



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTERMAL Y
MINERALIZACION DEL PROYECTO DE COBRE TRES VALLES, IV REGION,
CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

GABRIEL RODRIGO HERNANDEZ URIBE

**PROFESOR GUIA:
SR. CARLOS PALACIOS MONASTERIO**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
SR. ALFREDO LAHSEN AZAR
SR. BRIAN TOWNLEY CALLEJAS**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2010**

RESUMEN

El Proyecto Tres Valles se encuentra en la IV Región de Coquimbo, entre el valle del Río Illapel por el norte y el valle del Río Choapa, por el sur, 8 km al norte de Salamanca, en un punto ubicado 190 km al norte de la capital de Chile, Santiago. Es Propiedad de la Sociedad Contractual Minera Tres Valles perteneciente a Vale Group Company.

Las características del Proyecto de cobre Tres Valles son afines con un sistema de mineralización de Cu Tipo Estratoligado sin Ag subordinada. Contempla el depósito Don Gabriel como foco de estudio, el cual contiene mineralización de cobre mantiforme, subhorizontal y concordante con la estratigrafía. Está orientado N70W/20-30SW a lo largo de 0.6 km, formando cuerpos de mena de hasta 90 m de potencia y 400 m de longitud en el manto. La mena de cobre es principalmente calcosina y bornita, sulfuros de cobre que están como relleno de amígdalas y microfracturas en las rocas volcánicas. Esta mineralogía de mena está mayormente asociada a una alteración de albita-clorita y, subordinadamente, a otros minerales de alteración propilítica.

Inmediatamente bajo este nivel mantiforme, aparecen stocks microdioríticos emplazados en rocas volcánicas. La zona de contacto entre estas dos litologías contiene diseminación y algunas vetillas de bornita, calcopirita y calcosina, lo que define un cuerpo mineralizado subvertical, irregular, discordante con la estratificación y con dimensiones que alcanzan 300 m de alto, 70 m de ancho y 400 m de largo, que se orienta N40-50W. En este cuerpo, las mayores proporciones de minerales de mena se albergan en las rocas volcánicas de caja, asociadas a una alteración albítica-calcítica de intensidad moderada a fuerte.

En superficie, el depósito Don Gabriel cuenta con diversos afloramientos de rocas volcánicas con calcosina, bornita, crisocola y malaquita, y con diferentes intensidades de alteración propilítica y argílica supérgena.

Estructuralmente, el depósito está controlado por una zona de debilidad denominada La Amarilla, estructura subordinada a las fallas regionales normales Manquehua y Llimpo.

La ley promedio para el depósito Don Gabriel se eleva por sobre el 1.0% CuT, contenida en los niveles mantiformes concordantes con la estratificación y en cuerpos subverticales discordantes con ésta.

TABLA DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCION	1
1.1. PRESENTACIÓN	1
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. Generales	3
1.2.2. Específicos	3
1.2.3. Ubicación y Vías de Acceso	4
1.2.4. Metodología	5
1.2.5. Trabajos Anteriores	5
2. MARCO GEOLOGICO	7
2.1. ROCAS ESTRATIFICADAS	9
2.1.1. Formación Arqueros	9
2.1.2. Formación Quebrada Marquesa	9
2.1.3. Formación Salamanca	10
2.1.4. Depósitos Sedimentarios Recientes	11
2.2. ROCAS INTRUSIVAS	11
2.2.1. Superunidad Illapel	11
2.2.2. Superunidad Cogotí	12
2.3. ESTRUCTURAS	13
2.4. ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y MINERALIZACIÓN CUPRÍFERA	13
3. GEOLOGIA DEL PROYECTO TRES VALLES	15
3.1. ROCAS ESTRATIFICADAS	18
3.1.1. Miembro Quelén	18
3.1.1.1. Nivel Volcánico Basal (NVB)	19
3.1.1.2. Nivel Volcanosedimentario Intermedio (NVSI)	19
3.1.1.3. Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG)	20
3.1.1.4. Nivel Volcánico Superior (NVS)	21
3.1.2. Miembro Río Manque	22
3.1.2.1. Nivel de Volcanitas Rojas (NVR)	22
3.1.3. Depósitos Sedimentarios Recientes	23
3.2. ROCAS INTRUSIVAS	24
3.2.1. Stock Microdiorítico (SM)	24
3.2.2. Diques y Filones Andesíticos (DQA)	24
3.3. ESTRUCTURAS	25
3.3.1. Estructura La Amarilla	25
3.3.2. Estructura Portezuelo	26
4. ALTERACION HIDROTERMAL Y MINERALIZACION CUPRIFERA	28
4.1. ALTERACIÓN HIDROTERMAL HIPÓGENA	29
4.1.1. Alteración Propilítica	29
4.1.2. Alteración Albítica-Calcítica	31
4.2. MINERALIZACIÓN HIPÓGENA	32
4.2.1. Cuerpos Mantiformes	32
4.2.2. Cuerpos Subverticales	37
4.3. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN SUPÉRGENA	38
4.3.1. Alteración y mineralización supérgena relacionada con los cuerpos mantiformes.	38
4.3.2. Alteración y mineralización supérgena relacionada con los cuerpos subverticales.	39

5. DISCUSION: PROSPECCION DEL DEPOSITO Y GENESIS DE LA MINERALIZACION EN DEPOSITO DON GABRIEL	41
5.1. PROSPECCIÓN DEL DEPÓSITO BASADA EN LA HIPÓTESIS DEL ORIGEN DIAGENÉTICO-METAMÓRFICO.	42
5.2. PROSPECCIÓN DEL DEPÓSITO BASADA EN LA HIPÓTESIS DE FLUIDOS HIDROTERMALES RELACIONADOS CON CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS.	44
5.3. RESULTADOS	46
5.4. GÉNESIS DE LA MINERALIZACIÓN Y PROSPECCIÓN DEL DEPÓSITO	46
6. CONCLUSIONES	50
7. REFERENCIAS	53
ANEXOS	58
ANEXO I: COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEPOSITO DON GABRIEL	59
ANEXO II: MAPA DE ALTERACIONES	60
ANEXO III: TIPOS DE MENAS	61
ANEXO IV: DESCRIPCION DE CORTES PULIDO-TRANSPARENTES	66
ANEXO V: BLANCO DE EXPLORACION	73

INDICE DE FIGURAS

1. INTRODUCCION	1
FIGURA 1: DEPÓSITOS ESTRATOLIGADOS CU-(AG) HOSPEDADOS EN ROCAS VOLCÁNICAS EN EL NORTE DE CHILE.	2
FIGURA 2: UBICACIÓN Y ACCESOS AL PROYECTO TRES VALLES.	4
2. MARCO GEOLOGICO	7
FIGURA 3: MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DEL PROYECTO TRES VALLES.	8
3. GEOLOGIA DEL PROYECTO TRES VALLES	15
FIGURA 4: MAPA GEOLÓGICO DEL PROYECTO TRES VALLES, ÁREA DON GABRIEL.	16
FIGURA 5: PERFIL GEOLÓGICO LT 650 E.	17
FIGURA 6: PERFIL GEOLÓGICO LT 5750 SE.	18
FIGURA 7: LITOLOGÍAS DEL NIVEL VOLCÁNICO BASAL (NVB).....	19
FIGURA 8: LITOLOGÍAS DEL NIVEL VOLCANOSSEDIMENTARIO INTERMEDIO (NVSI).	20
FIGURA 9: LITOLOGÍAS DEL NIVEL PRINCIPAL DE ANDESITAS DON GABRIEL (NDG).....	21
FIGURA 10: LITOLOGÍA DEL NIVEL VOLCÁNICO SUPERIOR (NVS).	22
FIGURA 11: LITOLOGÍA DEL NIVEL DE VOLCANITAS ROJAS (NVR).....	23
FIGURA 12: LITOLOGÍAS DE ROCAS INTRUSITAS (SD) (DQA).	25
FIGURA 13: TRAZA DE ESTRUCTURA LA AMARILLA COINCIDENTE CON LINEAMIENTO DE ANOMALÍA GEOFÍSICA IP (VISTA AL SW).....	26
4. ALTERACION HIDROTHERMAL Y MINERALIZACION CUPRIFERA.....	28
FIGURA 14: ALTERACIÓN PROPILÍTICA.	30
FIGURA 15: ALTERACIÓN ALBÍTICA-CALCÍTICA.	32
FIGURA 16: PERFIL DE MINERALIZACIÓN DE CUERPOS MANTIFORMES LT 650 E.	33
FIGURA 17: MINERALIZACIÓN HIPÓGENA EN CUERPOS MANTIFORMES.	34
FIGURA 18: SULFUROS HIPÓGENOS DE COBRE.	35
FIGURA 19: CORRELACIÓN ENTRE GEOFÍSICA IP Y CUERPOS MANTIFORMES EN EL DEPÓSITO DON GABRIEL, LT 550 E.	36
FIGURA 20: PERFIL DE MINERALIZACIÓN DE CUERPOS SUBVERTICALES, LT 5750 SE.	37
FIGURA 21: MINERALIZACIÓN HIPÓGENA DE CUERPOS SUBVERTICALES.	38
FIGURA 22: MINERALIZACIÓN SUPÉRGENA ASOCIADA A CUERPOS MANTIFORMES.....	39
FIGURA 23: ALTERACIÓN SUPÉRGENA ASOCIADA A CUERPOS SUBVERTICALES.....	40
5. DISCUSION: PROSPECCION DEL DEPOSITO Y GENESIS DE LA MINERALIZACION EN DEPOSITO DON GABRIEL.....	41
FIGURA 24: MODELO PROSPECTIVO BASADO EN HIPÓTESIS DEL ORIGEN DIAGENÉTICO-METAMÓRFICO....	43

FIGURA 25: MODELO PROSPECTIVO BASADO EN HIPÓTESIS DE FLUIDOS HIDROTERMALES RELACIONADOS CON CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS.....	45
FIGURA 26: MODELO GENÉTICO DE MINERALIZACIÓN.	48
FIGURA 27: PERFIL LONGITUDINAL DON GABRIEL.	48
6. CONCLUSIONES	50
7. REFERENCIAS	53
ANEXOS.....	58

1. INTRODUCCION

1.1. Presentación

Actualmente, los depósitos estratoligados de cobre, con plata subordinada, constituyen después de los yacimientos tipo pórfidos cupríferos y algunos yacimientos de Fe-Cu- (Au) (e.g Candelaria y Manto Verde), la mayor fuente de producción de cobre en Chile.

Se hospedan en rocas volcánicas y volcanosedimentarias, formando dos grupos (Maksaev et al., 2007). El primero, entre los 21°30S a 26°S, en la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta, en secuencias volcánicas del Jurásico (Formación La Negra; Kojima et al., 2002) y el segundo, entre los 30°S a 34°S, entre la Región de Coquimbo y Metropolitana (Figura 1), en rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico Inferior (Zentilli et al., 1997; Wilson & Zentilli., 1999), con la Formación Quebrada Marquesa y Lo Prado como límites norte y sur respectivamente.

La mineralización sulfurada en los estratoligados contiene pirita, calcopirita, bornita, calcosina y covelina y se presenta generalmente diseminada, relleno de amígdalas y fracturas, formando cuerpos estratiformes concordantes con la estratificación y otros que no, a los que se le suman chimeneas de brechas y vetas discordantes a los estratos huéspedes (Espinoza et al., 1996; Vivallo & Henríquez, 1998). Es por este último motivo es que en la actualidad se prefiere el nombre de depósitos estratoligados versus el término clásico de depósitos “Tipo Manto”, (Ruiz et al., 1965).



Figura 1: Depósitos estratoligados Cu-(Ag) hospedados en rocas volcánicas en el norte de Chile. Ilustración modificada de Kojima et al., 2009, en la que se incluye el Proyecto Tres Valles.

La zona de estudio en cuestión, pertenece al segundo de los grupos definidos por Makshev et al., 2007. Está en exploración y desarrollo de actividades mineras por la Sociedad Contractual Minera Tres Valles. Como depósito adquiere importancia de estudio pues se emplaza en una zona donde no se han descubierto depósitos estratoligados de importancia (Figura 1).

1.2. Objetivos

1.2.1. Generales

El propósito principal de este trabajo, conducente a la obtención del Título de Geólogo, consiste en caracterizar la geología de las rocas huéspedes del depósito, la alteración hidrotermal asociada a la mineralización, las asociaciones mineralógicas tanto de mena como de ganga y los controles geológico-estructurales de la distribución de la mineralización del Proyecto Tres Valles.

1.2.2. Específicos

1° Determinar la litología y estructuras en la que se emplazó la mineralización y su relación con la geología distrital. (Capítulo 3 y Anexo I).

2° Estudiar y determinar los diferentes tipos de alteración hidrotermal, tanto hipógenos como supérgenos, relacionados con la mineralización. (Capítulo 4 y Anexo II).

3° Establecer los estilos y características de la mineralización de cobre y estudiar las asociaciones paragenéticas de mena hipógenas y supérgenas en el depósito. (Capítulo 4 y Anexo III y IV).

4° Establecer un modelo prospectivo que ayude a la exploración de los nuevos depósitos. (Capítulo 5 y Anexo V).

1.2.3. Ubicación y Vías de Acceso

El Proyecto Tres Valles se ubica en la IV Región de Coquimbo, entre el valle del Río Illapel por el norte y el valle del Río Choapa, por el sur, 80 km al E del puerto de Los Vilos y 8 km al norte de la ciudad de Salamanca (Figura 2), localidad de 12 mil habitantes y completa infraestructura. Las coordenadas centrales son 6.495.000 N y 314.500 E, las que corresponden a un punto 190 km al norte de la ciudad capital de Chile, Santiago.

Se accede desde la ciudad puerto de Los Vilos, por las rutas asfaltadas D-85 y D-81, que conectan este puerto, con las ciudades de Illapel y Salamanca. Caminos rurales con dirección al norte, unen la ciudad de Salamanca con el área del proyecto, siendo el poblado de Arboleda Grande, la localidad más próxima.



Figura 2: Ubicación y accesos al Proyecto Tres Valles.

1.2.4. Metodología

El presente trabajo comprendió la revisión bibliográfica de estudios y trabajos anteriores, tanto de la geología distrital como regional, sumado a continuas etapas de terreno y trabajo en gabinete.

En particular, se realizaron levantamientos geológicos a escalas 1:100.000, cubriendo un área aproximada de 20.000 m x 30.000 m representativa de la geología distrital del proyecto.

Adicionalmente, se realizó el levantamiento de detalle 1:5.000 de la zona con interés económico, cubriendo un área de más de 1.500 m x 1.500 m para el depósito en estudio. Todo lo anterior, llevado a cabo en sucesivas campañas de terreno realizadas por el autor.

Además, se revisaron más de 200 sondajes diamantinos, pertenecientes a la base de datos de la Sociedad Contractual Minera Tres Valles, de los cuales más de 50 fueron descritos a escala 1:100 por el propio autor. Con todo lo anterior, se realizaron perfiles geológicos a escala 1:1.000, sumado a la revisión y estudio petrográfico y calcográfico de muestras recolectadas en las campañas de exploración de sondajes diamantinos, realizadas por esta misma sociedad.

1.2.5. Trabajos Anteriores

El área del Proyecto Tres Valles forma parte de la Franja Metalogénica de cobre del Cretácico Inferior de Chile Central donde no se han documentado depósitos estratoligados de importancia. De hecho, los estudios y trabajos anteriores son muy escasos.

Koeberlin, F., (1915). Estudia el prospecto de cobre denominado Merceditas, pequeña labor minera en el área del proyecto.

Hamilton, T., (1916). Por petición de un minero local, estudia y evalúa ocurrencias presentes en la Quebrada de Manquehua, la que corresponde a una estructura de carácter regional contigua al área del proyecto.

Ruiz, C., (1943). Evalúa recursos mineros de la Mina Poderosa, faena que corresponde a la mayor operación minera próxima al proyecto.

Botto, E., (1970). Dentro del estudio geológico preliminar de la Región de Salamanca del IIG, el autor se encarga de estudiar las ocurrencias dentro de las actuales áreas del proyecto.

Rivano, S., & Sepúlveda, P., (1991). Dentro de los trabajos de la Hoja Illapel correspondientes al SERNAGEOMIN, los autores realizan un mapeo a escala regional 1:250.000 identificando ocurrencias de cobre en el área del proyecto.

Llaumet, C., (2003). Realiza un trabajo prospectivo dentro de las actuales áreas del proyecto. Realiza mapas de detalle de las mejores áreas identificadas en su estudio.

2. MARCO GEOLOGICO

En la zona centro-norte de Chile, durante el Jurásico y Cretácico Inferior, se desarrolló un arco magmático plutónico-volcánico elongado a lo largo de la actual Cordillera de la Costa y cuencas extensionales de tras arco producto de una subducción oblicua de bajo stress (Boric, 2002; Scheuber et al., 1994), generando un par tectónico arco-cuenca de tras arco de una subducción “Tipo Marianas” (Uyeda, 1983) con régimen de fallas transtensionales y tensionales que canalizaron el emplazamiento de batolitos y volcanismo.

Bajo este ambiente se generan las rocas de las formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa y Salamanca. A escala del proyecto, estas formaciones se resumen en importantes espesores de volcanitas y sedimentitas e intrusivos mesozoicos distribuidos en sentido N-S. Con esta misma orientación, importantes estructuras, como las fallas Manquehua y Llimpo, coinciden con los contactos entre estas rocas volcánicas y plutónicas (Figura 3).

