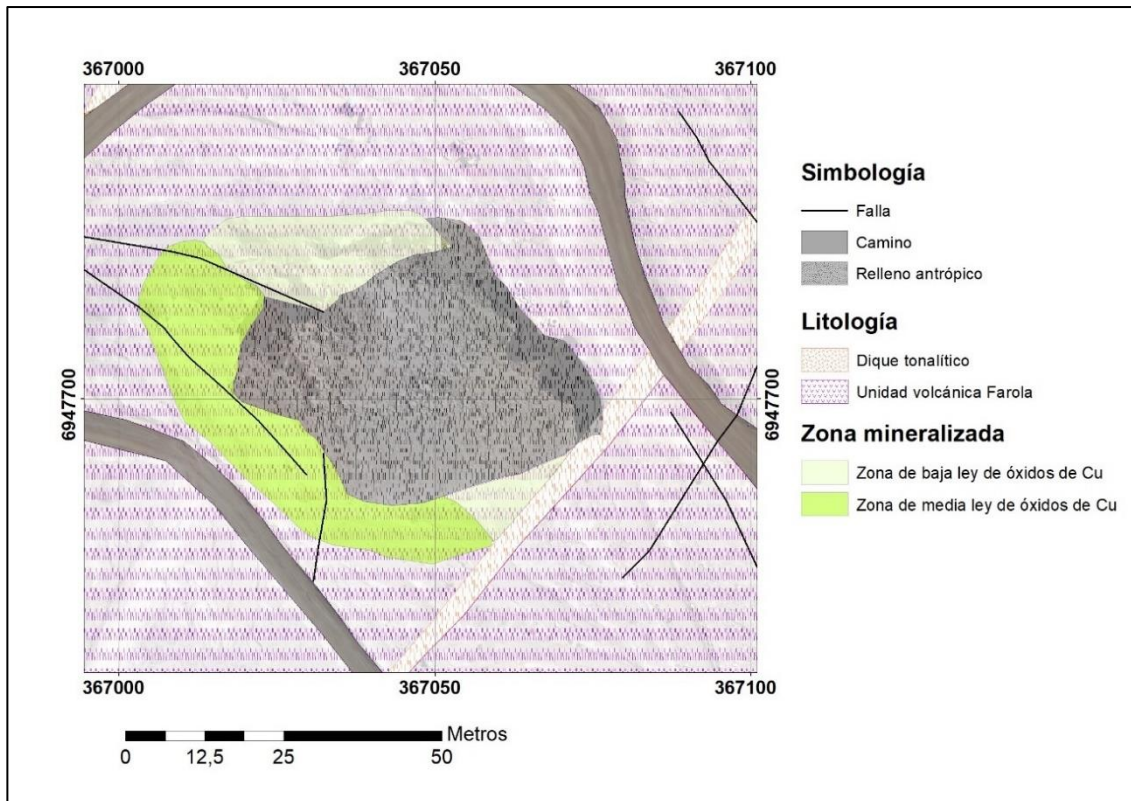


Figura N°4.8 Mapa de la zona mineralizada en superficie y su categorización para óxidos de cobre.

4.2.2 Nivel 1104

4.2.2.1 Óxidos de cobre

En el nivel más cercano a la superficie, la mayoría de las fallas con rumbo NW-SE se encuentran mineralizadas por “óxidos de cobre” (Figura 4.10) destacando la presencia de atacamita fibrosa que rellena zonas de falla junto a crisocola, brochantita y arcillas verdes, dando lugar a vetas de potencia variable de 0,30 a 2,0 m. (Figura 4.9 A-B).

En los límites laterales de las fallas, la mineralización se infiltra a través de las fracturas y contactos de las distintas capas de andesita que forman parte de la unidad

volcánica Farola, dando lugar a vetillas de crisocola, brochantita y escasa atacamita. (Figura 4.9 C-D).

En menor medida se observan vetillas de 0,5 a 2 cm de espesor de crisocola, brochantita, atacamita y malaquita en la misma dirección de las fallas.

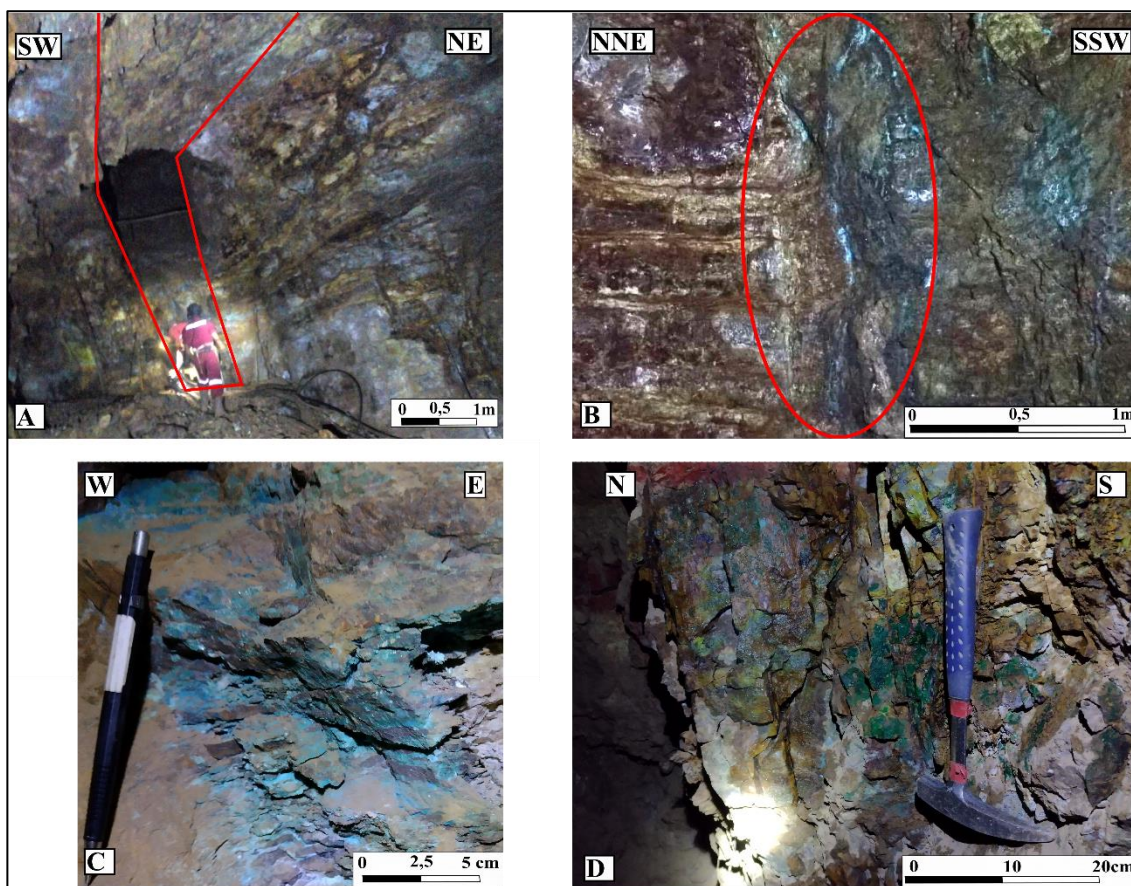


Figura N°4.9 Mineralización de óxidos de cobre en Nivel 1104. (A)-(B) En rojo se observan zonas de fallas y a sus costados infiltración de óxidos de cobre en la roca de caja adyacente. (C). Vetillas de Crisocola. (D) Pátinas de crisocola y atacamita en fracturas de la roca de caja.

4.2.2.2 Óxidos de hierro

En todo el nivel se observa presencia de óxidos de hierro en la matriz de las distintas capas de la unidad volcánica Farola. En el extremo oeste se observa goethita, jarosita, hematita y magnetita. Hacia el oriente aumenta la magnetita y hematita, disminuyendo la presencia de goethita y jarosita. En el sector norte, por la entrada de la labor se observa hematita, especularita y magnetita.

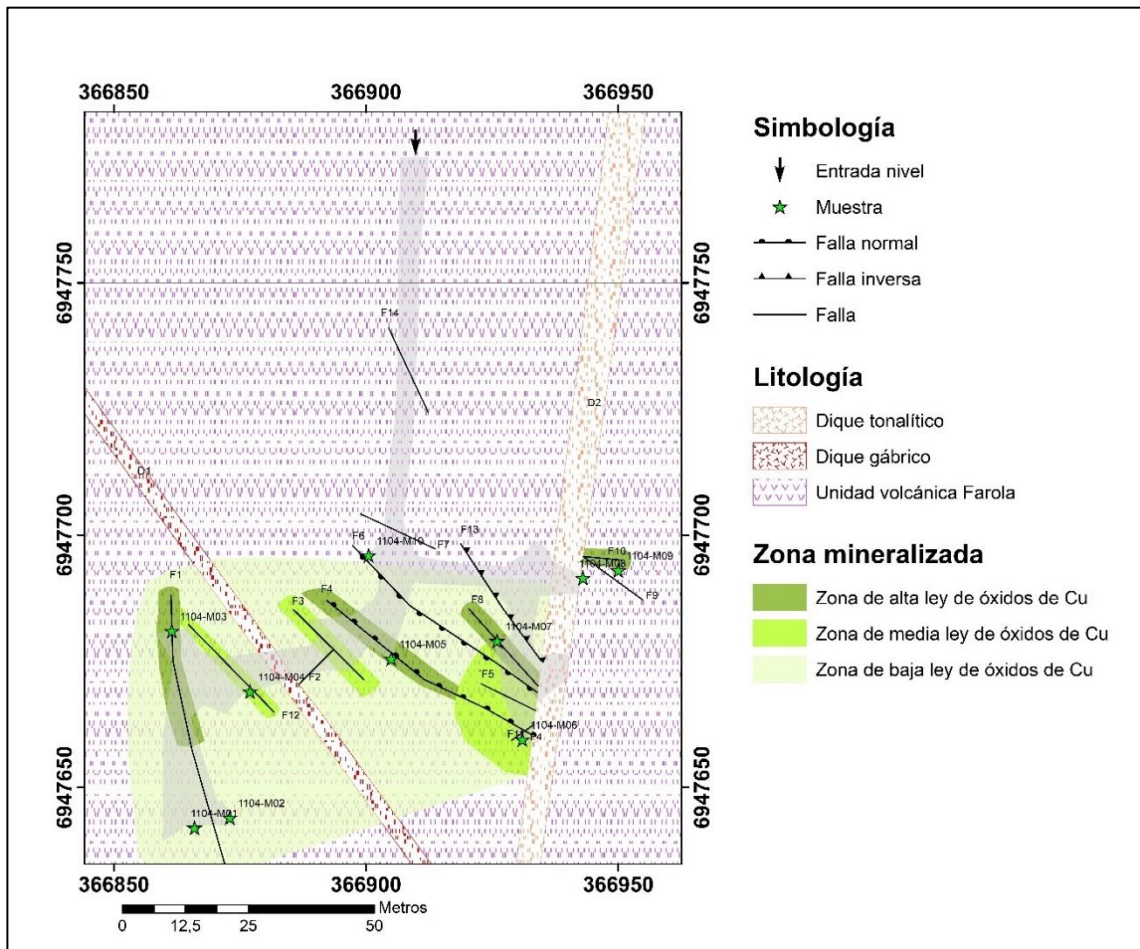


Figura N°4.10 Mapa de distribución de las distintas zonas mineralizadas de óxidos de cobre en el nivel 1104 categorizadas según su ley.

4.2.3 Nivel 1080A

4.2.3.1 Óxidos de cobre

En este nivel se observa la mineralización de óxidos de cobre concentrada en dos zonas (Figura 4.12).

La primera de ellas se encuentra en la primera bifurcación del nivel hacia el este y está asociada a una falla E-W cuya zona de falla se encuentra mineralizada por crisocola, brochantita, atacamita y chalcantita dando lugar a una veta que varía entre 0,7 a 1,2 metros. La mineralización también se percola por los contactos de las capas de andesitas en forma de vetillas de 0,5 a 5 cm. (Figura 4.11).

En esta zona se tomaron 4 muestras, resultando 3 de ellas con porcentaje de Cu soluble mayor a 1,5% (1080A M05, 1080A-M06, 1080A-M07).

La segunda zona mineralizada se ubica en los límites del caserón que conecta tres niveles, donde la mineralización está asociada a una falla con orientación NW-SE. Esta estructura da origen a una veta de ancho variable, entre 1 y 2 metros, compuesta predominantemente por crisocola, brochantita, atacamita, malaquita y arcillas verdosas, las cuales también se infiltran en las fracturas de la roca de caja. Aunque la zona fue objeto de explotación en décadas pasadas debido a su alta ley, aún persisten relictos en el techo y las paredes del caserón. En este sector las muestras analizadas presentan un contenido superior al 0,6 % de Cu soluble (1080A-M03, 1080A-M04).

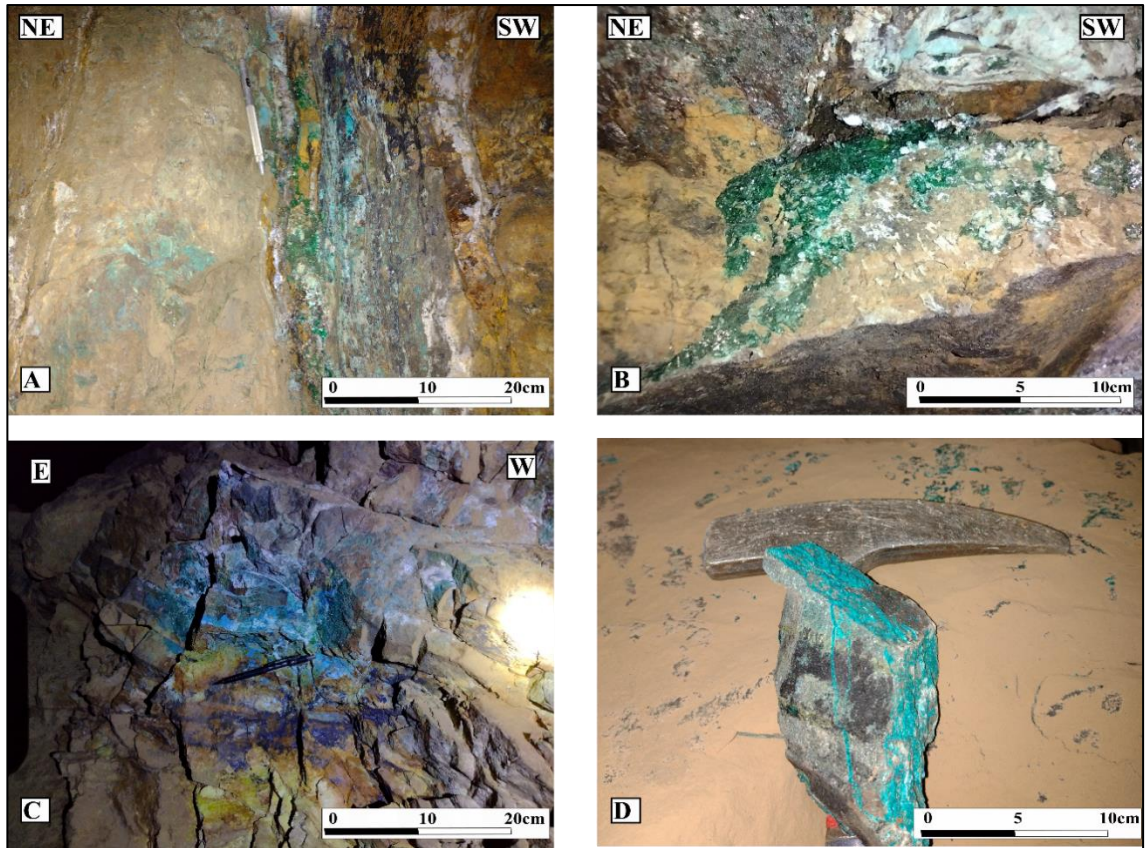


Figura N°4.11 Mineralización de óxidos de cobre en Nivel 1080A. (A) Mineralización de crisocola, atacamita, brochantita en zona de falla. (B) Vetillas de Atacamita. (C) Crisocola, malaquita y brochantita infiltradas entre contactos y fracturas. (D) Vetillas milimétricas de crisocola.

