



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**Optimización de la producción a través de actividades de
modelamiento geológico de corto plazo en mediana minería: El
caso de Mina Mantos Cobrizos (Región de Atacama, Chile).**

Profesor guía: Sr. Francisco Tapia Guerra.

Ernesto Benjamín García Roa
Copiapó, Chile, 2024.



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Optimización de la producción a través de actividades de modelamiento geológico de corto plazo en mediana minería: El caso de Mina Mantos Cobrizos (Región de Atacama, Chile).

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

Profesor guía: Sr. Francisco Tapia Guerra.

Ernesto Benjamín García Roa
Copiapó, Chile, 2024.

Resumen

La correcta planificación minera orientada principalmente a reducir los costos y maximizar los beneficios obtenidos a partir de la explotación de los depósitos minerales, se sustenta sobre la base de una correcta definición de los recursos minerales considerando principalmente la proyección adecuada de los cuerpos mineralizados a través de modelos geológicos actualizables y estandarizados.

En el presente trabajo realizado en la Mina Mantos Cobrizos, ubicada al NE de Copiapó, región de Atacama, se pretenden documentar las características geológicas que albergan un depósito estratoligado de Cu. Estas características geológicas fueron obtenidas desde datos levantados en testigos de roca, detritus y mapeo de interior mina, con énfasis en la descripción de litologías, alteración, mineralización y estructuras.

Las características geológicas levantadas y posteriormente digitalizadas permitieron describir la configuración litoestratigráfica del depósito mineral de la mina, estableciendo que la mineralización está hospedada dentro de la unidad de Andesita ocoíta (AO), cuya génesis durante el Cretácico Temprano provocó una serie de procesos y mecanismos que tuvieron como resultado una unidad enriquecida en sulfuros de Cu. La unidad de Andesita ocoíta (AO) fue asignada a la Formación Pabellón, que infrayace en discordancia erosiva a una unidad de Conglomerados y areniscas (CA), que fue asignada a la Formación Cerrillos.

A partir de la información anterior fue posible construir un modelo de isoley de corto plazo, considerando una envolvente de ley de $CuT \geq 0,6 \%$, el cual se validó según la calidad de las muestras que lo retroalimentan, la precisión de la predicción de los límites geológicos propuestos por el modelo y la asertividad en la calidad de las leyes de las marinas extraídas de la mina, evidenciando una metodología de modelamiento replicable en otros depósitos de este tipo.

Abstract

Correct mining planning, aimed primarily at reducing costs and maximizing benefits obtained from the exploitation of mineral deposits, is based on a correct definition of mineral resources, considering mainly the adequate projection of mineralized bodies through updatable and standardized geological models.

In the present work carried out at the Mantos Cobrizos Mine, located NE of Copiapó, Atacama region, the aim is to document the geological characteristics that host a stratabound Cu deposit. These geological characteristics were obtained from data collected from rock cores, detritus and mapping of the interior of the mine, with emphasis on the description of lithologies, alterations, mineralization and geological structures.

The geological characteristics mapped and subsequently digitized allowed to describe the lithostratigraphic configuration of the mineral deposit of the mine, establishing that the mineralization is hosted within the Ocoite Andesite unit (AO), whose genesis during the Early Cretaceous caused a series of processes and mechanisms that resulted in a unit enriched in Cu sulfides. The Ocoite Andesite unit (AO) was assigned to the Pabellón Formation, which underlies in erosive unconformity a Conglomerates and Sandstones (CA) unit, which was assigned to the Cerrillos Formation.

From the above information it was possible to build a short-term isopleth model, considering a grade envelope @ $CuT \geq 0.6\%$, which was validated according to the quality of the samples that provide feedback, the accuracy of the prediction of the geological limits proposed by the model and the assertiveness in the quality of the grades of the mineral deposits extracted from the mine, evidencing a modeling methodology that can be replicated in other deposits of this type.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema.....	2
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos	2
1.3 Hipótesis	3
1.4 Ubicación y accesos.....	3
1.5 Estudios previos.....	4
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	6
2.1 Modelos geológicos de depósitos minerales.....	6
2.2 Evaluación de modelos geológicos.....	8
2.2.1. Verificación de los datos geológicos de entrada.....	8
2.2.2. Verificación de los resultados del modelo	9
2.2.3. Asertividad del modelo geológico	10
2.2 Depósitos estratoligados de Cu.....	12
2.2.1 Depósitos estratoligados de Cu (-Ag) en Chile	16
2.2.2 Depósitos estratoligados de Cu chilenos relacionados a hidrocarburos ..	18
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO	21
3.1 Marco geológico regional	21
3.1.1 Unidades litológicas.....	21
3.2 Geología estructural	25
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍAS.....	26
4.1 Esquema litoestratigráfico generalizado de la mina	30

4.2 Geología de interior mina	30
4.3 Modelamiento de isoley	32
CAPÍTULO 5. RESULTADOS	37
5.1 Litoestratigrafía del depósito de la Mina Mantos Cobrizos.....	37
5.1.1 Gravas (GRA).....	37
5.1.2 Conglomerados y areniscas (CA)	38
5.1.3 Unidad de andesita estéril (AE).....	40
5.1.4 Unidad Andesita ocoíta (AO):	40
5.1.6 Unidad dique (DQ):	42
5.2 Mapeo interior mina del Nivel 560, de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos.....	44
5.2.1 Litología que hospedan a la mineralización	45
5.2.2 Alteración.....	46
5.2.3 Mineralización	48
5.2.4 Geología estructural.....	52
5.3 Modelo de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$	54
5.3.1 Ajustes del modelo de isoley	56
5.4 Evaluación del modelo de isoley	56
5.4.1 Verificación de los datos de entrada.....	57
5.4.2 Verificación de la envolvente de isoley a través de perfil Swath	58
5.4.3 Comparación de los datos del modelo de isoley corregido vs datos operacionales	59
5.4.4 Optimización de operaciones mineras basada en modelamiento geológico del cuerpo mineralizado.....	61
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN	62

6.1 Modelo litoestratigráfico generalizado de la Mina Mantos Cobrizos.....	62
6.2 Correlación de la geología de interior mina.....	62
6.4 Análisis de las metodologías empleadas.....	63
6.5 Optimización de la producción.....	65
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....	67
REFERENCIAS.....	69
ANEXOS.....	77
Anexo 1. Cartilla de mapeo.....	77
Anexo 2. Esquemas visuales de estimación porcentual.....	98

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación y accesos a la Mina Mantos Cobrizos, región de Atacama. Imagen tomada de Google Earth. Elaboración propia.....	3
Figura 3.1. Mapa geológico del área de Copiapó, región de Atacama. Modificado Arévalo (2005).	22
Figura 3.2. Sección esquemática de la estratigrafía del Cretácico Temprano en el área de Copiapó, región de Atacama. Modificado de Cisternas y Hermosilla (2006).....	25
Figura 4.1 Vista de planta de la Mina Mantos Cobrizos; En cuadrángulo rojo el Nivel 560 en la zona central de la mina.	27
Figura 4.3. Esquema de localización de línea de gradiente en labor subterránea (Modificado de Marjoribanks, 2010).	31
Figura 4.4. Ejemplo de cartilla de mapeo escala 1:500.....	31
Figura 5.1. Contacto gravas (GRA), con unidad de conglomerados y areniscas (CA). Sondaje: DDH19 – MC – 183.	38
Figura 5.2. Contacto de unidad de conglomerados y areniscas (CA) (izq), con andesita estéril (AE) (der); Detalle de areniscas (A) y conglomerados (B) de la unidad de Conglomerados y areniscas (CA). Sondaje: DDH19 – MC – 177.	39
Figura 5.3. A: Contacto entre unidad Andesita estéril (AE) sobre Andesita ocoíta (AO); C: contacto entre unidad Andesita ocoíta roja (AO) interdigitada en Andesita ocoíta (AO); B: Contacto entre unidad Andesita ocoíta (AO) sobre Andesita estéril (AE). Sondaje: DDH18 – MC – 150 (Cajas superior: 208,75 – 218,23 m; Caja inferior: 225,14 – 236,36 m).	41
Figura 5.4. Dique microdiorítico (rocas con tonalidad gris) intruyendo a andesitas ocoítas (rocas con tonalidad café). Sondaje: DDH18 – MC – 150.....	42
Figura 5.5. Esquema litoestratigráfico de la zona central en la Mina Mantos Cobrizos, construido sobre la base de la información contenida en los testigos descritos. Elaboración propia.....	43

Figura 5.6. Mapeo interior mina del Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.....	44
Figura 5.6. Fotomicrografías en a) nicoles cruzados y b) nicoles paralelos. Se observan cúmulos de plagioclasas (pl) alterando a illita/esmectita, sericita y albita y cristales de clinopiroxenos (px) inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa, máficos alterados a clorita y calcita, desvitrificación y caolinita/esmectita-clorita/esmectita relleno de espacios intersticiales. Elaboración propia.....	45
Figura 5.7. Fotomicrografías en nicoles cruzados (izq.) y en nicoles paralelos (der.). A, B: alteración en plagioclasas y minerales de alteración relleno de intersticios. C, D: alteración de microlitos de la masa fundamental y fenocristales de plagioclasa; E, F: minerales de alteración relleno de una amígdala. (pl = plagioclasa; chl = clorita; cal = calcita; ep = epidota; zeo = zeolita). Elaboración propia.....	47
Figura 5.8. Fotografías de muestras de mano. A: Bornita en microfracturas y en reemplazo de masa fundamental de roca hospedante; B: Vetillas de calcopirita (amarillo) y vetilla de aragonito con tennantita (arriba izquierda); C: Vetillas rellenas con bornita; D: Hematita roja reemplazando a bornita. E: Vetillas de bornita reemplazada por calcosina y bitumen. Se observan fenocristales de plagioclasa casi sin alterar; F: Vetilla de bornita maciza reemplazada por calcosina. La roca de caja se encuentra cloritizada. Elaboración propia. .	48
Figura 5.9. Microfotografías en luz reflejada. A: vetilla rellena por piritita (py) y calcopirita (ccp) con bitumen; B: sobrecrecimiento de calcopirita (ccp) sobre cristales subhedrales de piritita (py). Presencia de hematita (hem).C: reemplazo de cristales de piritita (py) por bornita (bn) por exolución, y cristales de tetraedrita (ttr). D: lamelas de calcopirita (ccp) en bornita (bn) y bordes de tetraedrita (ttr). La bornita de la izquierda muestra oxidación en color morado. Elaboración propia.	49
Figura 5.10. Microfotografía en luz reflejada. Bandas coloformes de calcopirita (ccp), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). El bitumen está grafitizado. Elaboración propia.	50
Figura 5.11. Microfotografía en luz reflejada. Der: bandas coloformes de calcopirita (ccp), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). El bitumen es presente grafitizado. Elaboración propia.....	50

Figura 5.12. Microfotografía en luz reflejada. Izq: Relleno de amígdala. Desde el borde bitumen grafitizado (bit), hematita (hem) y exsolución de bornita (bn) y calcosina (cc). Der: Vetillas y huecos desgasificados rellenos por bitumen (bit), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). Elaboración propia.....	51
Figura 5.13. Microfotografía en luz reflejada. A: Cristal euhedral de magnetita afectado por martitización (café), con bordes de ilmenita (gris). B: Reemplazo bornita (bn) por pirita (py). Se observan cristales de covelina (cv) junto a tetraedrita (ttr) C: Reemplazo de bornita (bn) por hematita (hem). Elaboración propia.	51
Figura 5.14. Mapeo interior mina estructural del Nivel 560, de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.	52
Figura 5.15. Red estereográfica con círculos máximos de planos de falla (Izq); Roseta de rumbos de planos de falla (Der). Elaboración propia.	53
Figura 5.16. Red estereográfica con círculos máximos de planos de diaclasas (izq); Roseta de rumbos de planos diaclasas (der). Elaboración propia.	54
Figura 5.17. Envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6$ % sin ajustar. (sólido rojo) del Nivel 560, zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.....	55
Figura 5.18. Diferencias entre modelo sin ajustar (izquierda), respecto del modelo ajustado (derecha). Ambas fallas son inversas homotéticas. En rojo corresponden a las cajas de un dique subvertical que de igual forma resta volumen al sólido sin ajustar. Vista al N. Elaboración propia.....	56
Figura 5.19. Perfil Swath de leyes de CuT (%) obtenidas desde sondajes (testigos, detritus y PIM) respecto de la profundidad y su relación con unidades geológicas definidas en el capítulo 5.3.1. Elaboración propia.....	58
Figura 5.20. Box plot de los valores de las leyes extraídas de las marinas explotadas en el Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.	60
Figura 5.21. Diagrama de flujo de las actividades de modelamiento geológico de corto plazo en mediana minería de un yacimiento estratoligado. Elaboración propia.	68

Figura 8.1. Cartilla de mapeo de sondajes.....	77
Figura 8.2. Columna 1 y 2: Identificación del avance de los tramos en los sondeos.	79
Figura 8.3. Identificación del muestreo en los sondajes.....	79
Figura 8.4. Identificación del avance de los tramos en los sondeos.	80
Figura 8.5. Columna 5: Descripción gráfica de litología, alteración, mineralización y estructuras.....	80
Figura 8.6. Columna 6 a la 28. Cuantificación y descripción de minerales de Cu.....	87
Figura 8.7. Columna 29 a la 35. Cuantificación y descripción de gangas minerales.	90
Figura 8.8. Columna 36 a la 40: Cuantificación y descripción de minerales de alteración. 91	
Figura 8.9. Columna 41 a la 46: Cuantificación y descripción de minerales metamórficos específicos.	91
Figura 8.10. Columna 47 a la 50: Codificación de parámetros geológicos: litología, alteración, mineralización y estructuras.	92
Figura 8.11. Columna 51 a la 54: Resultados de análisis químicos.	97
Figura 8.12. Estimación del % visual para vetas.....	98
Figura 8.13. Estimación del % visual para minerales/granos/fragmentos.....	98

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Características de depósitos estratoligados de Cu del mundo.	15
Tabla 4.1. Detalle de las metodologías realizadas en el presente trabajo sobre la base de los objetivos específicos.	26
Tabla 4.2. Límites del bloque definido en el Nivel 560.	27
Tabla 4.3. Descripción geológica de parámetros litológicos, alteración, mineralización y estructuras.	29
Tabla 4.4. Información de sondajes contenidos dentro del bloque del Nivel 560.	30
Tabla 4.5. Bases de datos para el modelamiento en <i>Leapfrog Geo 5.1</i>	32
Tabla 4.6. Tipos de ajustes en el sólido de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$	34
Tabla 5.1. Características de las estructuras locales.	53
Tabla 5.2. Unidades geológicas y sus espesores en bloque de modelo.	54
Tabla 5.3. Variación de volumen del modelo de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$	56
Tabla 5.4. Resultado de revisión de parámetros de entrada.	57
Tabla 5.5. Cuantificación de la distorsión de los límites geológicos de la envolvente de ley del modelo.	59
Tabla 5.6. Cuantificación de las diferencias de leyes entre las muestras extraídas en las marinas respecto de la envolvente de ley del modelo.	60
Tabla 5.7. Optimización cuantitativa y optimización cualitativa.	61
Tabla 8.1. Descripción del contenido de las casillas.	78
Tabla 8.2. Símbolos gráficos de litologías.	81
Tabla 8.3. Símbolos gráficos de alteración.	82
Tabla 8.4. Símbolos gráficos de mineralización.	83
Tabla 8.6. Parámetros de mineralización registrados en el mapeo.	84
Tabla 8.7. Parámetros de alteración registrados en el mapeo.	85

Tabla 8.8. Símbolos gráficos estructurales.	86
Tabla 8.9. Símbolos gráficos para limonitas.	87
Tabla 8.10. Ejemplo de mineralización de zona de óxidos.	88
Tabla 8.11. Estimación de la ley de Cu a partir del mapeo geológico (óxidos).	88
Tabla 8.12. Ejemplo de mineralización de zona de sulfuros.	89
Tabla 8.13. Estimación de la ley de Cu a partir del mapeo geológico (sulfuros).	89
Tabla 8.14. Símbolos gráficos de gangas.	90
Tabla 8.15. Codificación para las litologías.	93
Tabla 8.16. Codificación para las alteraciones.	94
Tabla 8.17. Codificación para los minerales de mena.	95
Tabla 8.18. Codificación para los minerales de ganga.	96
Tabla 8.19. Codificación para las estructuras.	96

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

En los últimos 20 años, estudios de caracterización de los depósitos de cobre en Chile han determinado que existen tres tipos de depósitos principales desde donde se extrae el cobre en el país. En primer lugar, los depósitos de mayor producción y tonelaje corresponden a los pórfidos cupríferos (*e.g.* Distrito Chuquicamata; Boric et al., 2009), luego los yacimientos tipo IOCG (*e.g.* Candelaria; Marschik et al., 2000; Zamora y Castillo, 2001) y en tercer lugar los estratoligados de Cu-(Ag) (*e.g.* El Soldado; Boric, 1997). El resto de los depósitos de cobre de otros tipos, como mina Montecristo (Vivallo y Henríquez, 1998) juegan rol subordinado en la producción de cobre en relación con los depósitos anteriormente mencionados.

Los depósitos estratoligados de Cu-(Ag), o mejor conocidos como tipo “manto chileno”, se distribuyen a lo largo de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile, hospedados en rocas volcánicas y/o volcano-sedimentarias del Jurásico y el Cretácico Temprano (Maksaev y Zentilli, 2002), distinguiéndose dos grupos. El primer grupo, se constituye de aquellos depósitos distribuidos a lo largo de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile, y se alojan en las unidades volcánicas del Jurásico (Kojima et al., 2009). El segundo grupo, por su parte, corresponde a aquellos yacimientos hospedados en rocas volcano-sedimentarias y volcánicas del Cretácico Temprano (Zentilli et al., 1997; Wilson y Zentilli, 1999). En la región de Atacama, este tipo de depósitos se alojan en la facies volcanogénicas del trasarco formado en el Cretácico Temprano. Estas facies corresponden a lavas estratigráficamente ubicadas dentro de la Formación Pabellón, que pertenecen al Grupo Chañarcillo (Hermosilla y Cisternas, 2000).

En el área de Copiapó, hay un grupo de depósitos tipo “manto chileno”, alojados en las andesitas y andesitas basálticas que forman parte de la Formación Pabellón, denominado metalotecto Ocoita-Pabellón (Cisternas y Frutos, 1996; Hermosilla y Cisternas, 2000), cuya característica principal es la presencia de bitumen en las zonas de mineralización de sulfuros de Cu.

1.1 Planteamiento del problema

Actualmente estos depósitos son explotados con métodos a cielo abierto y subterráneos, cuya planificación es fundamental para que las minas puedan generar beneficios económicos en el tiempo. Sin embargo, particularmente en el caso del depósito en la Mina Mantos Cobrizos, se necesita de un procedimiento para la alimentación de un modelo geológico de isopleya de corto plazo, es decir un modelo orientado para la explotación mensual. La ausencia o escasa implementación de un procedimiento de modelamiento de corto plazo conlleva a una serie de problemáticas relacionadas a la incertidumbre en la calidad de las minas extraídas que consisten, por ejemplo, en una producción errática, escasa o nula predictibilidad durante la explotación y los subsecuentes problemas geotécnicos, con lo que la correcta implementación de un modelo de corto plazo podría asegurar la información geológica necesaria para la planificación mensual de extracción y así garantizar volúmenes de mineral con una calidad específica planificada (ley), aplicando controles de calidad de las minas, considerando un modelo actualizable y estandarizados. Bajo esta premisa se plantean los siguientes objetivos para este trabajo.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Elaborar una propuesta metodológica para el modelamiento geológico de corto plazo en mediana minería a partir de Mina Mantos Cobrizos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Crear una metodología de construcción del modelo litoestratigráfico del depósito mineral.
- Caracterizar la litología, alteración hidrotermal y mineralización del yacimiento.
- Establecer un plan de validación y ajuste del modelo geológico elaborado.

1.3 Hipótesis

A través del levantamiento sistemático de datos geológicos de un sector de la mina será posible una mejor comprensión de la geología del depósito mineral, ya que esto permitirá la creación de un modelo litoestratigráfico y un modelo de isoley más asertivo para identificar zonas con mayores concentraciones de Cu, optimizando las operaciones de exploración y extracción de minerales, permitiendo ajustar las operaciones en respuesta a cambios en las condiciones geológicas del depósito.

1.4 Ubicación y accesos

La Mina Mantos Cobrizos, se ubica en la región de Atacama, a 22 km al NE de la ciudad de Copiapó. El acceso a la pertenencia se realiza por la Ruta Internacional CH-31 hasta la intersección con la Ruta c-377 (km 9) (referencia: Planta de cementos Inacesa), luego se ingresa a la Ruta c-377 hasta el desvío a la propiedad (2,3 km aproximados desde el cruce de la Ruta CH-31 con la Ruta c-377). Las coordenadas UTM del vértice principal de la propiedad son 6.972.245 m N; 383.767 m E (Figura 1.1).

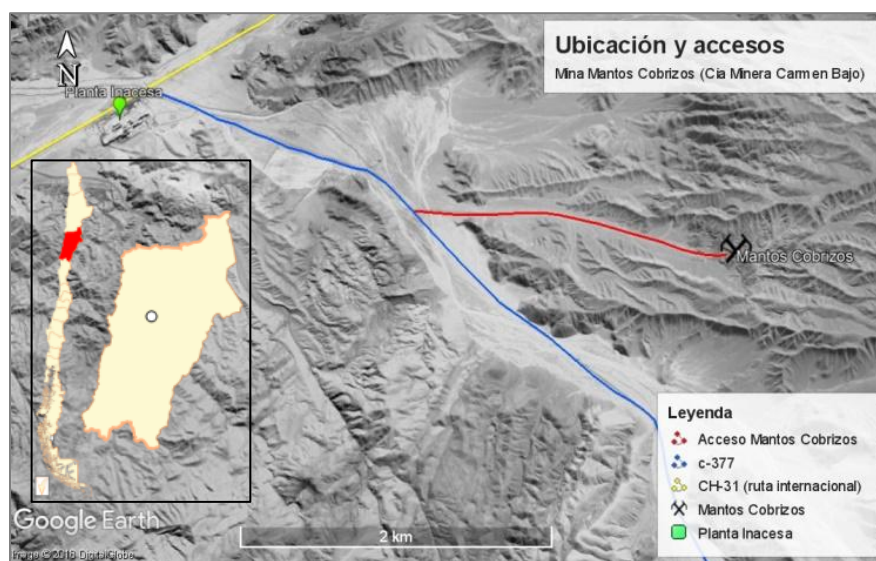


Figura 1.1. Ubicación y accesos a la Mina Mantos Cobrizos, región de Atacama. Imagen tomada de Google Earth. Elaboración propia.

1.5 Estudios previos.

La bibliografía geológica regional es abundante en la zona de estudio, siendo los estudios considerados para este trabajo, sólo los relacionados a la caracterización de los depósitos estratoligados de Cu-(Ag) o tipo “manto chileno”, y particularmente la descripción geológica del metalotecto Ocoita Pabellón.

Maksaev y Zentilli (2002) describieron de forma exhaustiva la evolución metalogénica de los depósitos estratoligados de Cu-(Ag) ligada a la evolución del Orógeno Andino, a partir de la caracterización geológica y geoquímica de los yacimientos más representativos de este tipo, estableciendo el origen mixto de los fluidos hidrotermales que transportan la mineralización de Cu, movilizados a través de la porosidad primaria y secundaria de las secuencias volcano-sedimentarias del Mesozoico, durante el emplazamiento poco profundo de batolitos de composición granodiorítica bajo un régimen transtensional. Según los autores, la depositación de Cu – (Ag) subordinada se produce cuando los fluidos hidrotermales reaccionan con materia orgánica (bitumen), pirita, y/o se enfrían en zonas distales de las fuentes de calor. Además, establecen que la génesis de estos depósitos es coetánea al emplazamiento de los depósitos tipo magnetita-apatito y los IOCG (*e.g.* Candelaria), pero a diferencia de estos últimos (de origen metasomático), que generalmente están relacionados a zonas de contacto con cuerpos intrusivos del Cretácico Temprano, los depósitos estratoligados de Cu-(Ag) constituyen la mineralización distal periférica de los batolitos de composición granodiorítica del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano.

Cisternas y Frutos (1996) establecieron la importancia metalogénica de los yacimientos estratoligados de cobre, asociados a las facies de trasarco del Cretácico Temprano respecto a los metalotectos del arco magmático coetáneo (*e.g.* Franja Ferrífera del Norte de Chile; Oyarzún y Frutos, 1986), a partir de análisis petrográficos y calcográficos, y análisis del bitumen, que indican que estas facies volcanogénicas tienen un alto potencial metalífero, principalmente de Cu asociado a hidrocarburos.

Cisternas et al., (1999) describieron las lavas bituminosas del Cretácico Temprano en Copiapó, mediante una caracterización petrográfica de ellas, y de las alteraciones de las unidades volcanogénicas, junto a un análisis de datos geoquímicos de las lavas y del bitumen, considerando relaciones metalogénicas de la alteración y mineralización con las fases de hidrocarburos, estableciendo la génesis del bitumen y su relación con la movilización de fluidos hidrotermales y precipitación de menas de cobre en las rocas que los hospedan, y las implicancias, tanto para la caracterización de provincias metalogénicas similares, como para el uso del bitumen como guía de exploración para nuevos yacimientos de Cu de este tipo.

Hermosilla y Cisternas (2000) describieron las etapas de alteración-mineralización en los depósitos minerales del metalotecto Ocoita Pabellón, en la región de Atacama, mediante análisis petrográfico de secciones delgadas y análisis calcográfico de secciones pulidas, identificando la paragénesis mineral en asociaciones mineralógicas relacionadas a las menas y gangas, que indican un sistema hidrotermal único, caracterizado por la presencia de bitumen y grafito, que jugarían un rol fundamental en la precipitación de pirita, junto a la generación de espacios intersticiales para la precipitación de sulfuros de Cu durante su contracción/desgasificación, y en la grafitización de las cajas donde se emplazan vetas de sulfuros tardías.