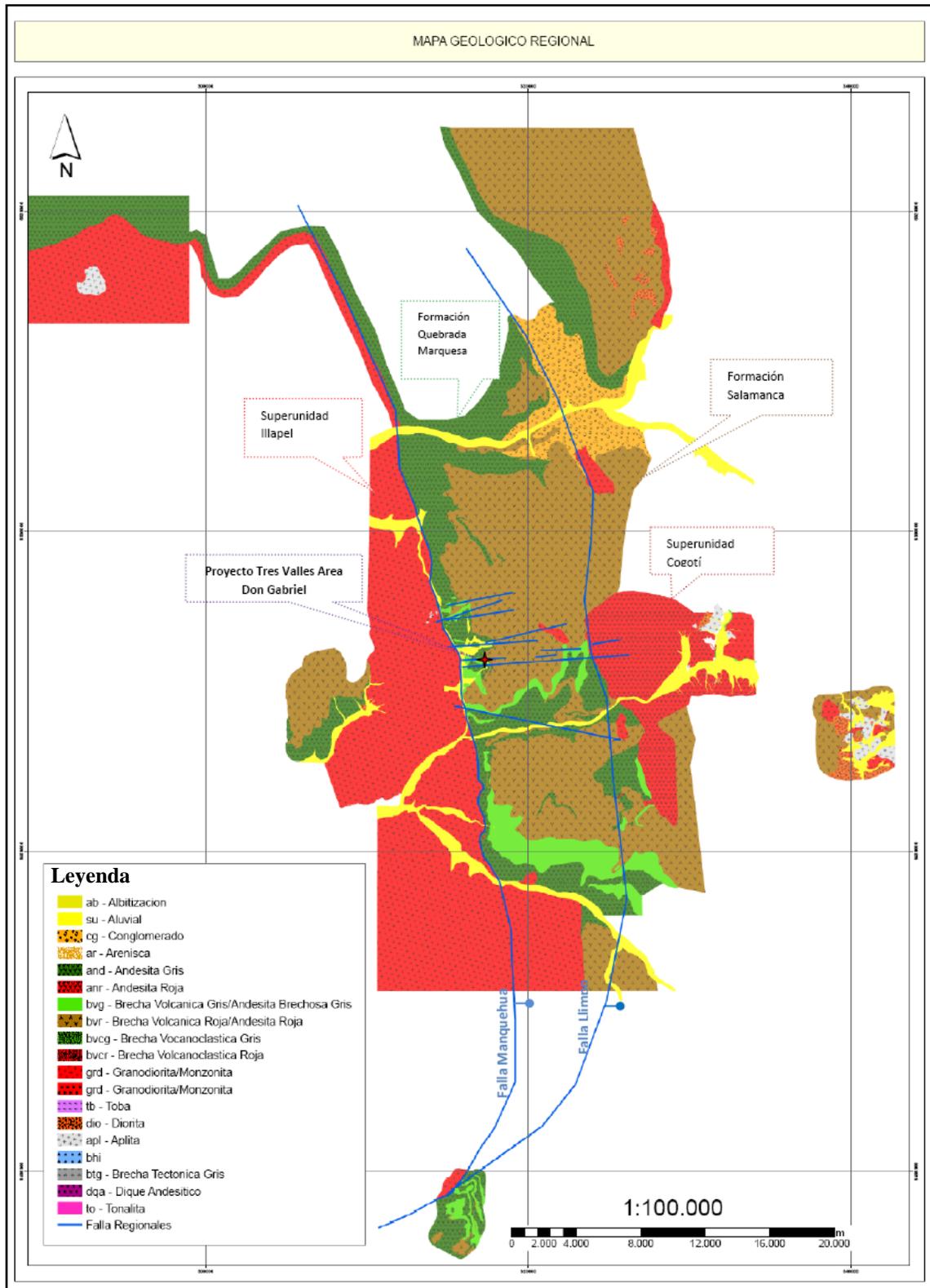


Figura 3: Mapa geológico regional del Proyecto Tres Valles.

2.1. Rocas Estratificadas

2.1.1. Formación Arqueros (Aguirre & Egert, 1962; 1965), Cretácico Inferior.

Definida originalmente por Aguirre & Egert, 1962; 1965, en el Cuadrángulo de Lambert.

Rivano & Sepúlveda (1991) la describen básicamente como 200 a 300 m de brechas en su base, que corresponden a volcarruditas polimícticas finas a medias con clastos de andesitas y fragmentos de cristales de feldespato y cuarzo. Sobre las brechas se desarrolla una secuencia de volcanitas (andesitas porfídicas y microcristalinas) con intercalaciones sedimentarias (calizas, volcarenitas y volcarruditas).

En opinión de estos últimos autores, la Formación Arqueros tiene su equivalente litoestratigráfico con las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Thomas, 1958; Piraces & Maksae, 1977) por lo que desprenden que su edad es esencialmente Cretácico Inferior.

El ambiente paleogeográfico corresponde al interior de una zona volcánica, desarrollada en condiciones subaéreas, en un borde continental con eventuales intrusiones marinas en combinación con variaciones en la tasa de sedimentación versus subsidencia.

2.1.2. Formación Quebrada Marquesa (Aguirre & Egert, 1962), Barremiano – Albiano.

Definida en la localidad de Quebrada Marquesa en el Valle del Elqui por Aguirre & Egert, 1962, como una secuencia continental, con una intercalación delgada de areniscas marinas en su base. Más tarde, Thomas (1967) distingue un nivel inferior volcánico, andesítico, con intercalación de brechas y conglomerados y un nivel superior de areniscas de grano fino, lutitas, calizas lagunares y mantos de manganeso y yeso.

Rivano & Sepúlveda (1991), la caracterizan como una secuencia volcanosedimentaria marino-transicional a continental, concordante con la Formación Arqueros y cubierta, en discordancia angular, por la Formación Salamanca (Figura 3). Además definen dos miembros:

Miembro El Espino: Corresponde al miembro inferior, de geometría lenticular y carácter sedimentario, compuesto por margas, calizas, areniscas y conglomerados con niveles locales de yeso.

Miembro Quelén: Corresponde al miembro volcanoclástico-sedimentario superior, compuesto por lavas, piroclastitas, areniscas y conglomerados asociados de colores rojo-pardusco.

Basados en relaciones de contacto con intrusivos datados, Rivano & Sepúlveda (1991) establecen una edad Barremiano – Albiano para la Formación, edad coincidente con las edades paleontográficas y estratigráficas establecidas por Aguirre & Thomas (1964) y Aguirre & Egert (1965).

La interpretación ambiental de depositación corresponde a la regresión final del Cretácico Inferior en este segmento de la Cordillera de Los Andes (Rivano & Sepúlveda, 1991).

2.1.3. Formación Salamanca (Rivano & Sepúlveda, 1991), Cretácico Superior.

Definida por Rivano & Sepúlveda (1991) como una secuencia de lavas andesíticas, tobas y brechas de igual composición, con intercalaciones riolíticas que sobreyacen discordantemente a la Formación Quebrada Marquesa (Figura 3) y que se distribuyen formando una franja N-S de decenas de kilómetros. Reconocen dos miembros:

Miembro Santa Virginia: Miembro inferior, principalmente conglomerádico y con areniscas rojas e intercalaciones escasas de fangolitas y calizas lacustres propio de condiciones de depositación de un ambiente de pie de monte y llanura aluvial. Su espesor varía desde 0 hasta 400 m.

Miembro Río Manque: Miembro superior, andesítico a dacítico, con abundantes niveles de brechas volcánicas e intercalaciones subordinadas de conglomerados y areniscas e incluso calizas lacustres, características propias de un ambiente y condiciones de depositación de un periodo de intenso volcanismo.

Por carecer de material fosilífero, la edad de la Formación Salamanca es estimada por sus relaciones de contacto. Así, la Formación Salamanca, al estar intruida en su Miembro Río Manque por la Superunidad Cogotí, de edades entre 67 y 35 Ma (Rivano & Sepúlveda, 1991), y cubrir en discordancia angular a la Formación Quebrada Marquesa, sería de edad esencialmente precenozoica, fundamentalmente Cretácico Superior (Rivano & Sepúlveda, 1991).

2.1.4. Depósitos Sedimentarios Recientes (Unidad informal).

Corresponden a productos volcánicos de todos los tamaños y depósitos compuestos por arenas, arcillas, limos, gravas y cenizas a los que se les asigna orígenes fluviales, aluviales, gravitacionales, lacustres y coluviales. Se disponen sobre todos los depósitos anteriormente nombrados.

2.2. Rocas intrusivas

2.2.1. Superunidad Illapel (Rivano et al., 1985).

Definida por Rivano et al., (1985). El autor separa dos unidades:

Unidad Chalinga: Corresponde al 95% de la Superunidad Illapel, incluye desde dioritas de anfíbola y piroxeno hasta sienogranitos de anfíbola y hornblenda pasando por tonalitas, granodioritas y monzodioritas con texturas predominantes hipidiomórficas equigranulares de grano medio y en parte grueso. En las cercanías de la Falla Manquehua predominan las facies monzograníticas a sienograníticas.

Intruye a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa (Figura 3) y, posiblemente en parte, al Miembro Santa Virginia de la Formación Salamanca.

Dataciones K-Ar indican valores de 130-134, 96-113 y 85 Ma para las porciones occidental, central y oriental de la unidad, respectivamente (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Debido a los contactos nítidos observados, escaso desarrollo de aureolas y existencia de grandes enclaves de rocas volcánicas, se sugiere que esta unidad se habría emplazado próxima a la superficie (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Unidad Limahuida: Se ubica en el centro de la Superunidad Illapel. Corresponden a granodioritas hololeucocráticas con textura hipidiomórfica, equigranulares de grano medio en la que predominan el cuarzo y el feldespato. Escasos ferromagnesianos alterados a clorita y epidota. Está afectada por un sistema penetrativo de clivaje vertical N-S paralelo a la elongación de la unidad.

No existen dataciones radiométricas en esta unidad, pero se estima que debe ser contemporánea con la etapa de consolidación magmática de la Unidad Chalinga, es decir, Cretácico Inferior medio a Cretácico Superior (Rivano & Sepúlveda, 1991).

2.2.2. Superunidad Cogotí (Rivano et al., 1985).

Definida por Rivano et al., (1985) como una franja elongada N-S de granitoides que intruyen a la Formación Salamanca (Figura 3). El autor separa dos unidades:

Unidad Fredes: Granodioritas, tonalitas, monzodioritas de hornblenda y biotita y dioritas de anfíbol y piroxeno. Texturas hipidiomórficas equigranulares con tamaños finos a gruesos. Además, pequeños cuerpos gábricos, los cuales se ubican hacia los bordes de la unidad.

Numerosas dataciones radiométricas K-Ar entregan un rango de edades desde el Cretácico Superior terminal al Terciario inferior (Paleoceno-Oligoceno), es decir desde 67 a 35 Ma (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Unidad Nogalada: Pequeños cuerpos hololeucocráticos en la parte central de la Unidad Fredes. Tienen poca biotita y anfíbol, de grano medio, con ocasionales texturas mirmequíticas y pobres en ferromagnesianos.

No hay datos radiométricos disponibles para esta unidad, pero su relación con la Unidad Fredes, supone un intervalo de edad similar (Rivano & Sepúlveda, 1991).

2.3. Estructuras

Numerosas fallas normales subverticales a verticales con orientaciones bien definidas son posibles de observar en el distrito. Estas orientaciones se resumen en (Rivano & Sepúlveda, 1991):

- Trend de fallas NS-NNW.
- Trend de fallas NNE-NE.
- Trend de fallas NWW-NE.

Al primer y más importante grupo, con trazas de más de 50 km, pertenecen las fallas normales Manquehua y Llimpo. Estas estructuras limitan a la Superunidad Illapel con la Formación Quebrada Marquesa y a la Superunidad Cogotí con la Formación Salamanca. Adicionalmente, los trabajos de terreno permitieron identificar un cuarto trend E-W (Figura 3).

2.4. Alteración hidrotermal y mineralización cuprífera

La mineralización de cobre en el área distrital es de geometría variada, desde vetiforme e irregular a matiforme y ocasionales cuerpos de brecha. La mena principal es de calcosina y bornita, tanto en vetillas como diseminada, lo que en superficie se traduce en discretos niveles de oxidados de cobre, principalmente crisocola y malaquita. Menormente, se identifica mena calcopirítica, la que está más ligada a los cuerpos de brecha.

La principal alteración hidrotermal asociada a mena corresponde a la alteración albítica y está restringida a los bordes de vetillas o a los bordes de amígdalas en el caso de mena diseminada. Por su parte, para los cuerpos de brecha, la turmalina y sericita corresponden a la principal mineralogía de alteración.

Las rocas volcánicas que no están asociadas a mena, presentan una mineralogía de alteración hidrotermal compuesta por clorita, epidota, calcita, prehnita y pumpellita propias de metamorfismo de bajo grado o enterramiento.

3. GEOLOGIA DEL PROYECTO TRES VALLES

El Proyecto Tres Valles contempla el depósito denominado Don Gabriel, el cual se hospeda en una secuencia volcanosedimentaria homoclinal bien estratificada de la Formación Quebrada Marquesa, con una actitud promedio de 200/25 (Figura 4). Se compone por cuatro niveles volcanosedimentarios (Figura 5 y Anexo I) correlacionables al Miembro Quelén, cuyo ambiente se interpreta localmente como reductor por la presencia ocasional de bitumen. Estos niveles se disponen inmediatamente bajo la discordancia angular formada con el Miembro Río Manque de la Formación Salamanca. En el área del depósito, el Miembro Río Manque, está compuesto por secuencias de rocas volcánicas subhorizontales, cuyo ambiente se interpreta localmente como oxidante debido a la presencia de abundantes óxidos e hidróxidos de hierro, responsables del intenso color rojo esta secuencia.

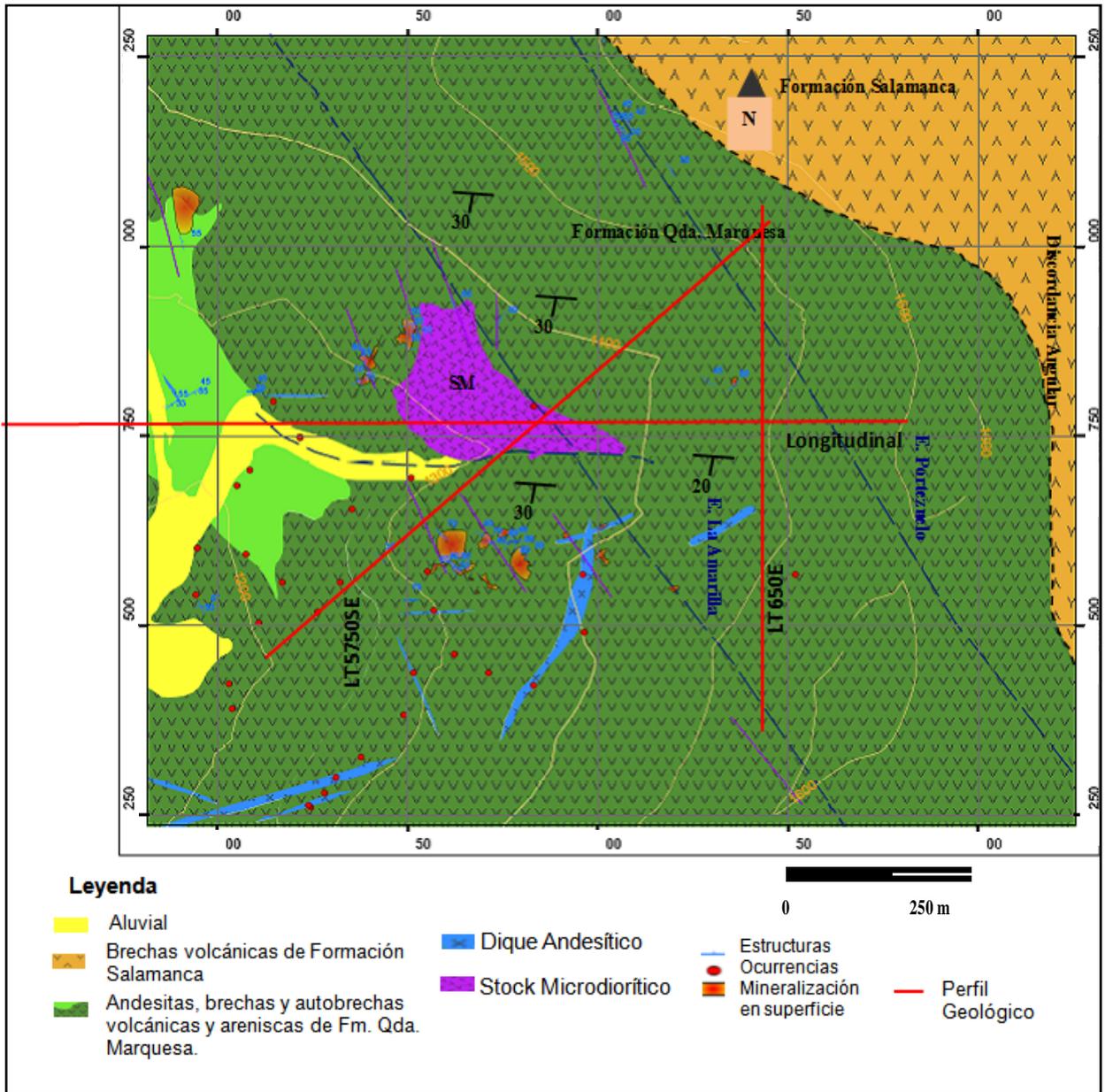
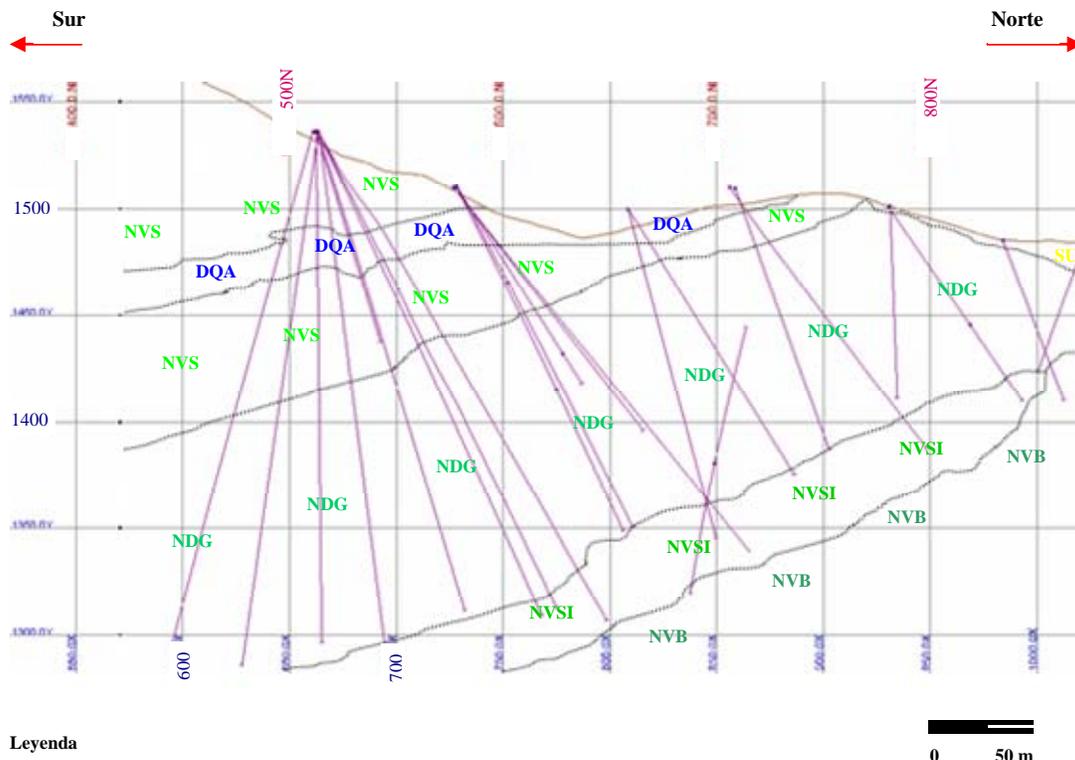