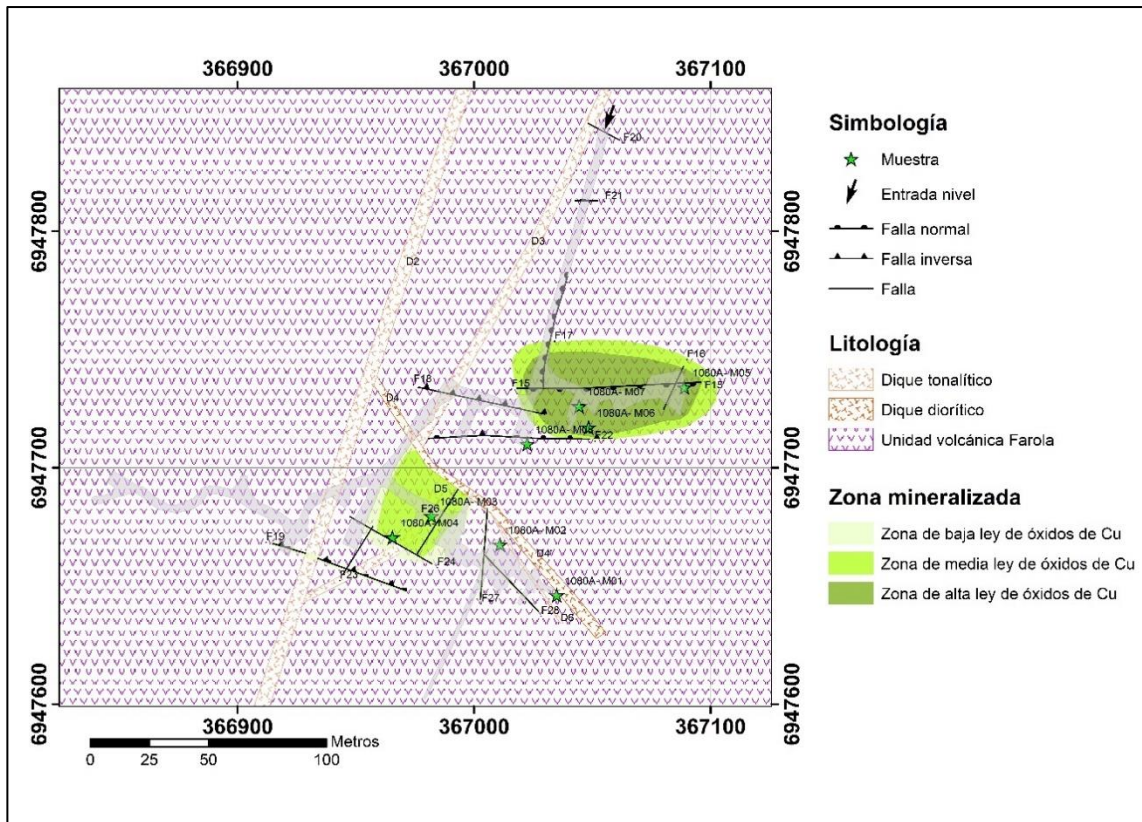


Figura N°4.12 Mapa de distribución de las distintas zonas mineralizadas de óxidos de cobre en el nivel 1080A.

4.2.3.2 Sulfuros de cobre

En este nivel destacan 3 zonas con ley de Cu insoluble mayor a 0,3% (Figura 4.14).

La primera de ellas se encuentra en la primera bifurcación del nivel hacia el este. En esta zona la mena principal es calcopirita, la cual se encuentra diseminada en la roca de caja perteneciente a la unidad volcánica Farola cuyas muestras arrojaron leyes de Cu insoluble entre 0,59 y 0,84% (1080A- M05, 1080A- M07).

La segunda zona se encuentra asociada al caserón principal, en cuyos pilares se observa cúmulos de calcopirita y covelina y vetillas polidireccionales de calcopirita. La muestra levantada en este sector (1080A- M05) arrojó una ley de Cu insoluble de 1,02%.

La tercera zona se encuentra ubicada en el sector SE del nivel 1080A, a ambos costados del dique D4' de composición diorítica cuya mena principal es calcopirita la cual se encuentra diseminada en rocas de la unidad volcánica Farola y en vetillas polidireccionales de 1 a 3 mm (Figura 4.13). Se observa también pequeños cúmulos de bornita < 5 mm. En este sector se levantó una muestra proveniente de la marina de la frente de explotación arrojando una ley de Cu insoluble de 1,11% (1080A-M01).

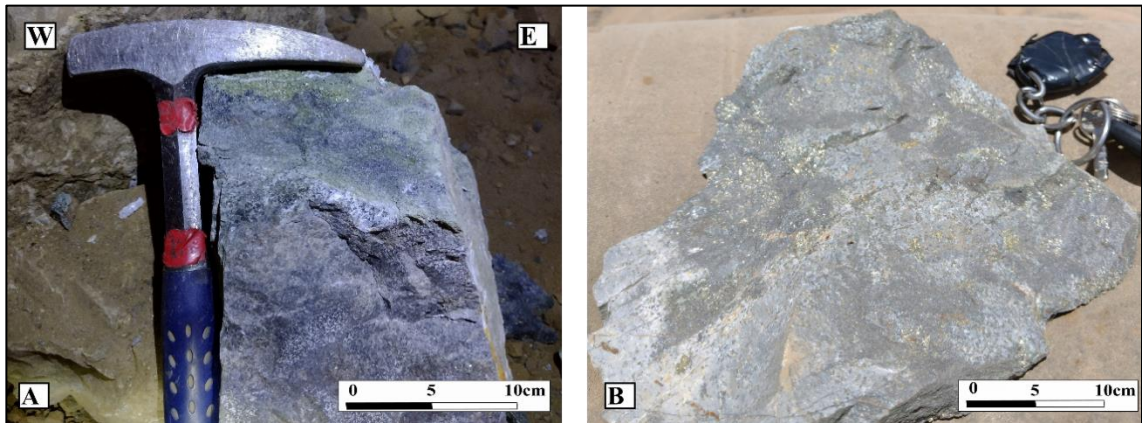


Figura N°4.13 Mineralización de sulfuros de cobre en Nivel 1080A. (A) Vetilla de calcopirita. (B) Pirita y calcopirita diseminada en rocas de la unidad volcánica Farola.

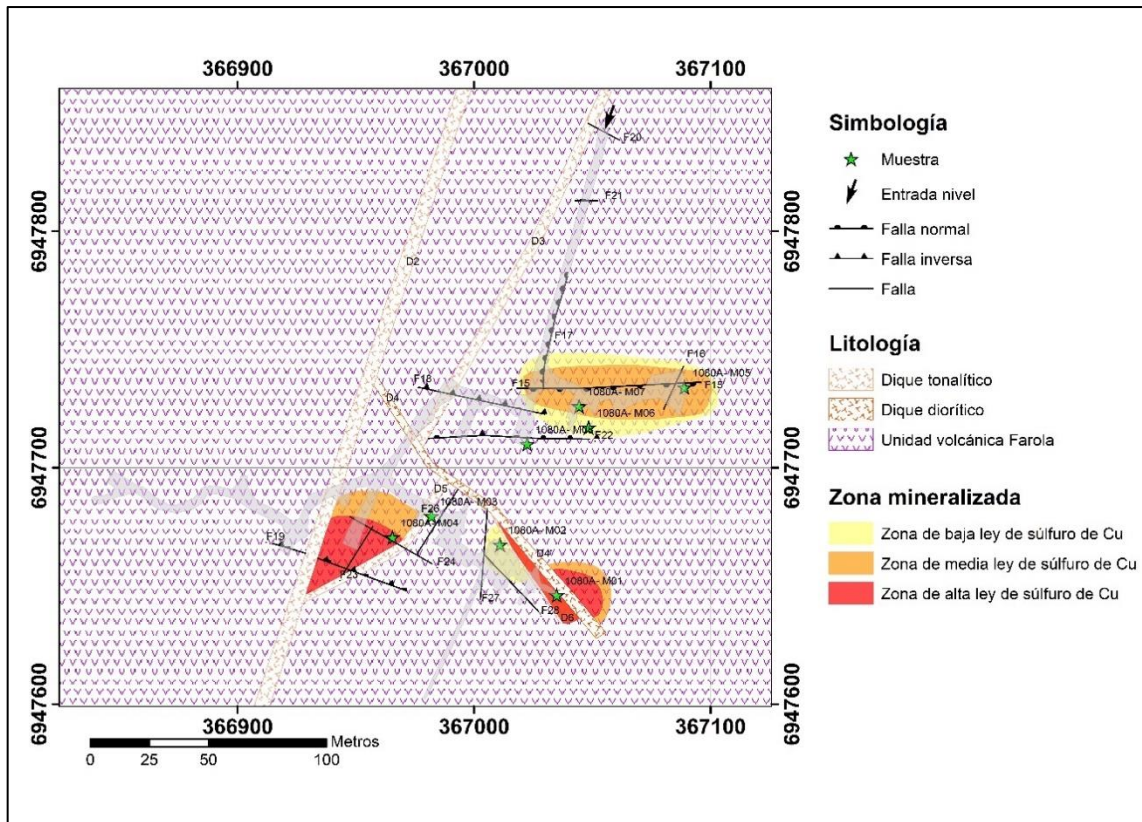


Figura N°4.14 Mapa de distribución de las distintas áreas mineralizadas de sulfuros de cobre en el nivel 1080A.

4.2.3.3 Óxidos de hierro

En el sector norte, por la entrada de la labor se observa mayormente hematita, especularita, magnetita y en menor grado jarosita y goethita.

En el sector sur del nivel se encuentra magnetita y hematita diseminada en la matriz de las distintas capas de la unidad volcánica Farola y pequeños cúmulos de magnetita.

Hacia el sector sureste se observan vetillas polidireccionales de magnetita de 1 a 3 mm.

4.2.4 Nivel 1080B

4.2.4.1 Óxidos de cobre

En este nivel se observa una mineralización de óxidos de cobre concentrada en dos zonas (Figura 4.15).

La primera se ubica en el extremo más oriental del nivel y está asociado a una veta de potencia variable entre 1,5 a 2,3 metros. La veta rellena una zona de falla de orientación N66W y se encuentra mineralizada por crisocola, chalcantita, brochantita y atacamita. Se observa abundante pirita. La muestra tomada en esta zona arrojó un porcentaje de Cu soluble de 2,27% (1080B-M02).

La segunda zona se ubica en el extremo W del nivel en donde se observa vetas de entre 15 a 30 cm. relleno de las zonas de fallas existentes en el sector y vetillas de 0,5 a 2 cm de crisocola, atacamita, brochantita siguiendo los contactos de las distintas capas de andesitas que componen la unidad volcánica Farola. Las mayores leyes se obtuvieron en el lado E del dique D1 de composición gábrica, donde la muestra 1080B-M07 arrojó una ley de Cu soluble de 2,29%. La mineralización presente se percola por las fracturas del dique.

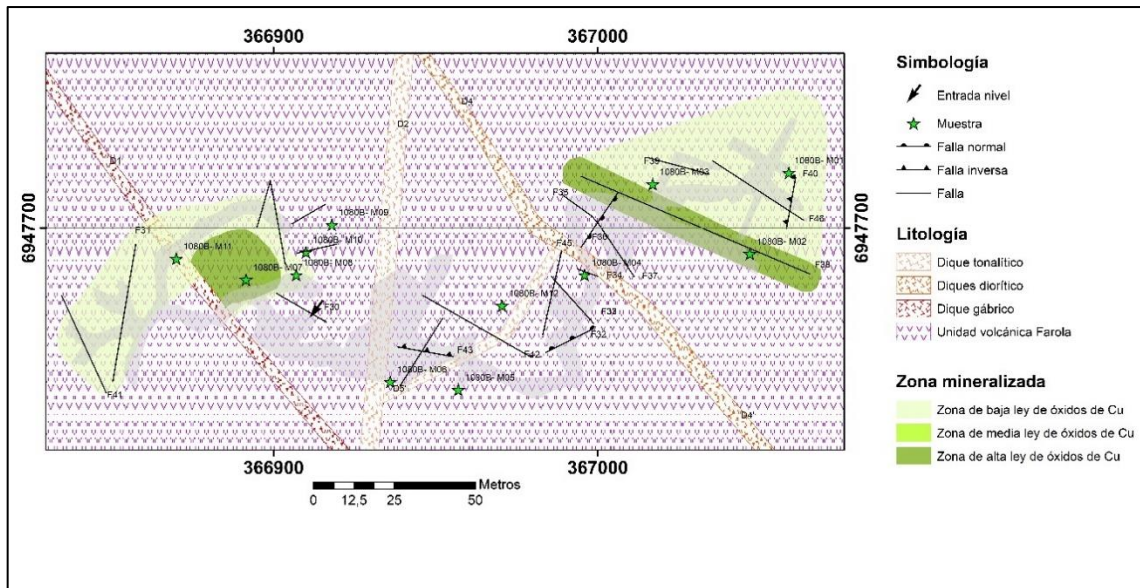


Figura N°4.15 Mapa de distribución de las distintas áreas mineralizadas de óxidos de cobre en el nivel 1080B y su categorización en zonas de baja, media y alta ley de Cu soluble.

4.2.4.2 Sulfuros de cobre

Este nivel presenta 3 zonas con leyes de interés para sulfuros de cobre (Figura 4.17).

La primera de ellas se ubica en el sector este del nivel, con leyes entre 0,43% y 0,51% de Cu soluble (1080B-M01, 1080B-M03) asociada a la presencia de calcopirita diseminada en la matriz de las distintas capas de rocas de la unidad volcánica Farola y en vetillas polidireccionales de 1 a 3 mm.

La segunda zona de interés se ubica en el extremo NW, donde se observó presencia de calcopirita diseminada y escasos cúmulos de entre 0,5 a 3 cm de covelina y calcosina. Las muestras de este sector arrojaron leyes entre 0,42% y 0,72% Cu insoluble.

La tercera zona se ubica al costado E del dique D2 de composición tonalítica en la base del gran caserón que conecta 3 de los niveles. En este lugar se observan vetillas

polidireccionales de calcopirita y bornita de 1 a 3 mm y cúmulos de entre 0,3 a 5 cm de covelina y calcosina (Figura 4.16).

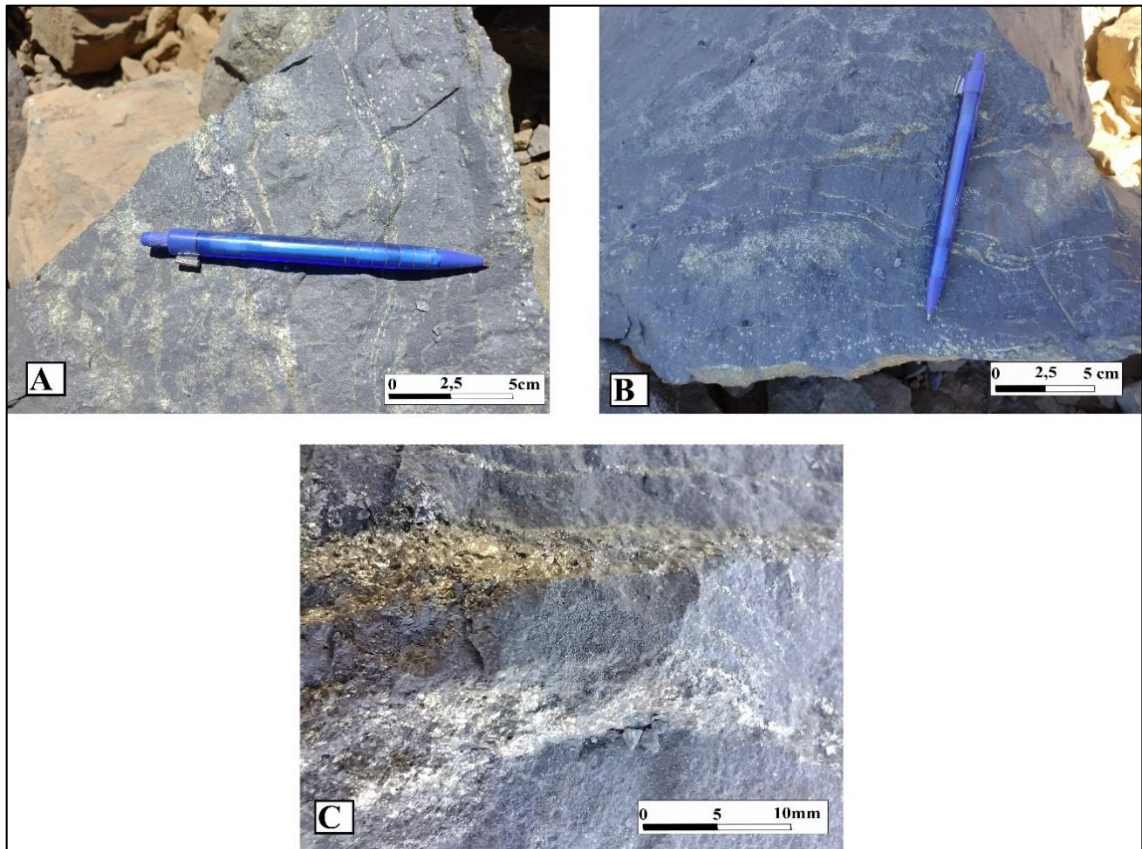


Figura N°4.16 Mineralización de sulfuros de cobre en Nivel 1080B. (A) Calcopirita, pirita y magnetita en vetillas y diseminada. (B) Calcopirita, pirita y magnetita en vetillas y diseminada, y cúmulos milimétricos de covelina. (C) Vetillas milimétricas de calcopirita y pirita.

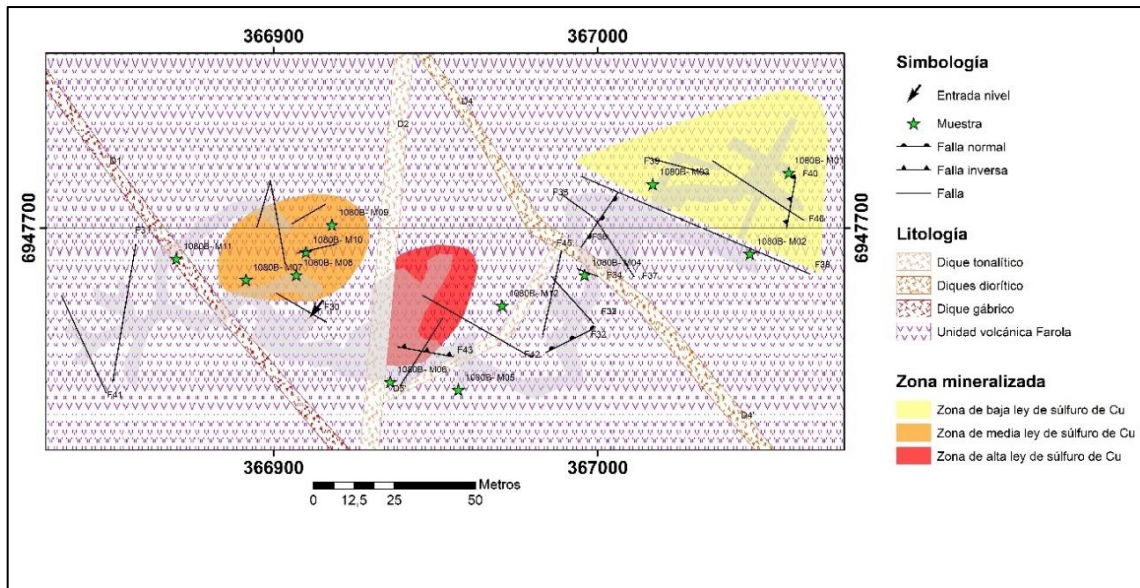


Figura N°4.17 Mapa de distribución de las distintas áreas mineralizadas sulfuros de cobre en el nivel 1080B y su categorización en zonas de baja, media y alta ley.