Cisternas y Hermosilla (2006) describieron el rol del bitumen en la formación de depósitos estratoligados de Cu-(Ag), basados en datos mineralógicos, texturales, de inclusiones fluidas y datos isotópicos de menas y gangas. Los autores interpretaron que existen dos eventos hidrotermales; primero, el petróleo fue movilizado por fluidos hidrotermales ricos en Fe desde las rocas hospedantes de hidrocarburos, hacia la porosidad primaria y secundaria de las lavas; luego fluidos hidrotermales ricos en Cu la precipitación de sulfuros de Cu. En el metalotecto Ocoita Pabellón, los hidrocarburos fueron movilizados a las rocas huéspedes por fluidos hidrotermales; la pirita es epigenética, los valores $\delta^{34}\text{S}$ de pirita y sulfuros de cobre son muy diferentes, con la característica $\delta^{34}\text{S}$ firma ligera de los sulfuros de Cu ($\delta^{34}\text{S}$ entre -44.7 y -17.9 ‰), y el $\delta^{18}\text{O}$ calculado de fluidos hidrotermales indica la participación de agua meteórica en las últimas fases del sistema hidrotermal.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

En el presente capítulo se darán a conocer las características de los modelos geológicos de depósitos minerales, u evaluación a través de la verificación de los datos de entrada, verificación de los resultados del modelo, y la evaluación de la asertividad del modelo. Luego se indican las características generales de los depósitos estratoligados de Cu, los depósitos estratoligados de Cu chilenos y la relación de estos últimos con los hidrocarburos.

2.1 Modelos geológicos de depósitos minerales

Los modelos geológicos de depósitos minerales son una representación tridimensional de un depósito de mineral, que se construye a partir del conocimiento del depósito, observaciones de campo geológico, estudios geofísicos y datos obtenidos desde sondajes (Duke y Hanna, 2001). Los depósitos minerales pueden tener geometría y mineralogía “simples”, hasta contextos geológicos complejos de múltiples fases de mineralización influenciada estructural y litológicamente en ambientes geológicos altamente alterados, por lo que la correcta interpretación geológica para la construcción del modelo geológico del depósito, es un insumo esencial para la evaluación de los recursos minerales y la planificación minera y, como tal, afecta todas las etapas del proceso minero (Rossi y Deutsch, 2014).

La interpretación de la información geológica para la construcción de un modelo geológico de un depósito mineral implica el reconocimiento de las características críticas de un depósito, su distribución, variabilidad, continuidad y, si es posible, sus controles genéticos (Ortiz y Emery, 2006), por lo que el reconocimiento de las características críticas es la primera etapa en la transformación de datos a un modelo tridimensional que formará la base para la estimación de recursos minerales mediante métodos manuales o geoestadísticos (Duke y Hanna, 2001).

La información geológica que es recopilada durante las investigaciones realizadas en las diferentes etapas de un proyecto minero se utiliza para comprender la génesis del depósito mineral, la distribución de la porción mineralizada para el desarrollo de criterios de modelamiento geológico para aumentar los recursos, por lo que el modelamiento geológico principalmente se encarga de definir los controles o límites de las zonas mineralizadas, considerando las variables geológicas que representan los controles de la mineralización y la relación con la ley (Rossi y Deutsch, 2014).

Las finalidades del modelamiento geológico son la selección de objetivos de explotación, inversiones futuras, aumento de recursos, optimización de la exploración, evaluación económica y correcciones intermedias en el marco de actividades multidisciplinarias en la minería (Rossi y Deutsch, 2014).

La información geológica en un modelo debe ser organizada sistemáticamente para describir algunas o todas las características importantes del depósito mineral, utilizando resultados de investigaciones previas para prever la naturaleza geológica de un área más amplia. El área de estudio se divide en varios bloques de igual tamaño (Marjoribanks, 2010). El bloque de control corresponde a un bloque con información conocida extrapolable a los bloques vecinos, asumiendo que la posibilidad de mineralización en los bloques vecinos se puede predecir utilizando la interrelación de atributos geológicos clave de bloques de control (Marjoribanks, 2010).

Por otro lado, la perspectiva 3D de los depósitos se puede hacer creando perfiles a partir de pozos de perforación, cuya interpretación geológica se controla mediante la preparación de secciones longitudinales y planos de plantas, para que se pueda lograr una vista 3D (Marjoribanks, 2010). La vista del yacimiento en 3D con el diseño de trabajo de la mina se puede lograr utilizando software a partir de toda la información de la muestra. Esto se hace uniendo varios puntos con características geológicas correlacionables entre dos secciones adyacentes a cada lado (Marjoribanks, 2010).

El modelo 3D puede generar pequeños sub-bloques para la estimación de tonelajes y leyes, considerando que el tamaño del sub-bloque sería equivalente a la producción

diaria/semanal/trimestral/anual (Marjoribanks, 2010). Esta información permite pronosticar la ley y otros parámetros geológicos que pueden influir en la planificación minera y se utiliza para el diseño, planificación, programación, combinación y control de calidad de la mina, por lo que deben ser buenos predictores y deben tener una buena asertividad respecto de las características geológicas reales interpretadas (Annels, 1991).

2.2 Evaluación de modelos geológicos

Debido a la complejidad natural de los fenómenos geológicos, un modelo basado en un conjunto limitado de datos puede no ser totalmente preciso. Sin embargo, el modelo debe reflejar las propiedades, parámetros y características individuales del depósito con la fiabilidad suficiente para ejecutar tareas prácticas específicas como la estimación hasta la explotación de los recursos dentro del depósito (Annels, 1991), por lo que, la validación del modelo es una etapa crucial que garantiza la fiabilidad de los recursos resultantes.

A continuación, se describirán los tres principales tipos de comprobaciones de los modelos de recursos.

2.2.1. Verificación de los datos geológicos de entrada

La verificación de los datos de entrada es crucial para garantizar la confianza del modelo, siendo la calidad y la integridad de los datos de entrada son factores críticos que determinan su precisión (Abzalov, 2008, 2011).

Se deben aplicar enfoques metodológicos correctos en todas las etapas y para todos los tipos de trabajo, incluida la exploración, la prospección, el muestreo, las pruebas analíticas, el control de calidad, el procesamiento primario de los datos de campo, la creación de bases de datos y la unificación de los nombres de las rocas (Pevely, 2001). Es esencial verificar que los datos sean precisos, confiables y consistentes antes de proceder con el modelado. Este proceso de verificación debe incluir la identificación y el abordaje de cualquier inconsistencia en los datos. Al garantizar la precisión y la integridad de los datos iniciales, podemos aumentar la confianza en el modelo resultante (Abzalov, 2008).

Los programas informáticos especializados modernos permiten verificar automáticamente la base de datos para detectar errores críticos, como la falta de información básica sobre la ubicación de los pozos de perforación (coordenadas, profundidad, azimut o inclinación de la perforación), la superposición de intervalos de muestreo o de rocas y las inconsistencias entre la profundidad máxima del pozo de perforación y las muestras o la litología (Seequent, 2023). Los errores de datos geológicos primarios y los errores de entrada también se pueden corregir comparando la base de datos visualizada con imágenes de referencia, como secciones transversales históricas y mapas. Este proceso puede ayudar a identificar errores graves en topografía, las leyes, las rocas y otros parámetros críticos (Seequent, 2023).

2.2.2. Verificación de los resultados del modelo

La comprobación de cada etapa del proceso de modelado es fundamental para producir un modelo correcto. La cantidad y el tipo de etapas en el modelamiento pueden variar en función de la complejidad del depósito y del tipo de menas (Seequent, 2023).

La composición de las muestras garantiza que el efecto de las muestras de diferentes longitudes en las estimaciones estadísticas sea comparable, por lo que tiene un impacto mínimo en la distribución estadística de la ley (Pan, 1995). Normalmente, las leyes se recalculan en intervalos de longitud fija, siendo la longitud compuesta óptima la longitud promedio de las muestras mineralizadas en el yacimiento (Pan, 1995). Las longitudes de muestra mineralizadas más comunes y el promedio deben considerarse en los análisis de histogramas y parámetros estadísticos (Pan, 1995). Para verificar la calidad de la composición, es necesario comparar las distribuciones de leyes y los parámetros estadísticos de los datos brutos respecto de las muestras compostadas (Pan, 1995).

La interpretación geológica por litología o ley mineral se realiza comúnmente mediante la construcción de secciones transversales y sólidos (estructuras de malla o de alambres). Es esencial garantizar que los principios y parámetros principales para la construcción del sólido, como las secciones y las plantas, sean consistentes en todo el depósito (Abzalov et al., 2014).

Para garantizar la precisión del sólido, podemos realizar una variedad de comprobaciones. Por ejemplo, podemos determinar la cantidad de intervalos vacíos (sin información) dentro del sólido (Seequent, 2023). También podemos verificar errores de triangulación, contornos abiertos e intersecciones en el sólido del modelo. Estas verificaciones se pueden realizar automáticamente mediante funciones integradas en los softwares (Seequent, 2023).

2.2.3. Asertividad del modelo geológico

La validación del modelo es un paso crucial en el proceso de minería para garantizar que el modelo resultante represente con precisión los datos iniciales y sea coherente con la distribución de la geología y la mineralización del depósito. Dicha validación se lleva a cabo tanto a nivel local como distrital. A nivel local, los valores del modelo se comparan con los valores de la muestra. A nivel distrital, se comparan histogramas, gráficos, y los parámetros estadísticos del modelo respecto de las muestras compositadas.

Para identificar errores críticos de modelamiento, Coombes (2009) sugirió un conjunto mínimo de comprobaciones, llamado "verificación de 4 puntos", que incluye:

- Trazado de perfiles;
- Verificación visual;
- Comparación de histogramas o diagrama de cajas y bigotes;
- Comparación de estadísticas básicas.

La comparación de estadísticas básicas implica que el promedio de salida (del modelo) debe ser similar al promedio de entrada (de las muestras "en bruto") para cada dominio modelado (Abzalov, 2016). El modelo debe representar con precisión las leyes de las muestras, que suelen resumirse mediante parámetros estadísticos como la media, la moda, la mediana, etc. (Abzalov, 2016).

Para realizar una comparación correcta, se deben seguir los siguientes principios:

- Cada dominio debe compararse sobre la base de una única población estadísticamente representativa.
- Los parámetros estadísticos se calculan a partir de datos desagrupados.

En cada zona modelada, la forma del histograma resultante debe ser similar a la del histograma o el diagrama de caja y bigote original, con cierto grado de suavizado y normalización. Es importante señalar que la distribución de la ley de la muestra es típicamente más asimétrica que la del modelo (Abzalov, 2016).

Por otro lado, la tendencia espacial de las leyes en el modelo debe reflejar las tendencias de los datos de entrada, es decir que la distribución estadística espacial de las leyes debe ser similar, tanto en el modelo, como en las muestras en “bruto”. Para verificar lo anterior se pueden realizar perfiles longitudinales para representar la distribución de las leyes en zonas o bandas (Swath), trazadas en diferentes orientaciones en todo el depósito (Abzalov, 2016). Además, este método se utiliza para comparar las leyes de las muestras compositadas con las de las leyes del modelo dentro de esas zonas o bandas. En las áreas con un mayor grado de correlación, los recursos se identifican con mayor confianza y fiabilidad.

Considerando una verificación visual, las leyes del modelo deben reflejar las leyes de los pozos de perforación locales y las condiciones de los límites geológicos levantados en la perforación (Abzalov, 2016). En este paso, las leyes estimadas se comparan con los datos brutos de las leyes mostrando el modelo y los muestreos en planos y secciones (Abzalov, 2016). El objetivo es asegurar que las leyes en los sólidos modelados reflejen con precisión los valores de las leyes de los pozos de perforación locales y correspondan visualmente con los límites de la mineralización.

Es importante tener en cuenta que leyes vecinas muy diferentes pueden provocar un suavizado significativo de los datos brutos a través de la interpolación, lo que puede afectar la correspondencia visual entre el modelo de bloques y los datos brutos de las muestras (Abzalov, 2016). Además, son apropiadas varias otras verificaciones, como gráficos cuartil-

cuartil (Q-Q plot), comparación con expectativas teóricas, análisis de sensibilidad y modelos de incertidumbre, así como también con líneas de regresión, ya que reflejará el grado de precisión del modelo (Abzalov, 2016). La línea de regresión evalúa la correspondencia entre las leyes estimadas en el modelo respecto de las reales. Se esperaría una pendiente de 45° en la línea de regresión indica una coincidencia perfecta entre los datos de muestreo sin procesar y los datos estimados (Abzalov, 2016).

Finalmente, para determinar otro aspecto relacionado a la calidad del modelo, es importante comparar los datos del modelo con los datos operacionales, es decir, comparar los datos del modelo con los volúmenes de extracción y procesamiento, considerando las pérdidas y la dilución (Abzalov, 2016).

2.2 Depósitos estratoligados de Cu

Los depósitos estratoligados de Cu son depósitos de minerales de Cu diseminados, cementados y en menor medida alojados en venillas, que son a grandes rasgos, concordantes con sus rocas hospedantes (Brown, 1989). Estos depósitos están hospedados en unidades estratigráficas volcánicas y/o sedimentarias, pudiendo estar controlados por estructuras (Pollard, 2006).

Hayes et al. (2015) describen a los depósitos estratoligados de Cu en rocas sedimentarias, como el resultado de procesos de liberación, migración, depositación y entrapamiento de Cu bajo un contexto y condiciones controladas por procesos de diagénesis, sin embargo, estos procesos son extrapolables hacia depósitos estratoligados de Cu hospedados en rocas volcánicas (Maksaev y Zentilli, 2002).

En un contexto sedimentario, la liberación del Cu ocurre a partir de la meteorización de rocas tipo “red beds” que contienen minerales inestables que presentan Cu en su estructura cristalina (Zielinski et al., 1983), sin embargo, de igual manera la fuente de Cu puede provenir desde flujos basálticos, como, por ejemplo, las rocas volcánicas de la unidad “*Rotliegend*” en el Distrito Kupferschiefer (Borg et al., 2012).

El Cu liberado se relocaliza en zonas ricas en óxidos de Fe, y luego es transportado por la circulación de salmueras a través de las rocas (Hayes et al., 2015). El Cu en las zonas de óxido férrico se moviliza en forma de iones complejos de cloruro a temperaturas mayores a 220 °C (Rose, 1976). El calor necesario para estas temperaturas puede ser el resultado del soterramiento de las unidades sedimentarias que aportan el Cu (“red beds”) (Hayes et al., 2015).

El transporte del Cu ocurre mediante el flujo de fluidos en acuíferos confinados. Hitzman et al. (2005) enumeraron posibles causas para el flujo, como (1) flujo de aguas subterráneas impulsado puramente por compactación, (2) flujo de aguas subterráneas impulsado topográficamente (Brown, 2005, 2009), (3) flujo impulsado topográficamente con convección o convección forzada, y (4) convección libre inducida por disolución de sal (Hanor, 1987; Evans y Nunn, 1989; Gvirtzman et al., 1997).

Las vías o trayectorias seguidas por las salmueras portadoras de los metales rara vez han sido reconocidas. A escalas locales, ciertamente incluyen varias estructuras de circulación de agua, mientras que, a escala del depósito, probablemente incluyen fallas, por lo que, para diferenciarlas, la alteración, si es que se presenta, debe ser reconocida y cartografiada (Hayes et al., 2012).

Las rocas hospedantes son relativamente bien conocidas, y se han reconocido tres variantes principales: facies reducida, arenisca de Cu y “red beds”. Las rocas huésped del tipo facies reducida son lutitas negras, como por ejemplo en el Distrito Kupferschiefer (Borg et al., 2012). Las rocas huésped de arenisca de Cu son típicamente areniscas siliciclásticas bien clasificadas de una variedad de ambientes de delta, desde submareales hasta costeros, eólicos y fluviales, así como también calizas tipo grainstone (Durieux y Brown, 2007). Las rocas hospedantes para los depósitos del subtipo “red bed” son areniscas fluviales, comúnmente conglomeráticas y que contenían fragmentos de plantas carbonizadas de tamaños variables. Estas rocas, en el momento de la circulación de la salmuera que transporta los metales, probablemente eran rocas hospedantes de hidrocarburos (Hayes et al., 2012).

En muchos lugares es probable que los hidrocarburos comprendieran una fase gaseosa, y fuera un agente reductor durante la deposición de los minerales metálicos (Hayes et al., 2012). Dado que los hidrocarburos estaban presentes en las rocas hospedantes antes de la circulación de las salmueras que transportan los metales, es probable que se hubiera formado pirita diagenética pre-mineralización, y esta actuó como otro agente reductor y segunda fuente de azufre para los sulfuros (Hayes et al., 2012).

Los depósitos estratoligados de Cu se encuentran en lugares que actúan como trampas tanto físicas como químicas. En términos generales, las litologías que limitan a estos depósitos y su configuración estructural funcionan como trampas físicas (Hayes et al., 2012), mientras que los agentes reductores en las rocas huésped actúan como una barrera química.

Particularmente para algunos depósitos de facies reducida, la trampa física correspondió a los límites de los acuíferos (Borg et al., 2012), debido a que el Cu se desplaza en aguas subterráneas calientes, salinas y oxidantes (Hayes et al., 2012).

Para los depósitos de arenisca de Cu, los depósitos de Dzhezkazgan y otros depósitos de la Cuenca Chu-Sarysu, la trampa física correspondió a los anticlinales que las afectan (Box et al., 2012), así como también los límites litológicos que corresponden a depósitos sedimentarios finos de lutitas o arcillolitas (Hayes et al., 2012). El flujo de salmueras que transportan metales oxidados a través de cualquier roca (que no fuera hematítica antes de la etapa de mineralización) causa oxidación y enrojecimiento por la depositación de hematita en la roca, como por ejemplo la porción Rote Fäule en Kupferschiefen (Borg et al., 2012).

Sin embargo, cuando el agua subterránea entra en contacto con agentes reductores, el Cu se deposita como sulfuros, al reemplazar a la pirita pre-mineral, Además, con el flujo profundo en las rocas hospedantes, acompañado por una mayor reacción con los agentes reductores de la roca hospedante, se produce la disposición zonificada lateral y vertical de calcosina, luego bornita, luego calcopirita y luego pirita (Hayes et al., 2012).

A continuación, se sintetizan las principales características de depósitos estratoligados de Cu en el mundo.

Tabla 2.1: Características de depósitos estratoligados de Cu del mundo.

Característica	Dzhezkazgan (Box et al., 2012)	Kupferschiefer (Borg et al., 2012)	Dongchuan (Zhao et al., 2012)
Control de la mineralización	Estructural (pliegues) Litológico	Litológico	Estructural (fallas, diaclasas)
Forma de zonas mineralizadas	Tabular a lenticular	Estratiforme lenticular Estratiforme irregular	Vetiforme
Menas	Calcosina, bornita, calcopirita	Calcosina, calcopirita, bornita	Calcosina, bornita, calcopirita, tetraedrita.
Alteración			Alteración potásica
Texturas de las menas	Sulfuros globulares y cristalinos. Pseudomorfismo de óxidos de hierro dentro de cementos de calcita o cuarzo. Relleno de microporos.	Menas diseminadas. Reemplazos diseminados de pirita framboidal diagenética. Vetillas. Impregnaciones de menas en matriz carbonática y anhidrítica Reemplazo de conchas	Diseminados Vetillas
Roca de caja	Areniscas, conglomerados	Areniscas, lutitas negras, calizas, niveles anhidríticos	Dolomitas arenosas Calizas negras

2.2.1 Depósitos estratoligados de Cu (-Ag) en Chile

Los depósitos estratoligados de cobre con plata subordinada, hospedados en rocas volcánicas del Jurásico y Cretácico Temprano, y en menor medida en rocas piroclásticas o sedimentarias con aporte volcánico del Cretácico Temprano, en el norte y centro de Chile (<34°S), constituyen la tercera franja metalogénica más importante de producción de cobre a nivel nacional (Maksaev y Zentilli, 2002).

Debido a que las primeras explotaciones realizadas a este tipo de yacimientos se desarrollaron en cuerpos estratiformes se les denominó comúnmente como “tipo manto” (Ruiz et al., 1965) o “chilean manto-type”. Sin embargo, debido a que también se incluyen en este tipo de depósitos cuerpos irregulares, chimeneas de brechas y vetas subordinadas discordantes con la estratificación huésped, la manera correcta de denominarlos es depósitos estratoligados de cobre (Maksaev y Zentilli, 2002).

Existe una franja de depósitos estratoligados de Cu en la Cordillera de la Costa de la región de Antofagasta los depósitos se hospedan principalmente en coladas de lavas y brechas volcánicas basálticas y andesíticas de la Formación La Negra (Espinoza et al., 1996). Los cuerpos mineralizados en general son compuestos incluyendo cuerpos irregulares, tabulares, estratiformes (mantos), lentes y chimeneas de brechas (Kojima et al., 2009). Son concordantes o discordantes con la estratificación existiendo morfologías simples o compuestas (estratiforme – chimenea de brecha, estratiforme – irregular, etc.) (Maksaev y Zentilli, 2002). Los principales yacimientos asociados a esta franja son: Mantos Blancos, Buena Esperanza, Lince-Estefanía (Distrito Michilla), Juárez, Mantos del Pacífico, Mantos de la Luna y Santo Domingo (Maksaev y Zentilli, 2002).

La segunda franja de depósitos estratoligados de Cu se presentan en rocas volcánicas del Cretácico Temprano, distribuidos en cuencas de trasarco, entre la región de Atacama y la región Metropolitana (Maksaev y Zentilli, 2002). La mayor parte de ellos se presentan en rocas volcánicas: lavas o brechas de andesita, basalto, riolita, dacita y/o traquita (Maksaev y Zentilli, 2002).

La mineralización se presenta como cuerpos irregulares o estratiformes principalmente en la porción superior de coladas, rellenando vesículas o pequeñas fracturas, matriz de brechas piroclásticas o niveles brechosos de coladas, pero también como disseminación fina a media en la masa fundamental de rocas volcánicas (Maksaev y Zentilli, 2002). Estos depósitos tienen como característica común la presencia de petróleo residual en asociación con la mineralización de Cu-(Ag) que sugiere que la generación, migración y emplazamiento de hidrocarburos en las unidades cretácicas es un proceso regional, asociado con la evolución de la cuenca de trasarco cretácica (Cisternas y Hermosilla, 2006).

En general los depósitos estratoligados de cobre del norte de Chile presentan mineralización primaria de cobre caracterizada por calcosina, digenita, bornita y en menor medida calcopirita y hematita, mientras que la ganga incluye cuarzo, hematita, pirita, clorita y calcita. Además, la alteración supérgena de estos minerales produce calcosina, covelina, atacamita, crisocola y óxidos de cobre. (Maksaev y Zentilli, 2002). La mayor parte de estos depósitos se localiza alrededor de cuerpos intrusivos subvolcánicos estériles que cortan la mineralización, y que incluyen gabros y dioritas que constituyen diques, filones-mantos y stocks, los que se interpretan como alimentadores del volcanismo Jurásico (Palacios y Definis, 1981).

Con respecto a su génesis, Ruiz et al. (1971), Camus (1980) y Kojima et al., (2003) sugieren un modelo volcánico exhalativo para los depósitos de cobre mantiformes, pero no presentan evidencias categóricas de un origen singenético. En este sentido, Sato (1984) presenta un modelo epigénético que satisface en mucha mayor medida las características de estos depósitos e indica lo siguiente: i) La mineralización ocurre preferentemente en zonas de mayor permeabilidad; ii) La ubicación de la mineralización está en muchos casos controlados por fallas y/o intrusivos subvolcánicos; iii) No se observa en general el desarrollo de alteración hidrotermal, pero la roca huésped está claramente alterada por procesos de metamorfismo; iv) La mena se caracteriza por sulfuros con razones S/Cu bajas; v) La calcita es el mineral de ganga más común; vi) Los rangos de temperatura de la mineralización varían entre 270 a 430°C, y para precipitación de calcita entre 65 a 195°C.

Estas características sugieren una mineralización de origen hidrotermal, donde la poco notoria o ausente alteración de la roca huésped se explicaría por condiciones de bajo contraste de equilibrio entre fluido y roca, y/o entre fluido hidrotermal y aguas connatas, mientras que la fuente de metales se cree es principalmente magmático, pero de largo transporte (Maksaev y Zentilli, 2002).

2.2.2 Depósitos estratoligados de Cu chilenos relacionados a hidrocarburos

En Chile, entre los 27 y 34°S se alojan numerosos depósitos estratoligados de Cu asociados a la presencia de hidrocarburos sólidos, alojados en facies volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Temprano (Cisternas y Hermosilla, 2006). Durante la evolución temprana de la cuenca de trasarco en el Cretácico, secuencias ricas en materia orgánica fueron depositadas al mismo tiempo en el norte y centro de Chile, la subsecuente evolución termal de esas secuencias durante el soterramiento habría generado hidrocarburos (Cisternas y Hermosilla, 2006).

El calentamiento regional incrementado por la extensión y adelgazamiento de la corteza bajo la cuenca de trasarco, contribuyó a la maduración termal y el agrietamiento, así hubo una migración de hidrocarburos líquidos para formar pirobitumen (Cisternas y Hermosilla, 2006). La circulación de fluidos hidrotermales, asociados a un activo magmatismo durante el Cretácico Temprano y Tardío, podrían haber removido los hidrocarburos desde sus rocas de origen y depositado en los niveles superiores de la secuencia cretácica inferior (Cisternas y Hermosilla, 2006).

Alrededor de 10 km al este de Copiapó y de los grandes depósitos IOCG, ubicados en la región de Atacama (Candelaria y el distrito Punta del Cobre), pequeños depósitos estratoligados de cobre asociados con materia orgánica en forma de bitumen, de edad Cretácico Temprano, se localizan en un horizonte discontinuo de rocas volcánicas (Cisternas y Hermosilla, 2006). Este cinturón volcánico se extiende por al menos 70 km a lo largo de la Cuenca de Atacama, con una orientación NNE y un rango de espesor entre 200 y 300 m. Esta franja se denomina metalotecto Ocoíta Pabellón, cuyas rocas son tobas y lavas porfídicas ubicadas en la parte superior volcánica de la Fm. Pabellón.

De acuerdo con Cisternas et al. (1999), las tobas y lavas son andesitas y andesitas con piroxeno, similares a las lavas del Miembro Ocoa de la Fm. Veta en Chile central Negra (Cisternas et al. 1999), donde se denominan ‘ocoítas’ o ‘lavas ocoíticas’. Texturalmente, las lavas exhiben textura porfídica y vesicular, con fenocristales (25-40 vol%) de plagioclasas de tamaño centimétrico, piroxeno, relictos de olivino y magnetita primaria. Las vesículas están rellenas por calcita, cuarzo, feldespato potásico, clorita, bitumen y sulfuros de cobre en áreas mineralizadas. La masa fundamental es generalmente compuesta por microlitos de plagioclasa con piroxeno intersticial, esfeno, magnetita y rutilo como mineral accesorio; en algunos casos, la masa fundamental está compuesta por vidrio fuertemente desvitrificado. El contenido promedio de sílice es de 54,3%.