Figura 4: Mapa geológico del Proyecto Tres Valles, área Don Gabriel.



Leyenda

- NVS : Nivel Volcánico Superior
- DQA : Diques y Filones Andesíticos
- SU : Aluvial
- NDG : Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel
- NVSI : Nivel Volcanosedimentario Intermedio
- NVB : Nivel Volcánico Basal

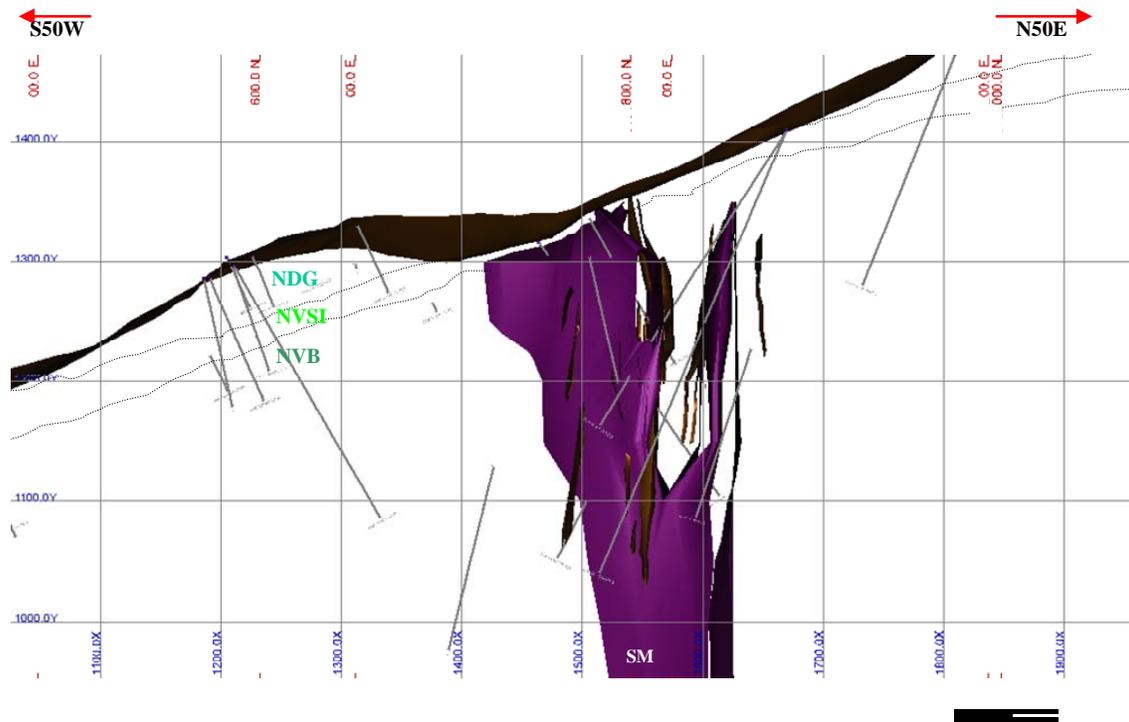
Figura 5: Perfil Geológico LT 650 E.

Niveles volcanosedimentarios del Miembro Quelén, intruidos por filón andesítico.

Los cuatro niveles correlacionables con la Formación Quebrada Marquesa se encuentran intruidos por un Stock Microdiorítico (Figura 6) además de diques-filones de composición andesítica (Figura 4 y Figura 5).

El Stock Microdiorítico es de forma irregular, se compone de cuerpos moderadamente continuos en profundidad, los que tienen geometrías tabulares, elongadas verticalmente por más de 200 m de alto y 50 m de ancho, orientados N40W a N50W, mismo rumbo con el que afloran en la porción centro-norte del depósito.

Los diques y filones intruyen de manera discordante y concordante, respectivamente, a todas las litologías anteriormente descritas, sin orientación preferencial, por lo que se les considera las rocas más jóvenes del depósito.



Leyenda

- SM** : Stock Microdiorítico
- NDG** : Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel
- NVSI** : Nivel Volcanosedimentario Intermedio
- NVB** : Nivel Volcánico Basal

0 50 m

Figura 6: Perfil Geológico LT 5750 SE.

Niveles volcanosedimentarios del Miembro Quelén, intruidos por Stock Microdiorítico.

3.1. Rocas Estratificadas

3.1.1. Miembro Quelén

Los siguientes niveles, descritos de base a techo, corresponden a las unidades correlacionables del Miembro Quelén de la Formación Quebrada Marquesa:

3.1.1.1. Nivel Volcánico Basal (NVB)

Secuencias intercaladas de andesitas y autobrechas volcánicas con potencia media de 100 m.

Litologías:

Andesitas porfídicas gruesas amigdaloidales, compuestas en promedio por 40% de fenocristales euhedrales de plagioclasas y subhedrales a euhedrales de piroxenos, y 60% de masa fundamental afanítica de color marrón con tintes rojos, grises y verdes (Figura 7).

Autobrechas andesíticas, formadas por clastos subangulosos a subredondeados de andesitas porfídicas gruesas. Estos clastos se disponen en una matriz volcánica fina de color marrón con tintes rojos y grises (Figura 7).



Figura 7: Litologías del Nivel Volcánico Basal (NVB)

Sondaje orientado DG 67 mediante herramienta ACE TM. Izquierda: Andesita porfídica gruesa del NVB, en contacto con pequeño nivel de areniscas. Las flechas indican la parte inferior real del sondaje en el espacio, permitiendo conocer con exactitud el manto de los estratos. Derecha: Autobrecha con clasto de andesita porfídica gruesa.

3.1.1.2. Nivel Volcanosedimentario Intermedio (NVTI)

Secuencia intercalada de areniscas, brechas volcanosedimentarias y tobas con potencia media de 50 m.

Litologías:

Areniscas rojas con tintes marrones, gruesas a finas, bien laminadas, mayormente clasto-soportada y con poca porosidad. Están compuestas por granos de rocas volcánicas y cristales fracturados de plagioclasas, cuarzo, magnetita y piroxenos (Figura 8).

Brechas volcanosedimentarias color marrón con tintes rojos y grises, mayormente matriz-soportada, compuestas por clastos de andesitas porfídicas en matriz de arena.

Tobas cristalinas compuestas por bandas de plagioclasas y piroxenos fracturados dispuestos en una matriz vítrea.

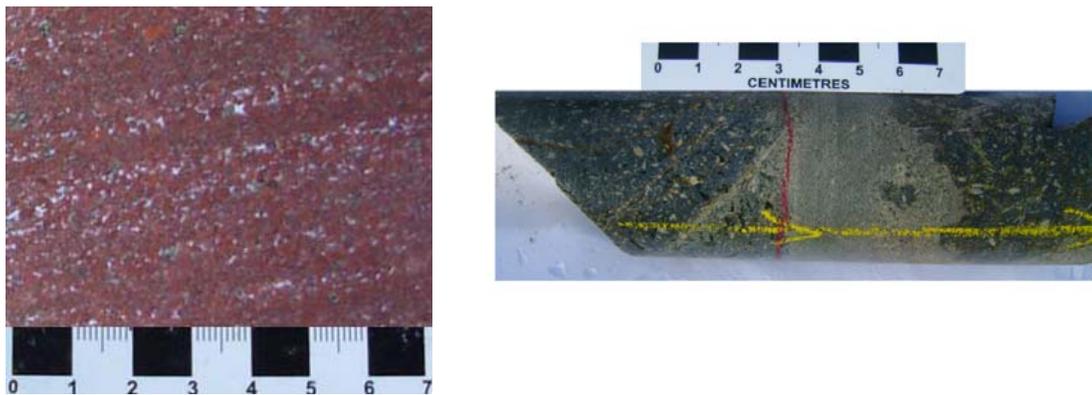


Figura 8: Litologías del Nivel Volcanosedimentario Intermedio (NVSI).

Izquierda: Arenisca roja del NVSI, con la orientación del sondaje y la laminación de la arenisca, se obtiene el manto de este estrato. Derecha: Brechas volcanosedimentarias compuesta por clastos de andesitas en matriz de arena fina.

3.1.1.3. Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG)

Secuencia de estratos volcánicos andesíticos con potencia media de 100 m.

Litologías:

Andesitas porfídicas gruesas de textura traquítica, con características que varían desde las porosas y amigdaloidales, hasta las escasamente amigdaloidales y sin ningún tipo de porosidad primaria. Se componen en promedio de un 35% de fenocristales euhedrales de plagioclasas y subhedrales a euhedrales de piroxenos, abundante hematita (hasta el 10% de los cristales presentes en las andesitas) y bitumen (muy ocasional). El 65% corresponde a la masa fundamental de la roca que es afanítica y de color gris con tintes rojos y verdes (Figura 9).

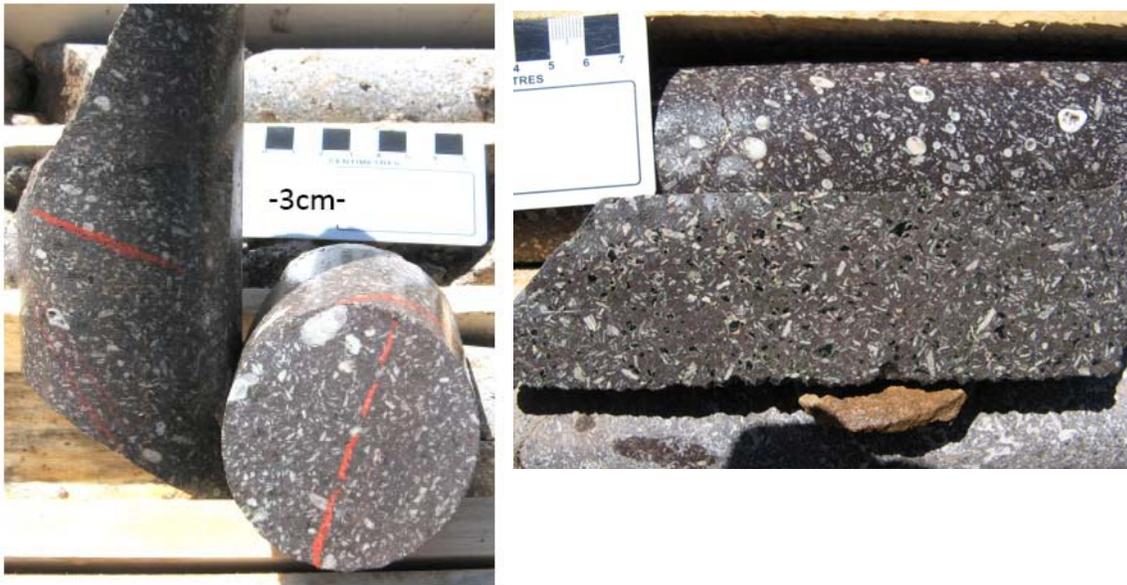


Figura 9: Litologías del Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG).

Izquierda: Sondaje orientado donde se observa una andesita porfídica gruesa amigdaloidal del NDG. Las líneas rojas muestran la foliación magmática de las plagioclasas en sentido E-W. Derecha: Andesita porfídica porosa y amigdaloidal del NDG.

3.1.1.4. Nivel Volcánico Superior (NVS)

Secuencias de andesitas y brechas volcánicas con potencia media de 50 m total.

Litologías:

Andesitas porfídicas gruesas menos amigdaloidales que las definidas en los niveles estratigráficamente inferiores. Se compone en promedio por un 25% de fenocristales subhedrales

de plagioclasa de menor tamaño que la de las andesitas de los niveles anteriores más algunos piroxenos subhedrales. El 75% del volumen de la roca lo compone una masa fundamental afanítica de color marrón con tintes rojos, grises y verdes (Figura 10).

Brechas andesíticas, compuesta por proporciones variables de clastos de andesitas porfídicas gruesas color gris con tintes rojos. Estos clastos tienen formas mayormente subredondeadas y de tamaño centimétrico. La matriz volcánica fina es de color marrón con tintes rojos y grises.



Figura 10: Litología del Nivel Volcánico Superior (NVS). Andesita porfídica con escasa porosidad primaria. Las líneas amarillas muestran dos alineaciones de fenocristales, lo que no permite distinguir una foliación magmática preferencial.

3.1.2. Miembro Río Manque

El siguiente nivel corresponde a estratos correlacionables al Miembro Río Manque de la Formación Salamanca:

3.1.2.1. Nivel de Volcanitas Rojas (NVR)

Niveles de brechas volcánicas intercalados con andesitas rojas con potencias mayores a 300 m.

Abundantes niveles de brechas volcánicas rojas formadas por fragmentos de andesitas porfídicas rojas tamaño bloque. Su fábrica es tanto clasto como matriz soportada y se intercalan con andesitas y dacitas rojas de textura porfídica gruesa, formadas por hasta un 45% de fenocristales de Plagioclasa euhedrales y piroxenos subhedrales. Masa fundamental afanítica, también roja, con hasta 10 % de hematites. Niveles subordinados de areniscas completan las litologías de este nivel. En terreno, las brechas volcánicas sobresalen por sus formas globosas marcadamente diferentes de las otras rocas (Figura 11). Esta característica las hace sencillas de levantar geológicamente en terreno y seguir el contacto por discordancia angular con la Formación Quebrada Marquesa.



Figura 11: Litología del Nivel de Volcanitas Rojas (NVR).
Brechas volcánicas rojas formadas por fragmentos de andesitas porfídicas rojas tamaño bloque.

3.1.3. Depósitos Sedimentarios Recientes

Corresponden a productos volcánicos compuestos por arenas, arcillas, limos, gravas y cenizas de orígenes fluviales, aluviales, gravitacionales, lacustres, coluviales y de remociones en masa.

Se disponen sobre todos los depósitos anteriormente definidos no sobrepasando los 5 m de potencia en promedio.

3.2. Rocas Intrusivas

3.2.1. Stock Microdiorítico (SM)

Cuerpos irregulares de formas tabulares, elongados verticalmente por más de 200 m de alto y 50 m de ancho a lo largo de 300 m en un rumbo promedio N40W a N50W.

Litología:

Roca intrusiva de composición diorítica. Su color es gris con tintes verde a verde oscuro. Se compone por finos granos de Plagioclasa y piroxenos subhedrales a anhedrales, dando origen a una textura microfanerítica (Figura 12). Intruye al NVB, NVSI, NDG y NVS.

3.2.2. Diques y Filones Andesíticos (DQA)

Los diques tienen formas irregulares, mayormente tabulares y elongadas verticalmente por más de 200 m de alto, con hasta 4 m de ancho y dispuestos sin orientación preferente. Por otra parte, filones concordantes con la estratificación en el NVS desarrollan potencias de hasta 20 m por más de 500 m largo.