4.2.4.3 Óxidos de hierro

En la entrada a este nivel y en el caserón principal se observan capas de magnetita masiva de aproximadamente 3 a 5 cm de espesor.

En el sector occidental se observa mayormente hematita, especularita, magnetita y en menor grado jarosita y goethita.

En el sector este del nivel se encontró magnetita y hematita diseminada en la matriz de las distintas capas de la unidad volcánica Farola y pequeños cúmulos de magnetita y vetillas subverticales polidireccionales de magnetita de 1 a 3 mm, además de capas de 3 a 5 cm de magnetita masiva.

4.2.5 Nivel 1080C

4.2.5.1 Óxidos de cobre

En el nivel más profundo se pueden definir dos zonas con leyes relevantes para la explotación de óxidos de cobre (Figura 4.19).

La primera zona se ubica en el sector noroeste del nivel, donde se observan pátinas de crisocola principalmente y en menor medida brochantita. Se extrajo una muestra en la frente de avance dando una ley de Cu soluble de 0,82%.

La segunda zona, y de mayor importancia se localiza en el sector noreste del nivel y está asociada a dos vetas emplazadas en zonas de fallas. La veta ubicada más al norte de rumbo N64W de potencia variable entre 1,5 y 2,0 m se encuentra rellena de crisocola, atacamita, brochantita, malaquita, arcillas verdosas. Las muestras tomadas en este sector varían entre 0,66% y 1,66% de Cu soluble.

La segunda veta tiene una potencia de 1,7 a 2,3 metros y rellena una zona de falla con orientación N82W. Se encuentra mineralizada principalmente por chalcantita en el centro de la zona de falla acompañada de cúmulos de pirita de entre 0,5 a 3 cm y por crisocola, brochantita y atacamita más cercano a las paredes. En algunas zonas aledañas a la veta se observan vetillas milimétricas de chalcantita (Figura 4.18). Cercana a la zona de contacto de la veta con el dique D4' de composición diorítica se extrajo una muestra resultando una ley de 2,08% de Cu soluble.

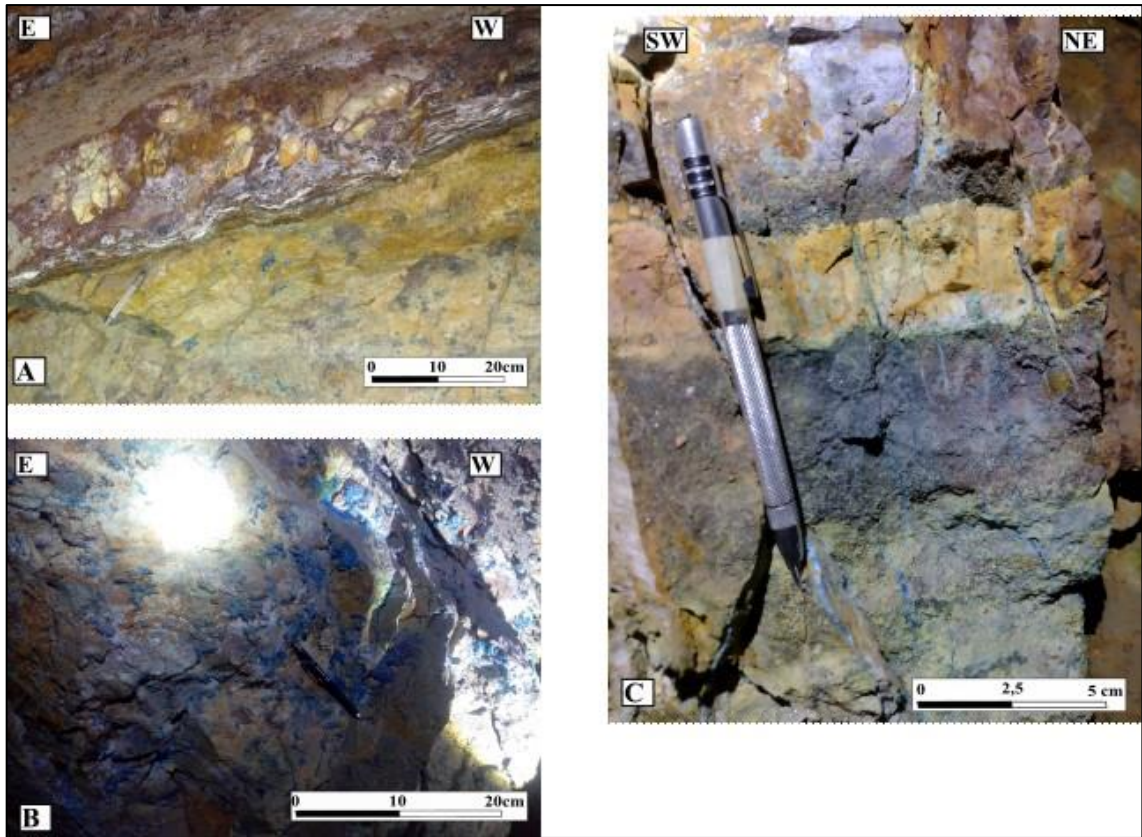


Figura N°4.18 Mineralización de óxidos de cobre en Nivel 1080B. (A) Cúmulos de chalcantita alojada en pared de zona de falla (B) Chalcantita en zona de falla. (C) Vetillas milimétricas de chalcantita en roca de caja aledaña a zona de falla.

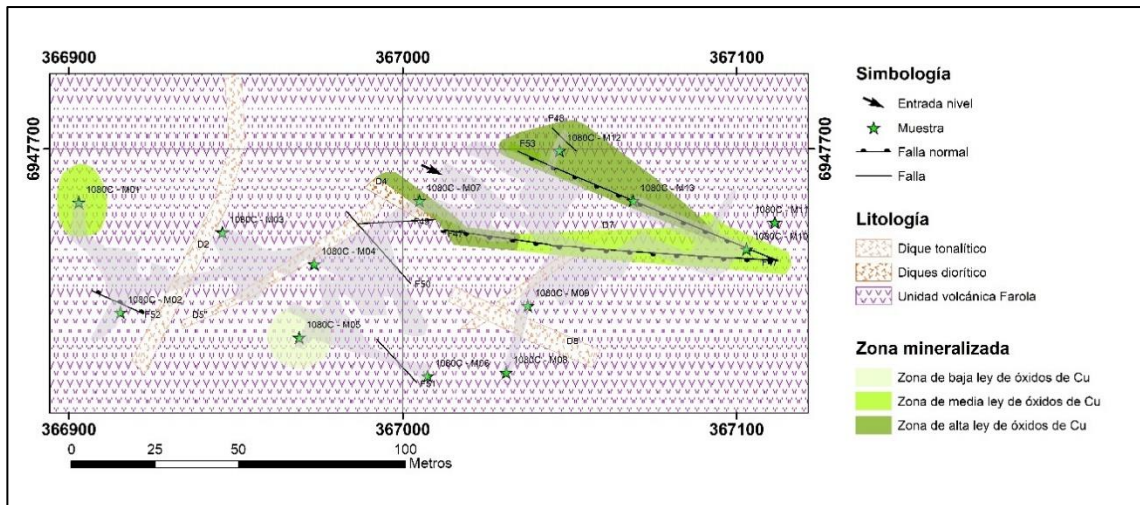


Figura N°4.19 Mapa de distribución de zonas de baja, media y alta ley de óxidos de cobre en el nivel 1080C.

4.2.5.2 Sulfuros de cobre

El nivel 1080C se encuentra en gran parte con leyes relevantes de Cu insoluble (Figura 4.21).

En el sector NE se obtuvieron leyes mayores al 1% de Cu insoluble asociada principalmente a la presencia de cúmulos milimétricos de covelina y calcopirita diseminada en la matriz y en vetillas polidireccionales (Figura 4.20 B).

En el sector noroeste del nivel se observan vetillas polidireccionales de calcopirita de entre 1 a 3 mm. (Figura 4.20 A). Se tomó una muestra en la frente de avance dando una ley de Cu insoluble de 0,96%.

Al costado W del dique D5'' de composición tonalítica se localiza un caserón de aproximadamente 10 m de alto, en cuyas paredes se observan relictos de la mineralización existente. Se observan vetillas polidireccionales de calcopirita y cúmulos de bornita y de covelina. Se toma una muestra, cuya ley de Cu insoluble es del 0,68%.

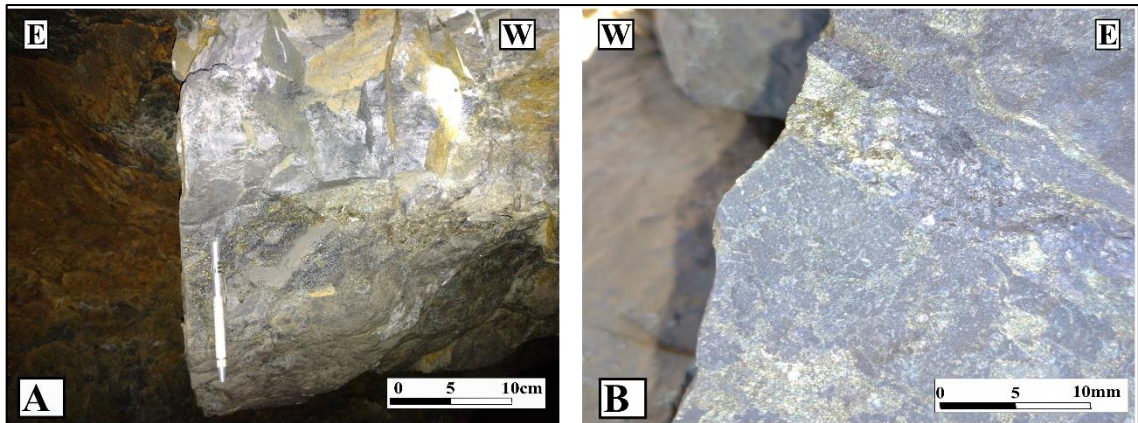


Figura N°4.20 Mineralización de sulfuros de cobre en Nivel 1080C. (A) Calcopirita y magnetita en vetillas y diseminada en la roca de caja. (B) Calcopirita, pirita y magnetita en vetillas y diseminada, y cúmulos milimétricos de covelina.

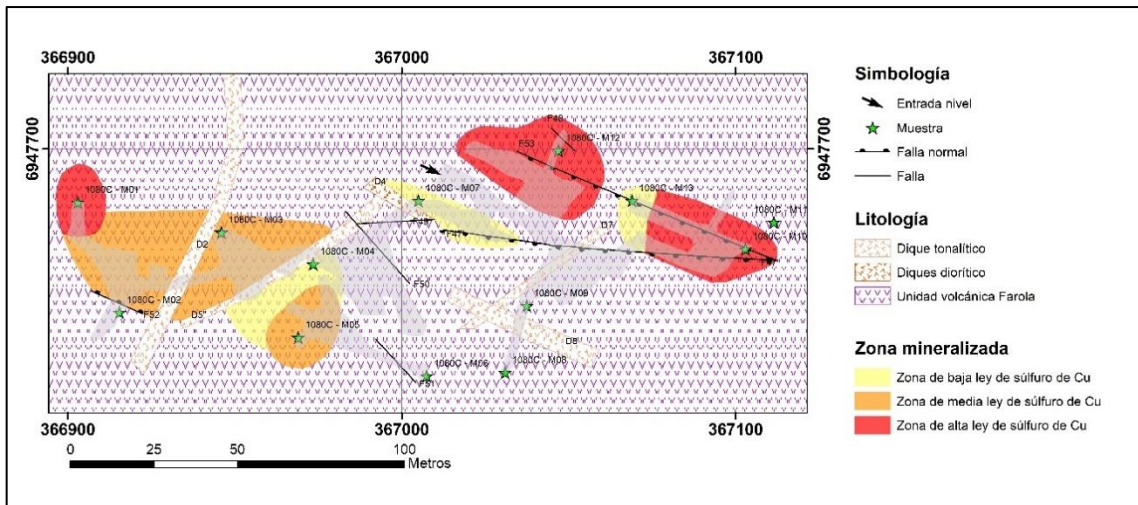


Figura N°4.21 Mapa de distribución de zonas de baja, media y alta ley de sulfuros de cobre en el nivel 1080C.

4.2.5.3 Óxidos de hierro

En el nivel más profundo todas las capas de la unidad volcánica Farola observadas presentan magnetismo en mayor o menor grado. En este sector se observa una mayor cantidad de magnetita, principalmente de aspecto masivo en capas de 2 a 5 cm. Se

observan vetillas de magnetita polidireccionales de 1 a 4 mm a lo largo de todo el nivel. Cercano a la falla F52 se observa hematita y especularita.

4.3 ALTERACIÓN

Las alteraciones fueron definidas en base a observaciones en terreno y en muestras de mano. Fue posible distinguir 7 alteraciones: limonitas (asociación goethita-jarosita-hematita), hematita-jarosita, hematita, argílica, clorita-epidota, sericita y sílicea. Se clasificaron según la intensidad en leve (0-35%), moderada (35%-70%) e intensa (70%-100%). Para mayor detalle los mapas de alteraciones se pueden observar en el apartado anexo III separadas por nivel.

4.3.1 Limonitas

Se caracteriza por la asociación de goethita-jarosita-hematita con un porcentaje que varía entre 40% y 70% clasificándose como moderada a intensa. Es observable en superficie y en los niveles 1104 y 1080A y afecta a modo de reemplazo la roca (Figura 4.22).

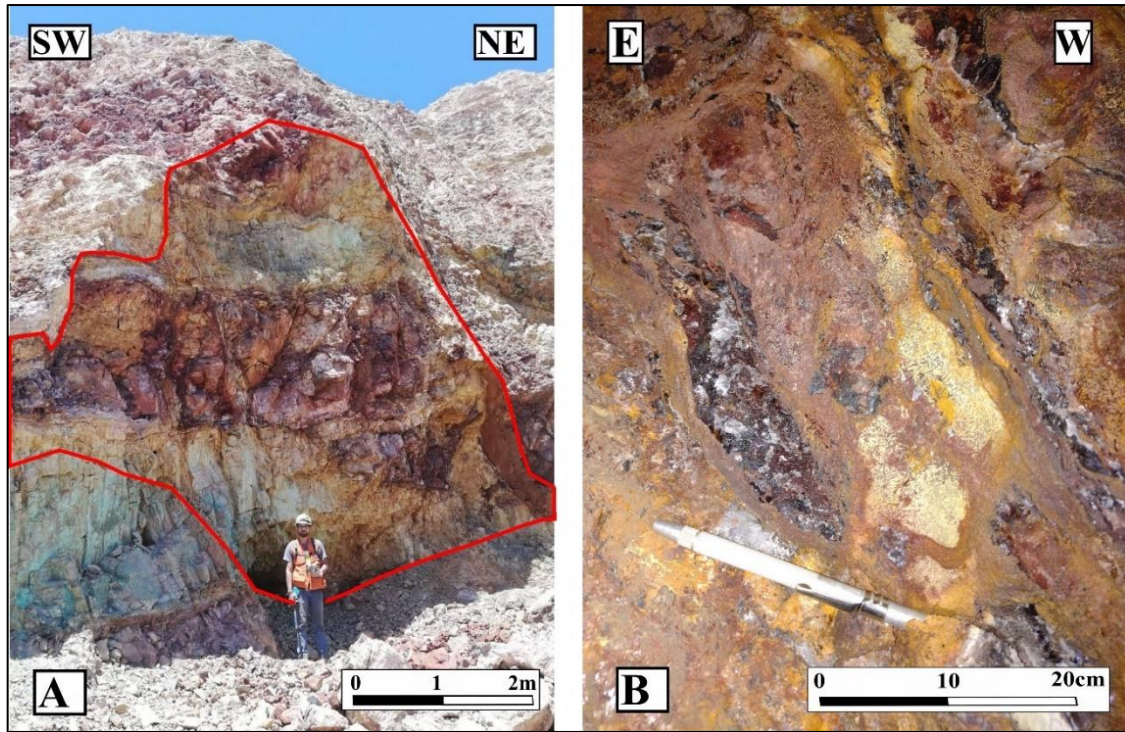


Figura N°4.22 (A) En rojo se observa alteración a limonitas en sector el rajo. (B) Alteración a limonitas en sector N del nivel 1080A.

4.3.2 Hematita-jarosita

Esta alteración está formada por la asociación hematita-jarosita y afecta a modo de reemplazo a las rocas de la unidad volcánica Farola (Figura 4.23), con un porcentaje que varía entre el 30% y 60% categorizando la alteración como moderada. Se puede observar en superficie y en los niveles 1104, 1080A y 1080B.