Basado en análisis de elementos trazas inmóviles, Cisternas et al. (1999) concluyeron que el o los magmas parentales de las lavas del horizonte ocoítico tenían una afinidad calcoalcalina-transicional, rica en potasio. La extrusión de las lavas y tobas se produjo en un margen continental activo, y fue controlada por estructuras asociadas a una corteza continental delgada, relacionado a un fuerte periodo extensional, responsable de la generación de una ‘cuenca marginal abortada’, observaciones de índole estratigráfica señalan que las lavas de la Fm. Pabellón se derramaron en un fondo marino somero, intercalándose en secuencias calcáreas de la fase regresiva final del sistema marino del Cretácico Temprano.

Por otro lado, los estudios texturales y paragenéticos de 4 muestras de lavas ocoíticas en la zona de Copiapó han demostrado la existencia de cuatro asociaciones minerales principales, que caracterizan a dos eventos hidrotermales distintos (Cisternas y Hermosilla, 2006):

Un primer evento hidrotermal temprano rico en Fe caracterizado por la asociación pirita (con escasa marcasita), clorita, calcita I y bitumen, relleno de vesículas y vetillas. Bitumen y minerales hidrotermales muestran texturas de intercrecimiento y texturas secuenciales, sugiriendo que los hidrocarburos fueron transportados dentro de la porosidad primaria y secundaria de las lavas por los fluidos hidrotermales ricos en Fe. Calcita II ocurre en vetillas cortando sulfuros de Fe.

Un segundo evento hidrotermal tardío rico en Cu caracterizado por fluidos hidrotermales que alteran química y térmicamente al bitumen de la primera etapa transformándolo en pirobitumen, induciendo reducción y precipitación de sulfuros (Haggan et al., 2003). Este segundo evento hidrotermal se divide en 3 subetapas secuenciales, cada una caracterizada por una asociación de minerales hidrotermales y tipos de pirobitumen reconocibles:

- Subetapa principal de sulfuros de Cu: Pirita se reemplaza por bornita I (con calcopirita I en exsolución) y tetraedrita I. Bornita I + calcopirita II a su vez se sustituye por calcopirita III a lo largo de planos cristalográficos. Los sulfuros de Cu llenan vetillas y grietas de contracción. Pirobitumen I de isotrópico a débilmente anisotrópico. Esta relación textural indica que el bitumen estaba presente en la roca huésped antes de la llegada de fluidos ricos en Cu. Esta asociación mineral se produce en zonas de fuerte silicificación hidrotermal (venas de cuarzo y bandas de calcedonia coloforme), cloritización penetrante y zeolitización.
- Subetapa de sulfuros de Cu bandeados: caracterizada por venillas o masas irregulares de bornita II + calcopirita II + tetraedrita II (con bandas coloformes). Calcita III y cuarzo, aparece sólo en la mina La Culebra. Calcopirita III rellena poros de desgasificación de pirobitumen, que, en esta subetapa, muestra grafitización parcial, con microestructuras de mesofase.
- Subetapa de enriquecimiento en sulfuros de Cu: Esta asociación implica la sustitución de bornita II por calcosina + digenita (en algunos casos se generan texturas mirmequíticas complejas) y finalmente reemplazo por covelina + digenita. La ganga asociada es clorita, calcita y cuarzo. Los pequeños glóbulos de hidrocarburo (pirobitumen III) son co-genéticos con calcosina, lo que sugiere que una nueva generación de hidrocarburos líquido podría haber sido transportados por los últimos fluidos hidrotermales ricos en Cu.

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

A continuación, se presenta el marco geológico regional del área de estudio, que se caracteriza por el desarrollo geológico Mesozoico, en el área nororiental de Copiapó.

3.1 Marco geológico regional

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, el borde occidental de Sudamérica fue un margen activo, caracterizado por una cuenca de trasarco magmática formada como resultado de la subducción de una litosfera oceánica bajo Sudamérica (Cisternas y Hermosilla, 2006). En el norte y centro de Chile el proceso extensional (abortado antes de la construcción de corteza oceánica), favoreció la extrusión de rocas volcánicas en la corteza continental (Mpodozis y Ramos, 1989), como en el caso de la Cuenca de Atacama, en el área de Copiapó (27°S). La Cuenca marginal ‘abortada’ de Atacama fue rellenada con 1700 a 2000 m de rocas carbonatadas con frecuentes intercalaciones volcanogénicas (Grupo Chañarcillo), desde el Valanginiano Tardío al Aptiano, acumuladas en condiciones marinas someras. El Grupo Chañarcillo está compuesto por cuatro formaciones, de base a techo: Fm. Abundancia; Fm. Nantoco; Fm. Totalillo; y Fm. Pabellón (Figura 3.2) (Segerstrom, 1960; Cisternas y Díaz, 1990; Marschik y Fontboté, 2001).

3.1.1 Unidades litológicas

3.1.1.1 Formación Abundancia (Valangiano Tardío):

Esta formación consiste en una secuencia sedimentaria con un espesor total de aprox. 200 m y aflora al oeste de la Falla Paipote (Figura 3.1). Sobreyace concordantemente a la Fm. Punta del Cobre y subyace concordantemente a la Fm. Nantoco (Figura 3.2) (Arévalo, 2005). La secuencia está compuesta por calcilitas y grauvacas verdes, con pseudonódulos en la parte inferior de la formación. En la base y en la parte media de la secuencia aparecen intercalaciones de capas de volcarenitas verdes oscuras que varían en tamaño de grano desde fino hasta muy grueso (Arévalo, 2005).

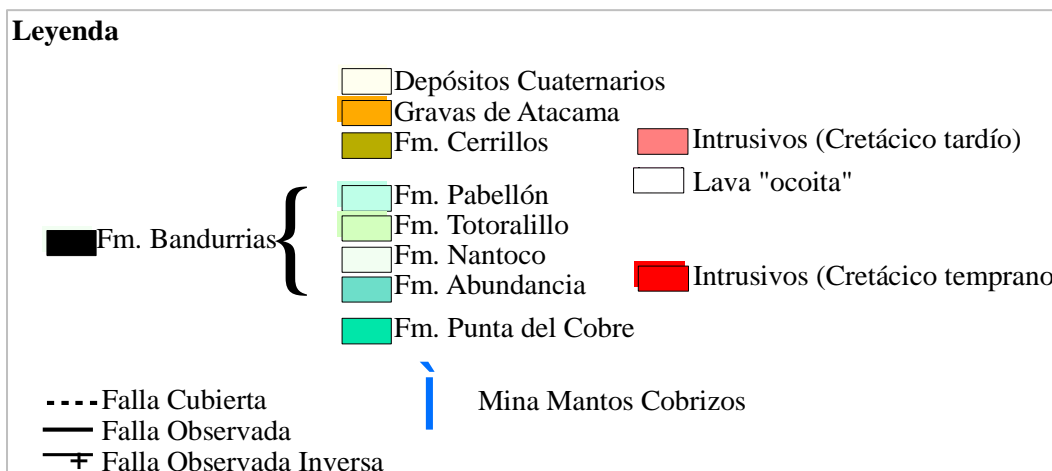
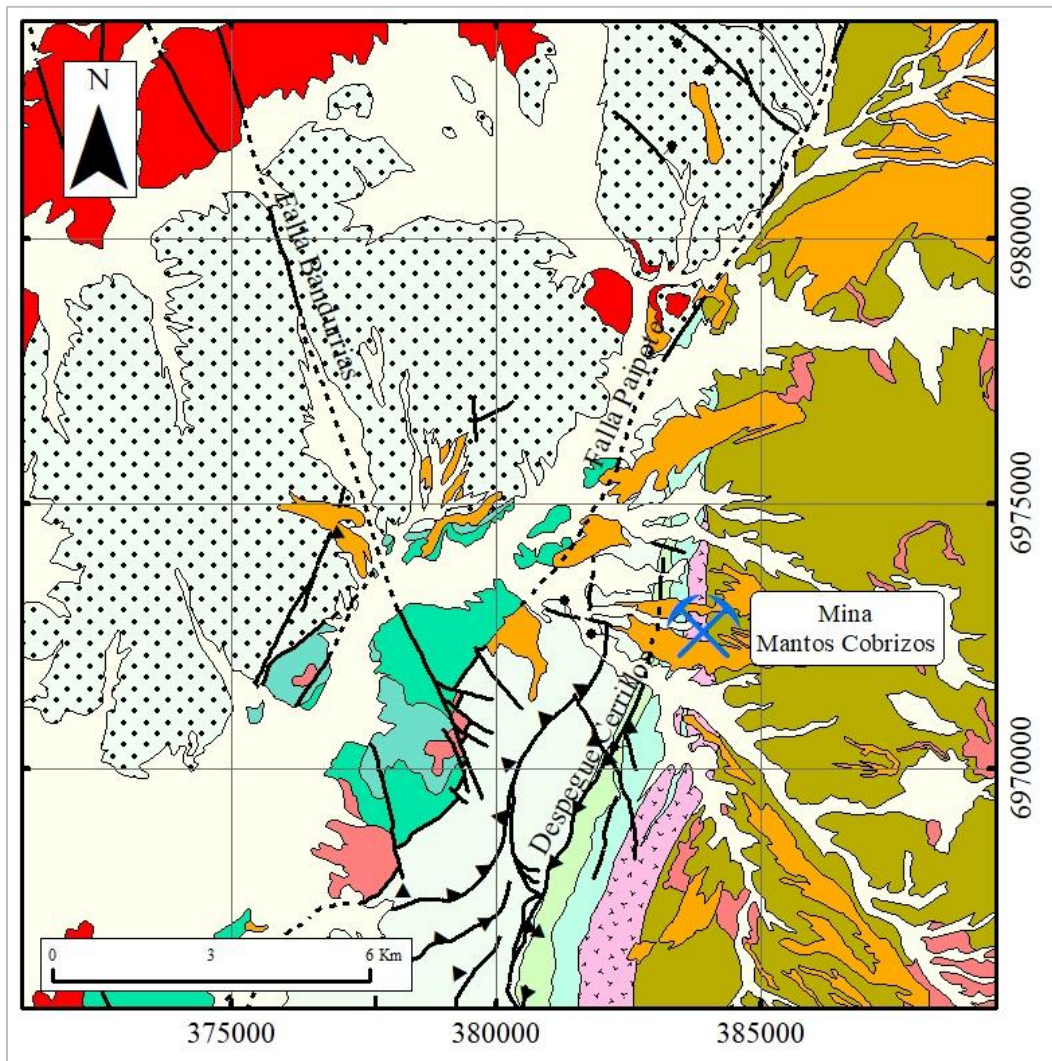


Figura 3.1. Mapa geológico del área de Copiapó, región de Atacama. Modificado Arévalo (2005).

3.1.1.2 Formación Nantoco (Hauteriviano Temprano):

Esta formación consiste en una secuencia sedimentaria con un espesor variable aproximado entre 600 y 1200 m y aflora entre la Falla Paipote y el Despegue Cerrillos (Figura 3.1). Sobreyace concordantemente a la Fm. Abundancia y subyace concordantemente a las rocas de la Fm. Totoralillo (Figura 3.2) (Arévalo, 2005). La base de la formación consta de 600 a 1000 metros de calcilitas y calcilitas limosas en capas, siendo comunes en la sección media inferior de la secuencia, con intercalaciones de areniscas rojas y conglomerados. Hacia techo alcanza un espesor de 200 m compuesto por calcilitas bituminosas negras con laminación fina y calcarenitas amarillentas (Arévalo, 2005).

3.1.1.3 Formación Totoralillo (Hauteriviano Tardío):

Esta formación consiste en una secuencia sedimentaria con espesores aproximados entre 170 y 250 m y aflora inmediatamente al este del Despegue Cerrillos, siendo afectado más al norte por esta estructura (Figura 3.1). Sobreyace concordantemente a la Fm. Nantoco, y, de manera similar, subyace a las rocas de la Fm. Pabellón (Figura 3.2) (Arévalo, 2005). La secuencia está compuesta por calcilitas que tienen una estratificación bien definida y exhiben tonalidades que varían entre grises claros y amarillentos, con intercalaciones de “wackestones” en capas macizas de hasta 40 cm de espesor (Arévalo, 2005).

3.1.1.4 Formación Pabellón (Barremiano – Aptiano):

Esta formación consiste en una secuencia sedimentaria con un espesor variable entre aproximadamente 450 y 750 m y aflora al este del Despegue Cerrillos (Figura 3.1). Sobreyace en concordancia a la Fm. Totoralillo y subyace en discordancia erosiva a la Fm. Cerrillos (Figura 3.2) (Arévalo, 2005). La base está compuesta por calcilitas grises y amarillentas que incluyen “wackestones” y “mudstones” laminados presentando una estratificación bien definida con intercalaciones de chert negro. Hacia techo se incorporan progresivamente “grainstones” y calciruditas altamente bioclásticas, hasta que se vuelven dominantes

(Arévalo, 2005). Estas secuencias están cubiertas por lavas porfídicas denominadas “lavas ocoítas” y lentes irregulares de tobas líticas (Figura 3.1 y 3.2).

El sistema magmático de trasarco del Cretácico Temprano está representado en el área de Copiapó por unidades intrusivas, volcánicas y volcanoclásticas (Figura 3.1). Estas rocas intrusivas son parte del Batolito Costero del norte de Chile, y consiste principalmente en dioritas de grano grueso, granodioritas, tonalitas, monzodioritas y monzodioritas cuarcíferas (Marschik et al., 2003).

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas comprenden andesitas, dacitas, andesitas basálticas y brechas. Estas rocas se encuentran en las formaciones Punta del Cobre y Bandurrias y afloran principalmente al oeste de la Falla Paipote (Figura 3.1). De acuerdo con Marschik y Fontboté (2001), ambas unidades tienen litologías, firmas geoquímicas y afinidades petrográficas equivalentes. Dado que la Fm. Bandurrias se intercala con las unidades del Grupo Chañarcillo subyaciendo a en discordancia erosiva a la Fm. Cerrillos y sobreyaciendo a la Fm. Punta del Cobre (Figura 3.2), representaría a la depositación marina temporalmente equivalente a las unidades de cuenca de trasarco del Grupo Chañarcillo (Arévalo, 2005). Luego, durante el periodo Aptiano Tardío, las condiciones marinas cesaron y la Cuenca de Atacama fue rellena con 4500 m de conglomerados continentales, areniscas y lavas que conforman a la Fm. Cerrillos que aflora al este del Despegue Cerrillos (Figura 3.1). Estas rocas sobreyacen en discordancia erosiva a la Fm. Pabellón y subyacen en discordancia angular a la Fm. Hornitos (Figura 3.2) (Arévalo, 2005).

Durante el periodo Cretácico Temprano alto, una fase transpresiva, relacionada a la apertura del Océano Atlántico, y la aceleración de la subducción (Larson y Pitman 1972) habría provocado las condiciones tectónicas para la inversión de la Cuenca de Atacama.

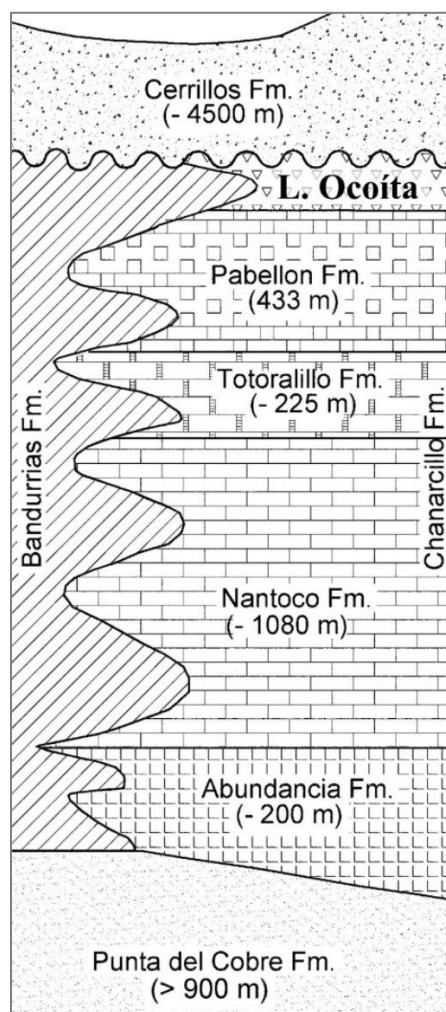


Figura 3.2. Sección esquemática de la estratigrafía del Cretácico Temprano en el área de Copiapó, región de Atacama. Modificado de Cisternas y Hermosilla (2006).

3.2 Geología estructural

La Falla Bandurrias correspondería a un elemento estructural NW sinistral subvertical que corta a los plutones del Cretácico Temprano y a la Fm. Bandurrias, mientras que “Despegue Cerrillos” forma parte de un sistema en flor positiva que se habría formado como un retrocorrimiento intraestratal, atravesando horizontes poco competentes de las formaciones Nantoco y Totoralillo, durante la propagación hacia el sur de la Falla Paipote y de sus estructuras subsidiarias (Arévalo 2005).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍAS

En el presente capítulo se dan a conocer las metodologías realizadas para lograr los objetivos propuestos en este documento. A continuación, se muestran las metodologías empleadas para el presente trabajo, cuya explicación se detalla en la siguiente tabla:

Tabla 4.1. Detalle de las metodologías realizadas en el presente trabajo sobre la base de los objetivos específicos.

Objetivo específico	Metodologías	Resultado	
Crear una metodología de construcción del modelo litoestratigráfico del depósito mineral.	Procedimiento sistemático para recolección y análisis de datos geológicos desde sondajes.	Modelo litoestratigráfico generalizado de la mina.	Modelo geológico de la mina
Caracterizar la litología, alteración hidrotermal y mineralización del cuerpo mineralizado.	Procedimiento sistemático para integrar y procesar la información geológica de detalle desde el interior de la mina.	Geología de detalle del Nivel 560 de la zona central de la mina.	
Establecer un plan de validación y ajuste del modelo geológico elaborado.	Procedimiento sistemático de creación, validación y ajuste de un modelo de isoley.	Modelo de isoley.	

La información geológica se levantó desde testigos de roca, detritos de perforación, y desde las galerías, ubicados dentro de los límites cartográficos del Nivel 560. El modelo geológico fue construido dentro de un bloque de 100 x 160 x 100 m (*boundary*) ubicado en la zona central de la Mina Mantos Cobrizos (Figura 4.1), cuyas coordenadas se indican en la siguiente tabla:

Tabla 4.2. Límites del bloque definido en el Nivel 560.

Límite	Mínimo	Máximo
Coordenada Este (X)	384 311	384 411
Coordenada Norte (Y)	6 972 270	6.972 430
Cota (Z)	500	600

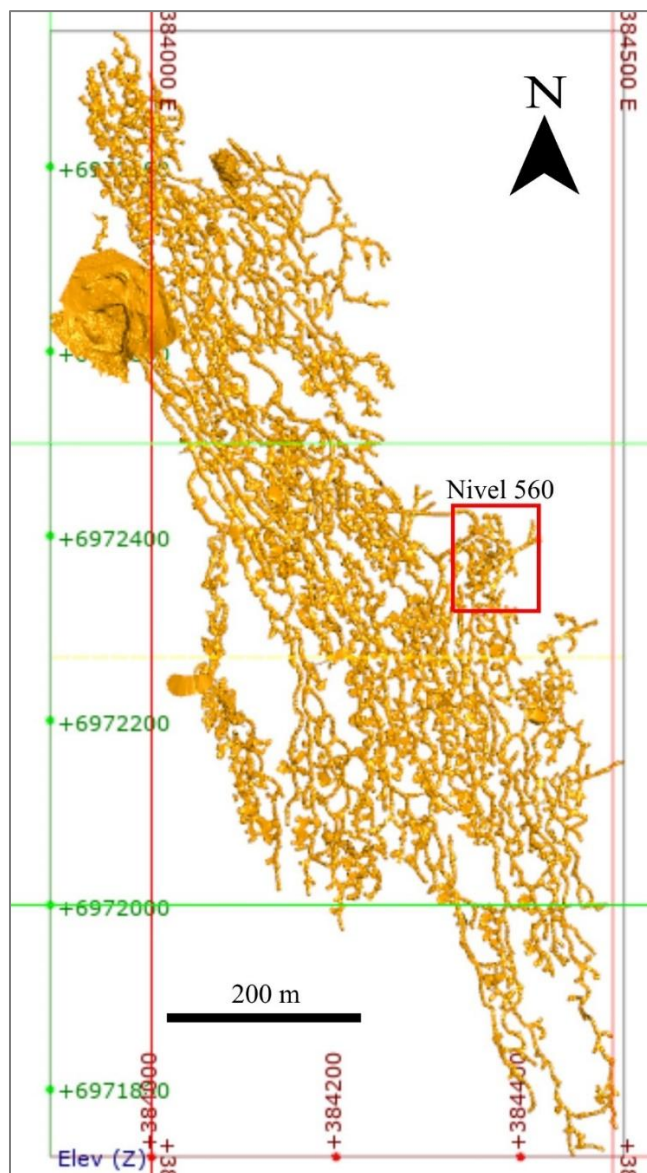


Figura 4.1 Vista de planta de la Mina Mantos Cobrizos; En cuadrángulo rojo el Nivel 560 en la zona central de la mina.

La litología, mineralización y alteración se analizaron con lupa de 20 aumentos en la “cara fresca” de los testigos de roca, en los polvos de perforación y en muestras de mano extraídas desde las galerías.

Particularmente se realizó un análisis petrográfico en 2 cortes transparentes de la unidad litológica que hospeda la mineralización desde 2 muestras extraídas desde las galerías, así como también se realizó un análisis calcográfico en 4 cortes pulidos de las zonas mineralizadas provenientes desde 2 muestras de las galerías (2).

Cada unidad litológica se registró según su ocurrencia en los sondajes y las galerías, considerando el tipo de roca y la relación de contacto con unidades litológicas supra e infrayacentes. Cada litología se describió según sus características texturales y composicionales presentes en las muestras (Tabla 4.3; Anexo 1).

La alteración se registró según su ocurrencia en los sondajes y las galerías describiendo su presentación, el tipo, los límites, los minerales de alteración predominantes y sus asociaciones, y el grado de alteración (Tabla 4.3; Anexo 1).

La mineralización se registró según su ocurrencia en los sondajes y las galerías describiendo su presentación, zonas, gangas asociadas, distribución espacial, cantidad de minerales (%), ley visual (%), y ley de laboratorio (%) (Tabla 4.3; Anexo 1).

Las estructuras planares se registraron se registró según su ocurrencia en los sondajes y las galerías, considerando su rumbo, manteo y la dirección de la inclinación usando la notación tipo americano. El rumbo y la dirección de inclinación se determinó con la brújula Brunton Geo Transit, mientras que el manteo se determinó con el inclinómetro de la brújula (0 - 90°).

La caracterización de las fallas se describió considerando el desplazamiento relativo respecto del plano de falla, la presencia de humedad, contenido de salbanda, el espesor de la salbanda y la presencia de indicadores cinemáticos.

Para los rellenos se caracterizó el contenido de fragmentos de roca (Anexo 1). La caracterización de las diaclasas se describió su actitud, persistencia, relleno, tipo de relleno, espesor y correlación con sistemas o familias de diaclasas en la posición medida (Anexo 1).

Tabla 4.3. Descripción geológica de parámetros litológicos, alteración, mineralización y estructuras.

Descripción geológica	Parámetros registrados
Litología	<ul style="list-style-type: none"> - Características texturales y composicionales. - Relaciones y tipo de contacto.
Alteración	<ul style="list-style-type: none"> - Ángulo de contacto entre zonas alteradas. - Modo de ocurrencia de la alteración. - Asociación de minerales de alteración. - Grado de alteración (según % de roca alterada). - Unidades geológicas afectadas por la alteración.
Mineralización	<ul style="list-style-type: none"> - Mineralogía. - Modo de ocurrencia. - Corrida y potencia. - Presentación. - Zona. - % de minerales de mena. - Ley visual (%). - Ley de laboratorio (% CuT y % CuIns).
Estructuras	<ul style="list-style-type: none"> - Tipo de estructura. - Actitud de planos estructurales (círculo completo). - Tipo de relleno.

4.1 Esquema litoestratigráfico generalizado de la mina

Para comprender la distribución espacial de la porción mineralizada en el depósito en la Mina Mantos Cobrizos se utilizó la información geológica recopilada en el mapeo de sondajes. Esta información fue sintetizada en un esquema litoestratigráfico generalizado para definir los controles y/o límites de las zonas mineralizadas y su relación con las unidades litoestratigráficas y estructuras presentes en la mina. A continuación, se describen las actividades relacionadas al mapeo de sondajes.

Se mapearon 16 sondajes diamantinos (DDH) contabilizando un total de 1285 m de testigos de diámetro HQ (63,5 mm). Junto con lo anterior se mapearon 4 sondajes de aire reverso (DTH) contabilizando un total de 840 m en un diámetro HQ (63,5 mm). En la siguiente tabla se detallan la cantidad, el diámetro de perforación, el metraje y el objetivo de los sondeos utilizados.

Tabla 4.4. Información de sondajes contenidos dentro del bloque del Nivel 560.

Tipo	Muestra	Diámetro (mm)	Nº	Largo (m)	Metraje total
DDH	Testigo de roca	HQ (63,5 mm)	16	60 a 280 m	1285 m
DTH	Detritos de perforación		4	210 m	840 m

En los testigos de roca y detritos de perforación, la distribución de los parámetros geológicos individualizados se levantó respecto del metraje de ocurrencia de características geológicas específicas (Tabla 4.3). Esta información se registró sobre una cartilla de mapeo de sondajes explicada en detalle en el Anexo 1.

4.2 Geología de interior mina

Para comprender la distribución espacial de la mineralización en el Nivel 560 de la zona central en la Mina Mantos Cobrizos, se utilizó la información geológica recopilada en el mapeo de galerías y en los sondeos de interior mina (PIM). Esta información fue sintetizada en un mapa y perfil geológico específico del Nivel 560.

Las cartillas de mapeo utilizadas para levantar la información geológica se diseñaron en AutoCAD a partir de datos topográficos levantados con estación total Topcom 8. Estas cartillas fueron georreferenciadas e impresas a una escala de 1:500 (Figura 4.4). Luego la información geológica fue dibujada sobre las cartillas de mapeo (Simbología en Anexo 1), así como también trazada como polilíneas y/o puntos con una estación total Topcom 8.