Litología:

Composicionalmente, tanto los filones como los diques tienen características de composición andesítica, por lo que sólo su disposición espacial permite individualizarlos. Son de color gris, con tintes violáceos a verdes, su textura es microfanerítica formada por finos cristales de plagioclasas y piroxenos. Excepcionalmente, estos cristales desarrollan texturas porfídicas (Figura 12). Intruyen al NVB, NVSI, NDG, NVS y SM por lo que corresponden a las rocas más jóvenes descritas para el depósito.

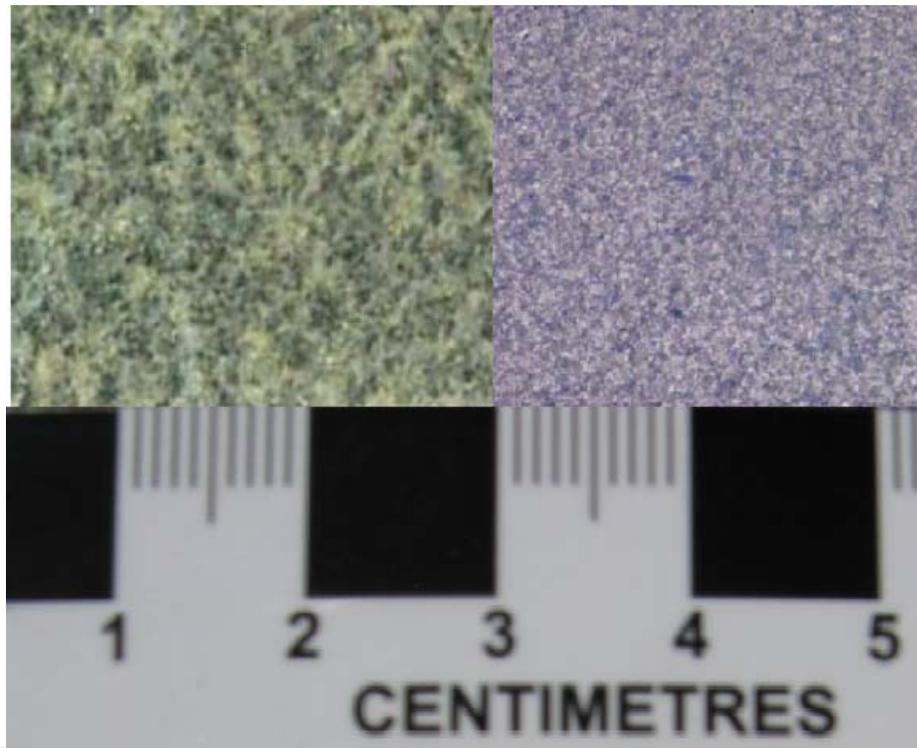


Figura 12: Litologías de rocas intrusivas (SD) (DQA).
Izquierda: Stock Microdiorítico con textura microfanerítica. Derecha: Dique de composición andesítica.

3.3. Estructuras

Numerosas fallas y estructuras mayormente normales subverticales a verticales han sido observadas en la zona de estudio. Sin embargo, en el área específica del depósito, son sólo dos las estructuras que se identifican. Consecuentemente, la mayoría de las rocas en el entorno del depósito tienen un bajo grado de fracturamiento y alta competencia.

3.3.1. Estructura La Amarilla

Corresponde a una zona de fracturamiento de actitud promedio N35W/subvertical con traza discontinua de al menos 3 km y de no más de 3 m de ancho tanto en superficie como en profundidad (Figura 4).

Anomalías geofísicas de IP (dipolo-dipolo 100 m) de 10 a 15 mrad evidencian de buena forma la traza de la estructura La Amarilla al norte del depósito Don Gabriel (Figura 13).

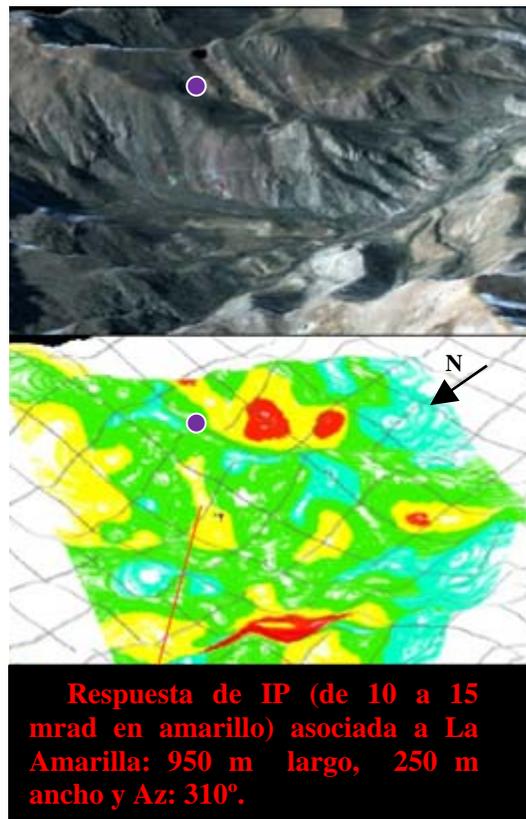


Figura 13: Traza de estructura La Amarilla coincidente con lineamiento de anomalía geofísica IP (Vista al SW). La ubicación del Stock Microdiorítico (Punto violeta) coincide con la traza de la estructura La Amarilla y con la anomalía IP. La topografía más elevada enmascararía la continuación de la anomalía IP hacia el SM.

3.3.2. Estructura Portezuelo

Corresponde a una falla de actitud promedio N30W/subvertical con traza relativamente continua de más de 5 km y, de a lo menos, 4 m de potencia tanto en superficie como en profundidad (Figura 4).

Espacialmente coincide con el emplazamiento de algunos cuerpos tipo DQA y limita los cuerpos con mineralización de cobre mantiformes del depósito en su porción más oriental.

Adicionalmente, aparece un lineamiento superficial E-W, en la parte sur del Stock Microdiorítico (Figura 4), aparentemente ligado a las estructuras regionales con esta orientación (Figura 3). Hasta ahora, los sondeos no han permitido evidenciar, de manera certera, el tipo de estructura al que correspondería este lineamiento.

4. ALTERACION HIDROTERMAL Y MINERALIZACION CUPRIFERA

En el área de estudio existe una predominante alteración propilítica, con una asociación mineralógica dominante correspondiente a albita, epidota, calcita y clorita. Además, se pudo identificar una segunda alteración de menor extensión, pero más intensa y profunda, caracterizada por la asociación albita y calcita.

Por otra parte, la mineralización cuprífera distrital es de geometría diversa. Se observan cuerpos vetiformes e irregulares a matiformes y continuos. Ocasionales cuerpos de brecha también son observables.

Para el caso específico del depósito, se distinguen dos tipos de geometrías. El primero es mantiforme, relativamente continuo, y que en superficie permitió el desarrollo de discretos niveles de oxidados de cobre acompañados por una argilización supérgena muy leve.

El segundo, lo constituyen cuerpos subverticales discontinuos. Afloramientos de estos cuerpos, generan alteración argílica supérgena de mayor intensidad que la descrita para los cuerpos mantiformes, la cual está restringida a dominios específicos y sin mineralización de cobre económica asociada.

Tanto para el primer como segundo tipo, la mineralización de mena corresponde a calcosina, bornita y calcopirita y sin minerales con contenido de plata.

Con lo anterior, se pudo separar dos eventos de alteración y mineralización en la zona de estudio, correspondientes a una alteración y mineralización hidrotermal hipógena, y una posterior mineralización y alteración supérgena.

4.1. Alteración hidrotermal hipógena

En la zona del depósito se distinguen dos tipos de alteración hipógena. La primera es una alteración propilítica que se caracteriza por una asociación albita, clorita, epidota, calcita, prehnita, pumpellita, zeolita y cuarzo secundario con intensidades leves. La segunda alteración es de albita y calcita y de mayor intensidad que la asociación anterior.

4.1.1. Alteración Propilítica

Corresponde a una asociación de minerales de alteración dada por albita, clorita, epidota, calcita, prehnita, pumpellita, zeolita y cuarzo secundario que afecta principalmente a las rocas volcánicas y volcanosedimentarias del depósito. Es de intensidad leve a moderada que no destruye texturas originales. Se encuentra mayormente en forma diseminada, en espacios como amígdalas y microfracturas o dentro de la masa fundamental de las rocas volcánicas del depósito (Figura 14). Además, se observan reemplazos parciales a totales de los fenocristales de piroxenos y muy menormente de plagioclasas. Finas vetillas, especialmente de cuarzo secundario y epidota, completan la forma en que se observa esta alteración.

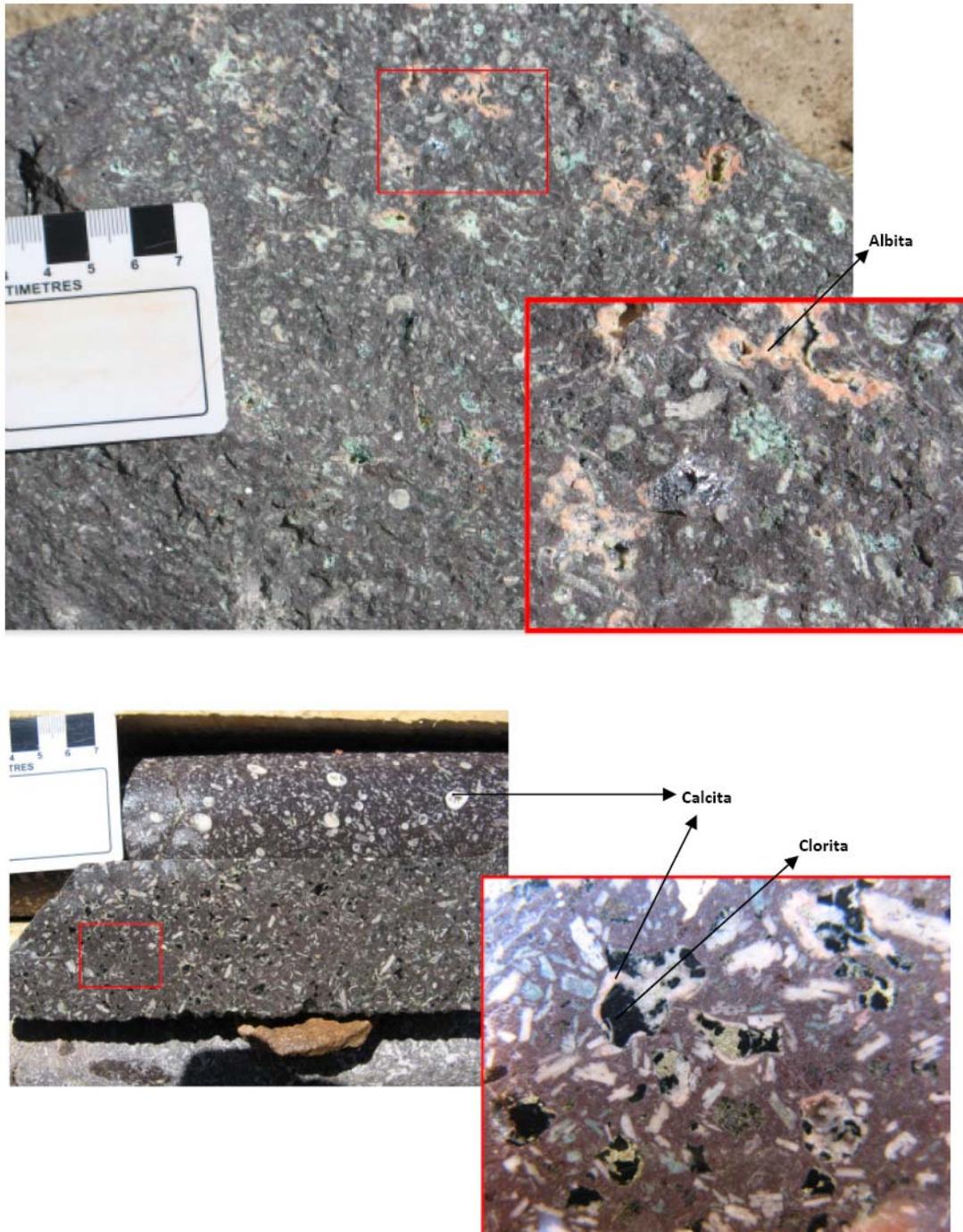


Figura 14: Alteración Propilítica.

Arriba: Albita relleno amígdalas de rocas pertenecientes al NDG. Las coloraciones anaranjadas de las albitas son típicas en el depósito y se asocian a un contenido de hierro. Abajo: Clorita y calcita relleno amígdalas de roca perteneciente al NDG.

Esta alteración también afecta al SM, donde sus cristales de plagioclasas y piroxenos, se encuentran generalmente cloritizados y calcitizados.

A nivel regional y distrital se observa que las rocas volcánicas presentan una asociación de minerales de alteración idéntica, pero con una intensidad mucho menor. Muy probablemente, lo anterior se debe a un metamorfismo regional no deformativo, de bajo a muy bajo grado, con preservación de texturas y estructuras primarias con facies que corresponderían desde zeolitas a prehnita-pumpellita.

Poder diferenciar el metamorfismo de bajo grado presente en las rocas volcánicas, del metasomatismo producido por la alteración hidrotermal del depósito es difícil. Sólo es posible distinguir y separar la propilitización en algunos bordes del SM y, por sobre todo, el aumento relativo de la intensidad de la propilitización hacia los bordes de los cuerpos mantiformes mineralizados (Anexo II).

4.1.2. Alteración Albítica-Calcítica

Corresponde a una asociación de minerales de alteración, sólo observables en profundidad, que afectan principalmente las volcanitas del Nivel Volcánico Basal (NVB) en la zona de contacto con el Stock Microdiorítico (Anexo II). En menor medida, el SM también está afectado por esta alteración.

La intensidad de la alteración es fuerte a moderada, llegando incluso, a destruir texturas originales (Figura 15). En los casos de intensidades fuertes, se observan cúmulos y parches. En los casos en que la albitización y calcitización es débil, esta alteración se observa en amígdalas, microfracturas, dentro de la masa fundamental de las rocas volcánicas y, menormente, en vetillas.

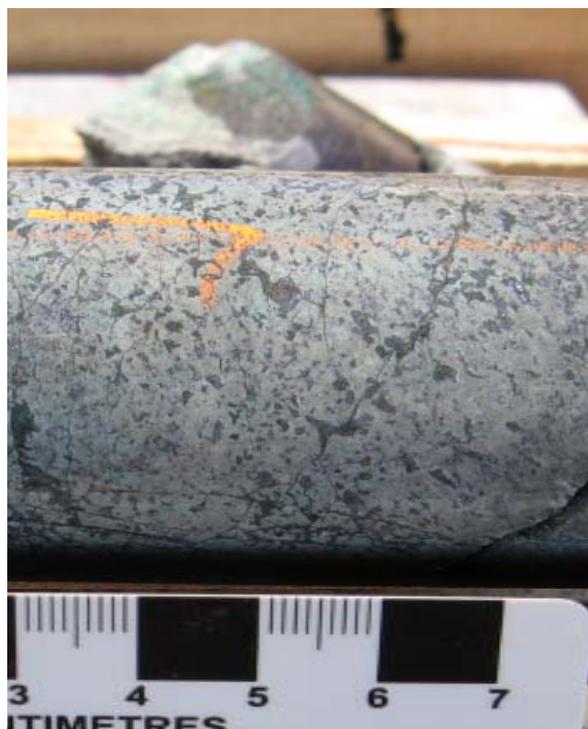


Figura 15: Alteración albítica-calcítica. Andesita del NVB con textura original destruida por alteración pervasiva de albita y calcita.

4.2. Mineralización Hipógena

En el depósito, se distinguen dos tipos de geometrías que definen cuerpos mineralizados de cobre mantiformes y cuerpos subverticales.

4.2.1. Cuerpos Mantiformes

En la porción más somera del depósito, la mineralización de cobre es de geometría mantiforme subhorizontal, con una orientación N70W/20SW a lo largo de 0.6 km, formando cuerpos de hasta 90 m de potencia y 400 m de longitud en el manto. Es relativamente continua y concordante con los estratos volcánicos del Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG) donde mayormente se alberga (Figura 16).