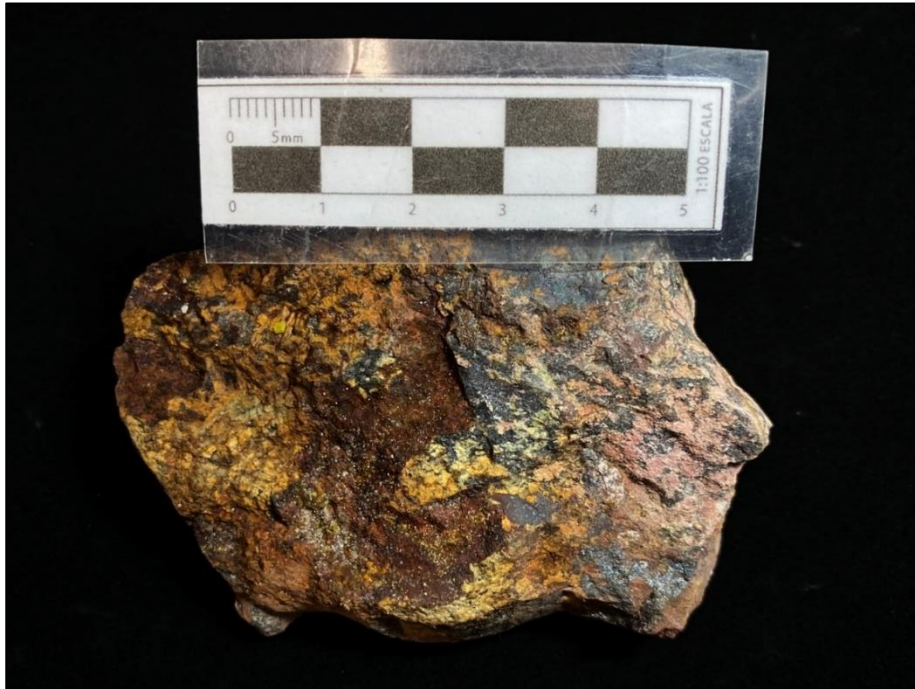


Figura N°4.23 Alteración hematita jarosita afectando a andesita de la Unidad volcánica Farola.

4.3.3 Hematita

Se distingue por la ocurrencia de hematita, con porcentajes visuales que varían entre un 15%-45% (nivel 1104), entre un 15%-25% (nivel 1080A), entre un 45%-60% (nivel 1080B), entre un 20%-50%(nivel 1080C) y entre un 40% a 85% (superficie), afectando a las rocas de la unidad volcánica Farola a modo de reemplazo de forma leve, moderada e intensa (Figura 4.24).

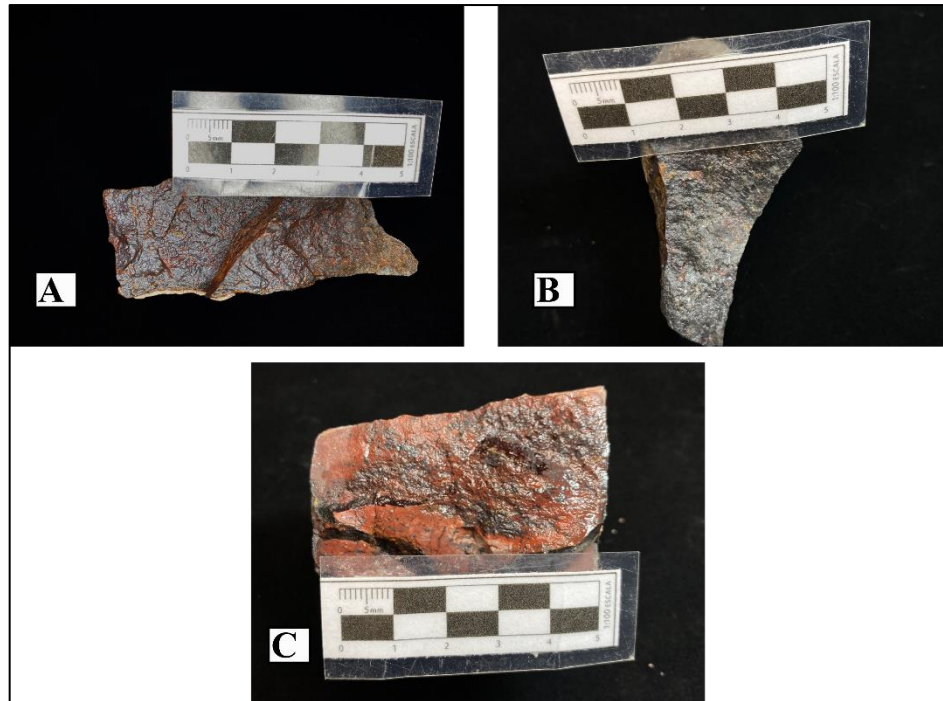


Figura N°4.24 Alteración hematita (A)Roca de la unidad volcánica farola alterada moderadamente a hematita en superficie. (B) Roca de la unidad volcánica farola alterada levemente a hematita en Nivel 1080A. (C) Roca de la unidad volcánica farola alterada intensamente a hematita.

4.3.4 Argílica

Se caracteriza por la presencia de arcillas blancas, arcillas verdosas y arcillas negras. Se puede observar en intensidad leve a moderada en el nivel 1104 con un porcentaje visual de entre 20%-60% y de manera intensa en superficie, donde afecta de modo pervasiva la roca, obliterándola en sector del Rajo y en zonas aledañas a los caminos (Figura 4.25) y como relleno de fracturas en zonas de fallas en múltiples sectores del depósito.

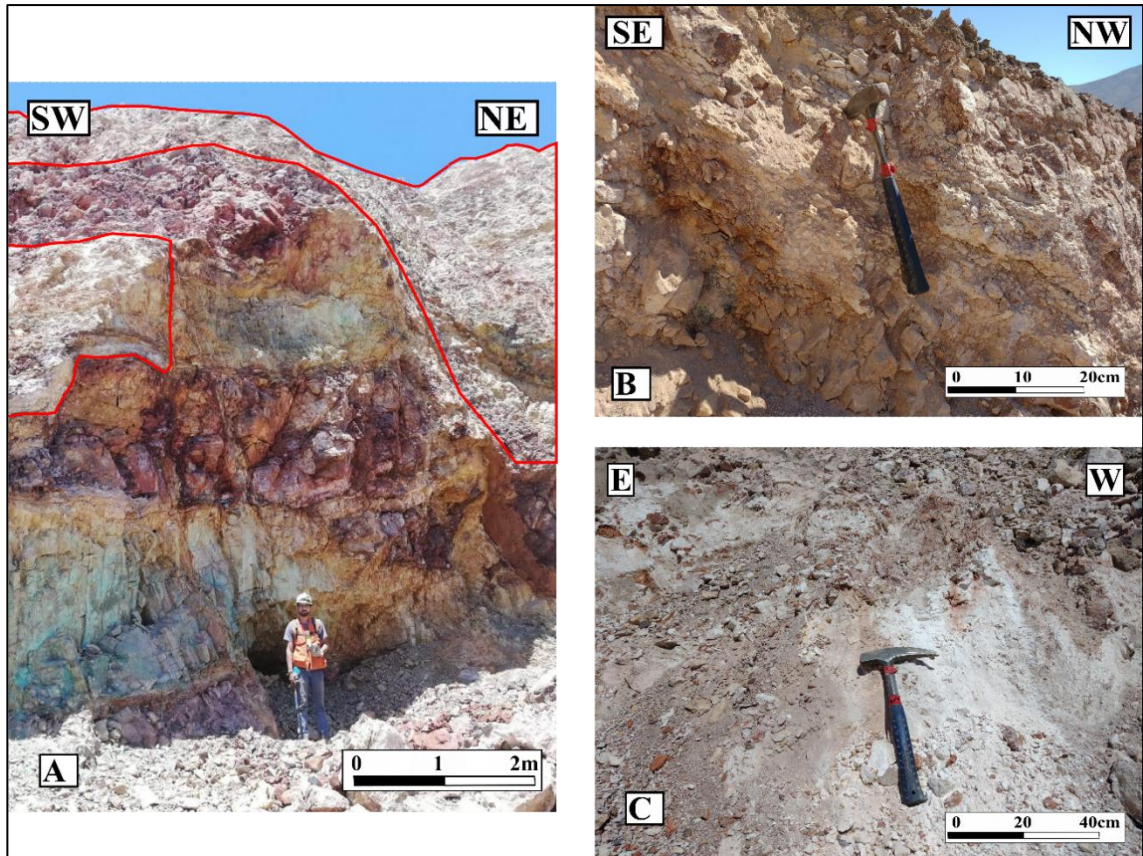


Figura N°4.25 Alteración argílica. (A) En rojo se observa alteración argílica en sector El Rajo. (B)-(C). Rocas de la Unidad volcánica Farola intensamente argilizadas en superficie.

4.3.5 Clorita-epidota

Esta alteración está conformada por la asociación clorita-epidota y afecta tanto a las rocas de la unidad volcánica Farola como a algunos diques tonalíticos y dioríticos, en intensidad leve a moderada (Figura 4.26). Se puede observar en superficie y en los niveles 1104, 1080A y 1080C.

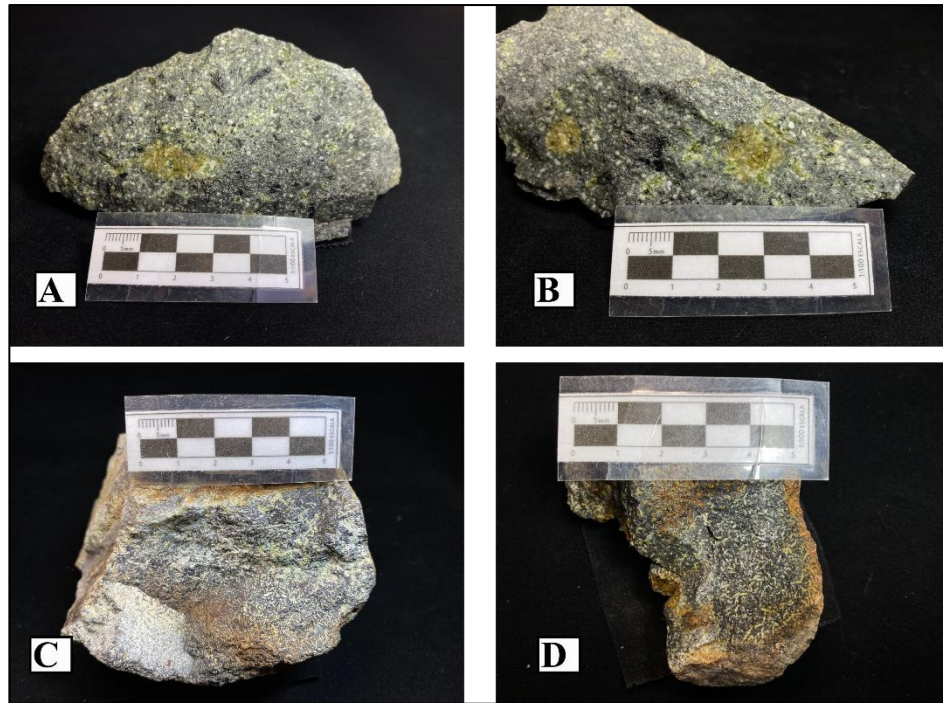


Figura N°4.26 Alteración clorita-epidota. (A) Dique tonalítico alterado levemente a clorita-epidota. (B) Dique tonalítico alterado moderadamente a clorita-epidota. (C)-(D) Rocas de la unidad volcánica Farola alteradas moderadamente a clorita epidota.

4.3.6 Sericita.

Se caracteriza por la ocurrencia de sericita con un porcentaje visual de 40% a 60% diseminada en rocas de la unidad volcánica Farola, clasificando esta alteración como moderada. Se observó en el nivel 1080B en un forma de bolsón de aproximadamente 6 metros de diámetro (Figura N° 4.27).



Figura N°4.27 Alteración a sericita en el nivel 1080B.

4.3.7 Sílicea

Se presenta como reemplazo de sílice de intensidad moderada que afecta a rocas de la unidad volcánica Farola en superficie y en el nivel 1080C (Figura 4.28).

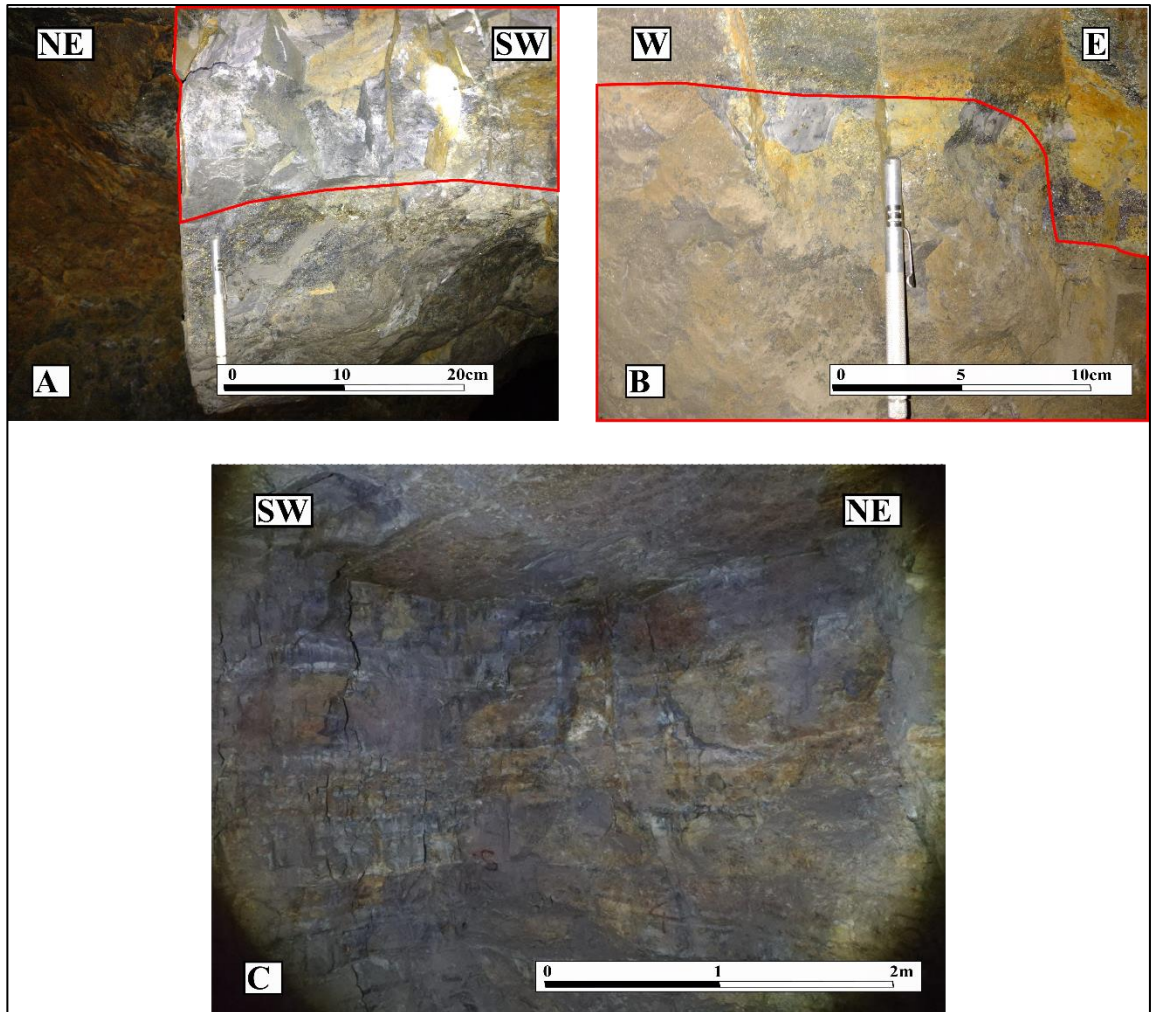


Figura N°4.28 Alteración silícea. (A)-(B) en rojo se observan rocas de la unidad volcánica Farola moderadamente silicificadas. (C) Se observa roca de la unidad volcánica Farola moderadamente silicificadas, lo que le otorga gran competencia estructural.

4.4 ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En el área de estudio se encontraron una serie de estructuras de relevancia, entre las que se destacan 30 diques y 78 fallas.

De las 78 fallas importantes, 20 de ellas se reconocieron en superficie, 16 en el nivel 1104, 16 en el nivel 1080A, 18 en el nivel 1080B y 8 en el nivel 1080C.

En cuanto a los diques, por su distribución areal, 25 de ellos se reconocieron en superficie, 3 de los cuales también se observaron en niveles subterráneos. 5 de los diques encontrados solo se observaron en niveles subterráneos. En algunos casos dada su composición y rumbo fue posible correlacionar los diques de los distintos niveles estudiados.

Para una mejor comprensión del control estructural se utilizó el software Dips, obteniendo representaciones estereográficas de las fallas y diques encontrados en el área de estudio.

4.4.1 Fallas

En el área de estudio se observaron 78 estructuras que se pueden asociar a fallas. 20 de ellas se reconocieron en superficie, 16 en el nivel 1104, 16 en el nivel 1080A, 18 en el nivel 1080B y 8 en el nivel 1080C (revisar anexo II). Se pudo observar la existencia de una gran cantidad de fallas normales en comparación con el número de fallas inversas existentes en el área de estudio, la mayor parte de las fallas normales se encuentran mineralizadas.

En algunos casos fue posible medir la cinemática de las fallas. En otros, no fue posible discriminar si se trataba de una falla normal o inversa debido a falta de indicadores cinemáticos evidentes.

Tras ingresar los datos medidos al software Dips, se obtuvieron las representaciones de polos, círculos mayores, diagramas de densidad de polos y diagrama de rosetas. Se puede observar en la Figura 4.29 que según el diagrama de polos y círculos máximos las fallas presentan rumbos y manteos variables, donde destacan manteos relativamente altos y con una mayor concentración de fallas con preferencia de rumbo NW- SE, donde se observa en el diagrama de densidad de polos un modo de ocurrencia

de incluso un 12%. Según el diagrama de rosetas las fallas se pueden clasificar en 3 familias: fallas con rumbo E-W, fallas con rumbo NE-SW y fallas con rumbo NW-SE.