Además, se mapearon 167 m, desde 15 sondajes de aire reverso cortos de reconocimiento (PIM) con diámetro BQ (36,4 mm). Esta información se registró sobre una cartilla de mapeo de sondajes explicada en detalle en el Anexo 1.

4.3 Modelamiento de isoley

La información geológica descrita en los sondajes DDH, DTH y PIM se digitalizó en planillas de formato .csv, mientras que la información geológica descrita en galerías subterráneas se digitalizó en formato .jpg, así como también se levantó como líneas y/o puntos. Lo anterior fue necesario para el modelamiento de la información geológica en el software *Leapfrog Geo 5.1*.

Tabla 4.5. Bases de datos para el modelamiento en *Leapfrog Geo 5.1*.

Información geológica	Mapeo de sondajes	Mapeo de galerías
Litología	Litho.csv	Polilínea; punto
Alteración	Alt.csv	Polilínea
Mineralización	Mx.csv	Polilínea
Estructuras	Estructura.csv	Polilínea; punto
Leyes	Assay.csv	Punto

Luego la información geológica de litología, alteración, mineralización, estructuras y leyes se importó desde archivos *collar*, *assay* y *survey* contenidos en planillas .csv (mapeo de sondajes), desde imágenes georreferenciadas en formato .jpg (mapeo de las galerías), y desde archivos de líneas y/o puntos (mapeo de las galerías). Además, la información de la

topográfica de las galerías se importó en formato 00t. Este archivo contiene una malla (*mesh*) que constituye los polígonos que encierran las galerías subterráneas.

El modelo litoestratigráfico incluyó la delimitación de “bloques estructurales” limitados por fallas, cuya continuidad se definió a través de líneas y/o puntos contenidos en el archivo Estructura.csv, a través de líneas y/o puntos tomados desde la topografía, y a partir de puntos (“platos”) que pueden ser agregados manualmente a partir desde la digitalización del mapeo de galerías. Además, se indicó la interacción y edad relativa entre las fallas. Luego para cada bloque estructural se construyó el modelo litológico y de leyes.

Luego se indicaron las litologías presentes dentro de los límites del modelo considerando los datos del archivo *Litho.csv* y el mapeo de galerías. Esta etapa sólo se indicaron cuáles litologías están presentes en el modelo. Posteriormente se agregaron los diques considerando polilíneas relativas al *hanging wall* (techo) y el *footwall* (piso), de los diques, y luego se indicó su edad relativa. Luego se definieron los contactos litológicos a través de los datos contenidos en el archivo *Litho.csv*. Además, se indicó la relación de contacto entre las unidades litológicas y su edad relativa.

El modelo de isoley de corto plazo correspondió a la envolvente según la ley de corte de la mina, que equivale a una ley de $CuT \geq 0,6 \%$. La base de datos de entrada para generar este modelo de isoley fueron los archivos *collar*, *assay* y *survey* contenidos en planillas .csv, que corresponden a la digitalizados de los datos recopilados desde el mapeo de sondajes DDH y DTH.

Primero, desde el archivo *Assay.csv* se generó una categorización según el valor de la ley de CuT considerando con una categoría de “estéril” a aquellos tramos con leyes $< 0,6 \%$ de CuT , mientras que se consideró con una categoría de “mineral” a aquellos tramos con leyes de $CuT \geq 0,6 \%$.

Luego, para cada bloque estructural se generó una envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$. (sólido mineral). Posteriormente esta envolvente fue ajustada considerando la información del mapeo de interior mina, que incluyó a los datos desde el mapeo de galerías

y los datos de los sondeos PIM. Este ajuste en la geometría de la envolvente de isoley, se realizó con la información de los mapeos de las galerías y las perforaciones de interior mina (PIM) contenidas dentro de los límites del modelo (*boundary*).

Primero se crearon perfiles verticales cada 5 metros, perpendiculares al rumbo general de la mineralización definida en el modelo litoestratigráfico. En cada perfil se realizaron 3 tipos de ajustes en la geometría de la envolvente de isoley (Tabla 4.6):

- Ajuste de la envolvente por límite geológico presente en sondajes que no fue abarcado por la envolvente;
- Ajuste de la envolvente por límite geológico presente en galerías que no fue abarcado por la envolvente, y;
- Ajuste de la envolvente dentro de la unidad geológica que hospeda la mineralización que no fue incluida en la envolvente (Tabla 4.6).

Tabla 4.6. Tipos de ajustes en el sólido de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$.

Tipo de ajuste	Descripción
Ajuste por límite visto en sondaje.	Se revisaron los sondajes que están dentro y fuera del bloque del modelamiento.
Ajuste por límite visto en galería.	Se revisaron los límites geológicos en las labores aledañas considerando la información de las galerías ya desarrolladas.
Ajuste por continuidad de unidades geológicas que hospedan a la mineralización.	Se revisaron los límites geológicos de las unidades litológicas relacionadas a la mineralización para ajustar el modelo a dichas unidades.

Una vez ajustada la envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$ se evaluó dicha envolvente. A continuación, se describen las tareas para evaluar el modelo de isoley.

Dado que el modelo de isoley debe reflejar las propiedades, parámetros y características individuales del depósito con una fiabilidad suficiente para la explotación efectiva dentro del depósito, se realizaron las siguientes tareas de validación del modelo:

Para garantizar la confianza del modelo de isoley considerando la calidad e integridad de los datos de entrada se aplicaron 3 verificaciones: sobre datos topográficos, sobre las leyes de las muestras y sobre las bases de datos:

- Datos topográficos: se revisó la calibración de los equipos utilizados en interior mina, considerando la fecha de calibración, el estado de los accesorios (jalón, niveles de burbuja, láser, trípode) junto a una comprobación de la medición (directa e inversa) de puntos con coordenadas y cotas conocidas (tarugos), su distancia inclinada, y ángulos topográficos.
- Calidad de las leyes de las muestras: se insertaron muestras en blanco y estándar cada 20 muestras enviadas al laboratorio. Además, se incluyeron en los análisis lotes de muestras con leyes conocidas para análisis comparativo.
- Bases de datos geológicas y topográficas: se realizó de manera automatizada que consiste en la depuración de errores como falta de información, superposición de datos del mismo origen o inconsistencias de la ubicación de las muestras y los tramos en los sondajes.

Por otro lado, para asegurar la precisión de la envolvente, considerando su geometría y forma se realizaron comprobaciones en el contorno de la envolvente y en los parámetros espaciales (orientación):

- Contorno del sólido: la verificación es automática, ya que *leapfrog* no construye contornos abiertos ni montados, por lo que errores de este tipo fueron descartados.
- Orientación (actitud): se realizó un perfil de banda o “perfil swath” de las leyes y las unidades geológicas presentes en una dirección perpendicular al rumbo del sólido modelado.

Además, para determinar otro aspecto relacionado a la calidad del modelo, es importante evaluar los datos considerando la dilución. Este parámetro considera implícitamente una evaluación de los límites reales de la zona mineralizada

Debido a que el manto mineralizado tiene una forma tabular, es posible su tratamiento a través del método de O'hara (1980) para determinar la dilución y del ancho de labor corregido. Se deben considerar los siguientes datos de entrada: Potencia promedio del cuerpo mineralizado en metros (PCM), manteo del cuerpo mineralizado en grados (Mt) y la ley promedio del cuerpo mineralizado (%).

Luego se tiene la dilución (% Dil), el ancho de labor corregido (ALC) y la dilución respecto del cuerpo mineralizado (% DilM) como:

$$\% Dil = \frac{25}{\sqrt{PCM} * \text{sen}(Mt)}$$

$$ALC = PCM + \left[\frac{PCM}{\left(\frac{1}{\% dil} - 1 \right)} \right] * \frac{1}{\text{sen}(Mt)}$$

$$\% DilM = \left(1 - \frac{ALC}{ALC + PCM} \right) * 100$$

Donde:

PCM = Potencia promedio del cuerpo mineralizado (m).

Mt = manteo (°).

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

En el siguiente capítulo se detallan los resultados obtenidos para obtener un esquema litoestratigráfico de las unidades geológicas que componen el depósito de la Mina Mantos Cobrizos. Luego se darán a conocer los resultados de los mapeos de interior mina y la descripción detallada de la unidad litoestratigráfica que hospeda a la mineralización, junto a la caracterización de la alteración, mineralización y estructuras presentes en este mapeo. Luego se dará a conocer el modelo sin ajustar de la envolvente de isoley en el Nivel 560 de la zona central en la Mina Mantos Cobrizos, para posteriormente entregar el modelo depurado (ajustado) y su evaluación.

5.1 Litoestratigrafía del depósito de la Mina Mantos Cobrizos.

Las unidades litoestratigráficas presentes en los testigos de roca corresponden a una unidad de gravas (GRA) que cubre en discordancia a una unidad clástica de conglomerados y areniscas (CA). La unidad clástica cubre en discordancia a una unidad de lavas compuesta por Andesitas estériles (AE), Andesitas rojas (AR), Andesitas ocoítas (AO), siendo estas últimas las cuales portan la mineralización de Cu. La unidad de lavas (AE, AR y AO) y la unidad clástica (CA) se encuentra intruida por un dique microdiorítico. Estas unidades se describen a continuación:

5.1.1 Gravas (GRA)

a). Litología: Corresponde a sedimentos tamaño grava no consolidados a semiconsolidados polimícticos matriz soportado, subredondeados a angulosos de mala selección, cuyos fragmentos poseen hasta 3 cm de diámetro mayor con una matriz arenosa gruesa. La matriz corresponde a una arena gruesa polimíctica con granos angulosos moderadamente seleccionados con fragmentos de hasta 1,5 mm (Figura 5.1).

b). Espesor y relaciones de contacto: Esta unidad presenta espesores de aproximadamente hasta 40 m y se encuentra sobreyaciendo en discordancia erosiva a la unidad de conglomerados y areniscas (CA) (Figura 5.1).

c). **Observaciones:** Esta unidad representa gran parte de la sobrecarga no consolidada a semiconsolidada que cubre la superficie topográfica del depósito.



Figura 5.1. Contacto gravas (GRA), con unidad de conglomerados y areniscas (CA). Sondaje: DDH19 – MC – 183.

5.1.2 Conglomerados y areniscas (CA)

a). **Litología:** Corresponde a una sucesión clástica consolidada de conglomerados con intercalación de areniscas (Figura 5.2). En las muestras de mano se observó lo siguiente:

- Los conglomerados polimícticos matriz soportados, presenta clastos subredondeados a subangulares mal seleccionados, cuyos clastos poseen diámetros que varían entre 0,5 a cm inmersos en una matriz de arenas y limos. La composición de clastos corresponde a andesitas y arcosas (Figura 5.2A).
- Las areniscas polimícticas clasto soportado, presenta clastos subredondeados bien seleccionados, con clastos de hasta 0,5 mm. La composición de los clastos

comprende un 40 % de líticos, 50% de feldespatos y un 5% de cuarzo, siendo el 5% restante la matriz de limos (5.2B).

b). Espesor y relaciones de contacto: Esta unidad posee un espesor que varía aproximadamente entre 160 - 210 m. Subyace en discordancia erosiva con la unidad de gravas (GRA), y sobreyace en discordancia erosiva a la unidad de andesita estéril (AE) (Figura 5.2).

c). Observaciones: Esta unidad presenta una baja frecuencia de fracturas (4 ff/m) con espesores milimétricos, generalmente presentando relleno de calcita (Figura 5.2).

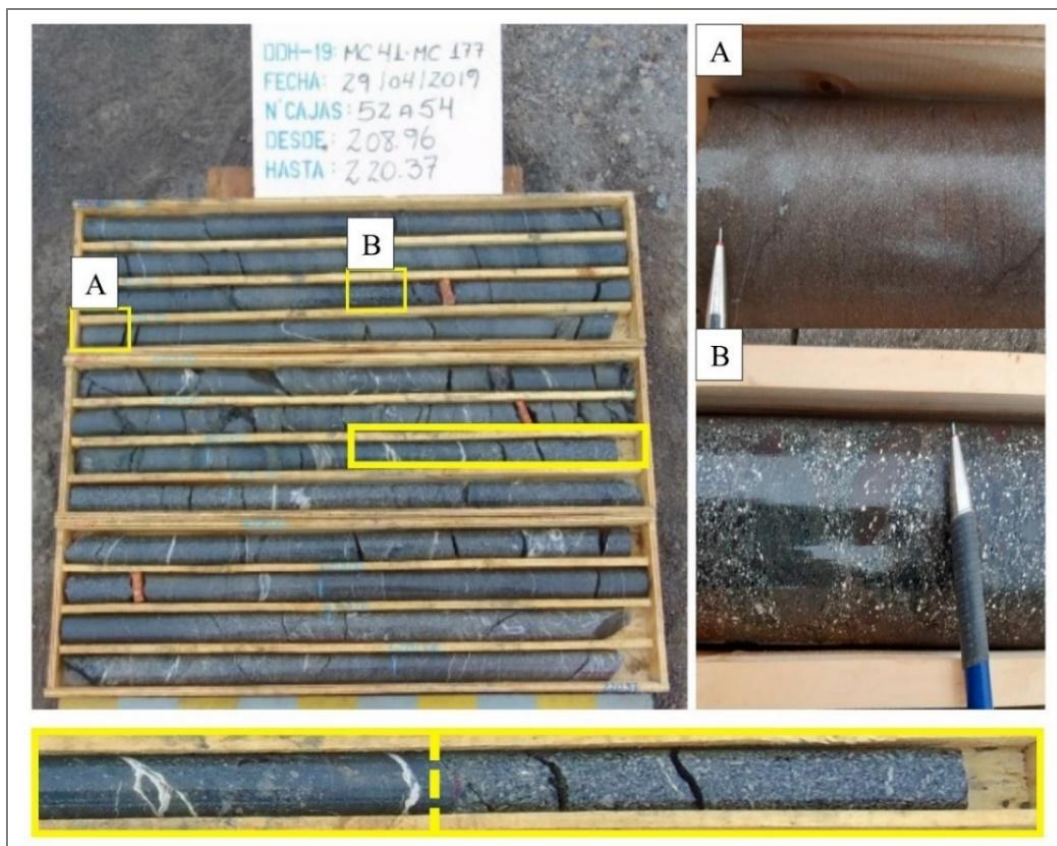


Figura 5.2. Contacto de unidad de conglomerados y areniscas (CA) (izq), con andesita estéril (AE) (der); Detalle de areniscas (A) y conglomerados (B) de la unidad de Conglomerados y areniscas (CA). Sondaje: DDH19 – MC – 177.

5.1.3 Unidad de andesita estéril (AE)

a). Litología: Corresponde a una andesita con textura hipocristalina porfídica y una masa fundamental afanítica. En muestras de mano se observó que los fenocristales comprenden aproximadamente el 45% de plagioclasa (de 1 mm a 2 cm), menos del 5% de clorita (de 3 mm), todos ellos inmersos en un 50% de masa fundamental.

b). Espesor y relaciones de contacto: Esta unidad presenta espesores de aproximadamente hasta 30 m, y se encuentra distribuida en los límites superiores e inferiores de la unidad de andesita ocoíta (AO), estableciendo un contacto neto con dicha unidad (Figura 5.3).

c). Observaciones: Esta unidad se caracteriza por no albergar el manto mineralizado (Figura 5.3). Su principal rasgo distintivo radica en la presencia de conjuntos de diaclasas bien definidos, su aparición en forma de afloramientos en bloques, y la ausencia total de amígdalas, vesículas, bitumen y mineralización. (Figura 5.3).

5.1.4 Unidad Andesita ocoíta (AO):

a). Litología: Corresponde a una andesita hipocristalina porfídica, vesicular y amigdaloidal con una masa fundamental afanítica. En muestras de mano se observó que se compone aproximadamente 30% de plagioclasa, 5% de máficos, 15% de vesículas y 50% de masa fundamental.

b). Espesor y relaciones de contacto: Esta unidad tiene espesores de hasta 12 m, y se encuentra distribuida limitada en el piso y en el techo por la unidad andesita estéril (AE) y se interdigita con una andesita ocoíta roja cuya masa fundamental se compone por hematita (Figura 5.3).

c). Observaciones: Esta unidad corresponde a la roca hospedante para la mineralización/alteración, así como también se caracteriza por la presencia de vesículas y amígdalas. Además, esta unidad presenta vetillas de calcita y amígdalas que son rellenas por minerales de alteración, bitumen y menas de cobre.

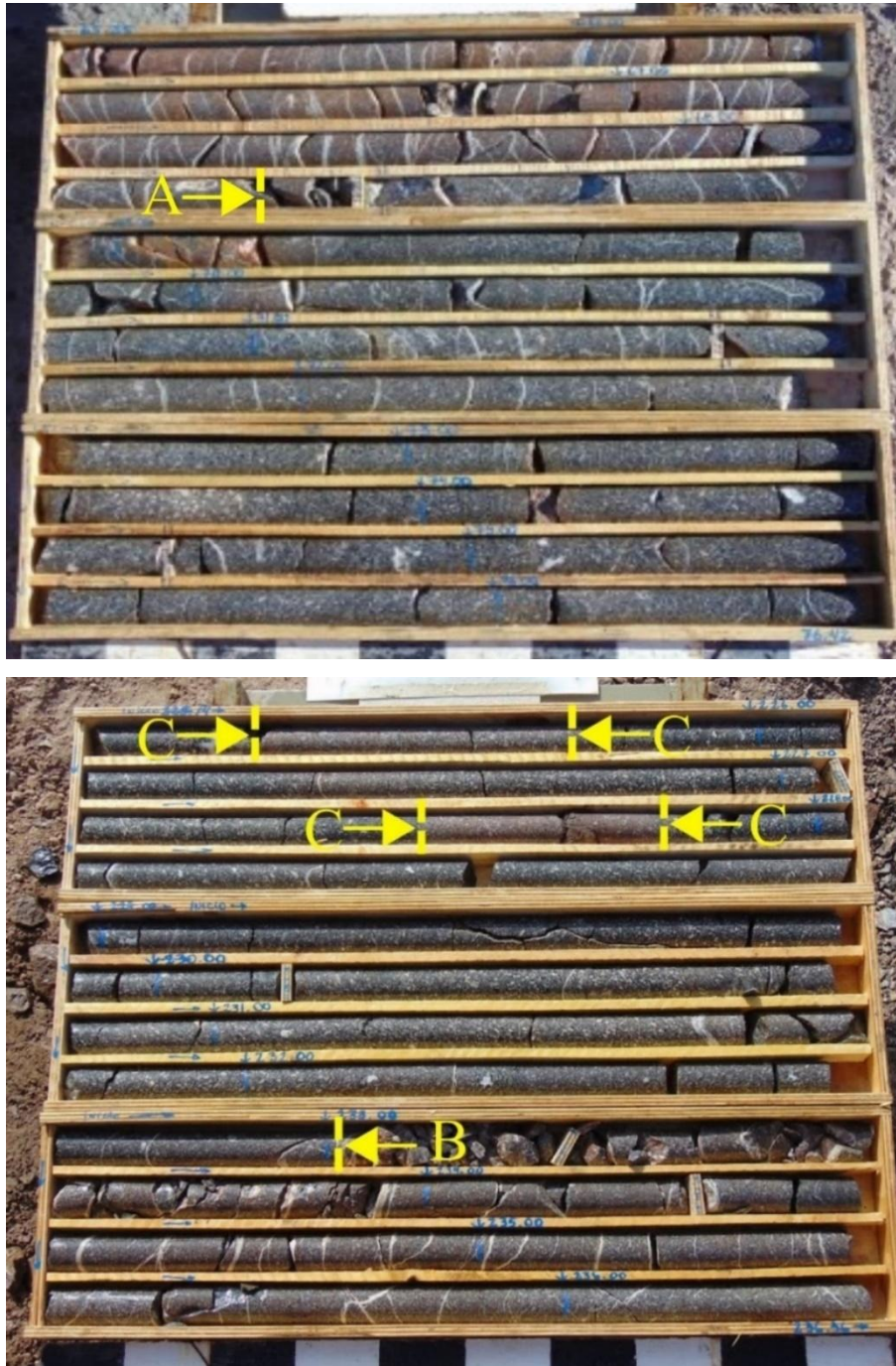


Figura 5.3. A: Contacto entre unidad Andesita estéril (AE) sobre Andesita ocoíta (AO); C: contacto entre unidad Andesita ocoíta roja (AO) interdigitada en Andesita ocoíta (AO); B: Contacto entre unidad Andesita ocoíta (AO) sobre Andesita estéril (AE). Sondaje: DDH18 – MC – 150 (Cajas superior: 208,75 – 218,23 m; Caja inferior: 225,14 – 236,36 m).

5.1.6 Unidad dique (DQ):

a). Litología: Corresponde a una microdiorita hipocristalina porfídica. En muestras de mano se observó que la composición de los cristales se distribuye en un 90% de masa microcristalina, un 5% de plagioclasa y un 5% de magnetita.

b). Espesor y relaciones de contacto: Corresponden a cuerpos tabulares subverticales con un rumbo aproximado N-S, cuya corrida alcanza longitudes de hasta 80 m, y espesores que oscilan entre 0,5 y 3 m. Estos diques intruyen a la mayoría de las unidades geológicas presentes, con la excepción de la unidad de gravas (GRA) (Figura 5.4).

c. Observaciones: Se observa una leve alteración que involucra a la epidota y la clorita, afectando principalmente a la plagioclasa y a los minerales máficos. Estos diques suelen estar asociados con planos de fallas. Dentro de la mina, los diques muestran zonaciones que indicarían removilización mineral en las zonas de contacto con la andesita ocoíta

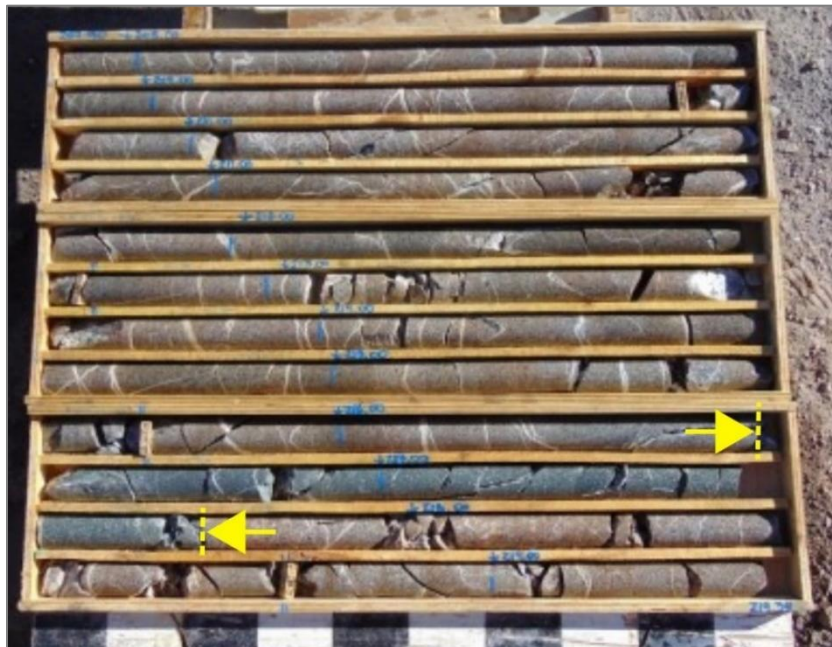


Figura 5.4. Dique microdiorítico (rocas con tonalidad gris) intruyendo a andesitas ocoítas (rocas con tonalidad café). Sondaje: DDH18 – MC – 150.

A continuación, en la figura 5.5 se sintetiza la distribución de la sucesión estratigráfica presente los sondajes en la zona central de la Mina Mantos Cobrizos:

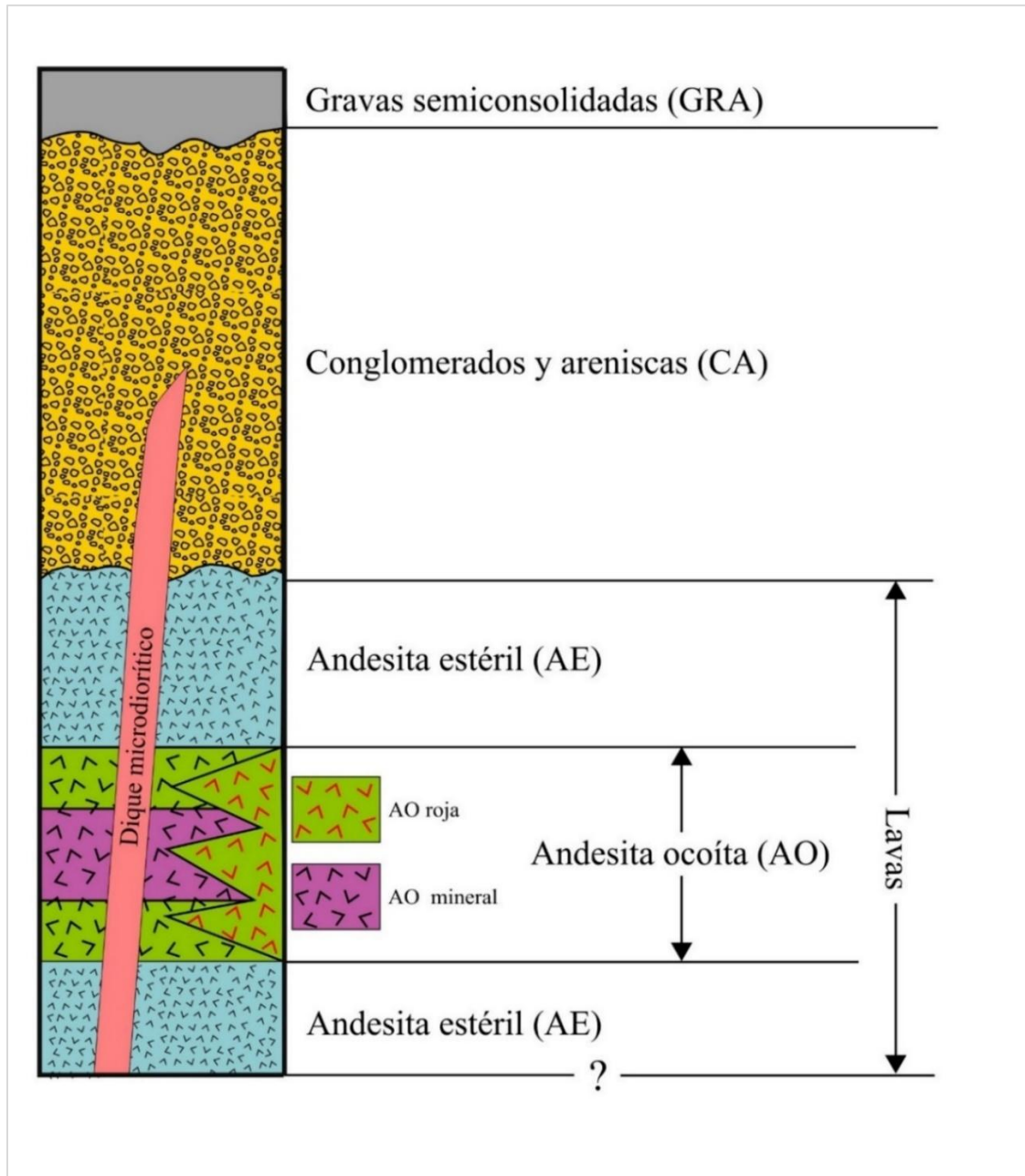


Figura 5.5. Esquema litoestratigráfico de la zona central en la Mina Mantos Cobrizos, construido sobre la base de la información contenida en los testigos descritos. Elaboración propia.