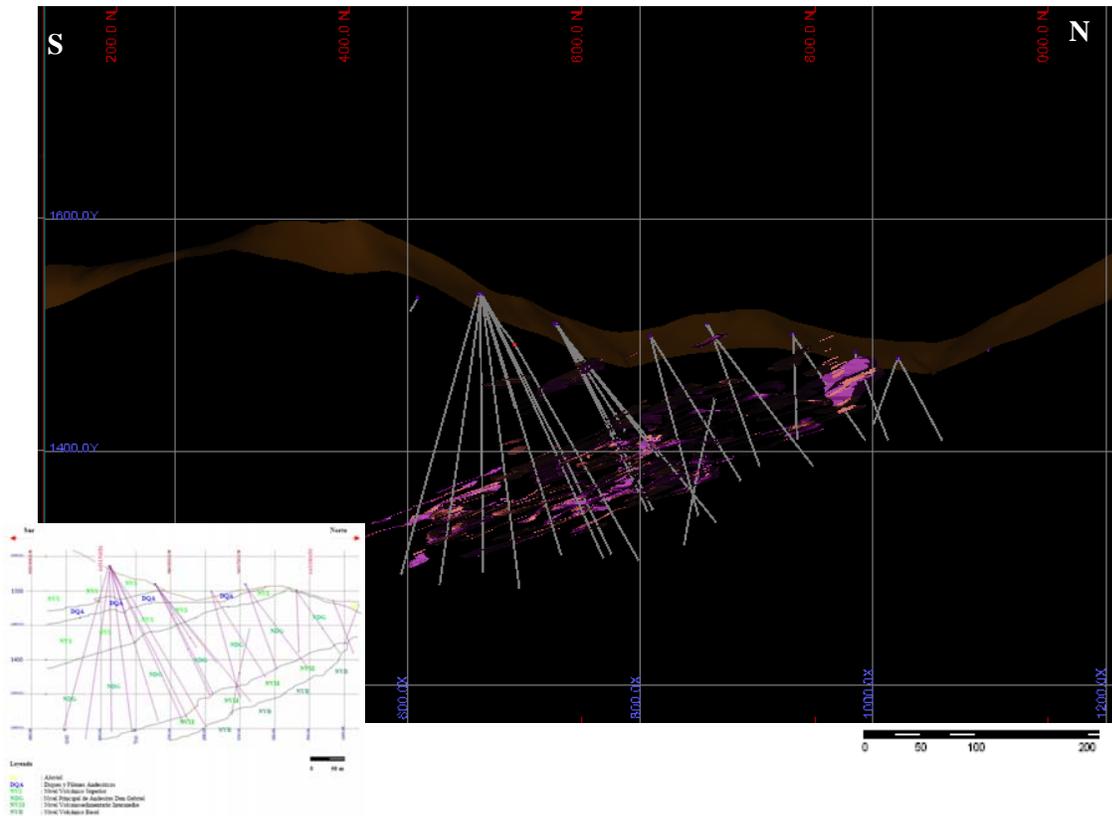


Figura 16: Perfil de mineralización de cuerpos mantiformes LT 650 E. Se muestran los cuerpos mantiformes concordantes con la estratificación. Principalmente se hospedan en el NDG, inmediatamente sobre el NVSI.

Los principales minerales presentes en estos cuerpos mantiformes son calcosina, bornita y menor calcopirita, los que definen una mena Tipo Sulfuro (Anexo III). Estos minerales rellenan amígdalas donde generalmente están acompañados por la alteración albita-clorita-calcita antes descrita (Figura 17). En menor proporción, se encuentran relleno microfracturas o dispersos en la masa fundamental y fenocristales de rocas del NDG principalmente.

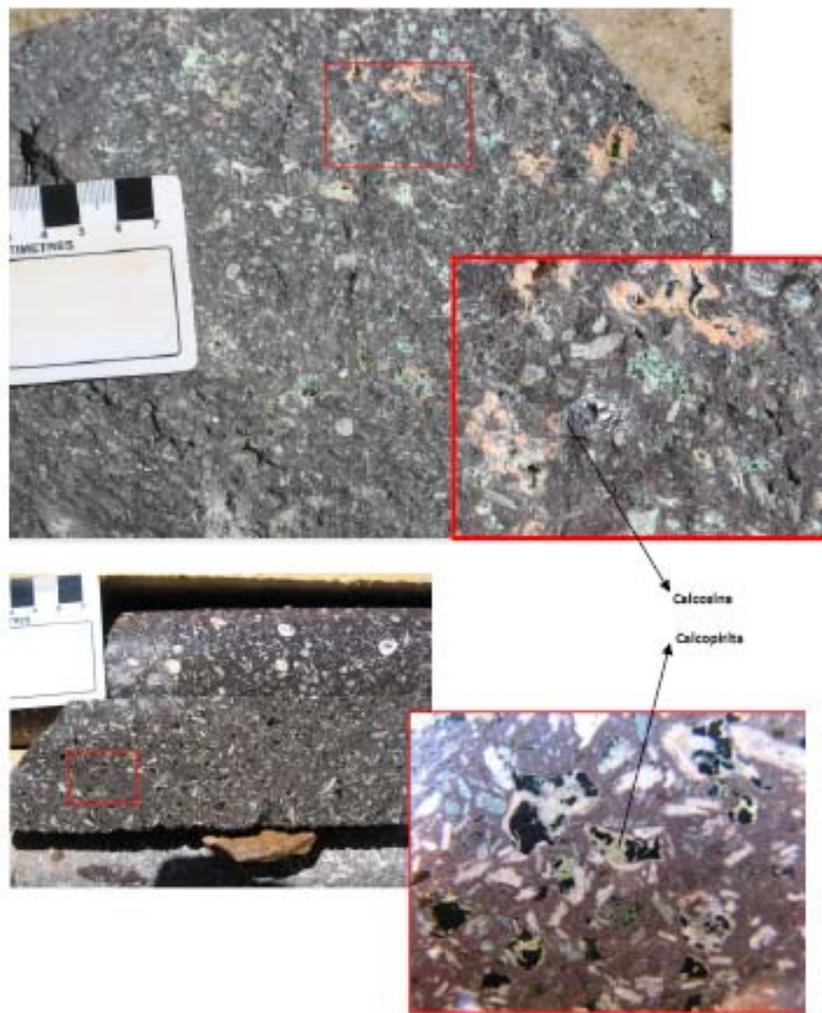


Figura 17: Mineralización hipógena en cuerpos mantiformes.
 Arriba: calcosina relleno amígdala con albita en rocas pertenecientes al NDG. Abajo: calcopirita relleno amígdala con clorita y calcita en rocas pertenecientes al NDG.

Se observan sucesivos reemplazos de sulfuros ricos en Fe (calcopirita-pirita) por otros con mayor contenido de cobre (bornita-calcosina) produciendo una liberación de Fe y generando abundante hematita como mineralogía de ganga (Figura 18 y Anexo IV).

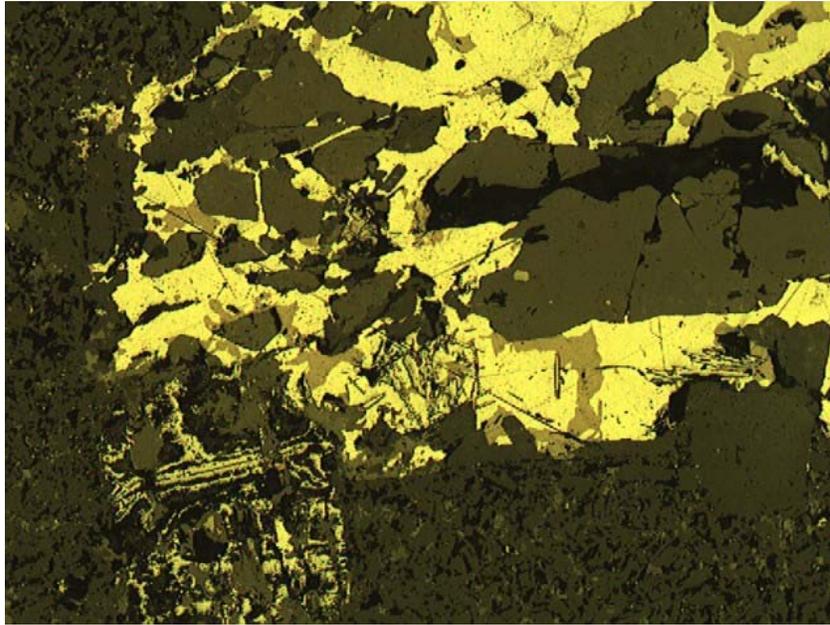


Figura 18: Sulfuros hipógenos de cobre.
Calcosina y bornita con acículas de hematita sobrepuestas. Corte pulido FD 46,
aumento por 100 veces.

Las anomalías de geofísica IP con valores entre 20 y 15 mrad y arreglo dipolo-dipolo 60 m, trazan de excelente manera los cuerpos sulfurados mantiformes (Figura 19). Levantamientos previos de geofísica IP dipolo- dipolo 100 m o mayores, no son capaces de detectar cuerpos del tamaño de Don Gabriel.

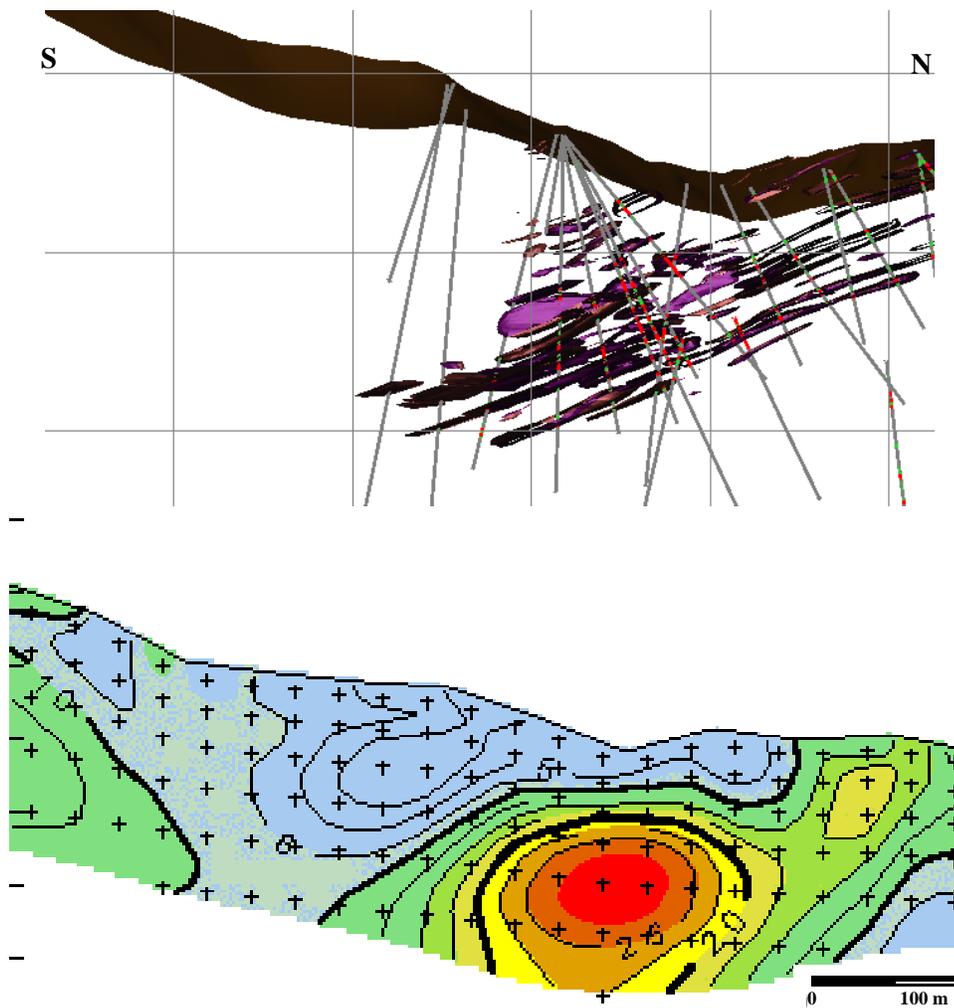


Figura 19: Correlación entre geofísica IP y cuerpos mantiformes en el depósito Don Gabriel, LT 550 E.

Arriba: Cuerpos mantiformes de calcosina, bornita y calcopirita, con leyes mayores a 1%CuT. Abajo Geofísica IP (dipolo-dipolo 60 m) con excelente correlación entre valores de 20 a 15 mrad y mineralización sulfurada de calcosina, bornita y calcopirita.

4.2.2. Cuerpos Subverticales

En la porción más profunda del depósito, la mineralización de cobre está dada por cuerpos discontinuos de geometría subvertical discordantes con la estratigrafía. Alcanzan dimensiones de 300 m de alto, 70 m de ancho y 400 m de largo, con una orientación N40-50W (Figura 20).

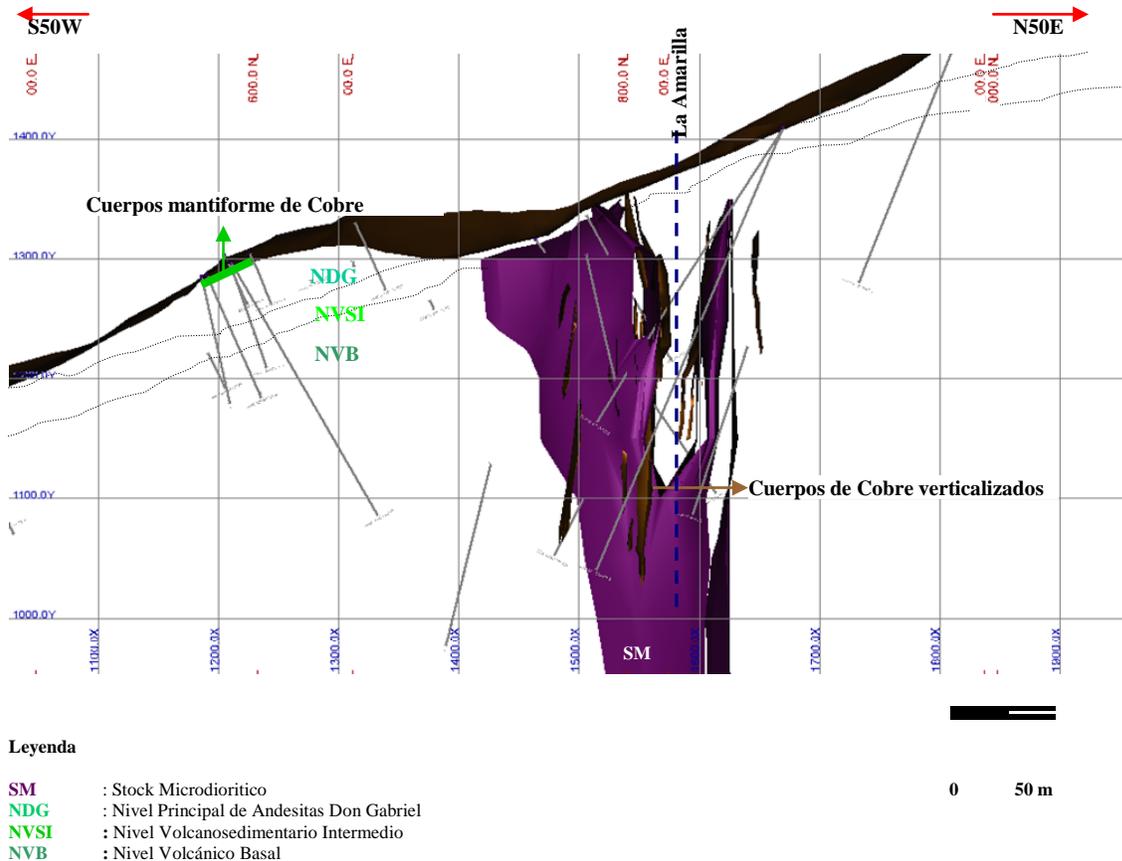


Figura 20: Perfil de mineralización de cuerpos subverticales, LT 5750 SE. Cuerpos subverticales hospedados entre el SM y el NVB. Se incluye también, un pequeño manto con mineralización de cobre supérgena (esquina superior izquierda) y la traza de La Amarilla.

Estos cuerpos están hospedados principalmente en las volcanitas del Nivel Volcánico Basal (NVB) y, menormente, hacia los bordes del Stock Microdiorítico (SM). La mena de cobre es bornita, calcopirita y calcosina, con estilo de mineralización diseminado en la masa fundamental (Figura 21) y máficos del NVB y del SM. Finas vetillas rectas en el NVB y SM completan los estilos de mineralización de cobre. A diferencia de los niveles mantiformes del punto anterior, la presencia de hematita es muchísimo menor.

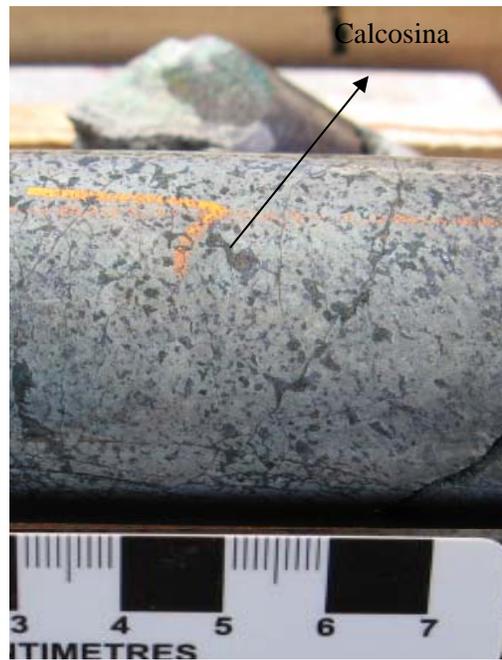


Figura 21: Mineralización hipógena de cuerpos subverticales.
Diseminación de calcosina en roca con alteración albítica-calcítica.

4.3. Alteración y Mineralización Supérgena

La alteración y mineralización supérgena se distribuyen de manera irregular en los niveles superficialmente (Anexo I) más expuestos del depósito (NVS y NDG). Se distinguen dos tipos:

4.3.1. Alteración y mineralización supérgena relacionada con los cuerpos mantiformes.

Cuerpos mantiformes con oxidados de cobre diseminados en amígdalas y micro a mesofracturas, se desarrollan en zonas donde la erosión provocó la exposición de los cuerpos de sulfuros hipógenos. Sus dimensiones no sobrepasan los 10 m de potencia (Figura 20) expuestos principalmente en la porción centro-oeste del depósito (Figura 4). Se manifiestan por la ocurrencia de crisocola, malaquita y azurita (Figura 22) acompañados por calcosina y bornita lo que define una mena Tipo Mixta (Anexo III). Una muy leve argilización supérgena también se distingue en esta porción.