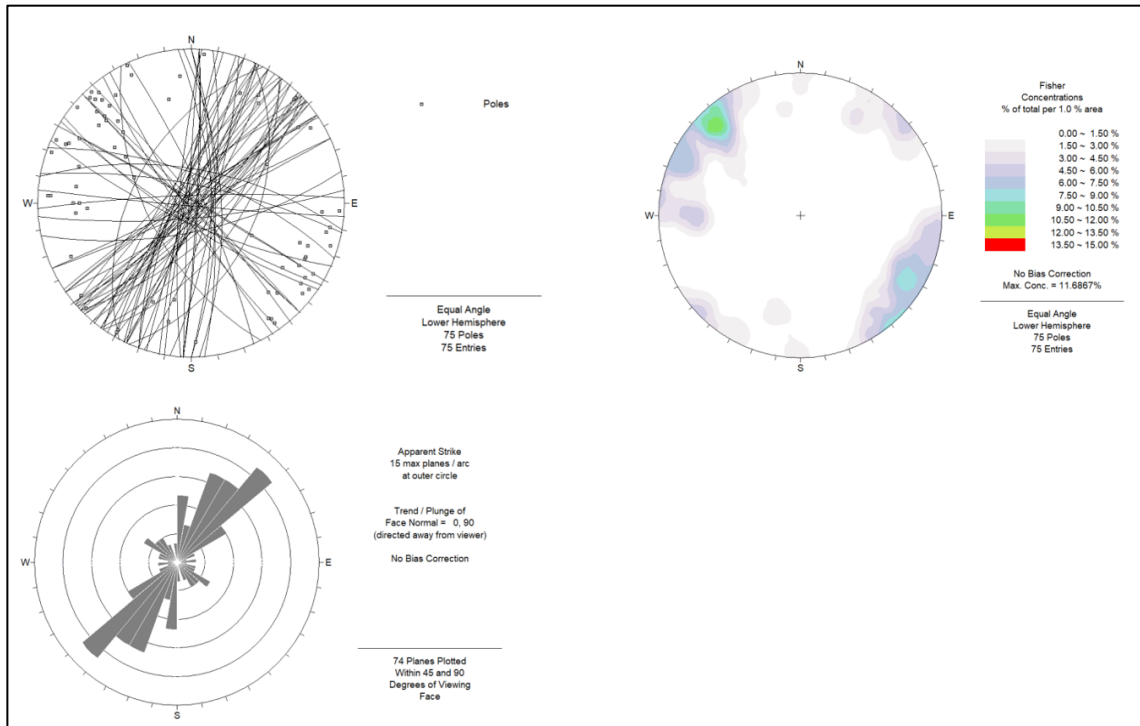


Figura N°4.29 Representación estereográfica de los planos de fallas en Mina Farola. A) Diagramas de polos y círculos máximos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Roseta de diaclasas.

4.4.1.1 Fallas E-W

De las 9 fallas encontradas con rumbo cercano a E-W, 6 presentan una componente normal y 8 de ellas se encuentran mineralizadas por minerales de cobre, dando lugar a vetas de espesores variables emplazadas en zonas de fallas de entre 0,3 a 2,3 metros de potencia y leyes superiores a 1,2% de Cu soluble en algunos sectores.

En niveles cercanos a la superficie (Nivel 1104 y nivel 1080A), las zonas de falla se encuentran mineralizadas por crisocola, brochantita, atacamita y chalcantita. Más en

profundidad (Nivel 1080B, Nivel 1080C) se observa mineralización de crisocola, chalcantita, brochantita y atacamita, además de cúmulos de pirita de entre 0,5 a 3 cm.

4.4.1.2 Fallas NE-SW

19 fallas encontradas tienen rumbo NE-SW de las cuales 6 de ellas se encuentran rellenas por crisocola, brochantita, atacamita y malaquita, dando lugar a vetas de potencia no mayor a 30 cm. 4 fallas agrupadas en esta familia presentan componente inversa.

4.4.1.3 Fallas NW-SE

50 fallas de las 78 fallas medidas presentan rumbo NW-SE, donde 21 de ellas se encuentran mineralizadas en mayor o menor medida por óxidos de cobre, gran parte de ellas de componente normal.

En el nivel 1104 la mayor parte de las fallas presentan una componente normal y se encuentran mineralizadas por “Óxidos de cobre” destacando la presencia de atacamita fibrosa que rellena zonas de falla junto a crisocola, brochantita y arcillas verdosas, dando lugar a vetas de potencia variable de 0,3 a 1,0 m.

En el nivel 1080A, las fallas mineralizadas se encuentran rellenas por crisocola, brochantita, atacamita y malaquita, dando lugar a vetas de potencia menores a 30 cm.

En el nivel 1080B destaca la Falla F38 ubicadas en el extremo más oriental. Esta falla de componente normal se encuentra rellena por crisocola, chalcantita, brochantita, atacamita y pirita, dando lugar a una veta de potencia variable entre 1,5 a 2,3 metros con leyes de Cu soluble de 2,27% (1080B- M02).

En el nivel 1080C destaca una falla de componente normal N64W; 83SE (F53) rellena de crisocola, atacamita, brochantita, malaquita, arcillas verdosas, dando origen a

una veta de potencia variable entre 1,5 y 2,0 m con leyes de cobre soluble entre 0,66% y 1,66%.

4.4.2 Diques

Se reconocieron un total de 33 diques. 25 de ellos en superficie, 3 de los cuales también se observaron en niveles subterráneos. 8 de los diques encontrados solo se observaron en niveles subterráneos. En algunos casos fue posible correlacionar los diques de los distintos niveles estudiados dado su rumbo, manteo y composición. La composición, rumbo, manteo y el o los niveles en los cuales fueron observados se pueden observar a continuación en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Identificación de los diques, rumbo y manteo, composición y nivel en el cual fue observado.

ID	Dip/ Dip direction	Composición	Nivel Observado
D1	325/86	Gabro	Superficie, 1104, 1080B
D2	8/88	Tonalita	Superficie, 1104, 1080A, 1080B, 1080C
D3	210/82	Tonalita	Superficie, 1080A
D4	327/88	Diorita	1080A
D4'	126/86	Diorita	1080A, 1080B, 1080C
D5	212/83	Tonalita	1080A
D5'	63/80	Tonalita	1080B
D5''	240/87	Tonalita	1080C
D6	135/78	Tonalita	1080A
D7	246/63	Tonalita	1080C
D8	112/80	Tonalita	1080C
D9	120/83	Tonalita	Superficie
D10	160/82	Tonalita	Superficie
D11	290/86	Diorita	Superficie
D12	162/81	Diorita	Superficie
D13	170/75	Tonalita	Superficie
D14	290/84	Tonalita	Superficie
D15	288/88	Tonalita	Superficie
D16	52/88	Tonalita	Superficie
D17	48/87	Tonalita	Superficie
D18	261/88	Tonalita	Superficie
D19	102/78	Tonalita	Superficie
D20	130/85	Tonalita	Superficie
D21	145/72	Tonalita	Superficie
D22	100/85	Tonalita	Superficie
D23	110/71	Tonalita	Superficie
D24	105/73	Tonalita	Superficie
D25	187/78	Tonalita	Superficie
D26	50/82	Tonalita	Superficie
D27	138/84	Tonalita	Superficie
D28	190/79	Tonalita	Superficie
D29	190/80	Tonalita	Superficie
D30	35/53	Tonalita	Superficie

Luego de ingresar los datos al software Dips, se obtuvieron las representaciones de polos, círculos mayores, diagramas de densidad de polos y diagrama de rosetas. Según se puede observar en la Figura 4.30, la mayoría de los diques poseen manteos relativamente altos y se concentran en el cuadrante NW-SE. Observando el diagrama de densidad de polos y círculos mayores y el diagrama de rosetas se pueden clasificar en 3 familias según su rumbo: Diques con rumbo NW-SE, NE-SW y N-S.

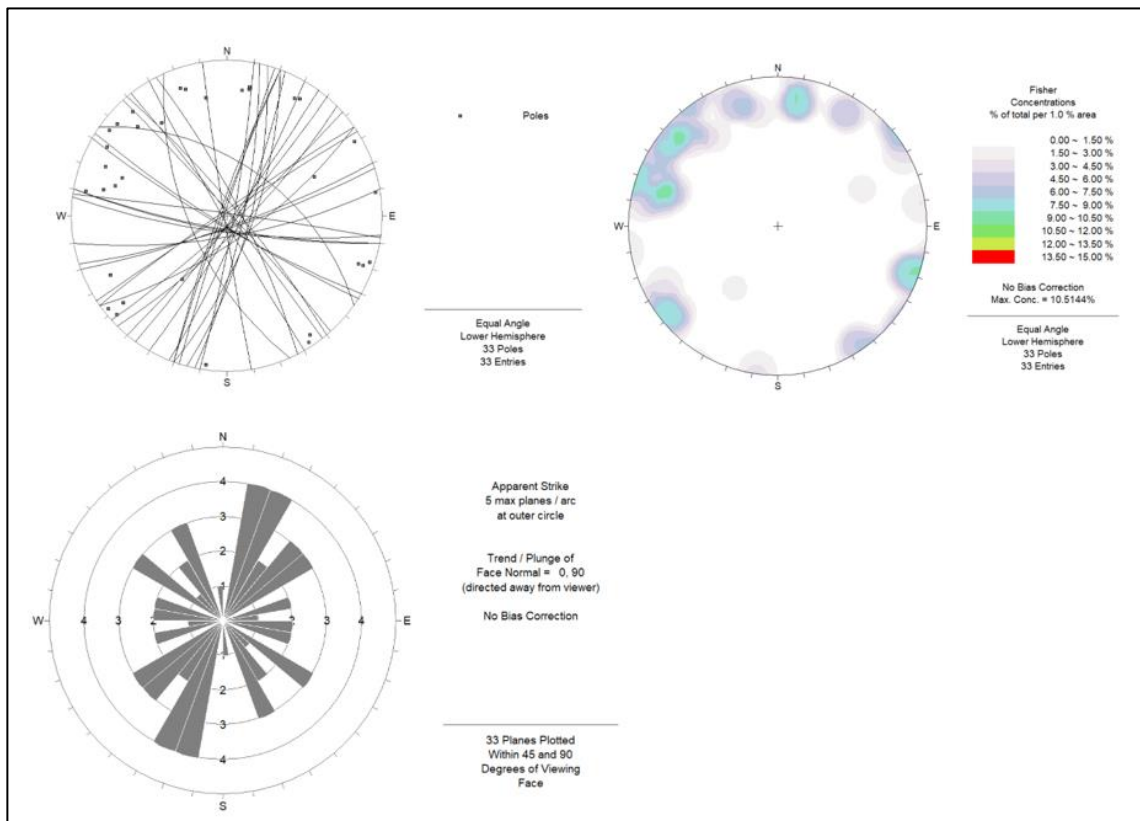


Figura N°4.30 Representación estereográfica de los diques observados en Mina Farola. A) Diagramas de polos y círculos máximos. B) Diagrama de densidad de polos. C) Roseta de diaclasas.

4.4.2.1 Superficie

Dada la gran extensión areal de la superficie estudiada en comparación con las dimensiones de los niveles subterráneos, se reconocieron una gran cantidad de estructuras,

destacando 25 diques de composiciones y rumbos variables, los cuales se pueden agrupar según su rumbo.

En este sector se observaron 15 diques con rumbo NW-SE, donde destaca el dique D1 de composición gábrica el cual presenta un rumbo de N35W, potencia aproximada de 2 metros y se extiende por gran parte de la superficie estudiada.

5 dique observados presentan rumbos cercanos a N-S. El de mayor potencia y corrida es el dique D2 de composición tonalítica con rumbo N8E y una potencia aproximada de 7 metros.

En el sector noreste de la zona estudiada se observa un dique de corrida aproximada 75 metros (D28), rumbo N10E y potencia aproximada de 2 metros.

5 diques observados presentan rumbos NE-SW, donde se puede destacar el dique D3 y el dique D16. El dique D3 de composición tonalítica, con rumbo N30E, tiene una corrida reconocida de aproximadamente 160 metros y una potencia cercana a 2 metros y se ubica al oeste de la entrada al nivel 1080A. El dique D16 se ubica en el lado oriental de la zona estudiada y su corrida reconocida es de aproximadamente 245 m. presenta un rumbo variable entre N48E y N60E, una potencia media de 2 metros y composición tonalítica.

Al suroeste del rajo se observa la relación de contacto entre D1 y D2, siendo D2 más reciente.

4.4.2.2 Nivel 1104

En el nivel subterráneo más cercano a la superficie se reconocieron 2 diques (D1 y D2), los cuales se observaron previamente en superficie.

El dique D1 se encuentra ubicado en el sector suroeste del nivel, con una potencia aproximada de 2 metros y rumbo N35W. Presenta alto grado de fracturamiento, dando lugar al alojamiento de pátinas de óxidos de cobre en sus paredes y fracturas.

El dique D2 se encuentra en el sector más occidental del nivel. Destaca su gran potencia de aproximadamente 7 metros, y su alta competencia. En la pared E de este dique se encuentra un “gran caserón” que llega hasta el nivel 1080B.

4.4.2.3 Nivel 1080A

En este nivel se observan un total de 6 diques, 3 de ellos reconocidos en superficie.

El más occidental y ubicado al oeste del gran caserón es el D2 de potencia aproximada 7 metros y rumbo N8E.

Con rumbo NE- SW se encuentran los diques D3 y D5, este último con rumbo N32E y bajo grado de fracturamiento.

En el sector sureste se observan dos diques D4' de composición diorítica y rumbo N40W, poco fracturado y potencia aproximada 4 metros y D6 composición tonalítica con rumbo N45W y potencia aproximada de 1 metro.

4.4.2.4 Nivel 1080B

En el nivel 1080B se reconocieron 4 diques observados en niveles superiores.

El dique D1 al igual que en el nivel 1104 se encuentra altamente fracturado, cuyas fracturas se encuentran rellenas por óxidos de cobre, principalmente crisocola.

El dique D2 se encuentra limitando el gran caserón por el oeste, y presenta leve fracturamiento.

D4' tiene un rumbo N56W de aproximadamente 2 metros de potencia y se encuentra altamente fracturado, sin embargo no se observa mineralización aparente.

El dique D5' se encuentra levemente fracturado, tiene una potencia de aproximadamente 2,5 metros y presenta un rumbo de N63E.

4.4.2.5 Nivel 1080C

En el nivel más profundo estudiado se observaron 5 diques, 3 encontrados en el nivel superior y 2 no observados ubicados en la zona sureste del nivel estudiado denominados D7 y D8.

D7 es un dique de composición tonalítica de aproximadamente 3 metros de potencia, altamente fracturado y de rumbo N66E. Gracias a un laboreo antiguo de aproximadamente 1,5x1,5 metros se pudo observar la relación de contacto con el dique D8, siendo este último más reciente. D8 presenta un rumbo N68W, de potencia aproximada 2 m.

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN

5.1 UNIDADES LITOLÓGICAS

En el área de estudio, se ha identificado la unidad Volcánica Farola, diques de composición gábrica, diorítica y tonalítica, así como depósitos aluviales y coluviales. Estas unidades presentan características similares a otras unidades geológicas observadas en la carta geológica Los Loros de Arévalo (2005).

La Unidad volcánica Farola compuesta por sucesiones de capas de andesitas, guarda una estrecha relación con los depósitos descritos por Segerstrom y Ruiz (1962) en la Formación Punta del Cobre. La correlación entre ambas unidades sugiere que la unidad volcánica Farola podría haber sido depositada bajo un régimen volcánico similar, lo cual también puede implicar que comparte características tectónicas y geológicas con otros sistemas mineralizados de la región. Este tipo de formación volcánica ha demostrado ser favorable para la mineralización de cobre, ya que las fracturas y las zonas de debilidad generadas durante su formación facilitan la infiltración de fluidos hidrotermales mineralizados. Este aspecto es clave en la localización de las zonas de interés identificadas en este estudio.

Los diques dioríticos y tonalíticos presentes en el área también revisten un interés particular. Su composición, similar a las variaciones descritas por Arévalo (1994) para la Granodiorita Los Lirios, sugiere que estos intrusivos formaron parte de un evento magmático regional que probablemente contribuyó al sistema hidrotermal responsable de la mineralización de cobre. Es posible que estos intrusivos, al enfriarse, hayan generado zonas de alteración térmica en la roca circundante, creando condiciones propicias para la precipitación de minerales. La variación composicional entre tonalitas y dioritas cuarcíferas indica una diversidad magmática que podría reflejar múltiples pulsos intrusivos, lo que, a su vez, podría haber afectado de manera diferencial la distribución de los cuerpos mineralizados en la zona.

Los depósitos aluviales y coluviales descritos en el área también concuerdan con lo mencionado por Arévalo (2005) en la carta Los Loros, indicando la presencia de gravas y ripios mal consolidados que forman conos aluviales individuales o coalescentes. Estos depósitos, aunque no presentan una relevancia directa en la mineralización, sí pueden influir en la explotación minera y en los métodos de prospección geológica. Su ubicación en las zonas topográficas más elevadas sugiere que, si bien la erosión y el transporte sedimentario han estado activos, no han sido lo suficientemente intensos como para eliminar la capa estéril que cubre el depósito y exponer las zonas mineralizadas en la superficie. Este comportamiento es coherente con el clima de la región, donde los procesos de erosión y meteorización tienden a ser menos activos.

La correlación de las unidades litológicas descritas en este estudio con unidades descritas en estudios previos no solo confirma la congruencia regional de las observaciones, sino que también resalta la importancia de la Unidad Volcánica Farola como una roca huésped favorable para la mineralización de cobre. La presencia de diques intrusivos también refuerza la hipótesis de un sistema hidrotermal activo, que ha generado zonas mineralizadas significativas en las áreas de estudio.