5.2 Mapeo interior mina del Nivel 560, de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos.

En la imagen 5.6 se presentan los resultados del mapeo de interior mina del Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos.

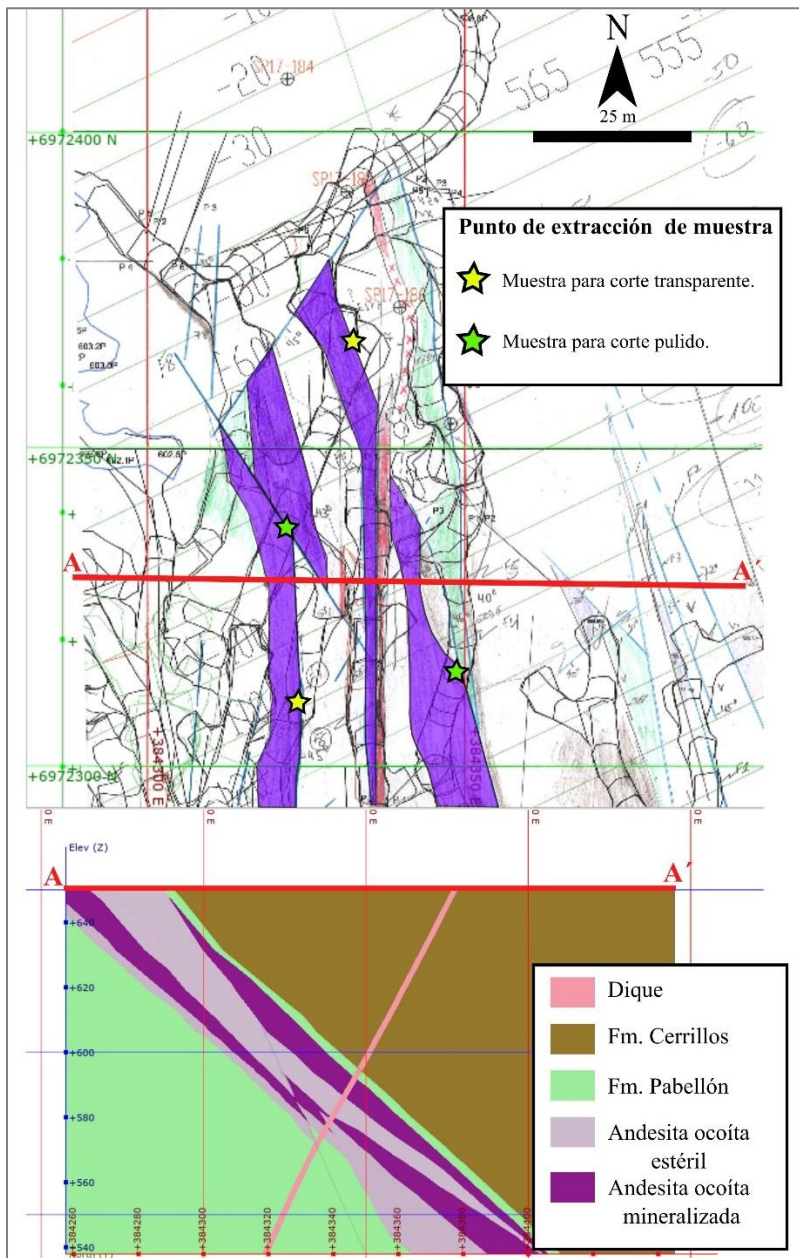


Figura 5.6. Mapeo interior mina del Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.

5.2.1 Litología que hospedan a la mineralización

Las características texturales y mineralógicas microscópicas de la unidad litológica que contiene la mineralización (Andesita ocoíta, AO) obtenidas desde cortes transparentes extraídos desde labores subterráneas (Figura 5.6) se describen a continuación.

5.2.1.1 Andesita ocoíta (AO)

En secciones delgadas que se extrajeron desde interior mina desde la Unidad de Andesita ocoíta (AO) se observó que los fenocristales están compuestos por aproximadamente un 30% de plagioclasa (de 1 mm a 3 cm), con bordes reabsorbidos y alterando principalmente a illita/esmectita, sericita, albita y caolinita/esmectita, y un 5% de clinopiroxeno (0,4 a 3 mm) con textura esquelética alterando a clorita, clorita/esmectita y calcita (Figura 5.6).

La cantidad de amígdalas, vesículas, fracturas y vetillas es variable en la roca (<15%), con tamaños que varían entre 0,2 y 2 mm principalmente rellenas por minerales de alteración: bitumen, calcita, clorita, opacos, cuarzo recristalizado (Figura 5.6).

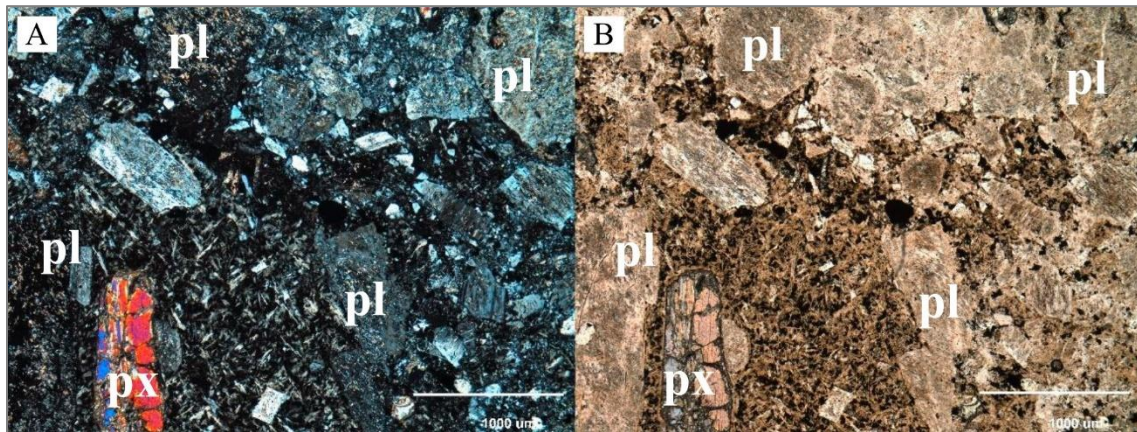


Figura 5.6. Fotomicrografías en a) nicoles cruzados y b) nicoles paralelos. Se observan cúmulos de plagioclasas (pl) alterando a illita/esmectita, sericita y albita y cristales de clinopiroxenos (px) inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa, máficos alterados a clorita y calcita, desvitrificación y caolinita/esmectita-clorita/esmectita relleno de espacios intersticiales. Elaboración propia.

La cantidad de masa fundamental varía entre un 35 - 50% y está compuesta mayoritariamente de microlitos de plagioclasas subhedrales, presentando en pocas ocasiones texturas de flujo, junto a minerales máficos reemplazados a clorita y en menor medida a calcita. Existe vidrio intersertal, el cual sufre desvitrificación parcial, formando semi esferulitas y minerales opacos en cantidades variables.

La masa fundamental en algunas muestras presenta desde a leve a fuerte reemplazo a caolinita/esmectita y clorita/esmectita, rellenando espacios intersertales (Figura 5.6).

5.2.2 Alteración

El análisis de las muestras extraídas desde zonas mineralizadas dentro de la Unidad Andesita Ocoíta (AO) en labores subterráneas (Figura 5.6) evidenció la presencia de alteración hidrotermal de baja a moderada intensidad. En términos generales, las características texturales y composicionales originales de las rocas afectadas por la alteración han sido borrados o destruidos parcialmente, conservando características originales distinguibles.

Los minerales de alteración presentes son: calcita, clorita, esmectita, albita illita/esmectita, caolinita/esmectita, sericita, epidota y zeolita, que afectaron tanto a fenocristales como a la masa fundamental, así como también rellenaron vetillas y amígdalas (Figura 5.7). La alteración es de tipo selectiva la cual afecta levemente a los fenocristales de plagioclasas, mientras que la alteración es más intensa ocurrió en la masa fundamental, alterando los microlitos de minerales máficos y plagioclasas.

Los fenocristales de plagioclasas (pl) fueron deformados y se alteraron parcialmente a illita/esmectita, sericita y albita (Figura 5.7; A, B). Por otro lado, la masa fundamental compuesta por microlitos de minerales máficos se encuentran alterados a clorita (chl) y epidota (ep), presentando de igual forma estructuras de desvitrificación (semi esferulitas) y rellenos de caolinita/esmectita ocupando espacios intersticiales, mientras que los microlitos de plagioclasa fueron alterados a illita/esmectita y sericita (Figura 5.7; C, D).

Los minerales de alteración presentes en las amígdalas presentan una zonación que consiste en una zona externa de clorita (chl), una zona intermedia zeolita (zeo) y una zona interna de calcita (cal) (Figura 5.7; E, F).

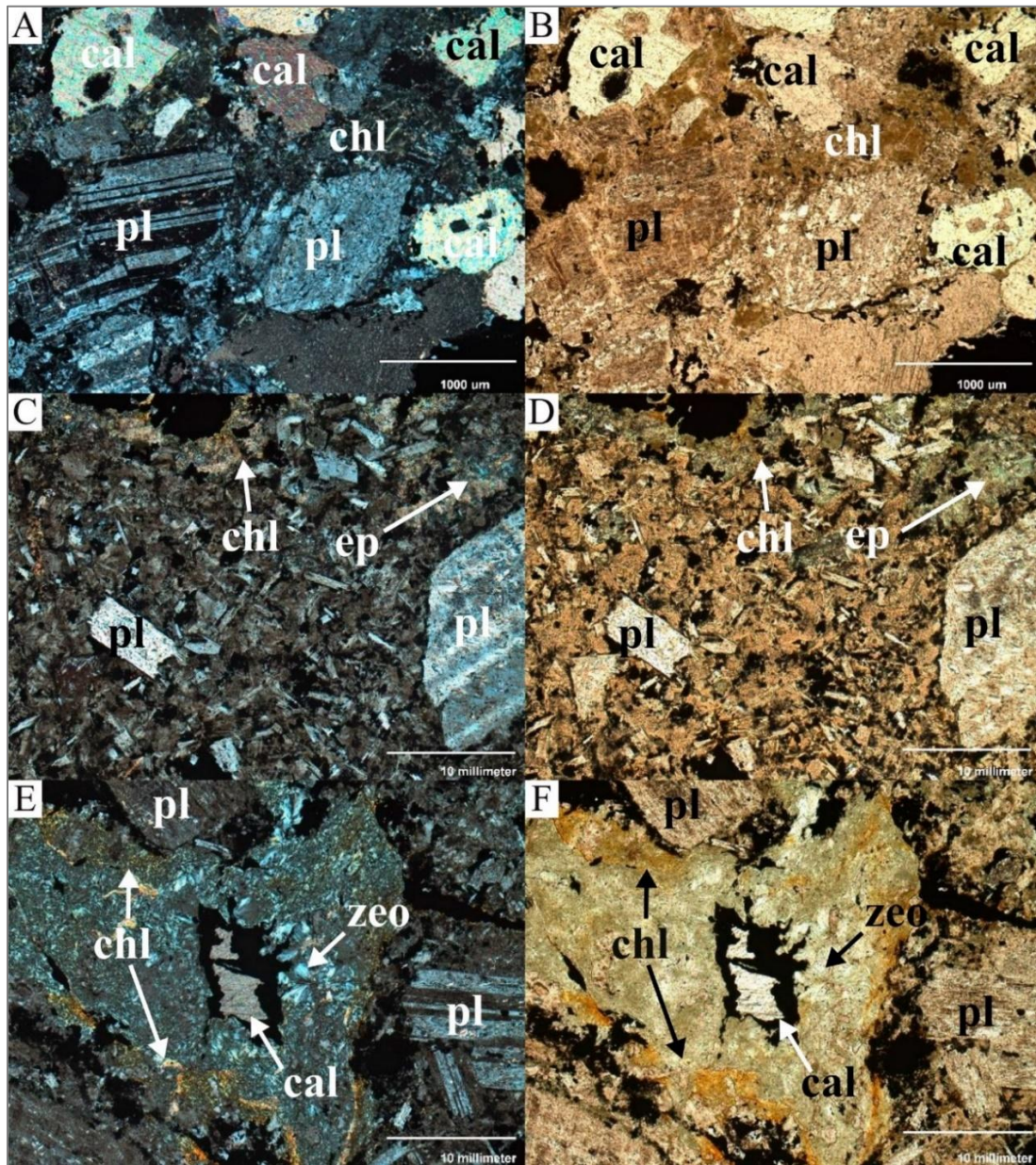


Figura 5.7. Fotomicrografías en nicols cruzados (izq.) y en nicols paralelos (der.). A, B: alteración en plagioclasas y minerales de alteración relleno intersticios. C, D: alteración de microlitos de la masa fundamental y fenocristales de plagioclase; E, F: minerales de alteración relleno una amígdala. (pl = plagioclase; chl = clorita; cal = calcita; ep = epidota; zeo = zeolita). Elaboración propia.

5.2.3 Mineralización

Los procesos de mineralización provocaron la precipitación de minerales de Cu y Fe, los cuales se hospedan principalmente en la Unidad Andesita Ocoita (AO) en forma de manto.

En muestras de mano extraídas de la frente de trabajo oriental a la zona de estudio (Figura 5.8) se observó la presencia de bornita rellenando microfracturas de hasta 1 mm de espesor, así como también reemplazando la masa fundamental de la roca hospedante andesítica. La calcopirita y la tennantita se encuentran rellenando vetillas de hasta 3 mm de espesor. La calcosina se encuentra presente reemplazando a bornita en rocas que se encuentran cloritizadas. En ciertos sectores se encuentra hematita roja reemplazando a cristales de bornita.

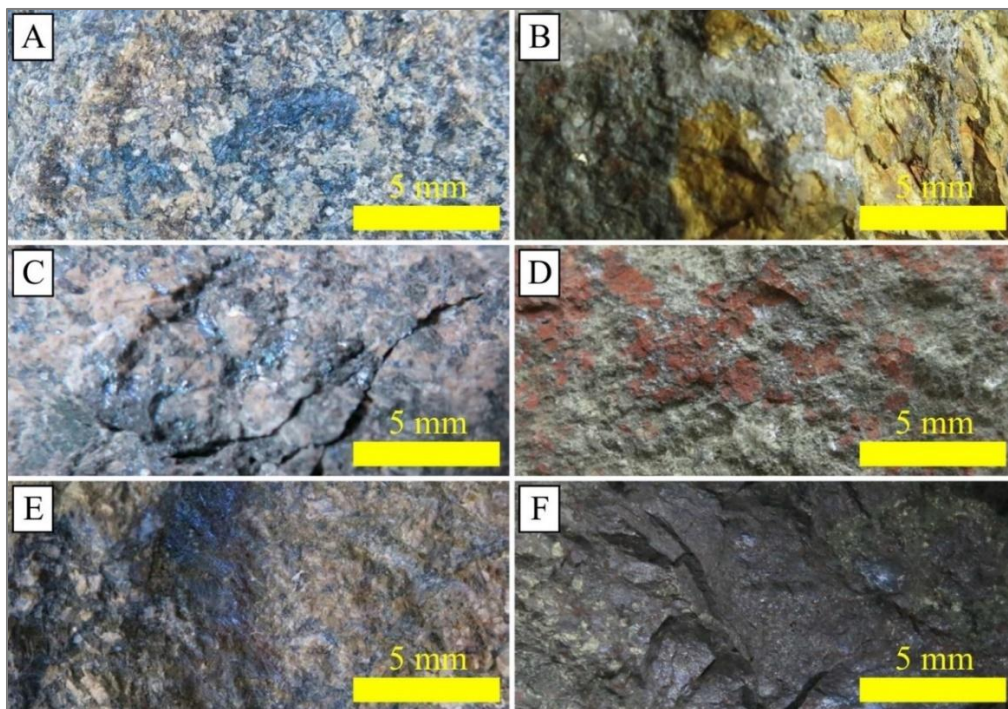


Figura 5.8. Fotografías de muestras de mano. A: Bornita en microfracturas y en reemplazo de masa fundamental de roca hospedante; B: Vetillas de calcopirita (amarillo) y vetilla de aragonito con tennantita (arriba izquierda); C: Vetillas rellenas con bornita; D: Hematita roja reemplazando a bornita. E: Vetillas de bornita reemplazada por calcosina y bitumen. Se observan fenocristales de plagioclasa casi sin alterar; F: Vetilla de bornita maciza reemplazada por calcosina. La roca de caja se encuentra cloritizada. Elaboración propia.

En cortes pulidos extraídos desde muestras extraídas de las galerías (Figura 5.6) se observó textura de sobrecrecimiento envolvente entre pirita y calcopirita con contactos nítidos entre las fases minerales (Figura 5.9 A y B). Además, se observó el reemplazo de cristales subhedrales de pirita por bornita y calcopirita en exsolución (Figura 5.9 C), junto a texturas lamelares de calcopirita en bornita a lo largo de planos cristalográficos (Figura 5.9 D). La tetraedrita sobrecrece generalmente en los bordes de la bornita y la calcopirita, aunque no es exclusivo (Figura 5.9 D). Estos sulfuros de cobre se encuentran en vetilleos y grietas de contracción rellenas con bitumen grafitizado (Figura 5.9 D).

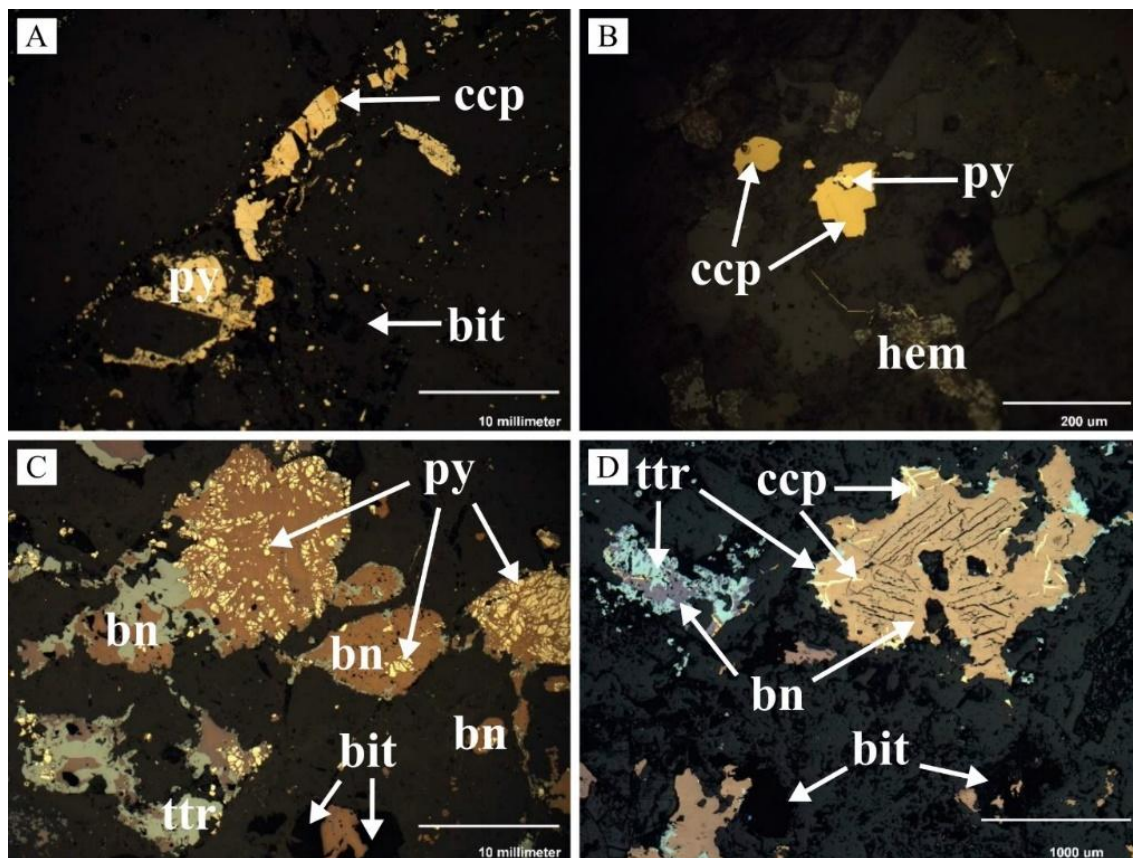


Figura 5.9. Microfotografías en luz reflejada. A: vetilla rellena por pirita (py) y calcopirita (ccp) con bitumen; B: sobrecrecimiento de calcopirita (ccp) sobre cristales subhedrales de pirita (py). Presencia de hematita (hem). C: reemplazo de cristales de pirita (py) por bornita (bn) por exolución, y cristales de tetraedrita (ttr). D: lamelas de calcopirita (ccp) en bornita (bn) y bordes de tetraedrita (ttr). La bornita de la izquierda muestra oxidación en color morado. Elaboración propia.

La tetraedrita se presentó en bandas coloformes junto a bornita y calcopirita, cuyos espesores son centimétricos, y sus bandas tienen espesores milimétricos. Estas bandas coloformes atraviesan y son atravesadas por vetillas de calcita (Figura 5.10).

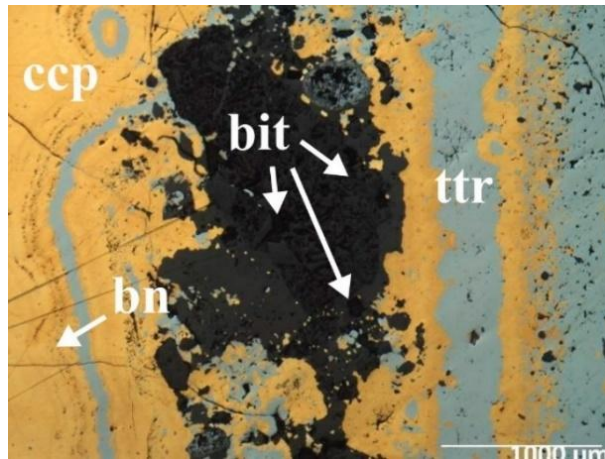


Figura 5.10. Microfotografía en luz reflejada. Bandas coloformes de calcopirita (ccp), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). El bitumen está grafitizado. Elaboración propia.

Además, se observaron zonas de exsolución de bornita, calcosina y digenita, que forman texturas mirmequíticas, donde el bitumen se encuentra más grafitizado respecto de las zonas que contienen tetraedrita (Figura 5.11). El bitumen forma glóbulos milimétricos abundantes rellenos casi totalmente con bornita y calcosina (Figura 5.12).

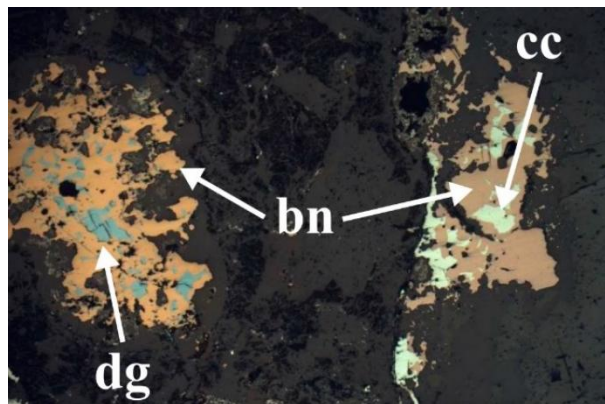


Figura 5.11. Microfotografía en luz reflejada. Der: bandas coloformes de calcopirita (ccp), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). El bitumen es presente grafitizado. Elaboración propia.

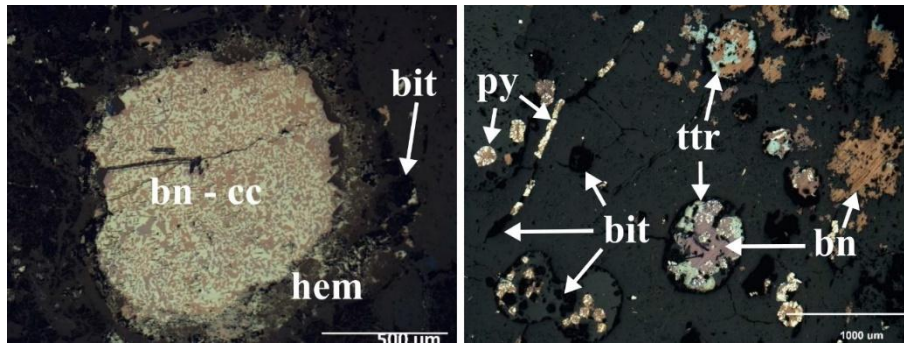


Figura 5.12. Microfotografía en luz reflejada. Izq: Relleno de amígdala. Desde el borde bitumen grafitizado (bit), hematita (hem) y exsolución de bornita (bn) y calcosina (cc). Der: Vetillas y huecos desgaseificados rellenos por bitumen (bit), bornita (bn) y tetraedrita (ttr). Elaboración propia.

La magnetita se encuentra en exsolución con ilmenita y martitizada (Figura 5.13 A). La abundante hematita roja es evidente en la masa fundamental de la roca hospedante, que además presenta covelina solo detectable microscópicamente (Figura 5.13 B), además la presencia de hematita se distingue en el reemplazo bornita por hematita roja (Figura 5.13 C).