Figura 22: Mineralización supérgena asociada a cuerpos mantiformes. Crisocola, malaquita y calcosina en amígdalas con alteración propilítica asociada.

4.3.2. Alteración y mineralización supérgena relacionada con los cuerpos subverticales.

Arcillas tipo caolinita e illita con escasas ocurrencias de oxidados de cobre se observan en la porción central del depósito. Estas arcillas alteran fuertemente las plagioclasas del SM, fundamentalmente, en su borde SE. Con intensidades moderadas a fuertes, las rocas volcánicas de caja también se ven afectadas por esta argilización.

Esta alteración queda evidenciada superficialmente por una anomalía de color amarillo (Figura 23) distinguible en terreno y que sigue la traza de la estructura La Amarilla (Anexo II).



Figura 23: Alteración supérgena asociada a cuerpos subverticales. Andesitas muy alteradas en un sector contiguo al SM, las tonalidades amarillas y blancas, son típicas de este sector, al igual que la poca competencia de las rocas.

5. DISCUSION: PROSPECCION DEL DEPOSITO Y GENESIS DE LA MINERALIZACION EN DEPOSITO DON GABRIEL

La génesis de los depósitos estratoligados Cu-(Ag), ha sido motivo de una continua controversia (e.g. Ruiz et al., 1965, 1971; Losert, 1973; Sato, 1984; Klohn et al., 1990; Sillitoe, 1990; Espinoza et al., 1996; Vivallo y Henríquez, 1998).

Ruiz et al. (1965, 1971) propusieron un origen singenético para los yacimientos estratoligados de cobre de Chile, basados en la ocurrencia de discretos granos de sulfuros de cobre con contenidos anómalos de Cu de 200 - 300 ppm en andesitas y por la ausencia de minerales de ganga o de alteración hidrotermal asociados. La hipótesis supone un magma enriquecido en cobre, donde la mineralización se habría producido por la precipitación de sulfuros de cobre, dispersos como fase primaria, durante el depósito de las lavas y una actividad de desgasificación contemporánea al volcanismo.

El posterior descubrimiento de depósitos discordantes, relaciones espaciales de estos depósitos con cuerpos intrusivos y las significativas alteraciones hidrotermales (albita, clorita, cuarzo, sericita, calcita, esfeno, escapolita y anatasa) asociadas con la diseminación de sulfuros en las rocas volcánicas y volcanosedimentarias que hospedan a estos depósitos (Maksaev et al., 2007), han convertido al origen epigenético como la causa mayormente demostrada y aceptada para estos depósitos y ha trasladado la discusión a determinar el origen de los fluidos hidrotermales responsables de los procesos de mineralización de cobre.

En esta línea, se distinguen las siguientes hipótesis:

- Los fluidos hidrotermales tienen un origen diagenético-metamórfico (Sato 1984; Sillitoe 1990). Complementariamente, otros autores (Losert 1973, 1974; Vivallo & Enríquez 1998; Maksaev & Zentilli 2002) sostienen que existiría una conexión con batolitos subyacentes. Para el primer grupo de autores, los depósitos se formarían durante los procesos de metamorfismo y lixiviación del cobre contenido de las secuencias volcánicas para posteriormente ser concentrado en sitios favorables como estructuras, rocas con mayor porosidad o en intrusiones subvolcánicas. Así como los fluidos mineralizadores corresponderían a aguas metamórficas originadas por procesos de deshidratación en el metamorfismo. Por otro lado, Losert (1973, 1974) plantea que la deshidratación de las volcanitas y movilización de fluidos fue producida después del metamorfismo y durante emplazamientos de batolitos los que también aportarían fluidos y metales.

- Los fluidos hidrotermales que originan los depósitos de cobre hospedados en rocas volcánicas o volcanosedimentarias se relacionan con cuerpos intrusivos subvolcánicos, correspondientes a los conductos del volcanismo (Espinoza 1981, 1982; Chávez 1985; Palacios 1990; Espinoza et al., 1996). Este último autor argumenta esta hipótesis con dataciones radiométricas sosteniendo que los intrusivos de las zonas mineralizadas son más nuevos que las rocas volcánicas, por otra parte Chávez (1985) sostiene que la mineralización de cobre se habría depositado con la actividad exhalativa y luego removilizada y concentrado por los intrusivos hipabisales.

Para el caso del proyecto, se consideraron factibles ambas hipótesis epigenéticas para estudiar los fluidos hidrotermales comprometidos en los procesos de alteración y mineralización de cobre mantiforme preliminarmente identificados. El estudio contempló una veintena de sondajes además de mapeos de detalle de la zona del proyecto, pretendiendo así, analizar una u otra teoría circunscribiéndolas a la geología local del proyecto.

5.1. Prospección del depósito basada en la hipótesis del origen diagenético-metamórfico.

Para el yacimiento de El Soldado (principal yacimiento del grupo del Cretácico Inferior, Figura 1), la teoría diagenético-metamórfica postula que la génesis de la mineralización provendría de fluidos causados por procesos metamórficos y de lixiviación de cobre proveniente de una cuenca formada por rocas oxidadas de la Formación Veta Negra (Rivano et al., 1993), los que migrarían, cruzando el límite REDOX, hacia un nivel inferior de rocas de ambiente reductor del miembro superior de la Formación Lo Prado del Cretácico Inferior (Rivano et al., 1993), y donde se precipitaría el cobre en espacios favorables controlados por estructuras, niveles porosos o intrusiones subvolcánicas, con una zonación decreciente en cobre de calcosina, calcosina-bornita, calcopirita-pirita, pirita. De manera complementaria, la depositación de sulfuros en este nivel, podría deberse al reemplazo de pirita y bitumen pre-existentes en el sentido de Boric, 1997. Esta asociación entre la presencia de cobre y bitumen y/o pirita (framboidal) también se discute en los trabajos de Zentilli et al., 1994; Zentilli et al., 1997 y Wilson & Zentilli, 1999, en los que se señala además, que las relaciones de contacto indican que los sulfuros son posteriores al bitumen.

Para el caso del proyecto, se tiene una configuración distrital prácticamente idéntica (Figura 24 arriba), donde los fluidos causados por procesos metamórficos y de lixiviación de cobre, provenientes de la cuenca formada por las rocas oxidadas de la Formación Salamanca, traspasarían el límite REDOX, representado por la discontinuidad angular con la Formación Quebrada Marquesa, hacia esta última formación de ambiente reductor, donde, finalmente, se precipitaría el cobre en espacios favorables vinculados o no a bitumen o pirita framboidal y con una zonación calcosina, calcosina-bornita, calcopirita-pirita, pirita (Figura 24 centro).

A nivel del depósito, esta teoría se ve fortalecida por una geofísica IP (dipolo-dipolo 100 m en perfiles N50E-S50W) con que se dispone. Esta geofísica muestra una anomalía de IP mantiforme concordante con la estratificación, caracterizada por valores de cargabilidad someros de 10 a 15 mrad (amarillo) y más profundos de 15 a 25 mrad (rojo), la cual coincide en su origen precisamente con el límite REDOX (Figura 24 abajo). Esta geofísica, al igual que el modelo diagenético metamórfico, también sugiere la misma zonación de sulfuros de cobre, ya que los valores de 10 a 15 mrad y de 15 a 25 mrad son característicos en las ocurrencias individuales o conjuntas para calcosina/calcosina-bornita y calcopirita-pirita/pirita, respectivamente.

De esta forma, se define una zona potencial para el estudio de eventuales mantos producidos por este proceso, mantos cuyos inicios se ubicarían en la discordancia angular y con su fin en la zona pirítica, zona que estaría evidenciada por valores de cargabilidad superiores a 20 mrad.

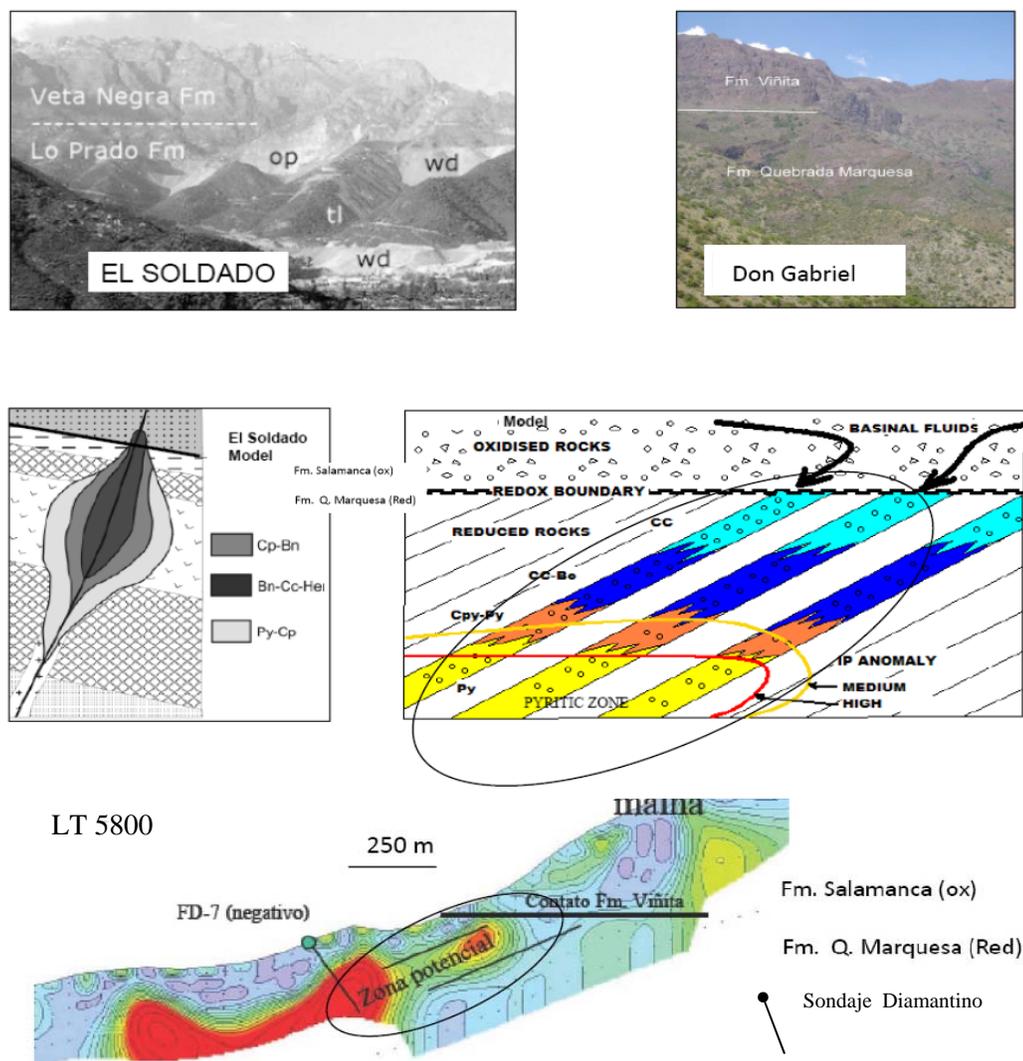


Figura 24: Modelo Prospectivo basado en hipótesis del origen diagenético-metamórfico. Arriba: Fms. Lo Prado y Veta Negra en El Soldado comparadas con Fms. Qda. Marquesa y Salamanca. Centro: Zonación de sulfuros luego de migrar a través del límite Redox. Abajo: Respuesta geofísica producto de la migración a través de estratos de Fm. Qda. Marquesa.

5.2. Prospección del depósito basada en la hipótesis de fluidos hidrotermales relacionados con cuerpos intrusivos subvolcánicos.

Numerosos son los trabajos que describen que los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización y alteración en los depósitos estratoligados de cobre chilenos se relacionan con cuerpos intrusivos subvolcánicos. Por ejemplo, el yacimiento de Lo Aguirre, el segundo en importancia del grupo del Cretácico Inferior (Figura 1), presenta características geológicas y de tamaño con algunas similitudes al depósito del área de estudio (Capítulo 3), a seguir:

En el yacimiento Lo Aguirre, actualmente agotado, el cuerpo principal mineralizado estaba hospedado en rocas volcánicas andesíticas de la Formación Veta Negra, con una disposición NS/40E, y dimensiones de 600 m de largo, 200 m de ancho y 150 m de alto. La mineralogía de alteración hidrotermal correspondía a hematita, arcillas, clorita y epidota. Por otro lado, la mineralización hipógena era calcosina y bornita diseminada con bordes que gradaban a bornita–calcopirita, calcopirita–pirita y pirita.

El cuerpo anterior además de otros dos cuerpos menores, San Antonio y Carretón, están emplazados en niveles permeables de la secuencia volcánica que los contienen y son periféricos a un stock diorítico (Saric et al., 2003).

Por otra parte, en los depósitos de cobre del grupo del Jurásico (Figura 1), la mayor parte de éstos, también se localizan alrededor de cuerpos intrusivos que, raramente, presentan mineralización económica (e.g. Buena Esperanza, Susana; Palacios 1986; Espinoza et al., 1996). Sin embargo, también existen filones-mantos dacíticos y andesíticos mineralizados en Mantos Blancos y en Santo Domingo. Igualmente, en el depósito Rencoret, donde la mineralización se presenta en filones-mantos dacíticos y andesíticos y se extiende a areniscas y calizas del Jurásico Inferior que los filones intruyen (Kojima et al., 2009).

A nivel del depósito, la presencia del Stock Microdiorítico (SM), espacialmente ubicado inmediatamente al norte de los cuerpos mantiformes, fortalece la hipótesis del último punto, es decir, el SM o eventuales otros cuerpos intrusivos no identificados, podrían relacionarse con los fluidos hidrotermales comprometidos en los procesos de alteración y mineralización mantiforme sobreyacente preliminarmente reconocidos.

Para el estudio de estos eventuales cuerpos intrusivos, existen por lo menos dos zonas, no excluyentes, donde se esperaría encontrar mineralización económica de cobre sustentada en esta teoría (Figura 25).

La primera (Zona A), de escala más restringida, contempla directamente el estudio del SM en profundidad en las cercanías de los cuerpos mineralizados mantiformes ya identificados.

La segunda (Zona B), a escala más distrital, contempla el estudio prospectivo de nuevos cuerpos intrusivos con contenido de cobre, o, en el caso de ser estériles, que presenten mineralización de cobre asociada a ellos en alguna de las siguientes opciones relacionadas con la geología distrital:

1. Mineralización de cobre discordante con la estratificación, hospedada hacia los bordes de estos intrusivos.
2. Mineralización de cobre hospedada concordante con la estratificación, en niveles estratigráficos favorables (porosos) de la Formación Quebrada y/o de la Formación Salamanca y cercana a estos intrusivos.
3. Cuerpos mineralizados hospedados en la discordancia entre las formaciones Salamanca y Quebrada Marquesa cercana a estos intrusivos.

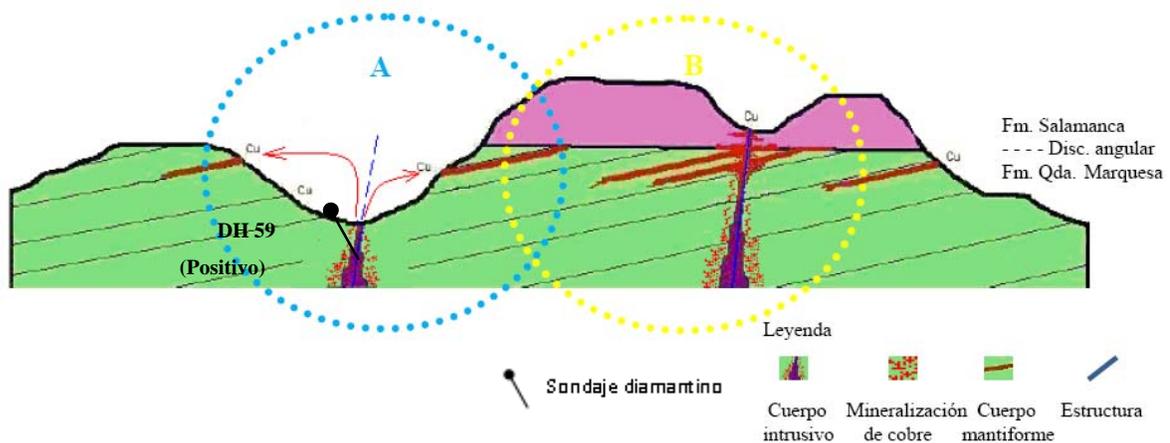


Figura 25: Modelo prospectivo basado en hipótesis de fluidos hidrotermales relacionados con cuerpos intrusivos subvolcánicos.

Zona A: Estudio del intrusivo en niveles más profundos. Zona B: Explora intrusivos ciegos.

5.3. Resultados

Pese a las similitudes con el yacimiento de El Soldado, la hipótesis del origen diagenético-metamórfico de la mineralización no se ve comprobada en el área de estudio debido a que no se detectó mineralización de sulfuros de cobre en las zonas potenciales definidas con base en esta hipótesis. Localmente, algunas anomalías de IP fueron explicadas por presencia de pirita diseminada pero sin ningún sulfuro de cobre asociado.