5.2 ANÁLISIS DE LA MINERALIZACIÓN

En el área de estudio, la mineralización observada corresponde a una distribución vertical de óxidos y sulfuros de cobre, consistente con el modelo de zonificación supérgena e hipógena propuesto por Taylor (2011).

El proceso de alteración supérgena de los sulfuros comienza cuando el oxígeno (y CO₂) atmosférico o proveniente de las aguas superficiales se une a los elementos que componen las menas metálicas. La alteración avanza definiendo una serie de "frentes de alteración" (Figura 5.1) que son el resultado del progresivo equilibrio electroquímico de los sulfuros primarios con la profundidad (Taylor y Eggleton, 2001). Los estudios han demostrado que la pirita y otros sulfuros de hierro desempeñan un papel clave en la generación de acidez produciendo soluciones de pH bajo que contienen sulfatos capaces

de lixiviar cobre (Chávez, 2021), propiciando la movilización de metales y dando lugar a la formación de minerales oxidados y a la remoción de elementos lixiviables (Lamey, 1966; Rimstidt *et al.*, 1994). En este contexto, la oxidación de la pirita es importante para generar un depósito mineral de óxidos de cobre bien desarrollado mediante la adición de cobre (Chávez, 2000).

Idealmente, un perfil de alteración muestra tres zonas: una zona de oxidación, una zona de enriquecimiento secundario y una zona primaria (Bateman, 1951).

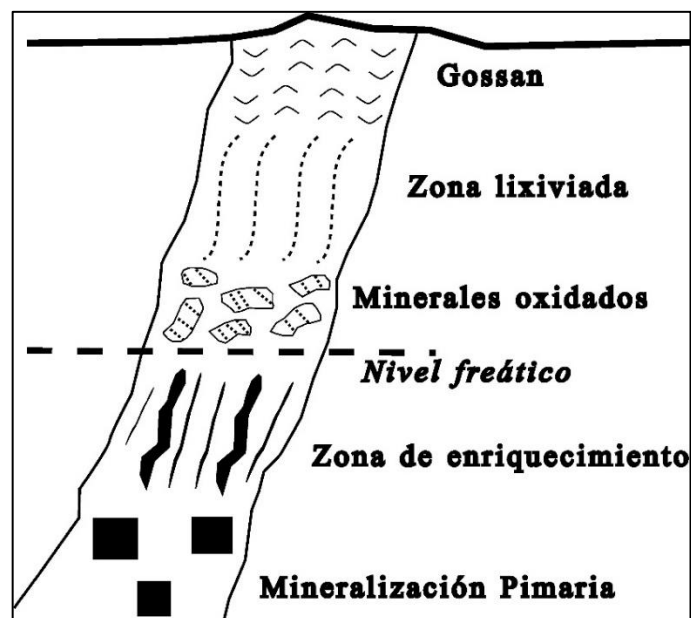


Figura N°5.1 Sección general de una vena de sulfuros mostrando los distintos frentes de alteración. Modificado de Bateman (1951).

Las zonas de óxidos de cobre son el resultado de la destrucción de sulfuros producida por la meteorización bajo condiciones oxidantes. (Chávez, 2000). La presencia de óxidos de cobre como crisocola, atacamita y brochantita en los niveles superiores (especialmente en el nivel 1104) sugiere que estas áreas han sido intensamente afectadas por procesos de oxidación, probablemente favorecidos por la percolación de aguas meteóricas a través de las zonas de falla de alto ángulo. Estos resultados son coherentes con estudios previos que asocian la formación de óxidos de cobre a zonas de fractura y

falla, lo que también podría explicar la infiltración de mineralización en las rocas de la unidad volcánica Farola. La extensión vertical de estos óxidos, aunque disminuye a medida que se profundiza, sigue presente hasta los niveles más bajos, lo que podría implicar la posibilidad de continuar con la explotación en estas áreas. La abundante presencia de atacamita en la zona de oxidación sugiere la probable interacción de soluciones cupríferas con soluciones salinas. Por su parte, la malaquita es un mineral común de las zonas de óxidos de cobre en las que el carbonato está disponible a partir de fuentes sedimentarias (Chávez, 2000).

En cuanto a la mineralización de sulfuros de cobre, la predominancia de calcopirita diseminada y en vetillas polidireccionales en los niveles 1080A, 1080B y 1080C refleja un ambiente de mineralización más profundo e hipógeno. El enriquecimiento de calcopirita, junto con la observación de cúmulos de covelina y calcosina en sectores cercanos al caserón principal, sugiere que ha habido un proceso de enriquecimiento secundario en algunas áreas lo cual es característico de depósitos sometidos a múltiples fases de mineralización.

La distribución vertical de los óxidos y sulfuros de cobre refleja una transición típica en la que los óxidos dominan en los niveles más someros, mientras que los sulfuros, especialmente la calcopirita, se vuelven predominantes en niveles más profundos. Este comportamiento es coherente con el modelo de zonificación supérgena e hipógena donde la acción de las aguas meteóricas ha promovido la lixiviación de cobre en las zonas superficiales y el enriquecimiento secundario en niveles más profundos.

Se ha demostrado que la oxidación de sulfuros que contienen hierro produce soluciones de pH bajo que contienen sulfatos capaces de lixiviar cobre. Sin embargo, la movilidad del hierro en este entorno cercano a la superficie es limitada porque el Fe^{3+} es sustancialmente menos soluble y, por lo tanto, menos móvil que el Fe^{2+} , por lo tanto, el hierro tiende a ser residual y persiste como minerales de hierro oxidados, como jarosita, goethita y hematita (Chávez, 2021), minerales que se encuentran presentes en gran parte del área de estudio.

Los depósitos IOCG andinos se caracterizan por la abundante presencia de magnetita, con calcopirita y bornita en menor medida, además de cantidades importantes de oro (Barra *et al.*, 2016). La presencia de minerales de hierro como hematita, especularita y magnetita, minerales de cobre (óxidos y sulfuros) y leve presencia de oro en las rocas volcánicas son indicadores claves de que el depósito Farola se puede clasificar como un yacimiento tipo IOCG rico en magnetita (Figura 5.2).

El aumento de la magnetita en profundidad y la disminución de hematita confirman la naturaleza hipógena del depósito, lo que respalda aún más su clasificación.

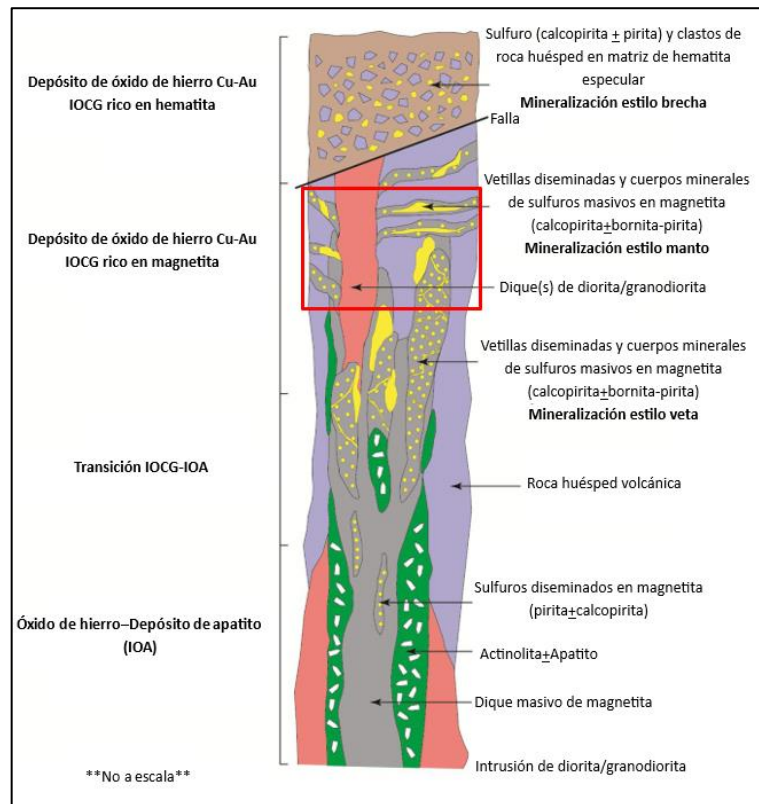


Figura N°5.2 Zonificación mineral vertical que muestra la transición desde el depósito de óxido de hierro-apatita (IOA) en profundidad hacia el IOCG rico en magnetita en niveles intermedios y el IOCG rico en hematita en la parte superior. En rojo se observa la clasificación del depósito Farola. Modificado de Barra *et al.*, (2016).

5.3 FRENTE DE EXTRACCIÓN PROPUESTAS

Considerando las observaciones de terreno, la intensidad de la mineralización, su distribución espacial y los resultados obtenidos en los análisis químicos para cobre soluble, insoluble y cobre total, se proponen 11 frentes de trabajo potenciales. Estas frentes presentan leyes de cobre total superiores al 1%.

Se proponen 3 zonas de interés para posible explotación en el nivel 1104 (Figura 5.2).

La zona I se ubica en el sector más oriental del nivel 1104 donde se ubica la falla F10, la cual se encuentra rellena de crisocola, atacamita y arcillas verdosas y da lugar a una veta de aproximadamente 1 metro en dirección E-W. En este sector la muestra recogida (1104-M09) arrojó valores de 1,27% de Cu soluble y 0,45% de Cu insoluble.

La zona II se ubica en el sector centro sur del nivel 1104 y es la de mayor área propuesta. Si bien en este sector la mineralización se concentra en las zonas de fallas con rumbo NW (falla 4, falla 4', falla 5 y falla 8) dando lugar a vetas de ancho variable entre 1 y 2 metros, también se infiltra hacia la roca de caja, haciendo de esta zona un punto de alto interés de explotación. En este sector se tomaron 3 muestras, las cuales arrojaron valores de 1,33% de Cu soluble y 0,26% de Cu insoluble (1104-M05), 0,68% de Cu soluble y 0,12% de Cu insoluble (1104-M06) y 1,67% de Cu soluble y 0,42% de Cu insoluble (1104-M07).

La zona III se ubica en el sector nororiental del nivel 1104 y donde se observó una zona de falla con rumbo N-S rellena de abundante atacamita fibrosa, crisocola, brochantita y arcillas verdosas, dando lugar a una veta de ancho variable entre 1,0 a 2,5 metros. En este sector la muestra recogida (1104-M03) arrojó valores de 0,8% de Cu soluble y 0,36% de Cu insoluble.

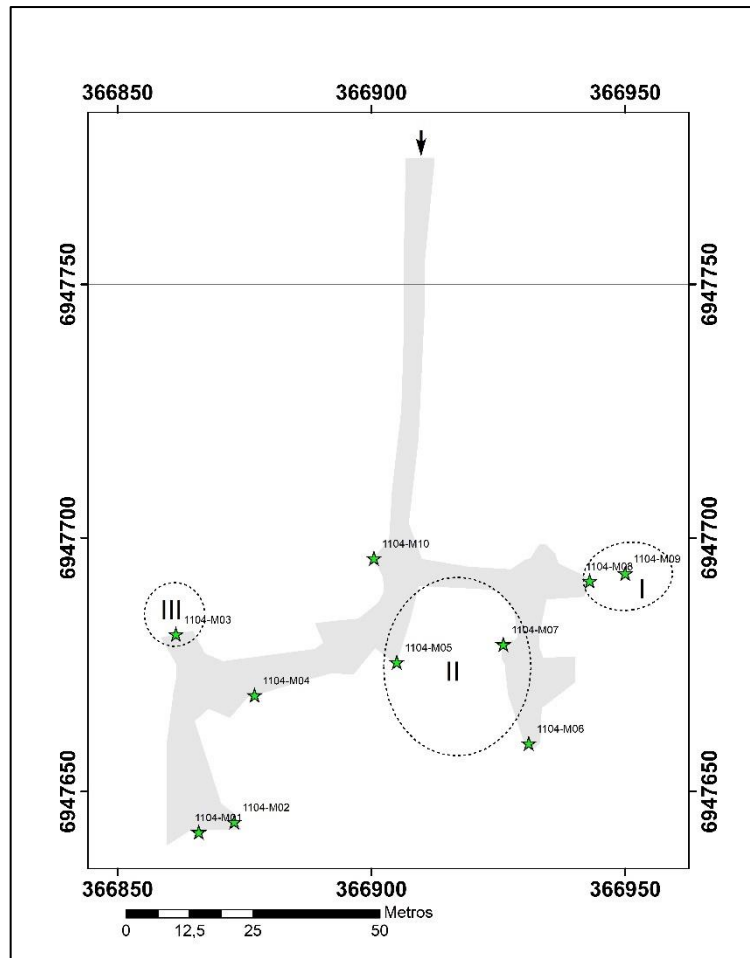


Figura N°5.2 Zonas de interés propuestas en el nivel 1104.

En el nivel 1080A se proponen 3 zonas de interés para posible explotación (Figura 5.3).

La zona IV se ubica en la falla F15' y se relaciona a una veta que varía entre 0,7 y 1,2 metros de potencia, compuesta de crisocola, brochantita, atacamita y chalcantita y a la presencia de calcopirita diseminada en la roca de caja. Las muestras recolectadas en este sector arrojaron valores de 2,04% de Cu soluble y 0,84% de Cu insoluble (1080A-M05), 1,60% de Cu soluble y 0,28% de Cu insoluble (1080A-M06) y 1,50% de Cu soluble y 0,59% de Cu insoluble (1080A-M07).

La zona V se encuentra ubicada en el sector SE del nivel 1080A, a ambos costados del dique D4' y donde la presencia de calcopirita diseminada y vetillas polidireccionales dan lugar a leyes de 0,21% de Cu soluble y 1,11% Cu insoluble (1080A-M01).

La zona VI se ubica al costado E del caserón que une los niveles 1104, 1080A y 1080B donde en las paredes se puede observar crisocola, brochantita, atacamita, malaquita en forma de vetillas entre los contactos y calcopirita y escasa calcosina en la roca de caja. En este sector se tomaron 2 muestras cuyas leyes obtenidas fueron de 0,63% de Cu soluble y 0,29% Cu insoluble (1080A-M03) y 0,92% de Cu soluble y 1,02% Cu insoluble (1080A-M04).

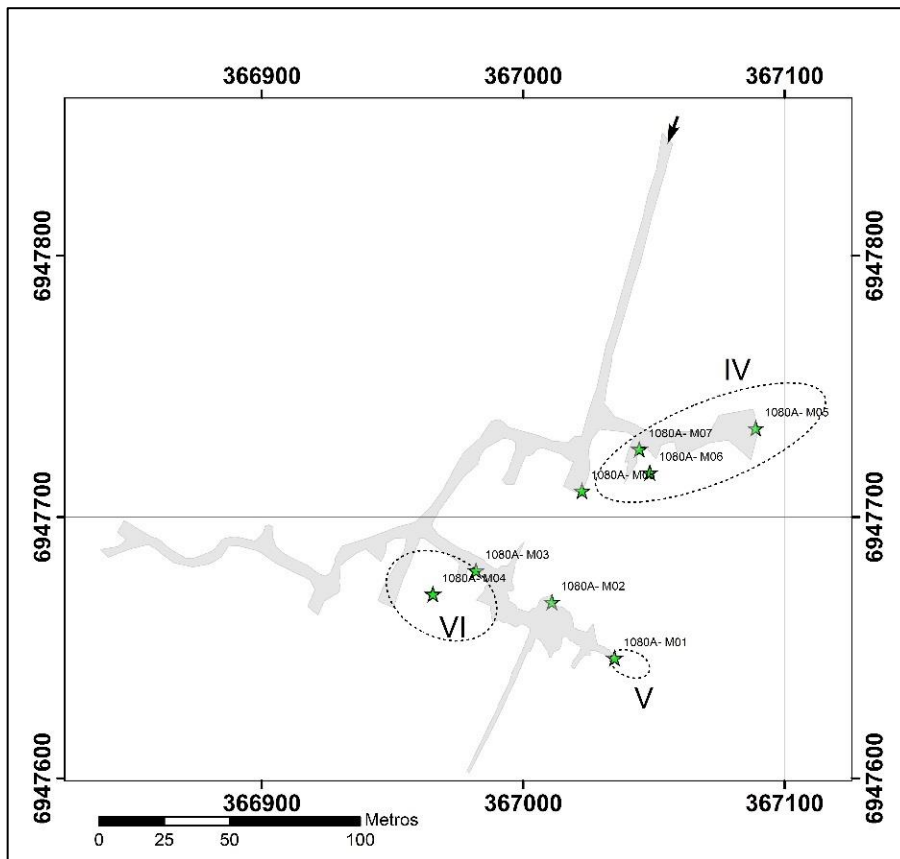


Figura N°5.3 Zonas de interés propuestas en el nivel 1080A.

En el nivel 1080B se proponen 2 zonas de interés para posible explotación (zona VII y zona VIII) (Figura 5.4).

La zona VII se localiza en el sector oriental de Nivel 1080B siguiendo la veta de crisocola, chalcantita, brochantita y atacamita que rellena la zona de falla de F38. En este lugar la muestra 1080B-M02 arrojó una ley de 2,27% de Cu soluble y 0,23% Cu insoluble.

La zona VIII se ubica entre el costado W de la entrada al nivel 1080B y el oriente del dique D1, donde se observó calcopirita diseminada en la roca de caja y vetillas de 0,5 a 2 cm de crisocola, atacamita, brochantita siguiendo los contactos de las distintas capas de andesitas que componen la unidad volcánica Farola y percolándose también en fracturas del dique D1. Se obtuvo en este lugar una ley de 2,29% de Cu soluble y 0,55% Cu insoluble (1080B-M07).