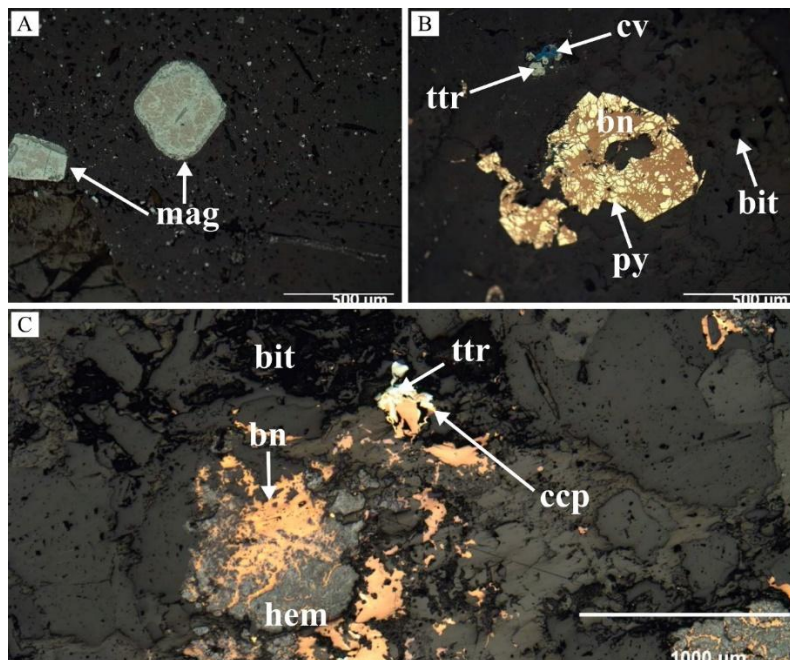


Figura 5.13. Microfotografía en luz reflejada. A: Cristal euhedral de magnetita afectado por martitización (café), con bordes de ilmenita (gris). B: Reemplazo bornita (bn) por pirita (py). Se observan cristales de covelina (cv) junto a tetraedrita (ttr) C: Reemplazo de bornita (bn) por hematita (hem). Elaboración propia.

5.2.4 Geología estructural

En la imagen 5.14 se presentan los resultados del mapeo estructural de interior mina del Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos.

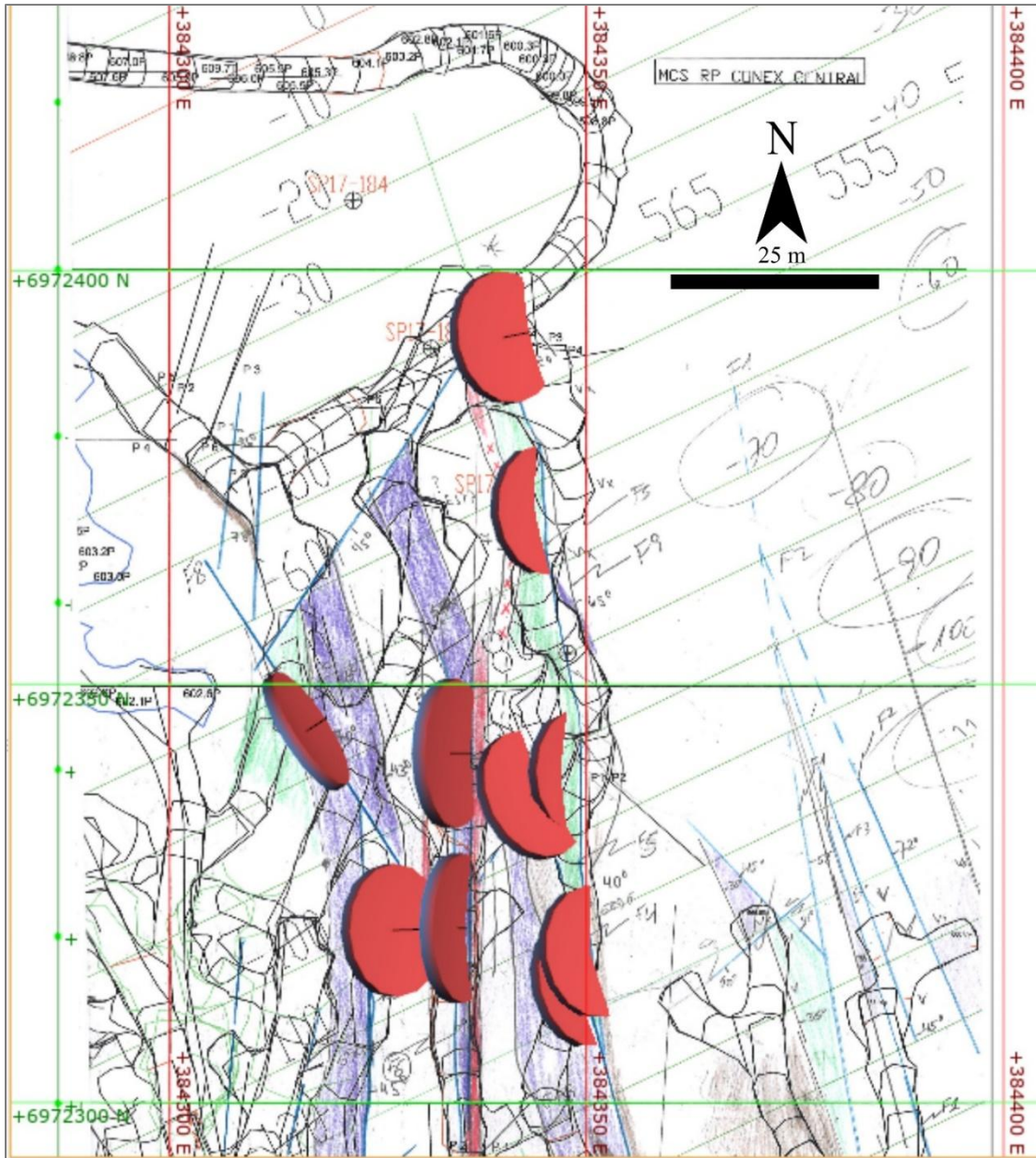


Figura 5.14. Mapeo interior mina estructural del Nivel 560, de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.

Las estructuras levantadas (Tabla 5.1) presentes corresponden a fallas, y diaclasas. Las fallas (Figura 5.15) presentan un plano principal con una actitud N13W; 50 NE, mientras que existe dos planos secundarios con una actitud de N32W; 72 NE y N31E; 45 SW con N54E; 48 SW. Las diaclasas muestran 5 familias (Tabla 5.1 y Figura 5.16). A continuación, se indican las actitudes y observaciones generales de las estructuras levantadas:

Tabla 5.1. Características de las estructuras locales.

Estructuras	Plano principal	Plano secundario	Observación
Fallas (Figura 5.15)	N13W;50NE	N32W; 72 NE N31E;45 SW N54E; 48 SW	Fallas inversas homotéticas.
Diaclasas (Figura 5.16)	N10W; 46 E N17W; 60 SW N82E; 78 NW N80E; 80 SE N57W; 72 NE	---	Set de estructuras casi ortogonales. Relleno de calcita.

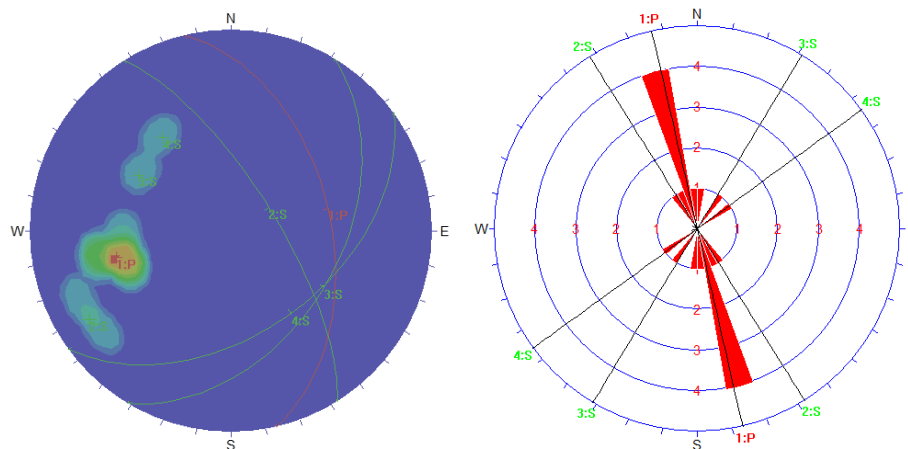


Figura 5.15. Red estereográfica con círculos máximos de planos de falla (Izq); Roseta de rumbos de planos de falla (Der). Elaboración propia.

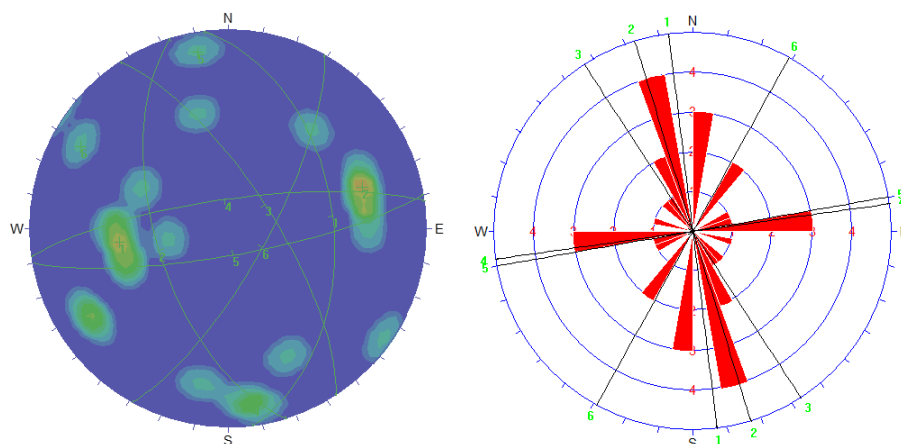


Figura 5.16. Red estereográfica con círculos máximos de planos de diaclasas (izq); Roseta de rumbos de planos diaclasas (der). Elaboración propia.

5.3 Modelo de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$

Una vez determinada la geología de la mina, se procedió a construir un modelo geológico de la envolvente de isoley que engloba las áreas con leyes de $CuT \geq 0,6 \%$. A continuación, se describe la construcción, depuración y evaluación de la envolvente realizada.

Las litologías identificadas en los sondajes y en las galerías fueron asignadas a tres unidades geológicas cuyos espesores se detallan en la siguiente tabla y se presentan en la figura 5.17.

Tabla 5.2. Unidades geológicas y sus espesores en bloque de modelo.

UG agrupada	UG local	Perfil norte	Perfil centro	Perfil sur
Gravas de Atacama	Gravas (GRA)	< 34 m	< 14 m	< 40 m
Fm. Cerrillos	Conglomerados y areniscas (CA)	160 – 220 m	160 – 220 m	160 – 220 m
Fm Pabellón	Andesita ocoíta (AO) Andesita estéril (AE)	> 100 m (Dado que no se ha determinado el piso de la unidad).		

Las unidades geológicas agrupadas en la Fm. Cerrillos y la Fm. Pabellón poseen una orientación preferencial aproximada de N20W y presenta un promedio de inclinación de 35° hacia el E (Figura 5.17). Dado que el cuerpo mineralizado se encuentra dentro de la unidad Andesita ocoita (AO), este último se incluyó dentro de la Fm. Pabellón (Figura 5.17).

Luego, la envolvente de isoley generada de $CuT \geq 0,6\%$ de (Cu total) consistió en un sólido que tiene una orientación preferencial N20W, espesores variables entre 1,5 y 10,2 m y un volumen de 68 260 m³ (Figura 5.17).

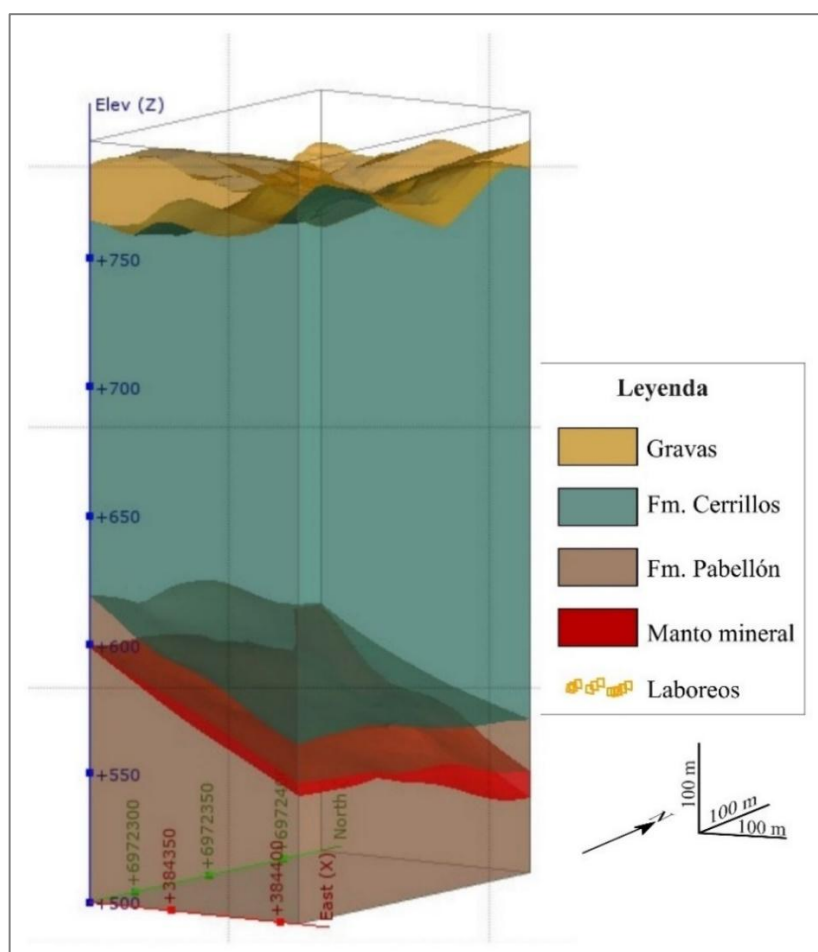


Figura 5.17. Envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6\%$ sin ajustar. (sólido rojo) del Nivel 560, zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.

5.3.1 Ajustes del modelo de isoley

El ajuste de la envolvente de isoley se realizó considerando un modelo sin depurar generado a partir sólo de la información de los sondajes, el cual fue ajustado considerando la información de las galerías, los sondeos de interior mina (PIM) y la continuidad de la unidad hospedante de la mineralización (Andesita ocoíta; AO) (Figura 5.18).

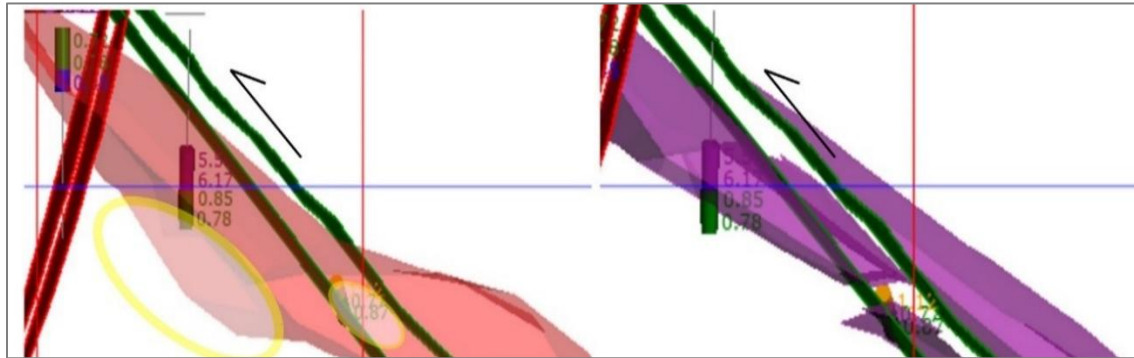


Figura 5.18. Diferencias entre modelo sin ajustar (izquierda), respecto del modelo ajustado (derecha). Ambas fallas son inversas homotéticas. En rojo corresponden a las cajas de un dique subvertical que de igual forma resta volumen al sólido sin ajustar. Vista al N. Elaboración propia.

La depuración anterior generó variaciones en el volumen de la envolvente de isoley, lo cual se muestra en la siguiente tabla:

Tabla 5.3. Variación de volumen del modelo de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$.

Volumen de la envolvente sin ajustar (m ³)	Volumen de la envolvente ajustado (m ³)	% de variación
68 260	22 283	-67,356 %

5.4 Evaluación del modelo de isoley

Una vez generada la envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$, se realizó la evaluación del modelo sobre la base de la verificación de los datos de entrada, la verificación del modelo a partir de los límites geológicos de la unidad de roca hospedante a través de un perfil Swath,

y la comparación de los datos del modelo respecto de los datos operacionales de tonelaje y calidad de las marinas extraídas de los niveles involucrados dentro de la envolvente.

5.4.1 Verificación de los datos de entrada

La verificación de los datos de entrada involucró tareas de revisión y control de calidad de datos relacionados a la topografía, las muestras y la información geológica de las planillas en formato csv. En la siguiente tabla se detallan los resultados de revisión de parámetros de entrada:

Tabla 5.4. Resultado de revisión de parámetros de entrada.

Origen de los datos	Acción	Resultado
Topografía	Calibración de equipos.	Sin inconformidades.
	Errores en trayectoria.	<0,5%
	Errores en sólidos de galerías.	Sin inconformidades.
Muestreo	Envío de 1 muestra en blanco y 1 estándar cada 20 muestras enviadas a laboratorio. Revisión de protocolos de toma de muestras en galerías, desde sondajes, desde marinas y cancha.	Sin inconformidades.
Geológico	Revisión planilla Assay.csv	Tramos con incongruencias fueron corregidos de manera manual y automática por el software <i>Leapfrog</i> .
	Revisión planilla Collar.csv	
	Revisión planilla Lito.csv	
	Revisión planilla Estructura.csv	
	Revisión de planilla Mx.csv	
	Revisión de planilla Alt.csv	

Con la información anterior es posible indicar que no se encontraron errores críticos en los datos de entrada, y los que se encontraron, fueron corregidos de manera correcta.

5.4.2 Verificación de la envolvente de isoley a través de perfil Swath

La distribución espacial de las leyes de CuT ocurre dentro de la Unidad Andesita ocoíta (AO) ubicada dentro de la Formación Pabellón lo que fue verificado con un perfil Swath (perfil de banda) orientado con el mismo rumbo general de la mineralización y las unidades que la hospedan (Figura 5.19), en el que es posible observar el control litológico de las zonas mineralizadas dentro de la unidad de Andesita ocoíta (AO).

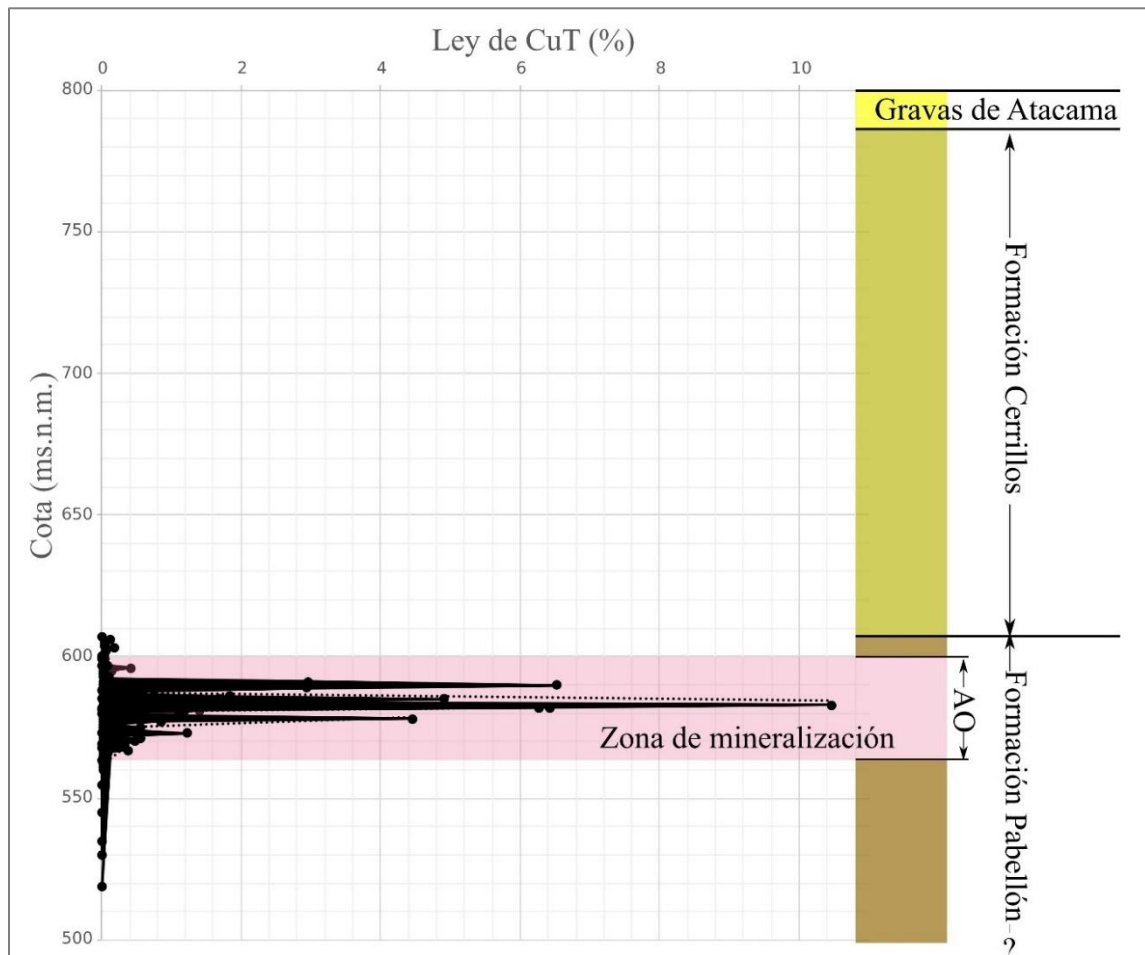


Figura 5.19. Perfil Swath de leyes de CuT (%) obtenidas desde sondajes (testigos, detritus y PIM) respecto de la profundidad y su relación con unidades geológicas definidas en el capítulo 5.3.1. Elaboración propia.

5.4.3 Comparación de los datos del modelo de isoley corregido vs datos operacionales

La cuantificación de la distorsión de los límites geológicos del modelo se evaluó sobre la base de la dilución operacional, obteniendo una dilución de un 31 % obteniéndose una ley diluida de 1,21 % y un ancho de labor corregido de 5 m (Tabla 5.5):

Tabla 5.5. Cuantificación de la distorsión de los límites geológicos de la envolvente de ley del modelo.

Parámetros de dilución	Fórmula	Valor
Potencia media manto (PCM)	-	2 m
Manteo (Mt)	-	35°
Ley media de CuT (LM)	-	1,75 %
% Dil	$\% Dil = \frac{25}{\sqrt{PCM} * \text{sen}(Mt)}$	31 %
Ley media de CuT diluida (LMDil)	$LMDil = LM * (100\% - \% Dil)$	1,21 %
Ancho de labor corregido (ALC)	$ALC = PCM + \left[\frac{PCM}{\left(\frac{1}{\% dil} - 1 \right)} \right] * \frac{1}{\text{sen}(Mt)}$	5 m
Dilución respecto del mineral (% DilM)	$\% DilM = \left(1 - \frac{ALC}{ALC + PCM} \right) * 100$	29%

Respecto de las leyes (Tabla 5.6), cuantitativamente se extrajeron 42 muestras de las marinas, de las cuales 36 de ellas entregaron leyes de CuT $\geq 0,6$ %, con un porcentaje de asertividad del 84,71 %.

La ley mínima entregada por las marinas extraídas desde el sector modelado corresponde a una ley de 0,18%, la ley máxima correspondió a un 3,82% y la ley media de un 1,75% (Figura 5.20).

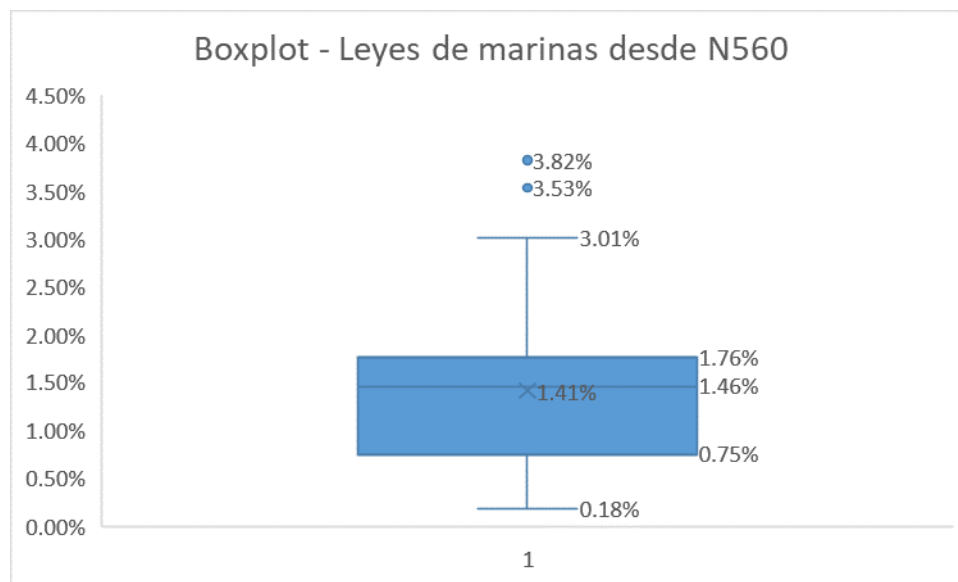


Figura 5.20. Box plot de los valores de las leyes extraídas de las marinas explotadas en el Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos. Elaboración propia.

Tabla 5.6. Cuantificación de las diferencias de leyes entre las muestras extraídas en las marinas respecto de la envolvente de ley del modelo.

N° muestras	Muestras $\geq 0,6\%$ CuT	% de asertividad	ley min.	ley máx.	Ley media
42	36	84,71%	0,18 %	3,82%	1,41 %

5.4.4 Optimización de operaciones mineras basada en modelamiento geológico del cuerpo mineralizado

La aplicación de las metodologías propuestas en este trabajo permitió dos tipos de optimización: una optimización cualitativa relacionada a acciones que tuvieron implicancias operativas en la producción y planificación de las operaciones a corto, mediano y largo plazo, así como también una optimización cuantitativa relacionada a la geometría del cuerpo mineralizado, el tonelaje y ley media de las zonas encerradas por la envolvente de isoley de $CuT \geq 0,6 \%$, y la calidad de las marinas extraídas (Tabla 5.7).

Tabla 5.7. Optimización cuantitativa y optimización cualitativa.