Cabe señalar que tampoco se identificó la presencia de bitumen o pirita framboidal como las descritas para el yacimiento de El Soldado. Sólo una muestra de un sondaje exploratorio previo y distante a unos 2 km de la discontinuidad angular, evidencia (Anexo IV) su escasa presencia el área de estudio.

Por otro lado, trabajos exploratorios de sondajes en la Zona A permitieron identificar el cuerpo mineralizado definido en el punto 4.2.2. Por el contrario, estos mismos trabajos, no han identificado, a la fecha, nuevos cuerpos intrusivos cubiertos del tipo u opciones de mineralización de la Zona B. Para esta última zona, los trabajos de mapeo superficial tampoco han encontrado nuevos intrusivos aflorantes ni mineralización de cobre hospeda en la discordancia entre las formaciones Quebrada Marquesa y Salamanca.

5.4. Génesis de la mineralización y prospección del depósito

El descubrimiento de mineralización en profundidad en las zonas del tipo A, supone que los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización y alteración, descrita en los puntos 4.2.1 y 4.2.2, sí se vincularían con un cuerpo intrusivo tal como lo planteado para los depósitos Buena Esperanza, Susana, Mantos Blancos, Santo Domingo, Rencoret y Lo Aguirre según la teoría del punto 5.2.

En el caso de la mineralización subvertical del Capítulo 4.2.2, este vínculo parece ser indirecto pues la mineralización más importante está hospedada en la secuencia volcánica inmediatamente contigua al SM, hacia los bordes de éste, específicamente en el Nivel Volcánico Basal (NVB), siendo la mineralización en el SM bastante menor.

Esta escasa mineralización de cobre contenida en el SM, supone que éste no sería exactamente el principal agente de aporte de mineralización, más bien, la configuración encontrada (Figura 3,

Figura 13 y Figura 20) , hace suponer que la zona de contacto entre el SM y el NVB corresponde a una zona de debilidad asociada a la Estructura Amarilla (Figura 20), la que, inicialmente, sirvió para el emplazamiento del SM y, posteriormente, como canal preferente para circulación de fluidos hidrotermales más profundos y ricos en cobre, movidos, ya sea, por el aumento del gradiente geotérmico en el sector post emplazamiento, o bien, por fluidos que pertenecerían a una etapa más tardía asociada al emplazamiento del SM tal como se discute en Tristán-Aguilera, 2007 y Boric et al., 1990 o Vivallo & Henríquez, 1998, respectivamente.

Tales fluidos también serían los responsables de la alteración albítica-calcítica más pervasiva identificada en este mismo dominio (Figura 21).

La escasa porosidad primaria del SM, sería la razón por la que estos fluidos ricos en cobre desarrollan la mayor proporción de mineralización de cobre en las rocas más porosas del NVB y sólo en forma parcial y aislada en el SM, con un estilo mayormente diseminado versus el estilo de vetillas que también se observa.

Por el contrario, los cuerpos mantiformes no presentan vetillas de ningún tipo, tampoco evidencias de fracturamiento hidráulico, por lo que los fluidos hidrotermales responsables de la alteración propilítica y la mineralización de cobre observada en ellos, se explicarían forzosamente por migración y depositación a través de zonas porosas de niveles estratigráficos específicos que permitieron este tránsito, siendo, en el área de estudio, el Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG), el más propicio en este sentido y con la condición favorable adicional de encontrarse entre dos niveles de areniscas con escasa a nula porosidad, las que, finalmente, sirvieron como sellos, permitiendo concentrar aún de mejor forma la mineralización de cobre contenida en este nivel.

En suma, las asociaciones de mineralogía de alteración observadas, más la disposición sobreyacente del cuerpo mineralizado mantiforme con respecto al SM y al cuerpo mineralizado subvertical contiguo él, sugieren que los fluidos mineralizadores que migraron a través de los estratos porosos, serían fluidos residuales pertenecientes a flujos que circularon ascendentemente entre el SM y el NVB, en un proceso donde, inicialmente, los fluidos hidrotermales ricos en cobre, formarían los cuerpos subverticales y la alteración de mayor temperatura albítica-calcítica, y luego, tras ascender y perder temperatura, causarían la alteración propilítica de menor temperatura (probando el vínculo) de los niveles mantiformes superiores, al mismo tiempo que se forman los mantos mineralizados producto de sucesivos reemplazos de sulfuros ricos en Fe (calcopirita-pirita) por otros con mayor contenido de cobre (bornita-calcosina) liberando el Fe que forma la hematita presente en los estratos volcánicos (Figura 26 y Figura 27).

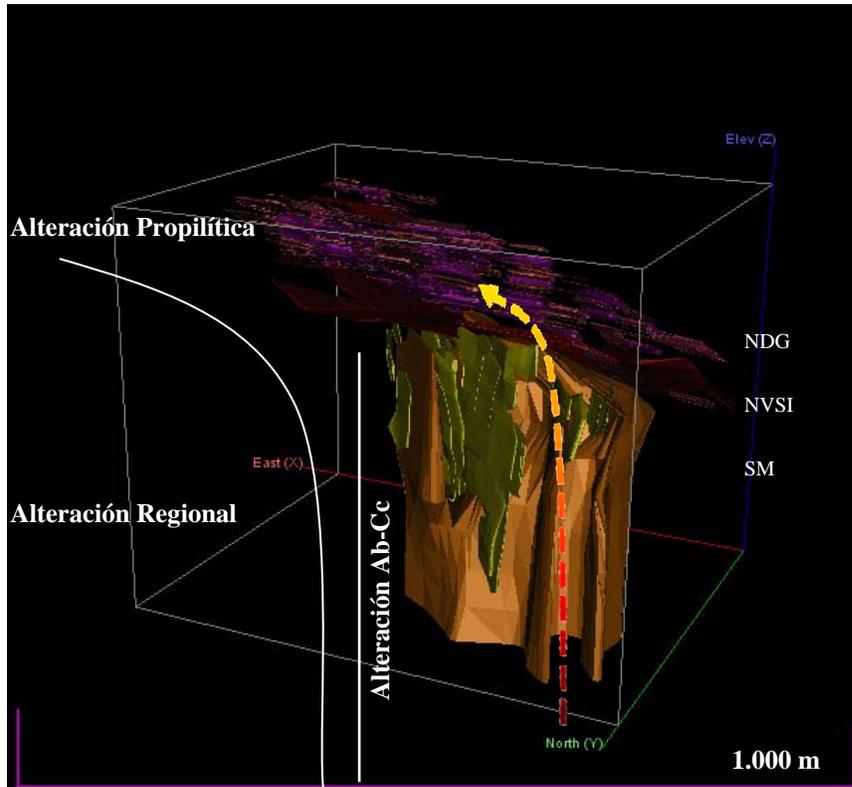


Figura 26: Modelo genético de mineralización. La flecha punteada representa el enfriamiento de los fluidos hidrotermales ascendentes relacionados al intrusivo y responsables de la alteración y mineralización del depósito Don Gabriel.

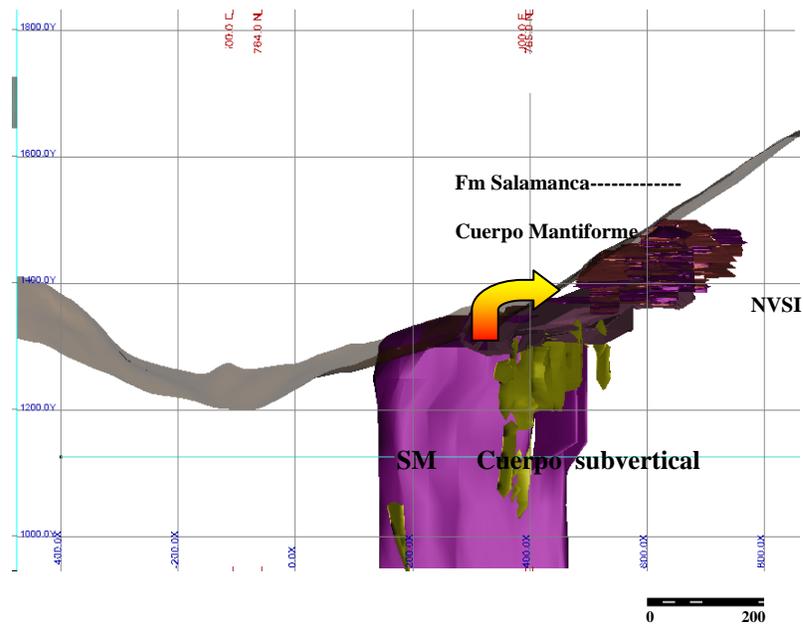


Figura 27: Perfil Longitudinal Don Gabriel. Perfil que muestra la relación entre el cuerpo mineralizado subvertical alimentando los mantos más superficiales acotados por la Formación Salamanca. Notar que la los niveles mantiformes están parcialmente erodados, por lo que el depósito fue mayor en su génesis.

Al comprobarse que la mineralización de cobre previamente descubierta, sí se relaciona con fluidos hidrotermales vinculados a cuerpos intrusivos y que no existen intrusivos aflorantes adicionales en el área del depósito, las nuevas campañas de exploración deben enfocarse en blancos del tipo B, buscando estructuras que favorezcan el emplazamiento de intrusivos subvolcánicos ubicados bajo niveles estratigráficos favorables capaces de hospedar mineralización. Esta búsqueda puede ser ayudada con levantamientos de geofísica IP, ya que anomalías asociadas a valores entre 20 y 15 mrad y arreglo dipolo-dipolo 60 m, trazan de excelente manera los cuerpos sulfurados mantiformes de las dimensiones y profundidades de emplazamiento de depósitos que compartan las características del depósito Don Gabriel. Además se ha visto que los levantamientos geofísicos IP dipolo- dipolo 100 m o mayores, no son capaces de detectar cuerpos mantiformes con esas características, por lo que sólo deben ser usados para prospección de cuerpos o zonas de dimensiones mayores o como primer criterio de búsqueda.

Por todo lo anterior, la zona ubicada hacia el NW del Stock Microdiorítico (Anexo V) es la mejor zona a prospectar en el entorno del depósito, pues conjuga una gran anomalía IP continua, con valores de cargabilidad 15 mrad, coincidente con la traza de estructura La Amarilla, donde ya se ha probado que favorece emplazamientos de intrusivos asociados a procesos de mineralización de cobre.

6. CONCLUSIONES

El depósito Don Gabriel, es afín a un sistema de mineralización de Cu Tipo Estratoligado, sin Ag subordinada, que se emplaza en una zona donde no se han documentado depósitos de este tipo con anterioridad. Se compone de un cuerpo subvertical profundo y otro mantiforme, más somero, ambos hospedados en una secuencia volcanosedimentaria homoclinal, bien estratificada, de actitud promedio 200/25, perteneciente a la Formación Quebrada Marquesa y muy cercano a la discordancia angular de esta formación con la Formación Salamanca.

Las unidades de la Formación Quebrada Marquesa se encuentran intruidas por un Stock Microdiorítico y diques-filones de composición andesítica que intruyen a todas las litologías anteriores.

La secuencia homoclinal se compone de cuatro niveles. El Nivel Volcánico Basal (NVB), constituye el nivel volcánico más profundo con porosidad primaria suficiente para albergar mineralización económica en el distrito. A nivel del depósito, alberga la mayor proporción de mineralización de cobre en los cuerpos subverticales que se ubican en la zona de contacto entre este nivel y el Stock Microdiorítico.

El Nivel Volcanosedimentario Intermedio (NVSI), sobreyace concordantemente el NVB, carece de porosidad primaria, por lo que es incapaz de hospedar mineralización económica. Sin embargo, actúa como un excelente sello para contener los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización de los estratos más receptivos ubicados sobre y bajo él.

Además, por sus características composicionales y texturales marcadamente diferentes de los otros niveles volcánicos, es el nivel guía más fácil de reconocer y seguir para el estudio de la estratificación en el depósito.

El Nivel Principal de Andesitas Don Gabriel (NDG), sobreyace concordantemente el NVSI, presenta la mayor cantidad de elementos que favorecen la formación de minerales de mena de cobre, debido a su alta porosidad primaria y por disponerse entre estratos no porosos, incapaces de albergar mineralización, pero sí de sellarla. El NDG es el nivel donde se albergó la mayor proporción de mineralización de cobre mantiforme en el proyecto.

El Nivel Volcánico Superior (NVS) sobreyace concordantemente el NDG. Es la secuencia volcánica más superficial del área del depósito y posee una porosidad primaria suficiente para albergar mineralización económica. El NVS está en discordancia angular con el Nivel Volcánico Rojo (NVR) que se correlaciona con el miembro superior de la Formación Salamanca, Río Manque. Este último nivel no se encuentra mineralizado, por lo que determinar su edad, acotaría la edad de la mineralización subyacente. Finalmente, la presencia del NVR en discordancia angular sobre el NVS indica la total erosión del miembro basal Santa Virginia de la Formación Salamanca, lo que, en el caso de haberse desarrollado en el área de estudio, indicaría que la acción erosiva sobrepasa los 400 m de potencia que posee este miembro.

Bajo estos niveles volcánosedimentarios, aparece el Stock Microdiorítico desarrollando mineralización de cobre irregular, discordante con la estratificación, principalmente en la zona de contacto con el NVB.

Diques y filones intruyen de manera discordante y concordante, respectivamente, a todas las litologías anteriormente descritas y sin ninguna orientación preferencial. Por este motivo, se les consideran las rocas más jóvenes del depósito, por lo que una datación radiométrica, también serviría para acotar la edad de mineralización y alteración del depósito Don Gabriel.

Estructuralmente, el depósito está controlado por una zona de debilidad, subordinada a las fallas regionales normales Manquehua y Llimpo, denominada La Amarilla, estructura que coincide espacialmente con la mineralización hospedada en la zona de contacto entre el SM y el NVB. Lo anterior, sumado a las relaciones espaciales y de alteración hidrotermal estudiadas, permite concluir que La Amarilla, inicialmente, sirvió para el emplazamiento del SM y, posteriormente, como canal preferente para el ascenso de los fluidos hidrotermales ricos en cobre que circularon, más eficientemente, entre el SM y el NVB, formando cuerpos subverticales y una alteración albítica-calcítica. Estos fluidos hidrotermales continuaron su ascenso hasta encontrar en NDG, nivel por donde migraron y produjeron una alteración propilítica y la formación de cuerpos mineralizados mantiformes mediante sucesivos reemplazos de sulfuros ricos en Fe por otros con mayor contenido de cobre, liberando Fe que forma la hematita presente en los estratos volcánicos, en un proceso evidentemente hipógeno.

La alteración albítica-calcítica involucrada en este proceso es de intensidad fuerte a moderada, con presencia de bastantes cúmulos y parches que destruyen las texturas originales. A medida que la intensidad decrece, esta alteración se presenta en amígdalas, microfracturas, dentro de masa fundamental o en vetillas. Por otro lado, la alteración propilítica se caracteriza por albita-clorita, con intensidades leves a moderadas, que no destruyen texturas originales. Se encuentra en amígdalas, microfracturas, dentro de masa fundamental o en fenocristales.

Por otro lado, los cuerpos subverticales formados en este proceso, presentan minerales de mena de bornita, calcopirita y calcosina. Ocurren diseminados en masa fundamental, máficos

del NVB, máficos del SM y en algunas vetillas. En los cuerpos mantiformes, la mena corresponde a calcosina, bornita y menor calcopirita, minerales que están presentes en relleno de amígdalas, microfracturas, dispersos en masa fundamental o fenocristales de rocas del NDG. Definen dos menas, la primera y más importante es una mena Tipo Sulfuro, con leyes que sobrepasan el 1%, compuesta sólo por sulfuros. La segunda, Tipo Mixto, se restringe a los discretos niveles donde se desarrolló mineralización supérgena. Esta mena está compuesta principalmente por crisocola, malaquita y calcosinas sustituyéndose a crisocola. La ley promedio para esta mena también sobre pasa el 1%.

Una muy leve argilización supérgena se distingue asociada a los cuerpos mantiformes, mientras que arcillas tipo caolinita e illita, con escasas ocurrencias de oxidados de cobre, se relacionan al emplazamiento del SM y a la estructura La Amarilla.

De esta forma, la mineralización supérgena tiene poca relevancia en el depósito y sólo representa la porción más superficial del mismo. El potencial económico del depósito es la mineralización hipógena sulfurada. La alteración supérgena relacionada al SM y La Amarilla, tendría una importancia para la prospección de nuevos depósitos, pues permite identificar la traza de esta estructura en la que se ha determinado que favorece emplazamientos de intrusivos subvolcánicos que se relacionan con la mineralización hipógena en el área del proyecto.

Las anomalías de geofísica IP con valores de cargabilidad entre 20 y 15 mrad y arreglo dipolo-dipolo 60 m, trazan de excelente manera los cuerpos sulfurados mantiformes. Levantamientos geofísicos IP dipolo-dipolo 100 m o mayores, no son capaces de detectar cuerpos mantiformes de tipo Don Gabriel, por lo que sólo deben ser usados para prospección de cuerpos o zonas de dimensiones mayores y como primer criterio de búsqueda.

El descubrimiento de la mineralización en profundidad relacionada a cuerpos intrusivos emplazados a lo largo de la estructura La Amarilla y la anomalía IP dipolo-dipolo 100m situada inmediatamente sobre su traza, permite concluir que la prospección de nuevos depósitos se debe orientar hacia el NW del Stock Microdiorítico, a lo largo de la zona que se define por la traza de La Amarilla y la anomalía IP.