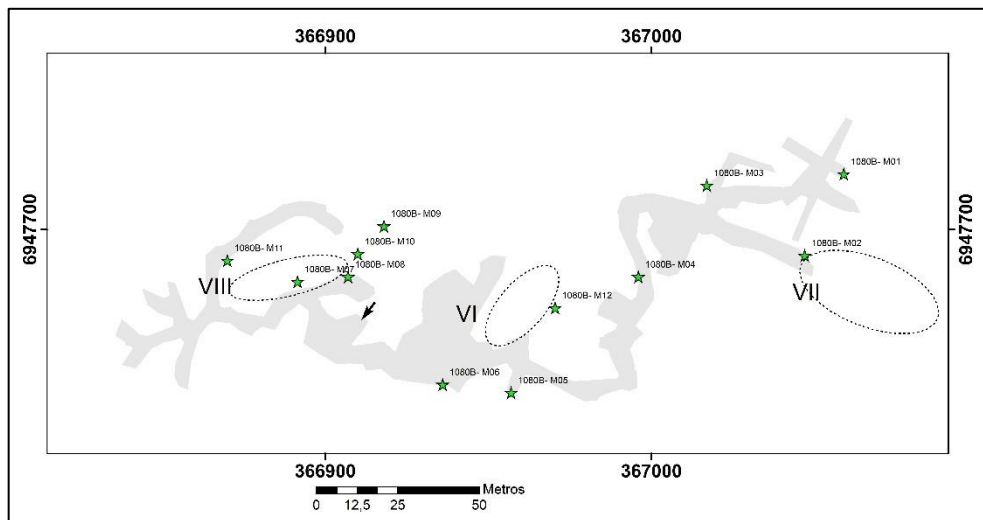


Figura N°5.4 Zonas de interés propuestas en el nivel 1080B.

En el nivel 1080C se proponen 3 zonas de interés para posible explotación (Figura 5.5).

La zona IX se encuentra en el nivel 1080C en la zona de falla de la falla f53 y en las paredes aledañas, donde se observó la presencia de calcopirita y cúmulos de covelina

junto a la veta compuesta además de crisocola, atacamita, brochantita, malaquita y arcillas verdosas, obteniendo como resultado leyes mayores a 1,5% de cobre total. La muestra 1080C-M11 arrojó una ley de 0,66% de Cu soluble y 1,48% Cu insoluble, la muestra 1080C-M12 arrojó una ley de 1,66% de Cu soluble y 1,08% Cu insoluble y la muestra 1080C-M13 arrojó una ley de 1,27% de Cu soluble y 0,3% Cu insoluble.

La zona X se ubica al costado E del dique D4 en el nivel 1080C, donde se observó en las paredes la infiltración de mineralización proveniente de la veta que rellena la zona de falla de la falla F47'. Además de calcopirita diseminada en la roca de caja se observó pequeños mantos de crisocola y chalcantita que se infiltran por los contactos de las distintas capas de andesitas de la unidad volcánica Farola. En este lugar la muestra 1080C-M07 arrojó una ley de 2,08% de Cu soluble y 0,55% Cu insoluble.

La zona XI se localiza en el sector noroeste del nivel 1080C, donde se observó principalmente vetillas polidireccionales de calcopirita y pátinas de crisocola y brochantita. La muestra de la frente de avance 1080C-M01 dio como resultado una ley de 0,82% de Cu soluble y 0,96% Cu insoluble.

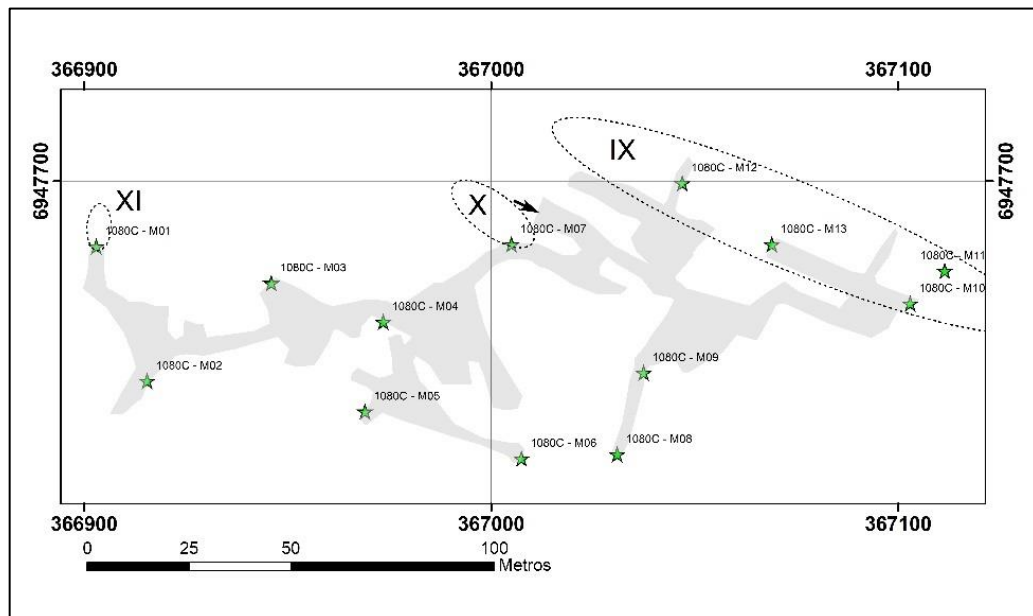


Figura N°5.5 Zonas de interés propuestas en el nivel 1080C.

Las zonas de interés propuestas muestran una notable presencia de óxidos de cobre, principalmente en vetas con espesores superiores a 1 metro. Estas vetas pueden ser seguidas tanto en su extensión vertical como horizontal, de acuerdo con la orientación y el ángulo de inclinación de la falla que se rellena. Además, se observa que la mineralización ha aprovechado las zonas fracturadas, infiltrándose en ellas y rellenándolas de manera eficiente.

Cabe destacar la presencia de calcopirita, que aunque se encuentre diseminada en gran parte del depósito en bajas concentraciones, existen sectores en donde se manifiesta de forma más concentrada o en vetillas, con leyes que alcanzan el 1% de cobre. También es importante enfatizar que en los sectores donde se observan cúmulos de covelina y/o calcosina, las leyes de cobre se ven incrementadas de manera significativa.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En base a los análisis realizados y a los resultados obtenidos en Mina Farola, se puede concluir que:

1. La mineralización de Cu y Fe se encuentra emplazada en rocas volcánicas andesíticas, las cuales comparten similitudes con rocas de la Formación Punta del Cobre, lo que sugiere un régimen volcánico y tectónico similar.
2. La mena está constituida de óxidos y sulfuros de cobre, con óxidos como crisocola, atacamita, brochantita, chalcantita y malaquita dominando en niveles superficiales y formando vetas de anchos variables y sulfuros, principalmente calcopirita, en profundidades mayores. Esta zonificación es coherente con un proceso de lixiviación y enriquecimiento secundario.
3. Las características mineralógicas de mena y alteración permiten concluir que el depósito se puede clasificar como un yacimiento tipo IOCG, el cual tuvo aporte de fluidos magmáticos y meteóricos.
4. Los diques presentes en el área de estudio podrían haber generado condiciones favorables para la precipitación de metales, sugiriendo la actividad de un sistema hidrotermal activo que contribuyó a la mineralización del área.
5. En el área de estudio se observaron 7 tipos de alteraciones hidrotermales (limonitas (asociación goethita-jarosita-hematita), hematita-jarosita, hematita, argílica, clorita-epidota, sericita y sílicea), siendo la alteración a hematita las de mayor presencia en los niveles estudiados.
6. Se observaron 78 estructuras que se pueden asociar a fallas clasificadas en 3 familias: fallas con rumbo E-W, fallas con rumbo NE-SW y fallas con rumbo NW-

SE, donde 21 de las 50 fallas que presentan rumbo NW-SE se encuentran mineralizadas por óxidos de cobre.

7. Se proponen 11 frentes de trabajo con leyes de cobre superiores al 1%. Estos frentes están asociados a zonas de falla y vetas con espesores significativos que presentan mineralización de óxidos y sulfuros de cobre, con algunas áreas mostrando concentración de calcopirita, covelina y calcosina, por lo cual se cataloga este depósito como un depósito con potencial económico favorable, por lo cual es factible que se realice una inversión de parte del productor con apoyo de ENAMI para fomentar su explotación.

Si bien el presente estudio confirma la presencia de un sistema mineralizado con potencial de explotación de cobre, generando una distribución vertical y horizontal favorable para la extracción, se recomienda a futuro:

- Realizar estudios de perforación adicionales para evaluar la extensión vertical y horizontal de las zonas de sulfuros y óxidos, así como también evaluar potencial de recursos en profundidad, ya que la mineralización hipógena de calcopirita y la presencia de magnetita masiva sugieren que el depósito podría extenderse más allá de los niveles estudiados, ofreciendo una oportunidad para expandir los recursos mineros.
- Efectuar estudios geofísicos, como magnetometría y gravimetría, para obtener una mejor comprensión de la geometría de los diques y su influencia en la mineralización, ya que podrían estar relacionados con fuentes magmáticas más profundas que aún no han sido completamente mapeadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Arévalo, C. (1994). Mapa geológico del cuadrángulo Los Loros, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Arévalo, C. (2005). Carta los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Geológica Básica N° 92.
- Barnes, H. (1979). Solubilities of ore minerals. En *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Segunda edición ed., págs. 404-410). Nueva York: Jhon Wiley & Sons.
- Barra, F, Reich, M, Selby, D, Rojas, P, Simon, A, Salazar, E., & Palma, G. (2016). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*(81), 62-78.
- Barton, M.D. (2014). Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. *Treatise of Geochemistry*, 13, 515-536.
- Barton, M.D., & Johnson, D.A. (2000). Alternative brine sources for Fe oxide (CuAu) systems: implications for hydrothermal alteration and metals. En *Hydrothermal Iron Oxide CopperGold & related deposits: A Global Perspective* (págs. 43-60). Australian Mineral Foundation.
- Bateman, A. (1951). *The formation of Mineral Deposits*. ohn Wiley and Sons, Inc.
- Biese, W. (1942). La distribución del Cretácico Inferior al sur de Copiapó. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, N°1, págs. 427-466.
- Brown, M., Diaz, F., & Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00' S-27° 00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 5(9), 1165-1174.
- Camprubí, A, & González-Partida, E. (2017). Mesozoic magmatic–hydrothermal iron oxide deposits (IOCG ‘clan’) in Mexico. *Ore Geology Review*(81), 1804-1095.
- Candela, P. A. (1991). Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, 76(7-8), 1081-1091.
- Cembrano, J, Garrido, I, & Marquardt, M. (2009). Tectonic setting of IOCG deposits in the Central Andes: Strike-slip-dominated deformation. XII Congreso Geológico Chileno.
- Charrier, R, Pinto, L, & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En *The Geology of Chile* (págs. 21-114). Editorial Committee.

- Chávez, W. (2000). Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG newsletter*(41), 1-21.
- Chávez, W. (2021). Weathering of copper deposits and copper mobility: Mineralogy, geochemical stratigraphy, and exploration implications. *SEG Newsletter*(126), 16-27.
- Chen, H, Cooke, D, & Baker, M. (2013). Mesozoic Iron Oxide Copper – Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *Society of Economic Geologists*, 108, 37-44.
- Chen, H. C. (2013). Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the Central Andes and the Gondwana supercontinent breakup. *Economic Geology*(108), 37-44.
- Consejo Minero. (2024). Cifras actualizadas de la minería, junio 2024.
- Corbett, G., & Leach, T. (1998). Southwest pacific rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. *society of economic geologists*(special publication N°6), 237.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Gómez-Caballero, A., & L., P.-S. N.-H. (2010). Características Geológicas y Potencial Minero de los depósitos IOCG (IRON OXIDE-COPPER-GOLD deposits). XXIX Convención Nacional Geológica, Sociedad Geológica Mexicana. México.
- Cotton, F. A, Wilkinson, G, Murillo, C. A, & Bochmann, M. (1999). *Advanced inorganic chemistry*. Chichester, Inglaterra: John Wiley & Sons.
- Evans, A. (1993). *Ore geology and industrial minerals: an introduction*. Blackwell Science Ltd.
- Giggenbach, W. F. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. (Vol. 3).
- Groves, D., Bierlein, F., Meinert, L., & Hitzman, M. (2010). Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithosperic Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
- Hedenquist, j., & Lowenstern, j. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 519-527.
- Heinrich, C. A. (2007). Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 363-387.

- Heinrich, C., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., & Frischknecht, R. (1999). Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8), 755-758.
- Hoffstetter, R. F. (1957). *Lexique Stratigraphique International, Amerique Latine* (Vols. 5, Fascicule7).
- Köppen, W. (1948). *Climatología*. Fondo de Cultura Económica, México.
- Krauskopf, K. (1979). *Introduction to geochemistry* (Segunda edición ed.). McGraw-Hill Book Company.
- Lamey, C. (1966). *Metallic and Industrial Mineral deposits*. McGraw-Hill, Inc.
- Loyola, N., Barra, F., Gatica, A., Reich, M., Salazar, E., & Palma, E. (2015). Mineralización y alteración hidrotermal del depósito IOCG Diego de Almagro, III Región de Atacama, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. Actas.
- Maksaev, V. (. (2001). Alteración Hidrotermal. En *Apuntes del curso Metalogénesis* (págs. 82-95).
- Maksaev, V. (2001). Reseña metalogénica de Chile y los procesos que determinan la metalogénesis andina. En *Apuntes del curso Metalogénesis* (págs. 152-214).
- Meyer, C., & Hemley, J. (1967). Wall Rock Alteration. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (págs. 166-235). John Wiley and Sons Inc.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina. En *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. (págs. 55-90). Circum-Pacific Council Energy Min Resour Earth Sci Ser.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. . East Perth, Australia: Springer Science & Business Media.
- Pollard, P. (2000). Evidence for magmatic fluid and metal source for Feoxide CuAu mineralization. En *Hydrothermal Iron Oxide CopperGold & related deposits: A Global Perspective* (págs. 27-41). Australian Mineral Foundation.
- Pollard, P. (2006). An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41, 179-187.
- Reed, M. (1997). Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. En *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (págs. 303-366).
- Reed, M. (2006). Sulfide Mineral Precipitation from Hydrothermal Fluids. *Mineralogy & Geochemistry*, 61, 609-631.

- Richards, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1), 1-26.
- Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Rimstidt, J., Chermak, J., & Gagen, P. (1994). Rates of reaction of galena, sphalerite, chalcopyrite, and arsenopyrite with Fe (III) in acidic solutions. *Environmental Geochemistry of Sulfide Oxidation*. Am Chem Soc Symp Serie, 550, 2-13.
- Rose, A., & Burt, D. (1979). Hydrothermal alteration. En *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (2 ed., págs. 173-235). New York: John Wiley and Sons, Inc.
- Scheuber, E., & Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22–26 S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*(18), 895-910.
- Scheuber, E., & Reutter, K. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21 and 25 S. *Tectonophysics*, 205(1-3), 127-140.
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., . . . Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100, 251-298p.
- Segerstrom, K., & Parker, R. (1959). Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. Vol. 1, No. 2, 33.
- Segerstrom, K., & Ruiz, C. (1962). Cuadrángulo Copiapó. Provincia de Atacama. Carta Geológica de Chile. Escala 1:50.000. N°1. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Sernageomin. (2024). *Anuario de la Minería de Chile 2023*.
- Seward, T., & Barnes, H. (1997). Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids. En H. L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (págs. 435-486). John Wiley and Sons Inc.
- Sillitoe, R. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*(38), 787-812.
- Stoffregen, R. (1987). Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82(6), 1575-1591.
- Taylor, G., & Eggleton, R. (2001). *Regolith Geology and Geomorphology*. John Wiley and Sons, Ltda.
- Taylor, R. (2011). *Gossans and Leached Cappings: Field Assessment* (Primera ed.).

- Tornos, F, Casquet, C, & Relvas, J. (2005). Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews*(27), 133-163.
- Townley, B. (2001). Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. En *Geología Económica*, Departamento de Geología Universidad de Chile.
- Townley, B. (2006). Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Santiago: Apuntes y referencias. Documento de Trabajo.
- Vivallo, W. (2009). Yacimientos de óxidos de hierro-cobre-oro en Chile. XII Congreso Geológico Chileno.
- Williams, P., M., B., Johnson, D., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., . . . Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 371-405.

ANEXOS

Anexo I

Resultados de análisis químico para %cobre total, %cobre soluble y % cobre insoluble de las muestras colectadas en Mina Farola.