Optimización cualitativa	Optimización cuantitativa
Identificación de áreas con mayor probabilidad de concentraciones de Cu	Actitud de cuerpo mineralizado = N20W; 35E Espesor: (1,5 a 10,2 m)
Planificación más precisa de la ubicación de futuros sondajes	
Alimentación de modelo de bloques para la estimación y categorización de recursos para la planificación a corto, mediano y largo plazo	Tonelaje de $CuT \geq 0,6 \%$ = 66849 Ton Volumen = 22283 m ³ Densidad promedio de marinas = 3 Ton/m ³
Planificación más precisa del método de explotación sobre la base de la información de la dilución teórica y geometría de la labor.	Ley media de CuT diluida = 1,21 %
Ajuste eficaz de las operaciones en respuesta a cambios intrínsecos (condiciones geológicas) y extrínsecos (variabilidad del valor del Cu en los mercados) del depósito	% de asertividad en leyes de marinas = 84,71 %

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1 Modelo litoestratigráfico generalizado de la Mina Mantos Cobrizos

Para este trabajo se realizaron observaciones macroscópicas en testigos de rocas y detritos, y se determinaron 4 unidades litológicas locales que de piso a techo son: Andesita ocoíta (AO)/Andesita estéril (AE); Conglomerados y areniscas (CA) y Gravas (GRA). Estas unidades fueron asignadas respectivamente a: Fm. Pabellón; Fm. Cerrillos y Gravas de Atacama. La unidad de lavas que incluyen a la unidad de Andesita ocoíta (AO) intercaladas con la unidad de Andesita estéril (AE), correspondería al techo de la Fm. Pabellón que subyace en discordancia erosiva a la Formación Cerrillos (Arévalo, 2005).

Al comparar los resultados litoestratigráficos de este trabajo con los de Cisternas y Hermosilla (2006) se aprecian similitudes en la relación de contacto entre las unidades de lavas (AO y AE) asignadas a la Fm. Pabellón y la unidad de Conglomerados y areniscas (CA) asignada a la Fm. Cerrillos, que correspondería a una discordancia erosiva. Sin embargo, a diferencia de lo propuesto por Cisternas et al. (1999) no se observaron los cuerpos lenticulares de tobas que estarían estratigráficamente en el mismo nivel que la unidad de Andesitas ocoítas (AO).

Dado que la actitud de las unidades litoestratigráficas de la Fm. Pabellón y la Fm. Cerrillos es de N20W; 35 E, los espesores mapeados en los sondajes corresponderían a espesores aparentes de las unidades litoestratigráficas, y junto con lo anterior cabe señalar que el espesor de la unidad de lavas (AO y AE) asignada a la Fm. Pabellón es mínimo, ya que aún no se ha cartografiado el piso o contacto con la unidad infrayacente, observación que debe considerar que podría corresponder a la Fm. Totoralillo y/o que esté afectada por el Despegue Cerrillos (Arévalo, 2005).

6.2 Correlación de la geología de interior mina

La roca de caja que alberga la mineralización corresponde a la unidad de Andesita ocoíta (AO), que corresponden a andesitas porfídicas, hipocristalinas, con presencia de vesículas y amígdalas y masa fundamental de color pardo, relacionado a una fuerte alteración

propilítica, y zonas con masa fundamental de color rojizo (presencia de hematita), o negra (cuando es predominante la presencia de sulfuros de cobre y bitumen).

Con respecto a lo anterior, las características mineralógicas y texturales de la unidad de Andesita ocoíta (AO), así como su mineralogía de menas y alteración son consistentes con lo descrito en depósitos estratoligados de cobre del norte de Chile relacionados a hidrocarburos por Espinoza et al. (1996), Cisternas y Frutos (1996), Hermosilla y Cisternas (2001), Kojima et al. (2003) y Cisternas y Hermosilla (2006), que indican que la mineralización de sulfuros de cobre está relacionada a zonas con bitumen, en asociación con una alteración propilítica y escaso desarrollo de zona de oxidación.

Particularmente en la zona del modelo, las fallas y diaclasas que afectan a las zonas mineralizadas son posteriores a la mineralización. Además, considerando la actitud de las fallas (principal: N13W; 50NE; secundario: N32W; 72 NE; N31E;45 SW; N54E; 48 SW), éstas podrían estar relacionadas al Despegue Cerrillos (Arévalo 2005) como estructuras subsidiarias.

6.4 Análisis de las metodologías empleadas

La conceptualización de la información geológica permitió generar un modelo tridimensional litoestratigráfico y de isoley, que representaría la información espacial sobre la base de información fragmentada y que permite entender los procesos que gobiernan un depósito mineral, lo que implica la generación de modelos predictivos, de atributos geológicos de interés, considerando la generación de hipótesis que deberán ser verificadas con la retroalimentación de información o conocimiento en el tiempo (Duke y Hanna, 2001).

Para lograr lo anterior, primero, se realizó la recolección y análisis de datos de forma sistematizada, tanto en sondajes como en labores subterráneas. La disponibilidad de datos y la frecuencia en que se obtuvieron permitió visualizar la distribución espacial de la información geológica, y que ésta última tuviera un significado sin depender, en primera instancia, de alguna interpolación o estimación geoestadística.

Lo anterior es una ventaja que es posible, siempre y cuando, se tenga abundante información geológica disponible, tanto superficial como subterránea (galerías, sondajes). Sin embargo, cabe señalar que de igual forma es necesario que los datos tengan una buena calidad y sean representativos, ya que, por muy abundantes, si son datos de mala calidad, el modelo sería poco asertivo. No obstante, en este trabajo se utilizaron datos de buena calidad sometidos a controles de calidad periódicos (por ejemplo: calibración de equipos de medición, actividades de QA/QC de muestras, control de la trayectoria de los sondajes, etc.) lo que permitió alcanzar buenos resultados en la etapa previa al modelamiento, es decir en la caracterización de litologías, alteración, mineralización y estructuras.

La caracterización de parámetros geológicos como la litología, alteración, mineralización y estructuras presentó una buena aproximación de resultados, ya que se realizó tomando en consideración la información proveniente desde el mapeo de galerías subterráneas aledañas, complementado con la información mapeada testigos y detritus, y los análisis químicos realizados en muestras de interés, que a su vez fue correlacionada con la información previa de interior mina.

Este enfoque de retroalimentación entre diferentes fuentes de información permite comprender a priori la naturaleza del depósito mineral para unificar criterios en las tareas que implican la generación de nueva información que retroalimente a los modelos geológicos. Sin embargo, lo anterior se limita al conocimiento, formación y experiencia del personal encargado de estas tareas.

No obstante, el constante entrenamiento y capacitación, la baja rotación del personal, y el trabajo multidisciplinario del Departamento de Geología de la Mina Mantos Cobrizos, ha permitido que el personal maneje criterios geológicos básicos generales y particulares del depósito mineral en la Mina Mantos Cobrizos, que permiten un sustento sólido sobre el cual trazar y extrapolar la información geológica disponible, por lo cual las inconsistencias del mapeo traspasadas al modelamiento geológico, la estimación de recursos y la valorización de las minas se presumen mínimas y controlables.

El modelamiento geológico requiere un constante entrenamiento de los profesionales que realizan esta tarea, ya que se recomienda conocer todas las herramientas que se pueden utilizar en los *softwares*, considerando sus limitaciones, capacidad de procesamiento y tipo de resultados entregables. Sin embargo, la eventual rotación de personal, la limitada capacitación y el impedimento de acceder a la licencia de software de pago puede ser un impedimento a la hora de replicar esta metodología, en particular cuando los datos pueden ser limitados, o no ser compatibles entre *softwares* diferentes. No obstante, la utilización de *software* permite que el modelamiento sea reproducible, y que los tiempos de modelamiento y actualización sean mínimos, aunque se utilicen *software* de código libre.

6.5 Optimización de la producción

La mejor comprensión de la geología de la mina a través de un modelo litoestratigráfico junto a un modelo de envolvente de isoley, permitió identificar las áreas en el Nivel 560 de la zona central de la Mina Mantos Cobrizos, con una probabilidad mayor de concentraciones de cobre. Se delimitó un cuerpo mineralizado mantiforme con una orientación de N20W; 35 E y espesores entre 1,5 a 10,2 m. La información anterior facilitará la planificación de la ubicación de futuros sondajes para alimentar la base de datos geológica con mayor precisión. En ese sentido, los costos operacionales asociados a la búsqueda de áreas potencialmente explotables, es decir, el costo de los sondajes y muestreos se reducirán debido a que la ubicación de las perforaciones se realizará considerando una estrategia más eficiente.

De la misma manera el modelo de isoley aportaría información valiosa para la alimentación del modelo de bloques, lo que permitiría la estimación de recursos disponibles a corto, mediano y largo plazo, contribuyendo a la toma de decisiones operacionales y en la optimización de la producción, cuya estimación era errática sin la aplicación de la metodología propuesta en este trabajo (% de asertividad en minas extraídas = 84,71 %), pudiendo establecer con suficiente certeza la cantidad y categoría de nuevas reservas minerales (66849 Ton @ $CuT \geq 0,6$ %), lo cual tendrá un impacto en la planificación de la

extracción en el tiempo, es decir, tanto en las operaciones mensuales, y semestrales, así como también, en la vida útil estimada de la mina.

El establecimiento del modelo de isopley sobre la base de información de interior mina, de la misma manera podría resultar valioso para una mejor definición de método de explotación para una extracción más precisa, ayudando a disminuir la cantidad de estéril extraído, que si bien teóricamente se ha estimado a través de una dilución planificada de un 31% considerando una dimensión de labor de 5m, se podría considerar un escenario favorable ya que en la mina actualmente la dimensión de las galerías es de 4 x 4 m, lo que indicaría que el valor de dilución teórico es máximo, permitiendo minimizar los costos relacionados al manejo de estéril, ya que la extracción de marinas se enfocará en las áreas con mayores leyes de Cu, minimizando las operaciones logísticas asociadas al carguío y transporte de estéril hacia los botaderos.

Finalmente, el impacto sobre la planificación y en las operaciones en corto, mediano y largo plazo permitirá ajustar eficazmente las operaciones en respuesta a cambios abruptos en las condiciones geológicas del depósito, así como también frente a la variabilidad del valor del Cu en los mercados.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El presente trabajo consistió en aportar información adicional y específica del depósito explotado por la Compañía Minera Carmen Bajo, en la Mina Mantos Cobrizos, ubicada al NE de Copiapó en la región de Atacama.

Este depósito corresponde a un estratoligado de Cu perteneciente al metalotecto Ocoíta – Pabellón (Cisternas et al., 1999). La forma del cuerpo mineralizado es de tipo tabular irregular y tiene una actitud aproximada de N20W; 35E. La roca de caja que aloja la mineralización corresponde a andesitas porfídicas vesiculares y amigdaloidales, cuya masa fundamental varía entre tonos pardos, rojizos o negros dependiendo el grado de alteración hidrotermal y la mineralización. La alteración predominante es propilítica, con la presencia abundante de calcita + clorita + arcillas, mientras que la mineralización principal corresponde a sulfuros de cobre, sin una presencia clara de zona de oxidación.

El modelo litoestratigráfico y el modelo de isoley bajo las metodologías indicadas en el presente trabajo se considera asertivo estableciendo con una precisión aceptable los límites entre las unidades geológicas, la envolvente de mineralización, las estructuras y la distribución de las leyes, por lo que se puede indicar que las metodologías de este trabajo pueden ser replicadas en depósitos con características equivalentes.

Sobre la base de lo anteriormente mencionado sobre el proceso de construcción de modelos, como el modelo litoestratigráfico y el modelo de la envolvente de isoley, y su aplicación en la Mina Mantos Cobrizos, es posible indicar que la metodología propuesta en el presente trabajo es extrapolable a bloques (*boundary*) más amplios dentro de la mina, así como también a depósitos de similares características.

En consecuencia, para el modelamiento geológico de corto plazo de yacimientos estratoligados de mediana minería, se establece un geólogo de corto plazo debe seguir la siguiente secuencia de actividades para la construcción de un modelo geológico adecuado:

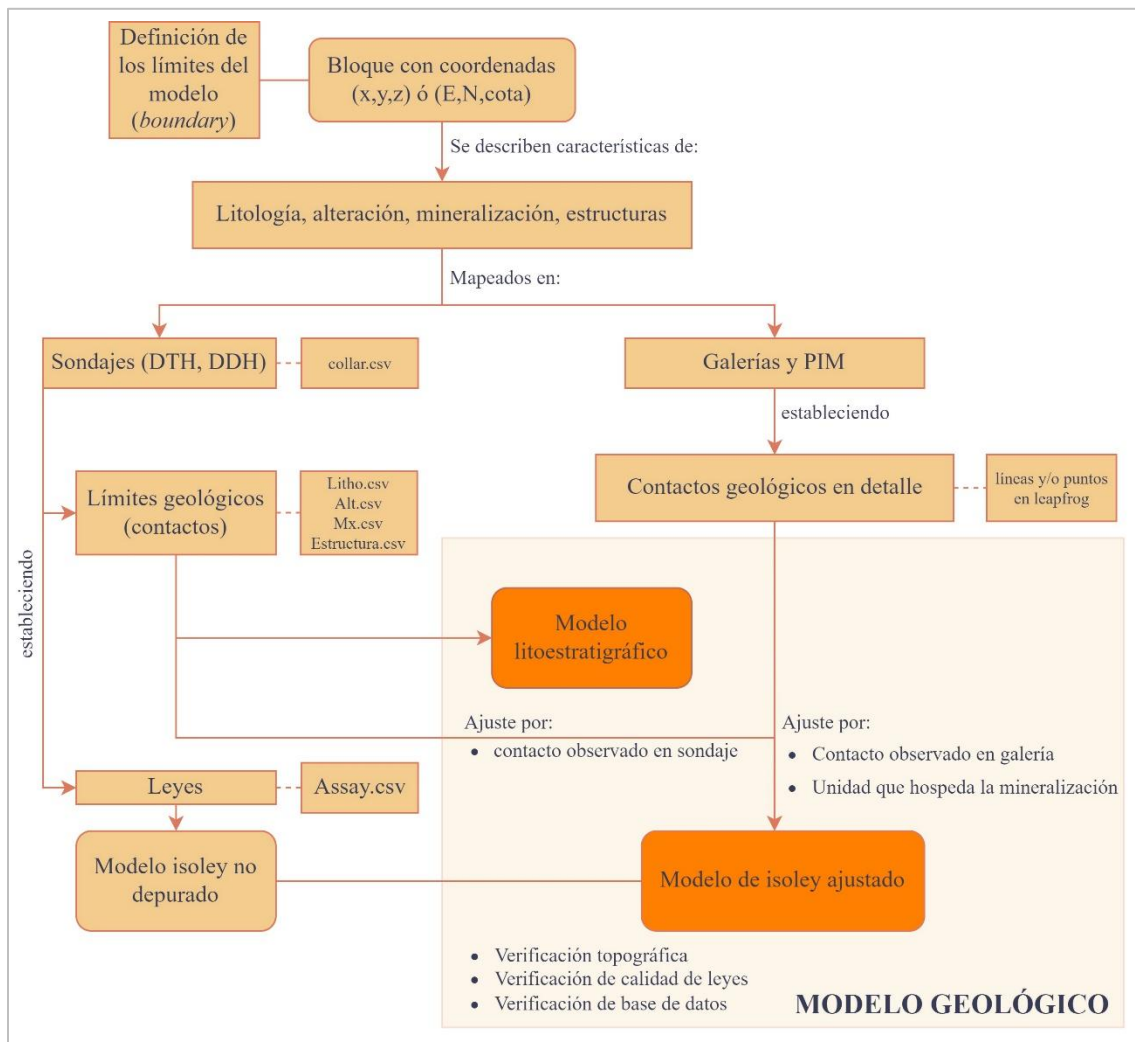


Figura 5.21. Diagrama de flujo de las actividades de modelamiento geológico de corto plazo en mediana minería de un yacimiento estratoligado. Elaboración propia.

REFERENCIAS

Abzalov, M.Z., (2008). Quality control of assay data: a review of procedures for measuring and monitoring precision and accuracy. *Exp Min Geol J* 17(3–4):131–144.

Abzalov M.Z., (2011). Sampling errors and control of assay data quality in exploration and mining geology. In: Ivanov O (ed) Application and experience of quality control. InTECH, Vienna, pp 611–644.

Abzalov, M.Z., Drobov, S.R., Gorbatenko, O., Vershkov, A.F., Bertoli, O., Renard, D., Beucher, H., (2014). Resource estimation of in-situ leach uranium projects. *Appl Earth Sci* 123(2):71–85.

Abzalov, M., (2016). *Applied Mining Geology*, Springer International Publishing, Cham.

Annels, A. E., (1991). Mineral deposit evaluation: A practical approach (pp. 323–350). Dordrecht, The Netherlands: Springer Netherlands.

Arévalo, C., (2005). Carta Copiapó. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, (91), 1.

Boric, R., (1997). Nuevos antecedentes sobre el modelo geológico del yacimiento de cobre El Soldado, Chile Central. Congreso Geológico Chileno, VIII, Antofagasta, Chile, V. II, p. 862-866.

Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F., Zentilli, M., (2002). The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile; in Porter, T.M., (Ed.). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Vol 2: 185-205pp.

Boric, R., Diaz, J., Becerra, H., Zentilli, M., (2009). Geology of the Ministro Hales Mine (MMH), Chuquicamata district, Chile, S11-055. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp 1–4.

Borg, G., Piestrzynski, A., Bachmann, G.H., Püttmann, W., Walther, S., & Fiedler, M., (2012). An Overview of the European Kupferschiefer Deposits. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 16, pp 455-486

Brown, A.C., (1989). Sediment-hosted stratiform copper deposits—Deposit-type name and related terminology, in Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C., and Kirkham, R.V., Sediment-hosted stratiform copper deposits: Geological Association of Canada, Special Paper 36, p. 39–51.

Brown, A.C., (2005). Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment-hosted stratiform copper deposits model: *Economic Geology*, v. 100, p. 765–771.

Brown, A.C., (2009). A process-based approach to estimating the copper derived from red beds in the sediment-hosted stratiform copper deposit model: *Economic Geology*, v. 104, p. 857–868.

Box, S. E., Syusyura, B., Seltmann, R., Creaser, R. A., Dolgoplova, A., & Zientek, M. L., (2012). Dzhezkazgan and associated sandstone copper deposits of the Chu-Sarysu Basin, Central Kazakhstan.

Camus, F., (1980). Distrito Minero Punta del cobre, modelo interpretativo. *Revista Geológica de Chile* 11, 51–76.

Cisternas, M.E., Diaz, L, (1990). Geologic evolution of the Atacama basin during the Lower Cretaceous. In: Fontboté, L., Amstutz, C.G., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (eds) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 496–504

Cisternas, M.E.; Frutos, J., (1996). Importancia metalogénica del volcanismo extensional del Cretácico Inferior en la región de Copiapó, Chile. In *Congresso Brasileiro de Geologia*, No. 39, Anais, Vol. 7, p. 303-306. Salvador-Bahia.

Cisternas, M. E., Frutos, J., Spiro, B., y Galindo, E., (1999). Lavas con bitumen en el Cretácico Inferior de Copiapó, petroquímica e importancia metalogenética. *Revista geológica de Chile*, V- 26, N°2, pp. 205-226.

Cisternas, M. E., & Hermosilla, J., (2000). Paragénesis mineral en el metalotecto “Lavás con Bitumen”, Cretácico Inferior, región de Atacama, Chile. Simposio sobre el Cretácico de América del Sur. Vol. I pp.79-84.

Cisternas, M. E., & Hermosilla, J., (2006). The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapo area, Northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 339-355.

Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, F. M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., Archibald, D.A., (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ Geol* 85:1520–1583

Coombes, J., (2009). Validation of Resource Models – Myths, Materiality and Modern Approaches. Project Evaluation Conference 2009 (Melbourne, Australia) 21-22 April 2009, 3, 211-216.

Davis, J.C., (2002). *Statistics and data analysis in geology*, 3rd edn. Wiley, New York, p 638

del Real, I., Thompson, J.F.H., and Carriedo, J. (2018) Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper gold district, northern Chile: *Ore Geology Reviews*, v. 102, p. 106–153

del Real, I., Thompson, J., Simon, A. y Reich Morales, M., (2020) Geochemical and Isotopic Signature of Pyrite as a Proxy for Fluid Source and Evolution in the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper-Gold District, Chile. Disponible en <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/178487>

Duke, J.H., Hanna, P.J., (2001). Geological interpretation for resource modelling and estimation. In: Edwards AC (ed) *Mineral resource and ore reserve estimation—the AusIMM guide to good practice*. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, pp 147–156

Durieux, C.G., and Brown, A.C., (2007). Geological context, mineralization, and timing of the Juramento sediment-hosted stratiform copper-silver deposit, Salta district, northwestern Argentina: *Mineralium Deposita*, v. 42, p. 879–899

Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., y Moraga, A., (1996). The Cupriferous Province of the Coastal Range, Northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R. (editors) *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 19-32.

Evans, D.G., and Nunn, J.A., (1989). Free thermohaline convection in sediments surrounding a salt column: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, no. B9, p. 12,413–12,422.

García, F., (1967). *Geología del Norte Grande de Chile*. In *Symposium sobre el Geosinclinal Andino*, Sociedad Geológica de Chile, Vol. 3, p. 138.

Gvirtzman, H., Garven, G., and Gvirtzman, G., (1997). Thermal anomalies associated with forced and free groundwater convection in the Dead Sea rift valley: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 1167–1176.

Hanor, J.S., (1987). Kilometre-scale thermohaline overturn of pore waters in the Louisiana Gulf Coast: *Nature*, v. 327, p. 501–503.

Hayes, T.S., Landis, G.P., Whelan, J.F., Rye, R.O., and Moscati, R.J., (2012). The Spar Lake strata-bound Cu-Ag deposit formed across a mixing zone between trapped natural gas and metals-bearing brine: *Economic Geology*, v. 107, p. 1223–1249 p.

Hayes, T.S., Cox, D.P., Piatak, N.M. and Seal, R.R., (2015). *Sediment-hosted stratabound copper deposit model*. U.S. Geological Survey, Virginia, 147 pp.

Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J., and Selley, D., (2005). The sediment-hosted stratiform copper ore system, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology One-Hundredth Anniversary Volume*: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists, p. 609–642.

Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York, p 561

Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Tristá, D. and Hayashi, K., (2003). Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. *Mineral. Deposita*, 38, 208 – 216.

Kojima, S., Trista-Aguilera, D., & Hayashi, K. I. (2009). Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits. *Resource geology*, 59(1), 87-98.

Larson, R.L., Pitman, III. W.C., (1972). World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol Soc Am Bull* 83: 3645–3662

Marschik, R., Leveille, R.A. y Martin, W., (2000). La Candelaria and the Punta del Cobre District: Early Cretaceous Iron-Oxide Cu-Au (-Zn-Ag) Mineralization. In: Porter, T.M. (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Volume I, Australian Mineral Foundation, Adelaide, 350 p.

Marschik, R., Fontboté, L. (2001) The Punta del Cobre Formation. Punta del Cobre-Candelaria area, northern Chile. *J South Am Earth Sci* 14:401–433

Marschik, R., Fontignie, D., Chiaradia, M., & Voldet, P. (2003). Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotope composition of granitoids of the Early Cretaceous Copiapó plutonic complex (27° 30' S), Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 381-398.

Maksaev, V., Zentilli, M. (2002). Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: Porter TM (ed), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits. A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide 2:185–205

Mpodozis, C., Ramos, V.A., (1989). The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.D., (eds) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, *Earth Sci Ser* 11: 59–90

O'Hara, T. A. 1980. Quick Guide to the Evaluation of Orebodies. *Bulletin of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 73, 87-99.

Ortiz, J. M., & Emery, X. (2006). Geostatistical estimation of mineral resources with soft geological boundaries: a comparative study. *Journal South African Institute of Mining and Metallurgy*, 106(8), 577.

Marjoribanks, R., (2010), *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining*. Second Edition, Springer-Verlag, Berlin.

Palacios, C., & Definis, A., (1981). Petrología del yacimiento Buena Esperanza, II región, Norte de Chile. Primer Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis, Departamento de Geociencias, Universidad Católica del norte, Antofagasta, Chile, p. 48-67.

Palacios, C., Albornoz, R. & Definis, A., (1981). Notas Acerca de la prospección de depósitos de cobre volcanogénicos en la cordillera de la costa del norte de Chile, y esquema de discriminación entre cuerpos subvolcánicos productivos y no productivos. 1er Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis (Antofagasta, 1981) 107-114 3.

Pan, G. (1995). Practical issues of geostatistical reserve estimation in the mining industry. *CIM Bull* 88:31–37

Pevely, S., (2001) Ore reserve, grade control and mine/mill reconciliation practices at McArthur River mine, NT. In: Edwards AC (ed) *Mineral resource and ore reserves estimation – the AusIMM guide to good practice*. AusIMM, Melbourne, pp 567–578

Pollard, P.J., (2006), An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces: *Mineralium Deposita*, v. 41, p. 179–187.

Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M. E., & Miller, H. (2008). Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous lavas and implications for strata-bound copper deposits, North Chile. *Economic Geology*, 103(2), 387-404.

Rose, A.W., (1976) The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red bed copper and related deposits: *Economic Geology*, v. 71, p. 1036–1048.

- Rossi, M. E. and Deutsch, C. V. (2014). Mineral resource estimation. Springer Netherlands.
- Ruiz, C., Aguirre, L, Corvalan, J, Klohn, C., Klohn, E. and Levi, B. 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 305p.
- Ruiz, C., Aguilar, A, Egert, E, Espinoza, W, Puebles, F, Quezada, R. and Serrano, M. (1971). Strata-bound copper sulphide deposits of Chile. Soc. Min. Geol. Jpn. Spec . Issue , 3 , 252 – 260.
- Saric, N., Kreft, C., and Huete, C., (2003). Geología del yacimiento Lo Aguirre, Chile, Revista Geológica de Chile, 30, 317–331.
- Sato, T. (1984). Manto type copper deposits in Chile: A review. Bull. Geol. Surv. Jpn., 35 , 565 – 582.
- Seequent, (2023). “Identifying and Correcting Data Errors in Leapfrog Geo” Consultado el 18 de julio de 2024. <https://help.seequent.com/Geo/2023.2/en-GB/Content/data/correct-errors.htm>.
- Segestrom, K., (1960). Cuadrángulo Quebrada Paipote. Inst Inves Geol Carta Geológica de Chile. Vol.7, N° 1, scale 1:50.000
- Sillitoe, R.H., (1990). Copper deposits and Andean evolution. In: Ericksen GE, Cañas Pinochet MT, Reinemund JA (eds) Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council Energy Min Resour Earth Sci Ser 11:285–311
- Tukey, J.W., (1977). Exploratory data analysis. Addison – Wesley Longman, Boston, p 688
- Verdugo, M., Ciobanu, C., Courtney-Davies, L., Cook, N., Slattery, A., Ehrig, K., Tornos, F., Hanchar, J. (2022). U-Pb Geochronology and mineralogy of hematite from Manto Verde and Carmen de Cobre, Northern Chile: Constraints on Andean IOCG mineralization. Economic Geology. Vol 117 (4): 943-960.
- Vivallo, W., y Henriquez, F., (1998). Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 25(2), 199-228.

Wilson, N. S., y Zentilli, M., (1999). The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology*, 94(7), 1115-1135.

Zamora, R., Castillo, B., (2001). Mineralización de Fe-Cu-Au en el distrito Mantoverde, Cordillera de la Costa, III región de Atacama, Chile. In: Proc 2nd Congr Int de Prospectores y Exploradores, Lima, Conferencias, Inst de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, CD-ROM, 13 pp

Zentilli, M., Munizaga, F., Graves, M. C., Boric, R., Wilson, N. S., Mukhopadhyay, P. K., & Snowdon, L. R. (1997). Hydrocarbon involvement in the genesis of ore deposits: an example in Cretaceous stratabound (Manto-Type) copper deposits of central Chile. *International Geology Review*, 39(1), 1-21.

Zhao X-F, Zhou M-F, Hitzman MW, Li J-W, Bennett M, Meighan C, Anderson E (2012) Late paleoproterozoic to early mesoproterozoic tangdan sedimentary rock-hosted stratabound copper deposit, Yunnan Province, Southwest China. *Econ Geol* 107:357–375

Zielinski, R.A., Bloch, S., and Walker, T.R., (1983). The mobility and distribution of heavy metals during the formation of first cycle red beds: *Economic Geology*, v. 78, p. 1574–1589.

Tabla 8.1. Descripción del contenido de las casillas.

Ubicación	Descriptor
Fila 1 / Columna 50	Número de identificación de la hoja que tiene al frente y el total de hojas del sondeaje.
Fila 2 / Columna 4	Nombre del proyecto o campaña de sondeaje.
Fila 2 / Columna 7	Número del sondeaje.
Fila 2 / Columna 26	Sección de proyecto donde se ubica el sondeaje.
Fila 2 / Columna 44	Descripción de ubicación del sondeaje.
Fila 3 / Columna 4	Nombre del geólogo que realizó la descripción.
Fila 3 / Columna 7	Coordenada E – UTM del collar.
Fila 3 / Columna 26	Número de recomendación de sondeaje.
Fila 3 / Columna 44	Longitud de pozo.
Fila 4/ Columna 4	Fecha de descripción del sondeaje.
Fila 4/ Columna 7	Coordenada N – UTM del collar.
Fila 4 / Columna 26	Recuperación promedio del sondeaje.
Fila 4 / Columna 44	Rumbo/Azimut del sondeaje en grados sexagesimales.
Fila 5 / Columna 4	Fecha de perforación del sondeaje.
Fila 5 / Columna 7	Elevación del collar en m s.n.m.
Fila 5 / Columna 44	Inclinación del sondeaje en grados sexagesimales.

1	2	
Num	Avance de Perforación	
Avance (m)	Desde (m)	Hasta (m)

Figura 8.2. Columna 1 y 2: Identificación del avance de los tramos en los sondeos.

Número de muestra para análisis químico

En la columna 3 (Figura 8.3) se registró el número de muestra, e indicando el inicio y final de ella con números y gráficamente.

3
Muestreo
N° de Muestra

Figura 8.3. Identificación del muestreo en los sondajes.

Descripción geológica

En la columna 4 (Figura 8.4) se describieron las características de la roca, alteración, mineralización y estructuras. Se delimitó el tramo al que corresponde la descripción, con letra y números legibles y, con términos geológicos definidos.

En caso de que no se reconoció alguna roca, mineral, etc., se debe describir e investigar más tarde. Una vez aclarada la duda, se escribió una nota escrita con procesador de texto indicando los resultados de su investigación, además de incluir fecha, tramo donde se originó la duda y, bibliografía consultada. Agregar a carpeta de sondaje.

4
Descripción Geológica

Figura 8.4. Identificación del avance de los tramos en los sondeos.

Descripción geológica gráfica

En la columna 5 (Figura 8.5) existe un set de columnas donde se registró gráficamente la información geológica relevante. Se registró gráfica y textualmente el ángulo máximo de contacto de una roca con otra, considerando cero grados [0°] con el eje del testigo:

5			
Descripción Gráfica			
Litología	Alteración	Mineralización	Estructura y Fractura

Figura 8.5. Columna 5: Descripción gráfica de litología, alteración, mineralización y estructuras.

Litologías: La descripción básica de la litología consideró: tamaño de fenocristales; % de fenocristales; % masa fundamental, color masa fundamental; orientación de los cristales; % de clastos o intraclastos; tamaño de fragmentos, clasto, intraclastos, extraclastos, % de matriz/cemento; color; textura, etc. Al final de la descripción se asignó un nombre para cada roca.

En el caso que se presente un dudoso tipo de roca, se anota el símbolo (?), sin embargo, la descripción debe realizarse en terreno. Será seleccionada una muestra para estudio y se indicará su localización.

A continuación, se indica la codificación de colores para mapeo de litologías.

Tabla 8.2. Símbolos gráficos de litologías.

Litología	Código	Color
Arenisca	a a	N° 746 (“café oscuro”)
Conglomerado	o o	N°738.5 (“verde manzana”)
Dique	+ +	Negro (2H)
Andesita	v v	N°738 (“verde pasto”)
Brecha andesítica	▲ v ▲ v	N°738 (“verde pasto”)
Basalto	Vb Vb	N°738 (“verde pasto”)
Brecha matriz de sulfuros	▲ ▲	N°745 (“rojo carmín”)

Alteración: Se indicó la forma de presentación de la alteración: si la alteración se presenta a través de vetillas; halos de alteración; o diseminado; en parches o cúmulos; reemplazando a feldespatos; o reemplazando a masa fundamental y/o relleno de amígdalas.

Se deberá mantener muestras de roca en cada estado de alteración a fin de unificar criterios. El relleno de una vetilla con minerales de alteración se considerará alteración, una vez estudiado su origen y vínculos.

Al clasificar la alteración, será por la asociación de minerales de alteración dominantes. Por ejemplo, la masa fundamental presenta reemplazo por la asociación albita; clorita; clorita –

arcillas; clorita – calcita, etc junto con vetillas y a veces diseminado de calcita. Ambos casos deben ser registrados ya que son indicadores de ambiente Eh – Ph.

Además, se deberá indicar el grado de alteración de la roca según la persistencia en ella (roca fresca, trazas, muy débil, débil, moderado, fuerte). Finalmente se debe registrar el límite de los minerales de alteración (piso, techo).

A continuación, se indica la codificación de colores para mapeo de alteraciones.

Tabla 8.3. Símbolos gráficos de alteración.

Alteración	Código	Color
Clorita – calcita	----	Nº 738,5 (“verde manzana”)
Clorita	----	Nº738 (“verde pasto”)
Argilización	----	Nº761 ½ (“azul claro”)
Albita	----	Nº737 1/2 (“aquamarina”)
Zeolita	----	Nº737 (“naranja”)

Mineralización: Se levantó la siguiente información: tipo de mineralización de mena (óxidos de cobre, sulfuros de cobre); tipo de mineralización de ganga (calcita, aragonito, limonitas, cuarzo, calcedonia); forma de distribución (vetillas, micro venillas, vetas, diseminado, relleno de matriz de brecha, impregnación y/o relleno de fracturas, manchas o cuerpos irregulares); límites de aparición de mineralización de sulfuros y/u óxidos de cobre (Tabla 8.4).

Fallas: De cada una de ellas se debe medir su actitud, de preferencia obteniendo el rumbo desde el mapa topográfico, así también se debe medir, en caso de que sea posible, el desplazamiento de bloque y su naturaleza (normal, inversa, etc.). Además, se debe indicar presencia de humedad, contenido de salbanda y su espesor, contenido de fragmentos de roca, presencia de espejos de falla y la cantidad de movimiento que estos conserven rastros, etc. (Tabla 8.5)

Diaclasas: De cada una de ellas se midió el rumbo, manteo y su dirección de inclinación, de preferencia obteniendo el rumbo desde el mapa topográfico, Junto con estas, se debe controlar las zonas de fracturamiento fuerte, considerando este la presencia de fragmentos menores a 6 cm.

A continuación, se indica la codificación de colores para mapeo de la mineralización.

Tabla 8.4. Símbolos gráficos de mineralización.

Minerales de mena		Código	Color
Menas de zona de oxidación (Cu)	Atacamita	****	N°738 (“verde pasto”)
	Azurita	****	N°761 ½ (“azul claro”)
	Crisocola	****	N°737 1/2 (“aquamarina”)
	Malaquita	****	N°737 (“naranja”)
	Cobre nativo	****	N°744 (“Rojo púrpura”)
Menas de enriquecimiento secundario	Calcosina	****cc	N°746 (“Café oscuro”)
	Covelina	****cv	N°737 1/2 (“aquamarina”)
Menas de zona hipógena	Calcopirita	****cpy	N°745 (“rojo”)
	Bornita	****bo	N°747 (“violeta”)
	Digenita	****di	N°746 (“Café oscuro”)
	Tennantita	****te	N° 738,5 (“verde manzana”)
	Pirita	****py	N°735 1/2 (“amarillo”)
Menas de zona de oxidación (Fe)	Hematita	****hm	N°746 (“Café oscuro”)
	Gohetita	****gt	N°746 (“Café oscuro”)
	Magnetita	****mt	N°746 (“Café oscuro”)
	Jarosita	****wa	N°746 (“Café oscuro”)

Tabla 8.6. Parámetros de mineralización registrados en el mapeo.








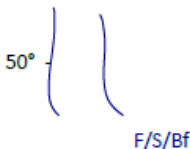
Características	Descripción	Información
Presentación	Vetillas	Estructuras tabulares rellenas con minerales de mena/ganga.
	Halos	Cambios que afectan a la roca mineralizada desde zonas con abundante mineralización hacia zonas estériles.
	Diseminados	Ocurrencia discreta de minerales de mena/ganga.
Zona	Oxidación	Zona de oxidación.
	Enriquecimiento secundario	Zona de sulfuros secundarios.
	Hipógena	Zona de sulfuros primarios.
	Mixta (transición)	Minerales de la zona de oxidación y de la zona de sulfuros primarios y/o secundarios.
Mineralogía de ganga		Minerales corresponden al producto de procesos de mineralización.
% de minerales de mena		Se determinó la cantidad volumétrica de estos minerales en las muestras
% de minerales de ganga		
Ley visual (%)		Se calculó considerando el porcentaje de los minerales separados según zona.
Análisis químico		Cu total (%), Cu soluble (%).

Tabla 8.7. Parámetros de alteración registrados en el mapeo.

Características	Descripción	Información
Modo de ocurrencia	Vetillas	Rellenos tabulares con minerales de alteración.
	Halos	Cambios que afectan a la roca alterada desde zonas muy alteradas hasta roca fresca.
	Diseminados	Ocurrencia discreta de minerales de alteración.
Tipo	Reemplazo	Reemplaza a feldespatos y/o masa fundamental.
	Relleno	Relleno de amígdalas
Grado de alteración	Roca fresca	La roca no se encontró afectada por algún tipo de alteración.
	Alteración leve	Menor al 25% de la roca afectada por alteración.
	Alteración moderada	Entre un 25 y un 70% de la roca afectada por alteración.
	Alteración intensa	Mayor a 70% de la roca afectada por alteración.
	Fuerte	La roca no presentó características petrográficas originales, y el reemplazo de minerales de alteración es total.
% de minerales de alteración		Se determinó la cantidad volumétrica de estos minerales en las muestras

A continuación, se indica la codificación de colores y símbolos estructurales.

Tabla 8.8. Símbolos gráficos estructurales.

Estructuras	Simbología
Falla	
Diaclasa	
Zona de fractura	
Vetilla con manteo de 10° y espesor de 1,5 cm	
Matriz de brecha	▲ ▲ , indica color de mineral.
Contacto observado con manteo de 20°	
Contacto inferido	
Zona de cizalle	
Zona de falla [F], salbanda [S], brecha de falla [BF], indicando manteo	

Mineralización

Las columnas 6 a la 28 (Figura 8.6) se completaron con la información de mineralogías de Cu y Fe presentes en cada tramo.

Cada mineral será identificado y cuantificado porcentualmente, indicando además su ocurrencia en la muestra (diseminado = d; vetilleo = v; reemplazo en masa fundamental = mf; matriz/cemento = m).

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Sulfuros Totales [%]	Mineralización de Cobre																					
	Sulfuros de Cobre (%)									Otros (%)		Total Sulfuros de Cobre	Óxidos de Cobre (%)									
	Calcosina	Covelina	Bornita	Calcopirita	Tenantita	Tetrahedrita				Pirita			Tenorita	Cuprita	Crisocolaa	Dioptasa	Malaquita	Azurita	Atacamita	Neotocita	Wads	

Figura 8.6. Columna 6 a la 28. Cuantificación y descripción de minerales de Cu.

Particularmente las limonitas se mapearon según la siguiente codificación de colores.

Tabla 8.9. Símbolos gráficos para limonitas.

Limonitas		Código	Color
Tipos	Hematita	hm-----	N°746 (“café oscuro”)
	Goetita	gt-----	N°737 (“naranja”)
	Jarosita	ja-----	N°757 (“piel”)
	Wad	wa-----	N°738 (“verde pasto”)
	Neotocita	ne-----	N°736 (“amarillo ocre”)

Además, se cuantificó el porcentaje volumétrico (T) que ocupan las limonitas en la muestra y las cantidades volumétricas respectivas de hematita (H), jarosita (J) y goetita (G). También se indicó su ocurrencia, ya sea diseminada (d), en fractura (f) y/o en vetillas (v) o en relleno de matriz de brecha (mb), así como la naturaleza indígena o exótica de la limonita, y su posible procedencia.

En la descripción de la mineralización en cada punto de control se realizará el cálculo de la ley visual, ya sea para la zona de oxidación de cobre, como también para la zona de sulfuros. Para cada zona por separado se contabilizará la presencia porcentual de cada

mineral presente para realizar la ponderación según la fórmula estequiométrica de cada mineral, para obtener la ley visual.

Ejemplo de mineralización en zona de oxidación: Según la descripción geológica se ha obtenido lo siguiente:

Tabla 8.10. Ejemplo de mineralización de zona de óxidos.

Totales (%)	Crisocola (%)	Atacamita (%)	Malaquita (%)	Azurita (%)
10	3	1	4	2

Con estos resultados, se calculó el contenido de cobre fino:

Tabla 8.11. Estimación de la ley de Cu a partir del mapeo geológico (óxidos).

Estimación de la ley de cobre a partir del mapeo geológico				
Mineral	% de Cu en mineral	Presencia en %	total	Total % de Cu
Crisocola	37,9	3	100	1,137
Malaquita	57,3	4	100	2,292
Azurita	55,1	2	100	1,102
Atacamita	14,8	1	100	0,148
Ley de cobre estimada según mapeo geológico				4,68

Por tanto, para el ejemplo de la tabla 8.10, la ley estimada según el mapeo geológico sería de un 4,68%.

Ejemplo de mineralización en zona de sulfuros: Según la descripción geológica se ha obtenido lo siguiente:

Tabla 8.12. Ejemplo de mineralización de zona de sulfuros.

Totales (%)	Calcopirita (%)	Calcosina (%)	Bornita (%)	Tennantita (%)
10	5	1	3	1

Con estos resultados, se calculó el contenido de Cu fino:

Tabla 8.13. Estimación de la ley de Cu a partir del mapeo geológico (sulfuros).

Estimación de la ley de cobre a partir del mapeo geológico				
Mineral	% de Cu en mineral	Presencia en %	total	Total % de Cu
Calcopirita	34,6	5	100	1,73
Calcosina	79,8	1	100	0,80
Bornita	63,3	3	100	1,90
Tennantita	51,1	1	100	0,51
Ley de cobre estimada según mapeo geológico				4,94

Por tanto, para el ejemplo de la tabla 8.12, la ley estimada según el mapeo geológico sería de un 4,94%.

Minerales de ganga

Las columnas 29 a 35 (Figura 8.7) se completaron con la información de los minerales de ganga que no corresponden a formadores de la roca hospedante, pertenecientes a un tramo determinado. Cada uno de ellos será cuantificado porcentualmente, indicando además su ocurrencia en la muestra (diseminado = d; vetilleo = v; reemplazo en masa fundamental = mf; matriz/cemento = m).

29	30	31	32	33	34	35
Minerales de Ganga						
Ganga (%)						
Jarosita	Goethita	Hematita	Magnetita	Calcita	Calcedonia	Cuarzo

Figura 8.7. Columna 29 a la 35. Cuantificación y descripción de gangas minerales.

Los minerales de ganga se mapearon según la siguiente codificación de colores.

Tabla 8.14. Símbolos gráficos de gangas.

Minerales de ganga		Código	Color
Gangas	Aragonito	ar*****	N°737 1/2 (“aquamarina”)
	Calcita	ca*****	N°737 1/2 (“aquamarina”)
	Calcedonia	cd*****	N°737 (“naranja”)
	Cuarzo	qz*****	N°737 (“naranja”)
	Bitumen	bt*****	N°748 (“black”)

Alteración

Las columnas 36 a la 40 (Figura 8.8) se completaron con la información de los minerales de alteración existentes determinados en cada tramo. Cada uno de los minerales de alteración será indicado y cuantificado según su ocurrencia en la muestra (diseminado = d; vetilleo = v; reemplazo en masa fundamental = mf; matriz/cemento = m).

36	37	38	39	40
Alteración (%)				
Hidrotermal				
Albita	Argilica	Aragonito	Clorita	Epidota

Figura 8.8. Columna 36 a la 40: Cuantificación y descripción de minerales de alteración.

Metamorfismo

Las columnas 41 a la 46 (Figura 8.9) se completaron con la información de zonas de metamorfismo considerando la existencia de minerales metamórficos existentes en un tramo determinado. Cada uno de ellos será indicado y cuantificado según su ocurrencia en la muestra (diseminado = d; vetilleo = v; reemplazo en masa fundamental = mf; matriz/cemento = m).

41	42	43	44	45	46
Metamorfismo					
Escapolita	Granate	Actinolita	Epidota calcita	Prehnia Pumpellita	

Figura 8.9. Columna 41 a la 46: Cuantificación y descripción de minerales metamórficos específicos.

Codificación de información geológica

La información geológica se codificó (Figura 7.10) para ser utilizada en métodos computacionales. Se propone un sistema de códigos que pueden ser complementado o modificado según necesidad.

47	48	49	50
CÓDIGOS			
Litología	Alteración	Mineralización	Estructuras

Figura 8.10. Columna 47 a la 50: Codificación de parámetros geológicos: litología, alteración, mineralización y estructuras.

Codificación de Litología: Se ha considerado que los códigos de litología contengan, sin orden específico dos caracteres, una vocal y una consonante. De preferencia comenzando con el carácter que da inicio al nombre de la roca (Tabla 8.10).

Codificación de Alteración Hidrotermal: Este ítem, considera utilizar dos caracteres que son el primero con letra mayúscula y el segundo con letra minúscula. Puede ser identificada según el mineral predominante o como asociación de minerales de alteración (Tabla 8.16).

Codificación de Mineralización: Se codificó con dos y ocasionalmente tres caracteres en minúsculas, dando importancia a la mineralización de cobre, sin embargo, esta codificación puede ser ampliada según necesidad. Ha sido codificado los siguientes grupos de minerales comunes según su origen: minerales sulfurados de Cu; minerales oxidados de Cu; otros minerales sulfurados (no cupríferos); minerales de ganga y otros.

Codificación de Estructuras: Ha sido considerado las estructuras principales existentes distritalmente tal como: pliegues; fallas; fracturas (Tabla 8.19).

Tabla 8.15. Codificación para las litologías.

Litología	Elemento	Código
Rocas intrusivas	Cuarzodiorita	do
	Diorita	di
	Granodiorita	gi
	Gabro	go
Rocas volcánicas lávicas	Andesita	ad
	Basalto	ba
Rocas volcánicas piroclásticas	Toba	to
	Toba de lapilli	tl
	Toba de ceniza	tc
	ignimbrita	ig
Rocas metamórficas	Corneana	co
	Esquisto	eq
	Filita	fi
	Milonita	ml
Rocas sedimentarias clásticas	Arenisca	ar
	Arcosa	as
	Brecha	bs
	Conglomerado	c
	Grava	gv
Rocas sedimentarias químicas	Caliza	ca
	Evaporita	ev
	Creta	ce

Tabla 8.16. Codificación para las alteraciones.

Alteración	Elemento	Código
Alteración hidrotermal según mineral principal)	Albitización	Ab
	Argilización	Ar
	Cloritización	Cl
	Seritización	Sr
	Epidotización	Ep
	Silicificación	Sc
	Zeolitización	Zz
Alteración hidrotermal según asociación mineral	Argilización avanzada	AV
	Argilización intermedia	AM
	Alteración fílica	AF
	Alteración potásica	AK
	Alteración sódica	AN
	Alteración cálcica	AC
	Propilitización	AP
	Serpentinización	AS
	Silicificación	SS
	Creta	ce

Tabla 8.17. Codificación para los minerales de mena.

Mineral	Elemento	Código
Minerales sulfurados con Cu	Bornita	bo
	Calcopirita	cpy
	Calcosina	cc
	Covelina	cv
	Digenita	di
	Enargita	en
	Tennantita	tt
	Tetraedrita	th
Minerales de la zona de oxidación	Antlerita	an
	Atacamita	at
	Azurita	az
	Brochantita	br
	Chalcantita	ch
	Crisocola	cr
	Cuprita	cp
	Dioptasa	dp
	Malaquita	mq
	Tenorita	te
	Copper pitch	cp
	Copper wad	cw
	Argentita	ag
	Arsenopirita	apy
	Blenda	bd
	Pirita	py
	Pirrotina	pr
	Pirargirita	pg
Proustita	pt	

Tabla 8.18. Codificación para los minerales de ganga.

Mineral	Elemento	Código
Minerales de ganga	Alunita	al
	Aragonito	ar
	Calcita	ca
	Cuarzo	qz
	Gohetita	gh
	Hematita	hm
	Jarosita	ja
	Limonita	li
	Magnetita	mt

Tabla 8.19. Codificación para las estructuras.

Estructuras	Elemento	Código
Pliegues	Anticlinal	Pan
	Sinclinal	Sin
Fallas	Inversa	Fin
	Normal	Fno
	Transcurrente	Ftr
Fracturas y otros	Diaclasa	Sdi
	Fractura	Sfr
	Lineamiento	lin
	Dique	diq

Resultados de análisis químicos

En la columna 51 a 54 fueron indicados los resultados de análisis químicos considerando Cu total (%), Cu insoluble (%), Ag (g/t) y Au /g/t (Figura 8.11)

51	52	53	54
Análisis Químico			
Cu (%) Total	Cu (%) Sol	Ag (g/t)	Au (g/t)

Figura 8.11. Columna 51 a la 54: Resultados de análisis químicos.

Anexo 2. Esquemas visuales de estimación porcentual

A continuación, se presentan los diagramas de estimación visual usados para el cálculo porcentual de vetas (Figura 8.12) y minerales/granos/fragmentos (Figura 8.13).

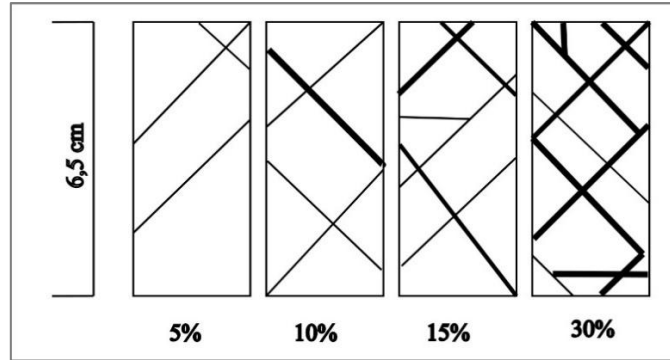


Figura 8.12. Estimación del % visual para vetas.

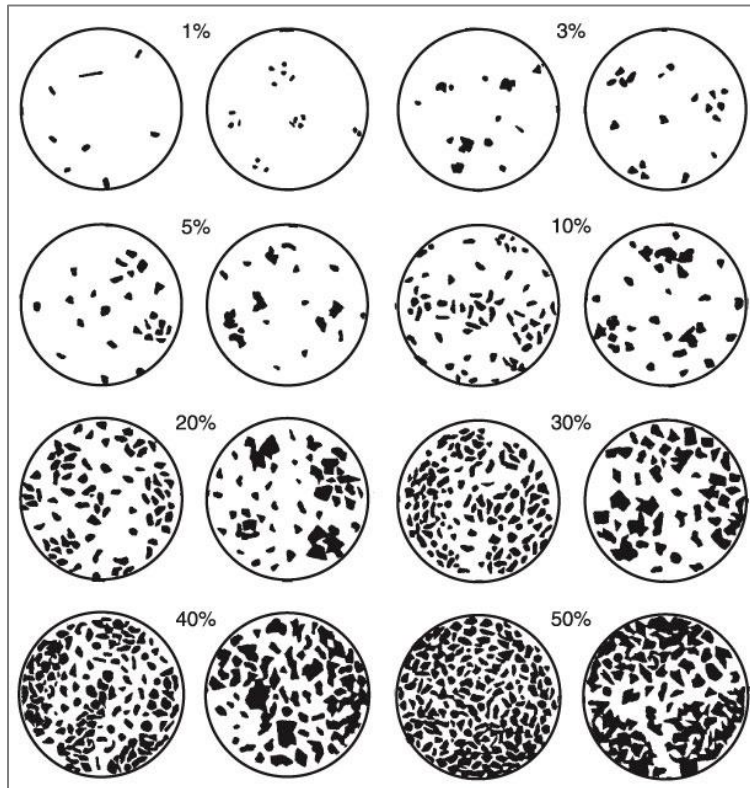


Figura 8.13. Estimación del % visual para minerales/granos/fragmentos.