Código interno	Cu %	Cu Lix %	Cu Ins %	Au ppm
1104-M01	0,57	0,39	0,18	0,07
1104-M02	0,57	0,46	0,11	<0.01
1104-M03	1,18	0,82	0,36	0,03
1104-M04	0,97	0,65	0,32	0,09
1104-M05	1,59	1,33	0,26	0,19
1104-M06	0,80	0,68	0,12	0,13
1104-M07	2,09	1,67	0,42	0,06
1104-M08	0,50	0,32	0,18	0,02
1104-M09	1,72	1,27	0,45	0,04
1104-M10	0,51	0,20	0,31	<0.01
1080A- M01	1,32	0,21	1,11	0,07
1080A- M02	0,59	0,17	0,42	0,02
1080A- M03	0,92	0,63	0,29	0,14
1080A- M04	1,94	0,92	1,02	0,13
1080A- M05	2,88	2,04	0,84	0,17
1080A- M06	1,88	1,60	0,28	0,05
1080A- M07	2,09	1,50	0,59	0,08
1080A- M08	0,10	0,05	0,05	<0.01
1080B- M01	0,86	0,35	0,51	0,03
1080B- M02	2,50	2,27	0,23	0,20
1080B- M03	0,72	0,29	0,43	0,02
1080B- M04	0,38	0,19	0,19	0,04
1080B- M05	0,28	0,08	0,20	0,02
1080B- M06	0,11	0,04	0,07	0,02
1080B- M07	2,84	2,29	0,55	0,01
1080B- M08	1,01	0,34	0,67	0,15
1080B- M09	0,87	0,17	0,70	0,05
1080B- M10	0,51	0,09	0,42	0,08
1080B- M11	0,73	0,51	0,22	0,03
1080B- M12	0,07	0,03	0,04	<0.01
1080C - M01	1,78	0,82	0,96	0,05
1080C - M02	0,23	0,05	0,18	0,04
1080C - M03	0,82	0,14	0,68	0,07
1080C - M04	0,57	0,22	0,35	0,11
1080C - M05	1,18	0,49	0,69	0,22
1080C - M06	0,10	0,03	0,07	0,01
1080C - M07	2,63	2,08	0,55	0,15
1080C - M08	0,17	0,07	0,10	0,01
1080C - M09	0,34	0,13	0,21	<0.01
1080C - M10	2,14	0,66	1,48	0,16
1080C - M11	0,60	0,14	0,46	0,02
1080C - M12	2,74	1,66	1,08	0,21
1080C - M13	1,57	1,27	0,30	0,01

Anexo II

Datos estructurales de las fallas medidas en Mina Farola. En verde se observan las fallas que presentaban zonas de fallas mineralizadas por óxidos de cobre.

ID	Dip direction	Dip	Nivel	ID	Dip direction	Dip	Nivel
FS1	21	69	Superficie	F17'	280	85	1080A
FS2	136	65	Superficie	F18	282	84	1080A
FS3	225	87	Superficie	F19	287	87	1080A
FS4	138	88	Superficie	F20	298	48	1080A
FS4'	110	88	Superficie	F21	90	75	1080A
FS6	155	89	Superficie	F22	273	88	1080A
FS14	30	87	Superficie	F23	238	85	1080A
FS15	30	88	Superficie	F24	120	80	1080A
FS7	85	74	Superficie	F25	66	81	1080A
FS5	108	75	Superficie	F26	212	79	1080A
FS8	139	83	Superficie	F27	185	88	1080A
FS9	50	86	Superficie	F28	136	87	1080A
FS8'	130	76	Superficie	F23	238	85	1080B
FS10	145	81	Superficie	F24	120	80	1080B
FS11	140	79	Superficie	F29	319	75	1080B
FS16	-	44	Superficie	F30	300	85	1080B
FS17	134	75	Superficie	F31	10	65	1080B
FS17'	125	55	Superficie	F32	243	58	1080B
FS12	45	88	Superficie	F33	138	71	1080B
FS13	306	87	Superficie	F34	290	78	1080B
F1	358	84	1104	F35	306	83	1080B
F1'	168	69	1104	F36	214	76	1080B
F2	225	88	1104	F37	326	84	1080B
F3	135	77	1104	F38	114	44	1080B
F4	309	86	1104	F39	305	72	1080B
F4'	300	78	1104	F40	204	76	1080B
F5	296	79	1104	F41	335	-	1080B
F6	140	86	1104	F42	115	88	1080B
F7	115	84	1104	F43	290	74	1080B
F8	77	-	1104	F44	303	83	1080B
F9	126	63	1104	F45	11	76	1080B
F10	93	85	1104	F46	130	88	1080B
F11	235	81	1104	F47	274	81	1080C
F12	316	78	1104	F47'	98	74	1080C
F13	325	85	1104	F48	134	81	1080C
F14	155	85	1080A	F49	93	86	1080C
F15	90	72	1080A	F50	325	87	1080C
F15'	87	68	1080A	F51	137	85	1080C
F16	25	-	1080A	F52	295	79	1080C
F17	175	79	1080A	F53	116	83	1080C

Anexo III

Mapas de alteraciones de los distintos niveles en Mina Farola

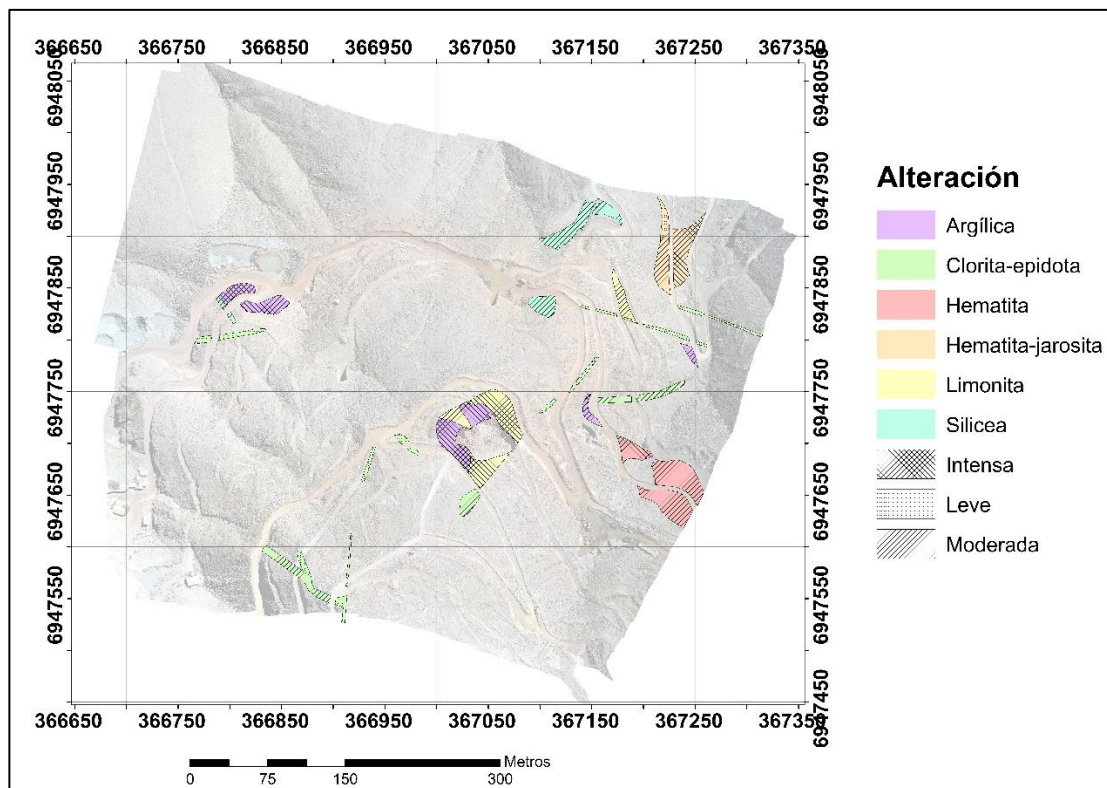


Figura A1. Mapa de alteración de superficie.

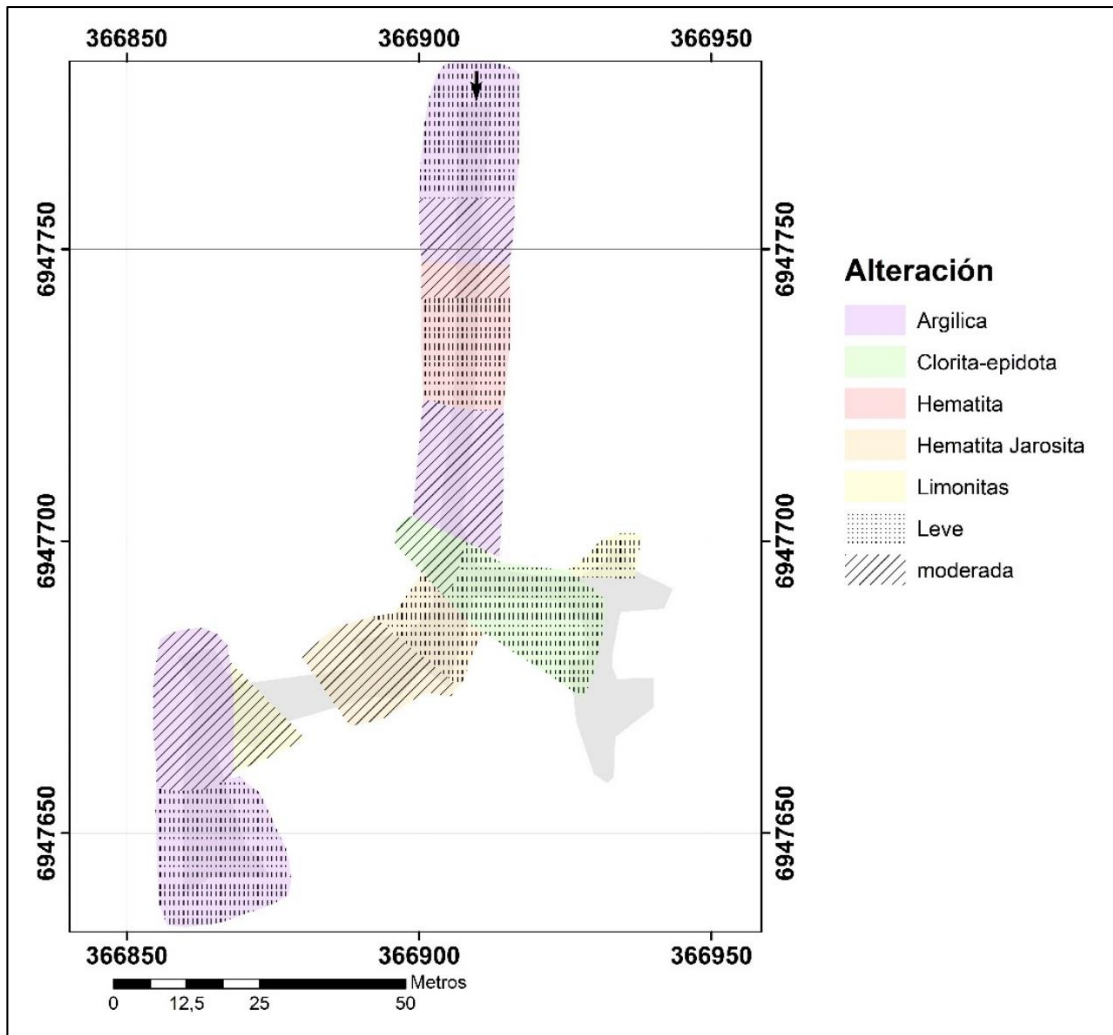


Figura A2. Mapa de alteración del Nivel 1104.

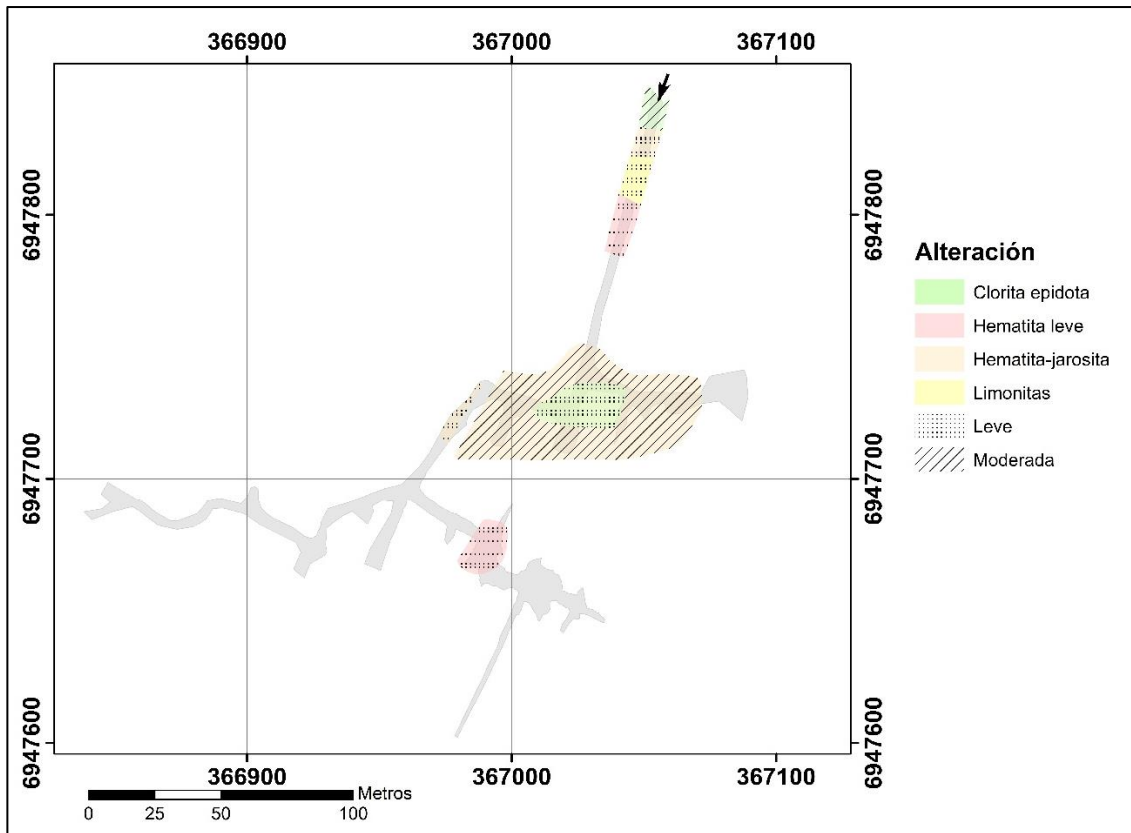


Figura A3. Mapa de alteración del Nivel 1080A.

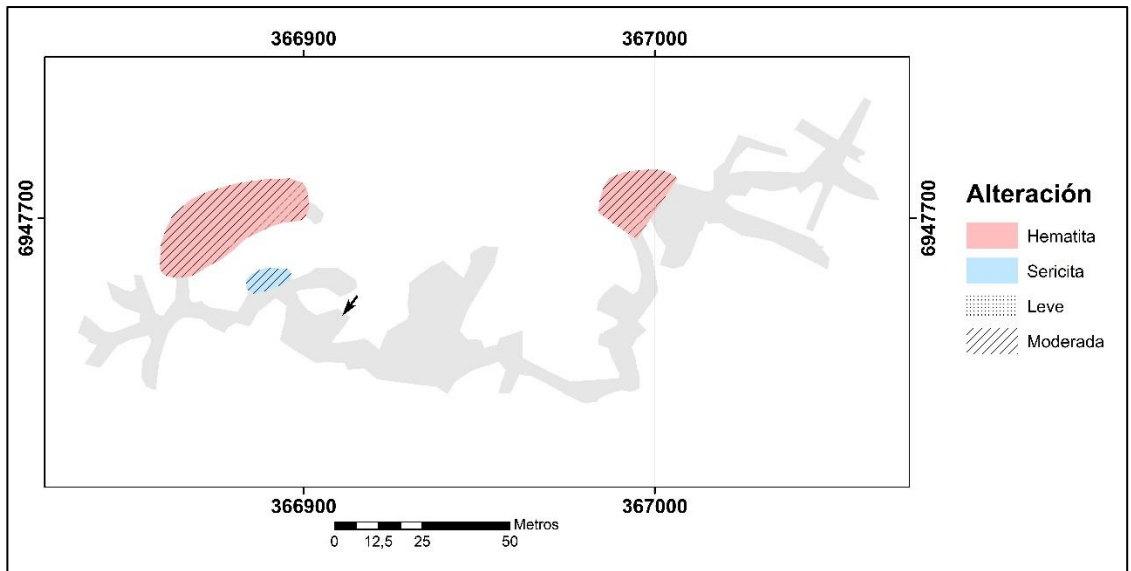


Figura A4. Mapa de alteración del Nivel 1080B.

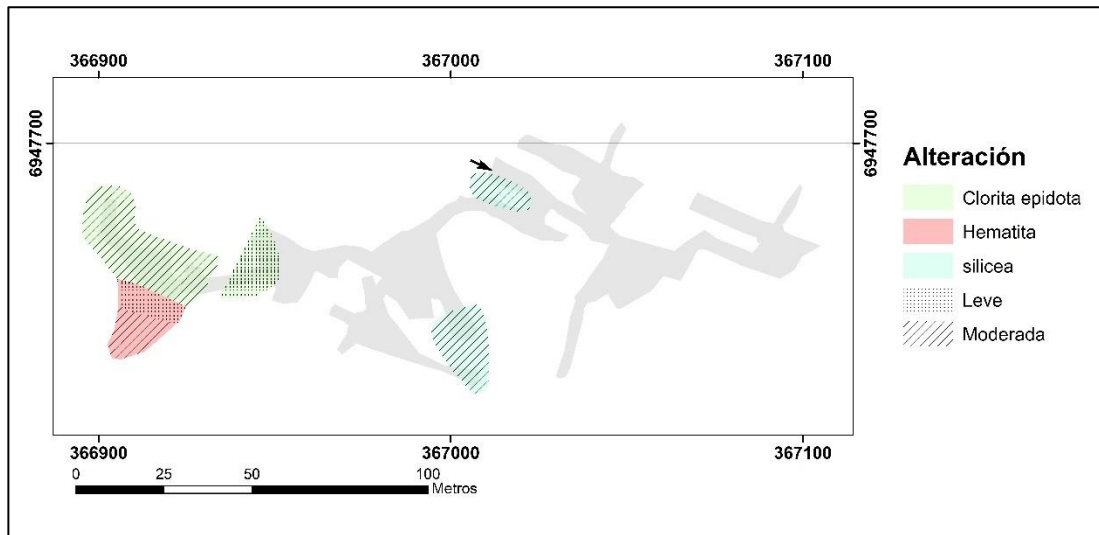


Figura A5. Mapa de alteración del Nivel 1080C.