7. REFERENCIAS

Aguirre, L., Egert, E. 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, Santiago, 76, pp. 25-37.

Aguirre, L., Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo, Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 15.

Aguirre, L., Thomas, H., 1964. El Contacto discordante entre las formaciones cretácicas Quebrada Marquesa y Viñita en la Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, Santiago, 84. pp. 30-37.

Boric, R., 1997. Nuevos antecedentes sobre el modelo Geológico del Yacimiento de Cobre El Soldado. Chile Central. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, pp. 862-866.

Boric, R., 2002. Geology, mineral zoning, and lithochemistry of the El Soldado manto type, V Region, Chile. Memory requirements for the degree of Master of Science, Dalhousie University, Nova Scotia, Canada, p. 378.

Boric, R., Díaz, F., Makshev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, *Boletín* 40, p. 246.

Botto, E., 1970. Estudio geológico preliminar de la Región de Salamanca, Departamento de Illapel, Provincia de Coquimbo. Informe inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), Santiago, 146 pp.

Chávez, W., 1985. Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos Blancos District, Antofagasta province, Chile. Ph.D thesis, California University, Berkely, p. 142.

Espinoza, S., 1981. Esbozo metalogénico del Distrito Carolina de Michilla, Segunda Región, Chile. In *Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis*, No.1, *Actas*, Departamento de Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta, Chile, pp. 71-81.

Espinoza, S., 1982. Definición del tipo diseminado infravolcánico de sulfuros de cobre. In Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile, E201-E219.

Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., Moraga, A. 1996. The cupriferous province of coastal range, northern Chile. In *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny* (Camus, E.; Sillitoe, R. H.; Oetersen, R.; editors). Society of Economic Geologists Special Publications, 5, pp. 19-32.

Hamilton, T., 1916. Report on the Manquehua group of mine belonging to Sr. A. del Canto of Salamanca. Informe inédito, Santiago, 6 pp.

Klohn, E., Holmgren, C., Ruge, H. 1990. El Soldado, a strata-bound copper deposit associated with alkaline volcanism in the central Chilean Coastal Range. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L., Amstutz, G., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J., editors). Springer-Verlag, pp. 435-448.

Koerberlin, F., 1915. Memorandum of visit to Merceditas copper prospect near Salamanca. Informe Inédito, Santiago, 2 pp.

Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Tristá, D. & Hayashi, K. 2002. Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Mineralium Deposita*, 38, pp. 208-216.

Kojima, S., Tristá-Aguilera, D., & Hayashi, K. 2009. Genetic aspects of the mantotype copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology*, volume 59, N° 1, pp 87-98.

Llaumet, C., 2003. Mapas geológicos-prospectivos de la Quebrada Manquehua. Informe inédito, Santiago, 6 mapas.

Losert, J., 1973. Genesis of copper mineralizations and associated alterations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, 40, p. 104.

Losert, J., 1974. Alteration and associated copper mineralization in the Jurassic volcanic rocks of Buena Esperanza mining area (Antofagasta Province, Northern Chile). In Klohn E. (Editor), Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas, pp. 51-85.

Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C., Camus, F., 2007. Metallic Ore Deposits. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.). The Geology of Chile. Chapter 6. The Geological Society, London, pp. 179-199.

Maksaev, V., and Zentilli, M., 2002. Chilean strata-bound Cu- (Ag) deposits: An Overview. In - Porter, T.M. (Editor), 2002 - Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, volume 2; PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 185-205.

Palacios, C., 1986. Subvolcanic copper deposits in the Coastal Range of northern Chile. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Stuttgart, Teil I, 1985, 9/10, pp. 1605-1615.

Palacios, C., 1990. Geology of the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J. (eds) Stratabound ore deposits in the Andes. Springer, Berlin, pp. 313-318.

Piracés, R., Maksaev, V., 1977. Geología de la Hoja de Quillota, IV y V Región. Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 135 (Inédito)

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A., 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32°S, latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile, No. 24.

Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. & Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73.

Ruiz, C., 1943. Informe geológico económico sobre la Mina Poderosa de Salamanca. Departamento de Minas y Petróleo (DEPIME), Santiago, 8 pp.

Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., Levi, B., 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 305.

Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinoza, W., Peebles, F., Quezada, R., Serrano, M. 1971. Stratabound copper sulphide deposits of Chile. Soc Mining Geol Japan Spec Issue, 3, pp. 252-260.

Saric, N., Kreft, C., & Huete, C. 2003. Geología del yacimiento Lo Aguirre. Revista Geológica de Chile, 30, pp. 317-331.

Sato, T., 1984. Manto type copper deposits in Chile: A review. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 35, pp. 565-582.

Scheuber, E., Reuter, K., Jensen, A., 1994. Magmatic arc tectonics and their relation to plate. Research Group Mobility of Active Continental Margins, pp. 95-96.

Sillitoe, R.H., 1990. Copper Deposits and Andean Evolution. In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., and Reinemund, J.A., editors, Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11, pp. 285-311.

Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Boletín, 2, p. 86.

Thomas, H., 1967. Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo, Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 23, p. 58.

Tristá-Aguilera, D., 2007. Procesos geológicos relacionados con la formación de sulfuros de Cu primarios de los yacimientos estratoligados de Cu: El caso del yacimiento Lince-Estefanía, Distrito Michilla, Segunda Región de Antofagasta, Chile (Tesis de Doctorado). Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 191 pp.

Uyeda, S., 1983. Comparative Subductology. Episodes N° 2, pp. 19-24.

Vivallo, W., Henríquez, 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, pp. 199-228.

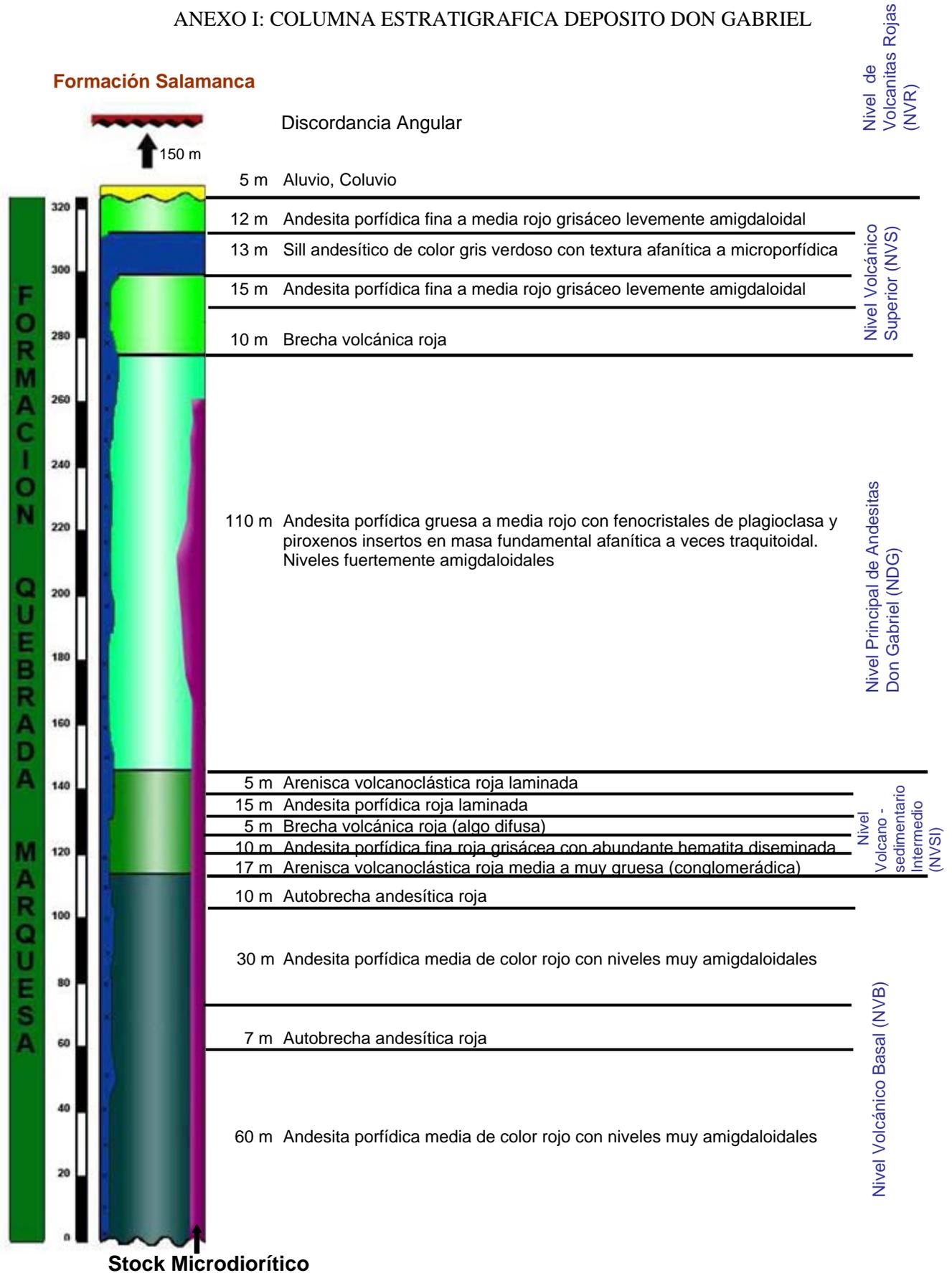
Wilson, N.S.F., Zentilli, M. 1999. The role of organic matter in the genesis of El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology*, 94, pp. 1115-1136.

Zentilli, M., Boric, R., Munizaga, F., Graves, 1994. Petroleum involvement in the genesis of some stratabound copper deposits of Chile. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, V. II, pp. 1542-1546, Concepción.

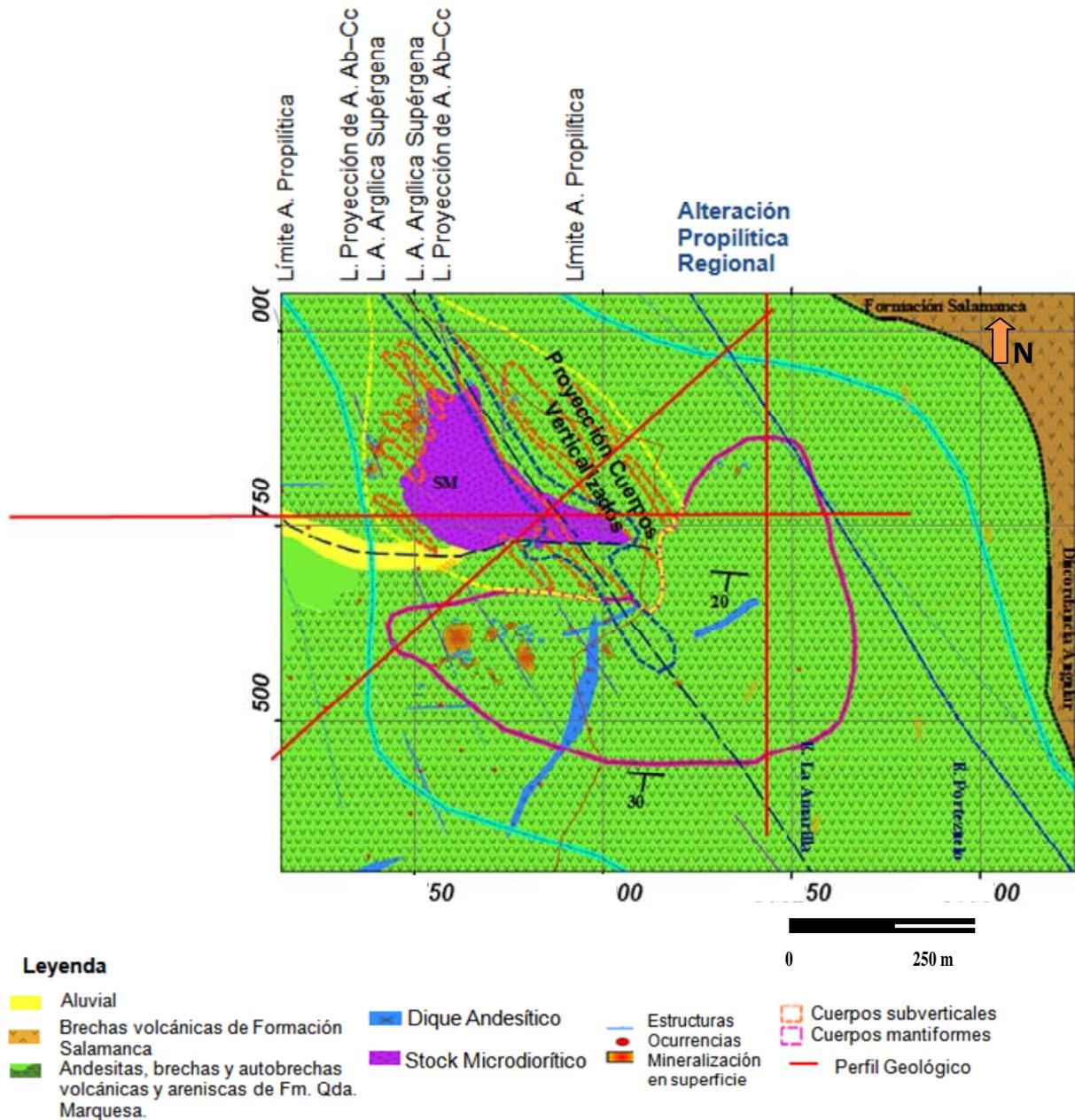
Zentilli, M., Munizaga, F., Graves, M., Boric, R., Wilson, N.S.F., Mukhopadhyay, P. K. and Snowdon, L.R. 1997. Hydrocarbon Involvement in the genesis of ore deposits: an example in Cretaceous Stratabound (manto-type) copper deposits of central Chile. *International Geology Review*, 39, pp. 1-21.

ANEXOS

ANEXO I: COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEPOSITO DON GABRIEL



ANEXO II: MAPA DE ALTERACIONES



Mapa de alteraciones. Límites de las alteraciones propilítica (cyan), albítica-calcítica (amarillo) y argílica supérgena (azul). Los límites de la alteración albítica calcítica son su proyección en superficie pues sólo se observan en profundidad. Los niveles mantiformes (magenta) y subverticales (anaranjado) también aparecen proyectados.

ANEXO III: TIPOS DE MENAS

1. Caracterización petrográfica mena Tipo Sulfuro

1.1. Muestra DGAB DH0042 194,65-194,76 m

Roca de textura porfídica constituida por plagiocla albítica. La matriz es fina se compone por rips de plagioclasas cementadas por hidróxidos de Fe y Ti. Fenocristales gruesos y maclados de plagioclasa ocurren dispersos en la matriz los que se encuentran alterados a muscovita/sericita.

Tipo de roca: Andesita.

Vetillas de carbonato y cuarzo/calcedonia gruesos rellenan fracturas y cavidades. Calcosina y bornita están preferentemente concentradas en esas porciones de la roca. Granos de martita y pseudomorfos de clorita totalmente sustituidos por hidróxidos de Fe también son observables.

Mineral	%
Plagioclasa Albitica	61
K-feldespato	10
Clorita	6
Cuarzo/Calcedonia	3
Muscovita/Sericita	t
Carbonatos	7
Apatito	t
Bornita	r
Calcosina	1
Hematita/martita	2
Óxidos de Ti	1
Hidróxidos de Fe	7
Leyenda: 0,5% < t < 1%; r < 0,5%	

SiO ₂ (%)	47,46	As (ppm)	16
Al ₂ O ₃ (%)	16,24	Zn (ppm)	220
TiO ₂ (%)	1,05	Mo (%)	< 0,01
FeT (%)	7,37	V (%)	0,03
MgO (%)	2,81	Pb (ppm)	< 50
Na ₂ O (%)	6,52	Ag (ppm)	4
CaO (%)	4,40	Au (ppb)	< 50
K ₂ O (%)	2,74	Hg (ppb)	419
MnO (%)	0,28	Sb (ppm)	1,50
P ₂ O ₅ (%)	0,30	Ba (%)	0,03
PF (%)	5,59	Co (%)	0,02
F (ppm)	213	Cr (%)	< 0,01
C (%)	0,84	Ni (%)	< 0,01
Cu (%)	1,01	Bi (ppm)	< 140
S (%)	0,33		

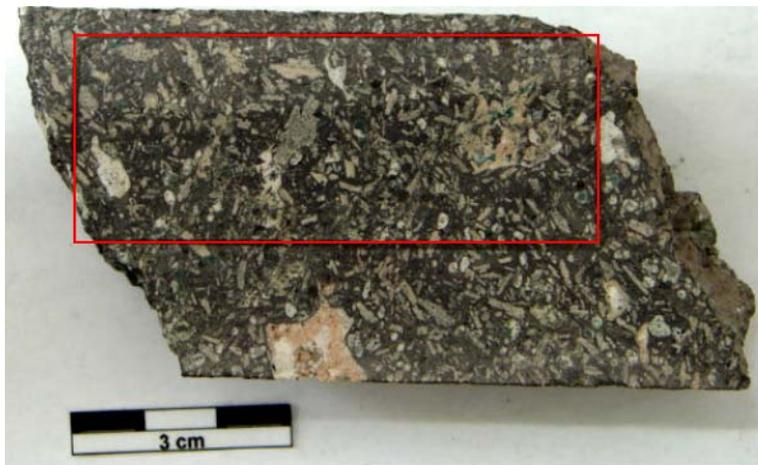
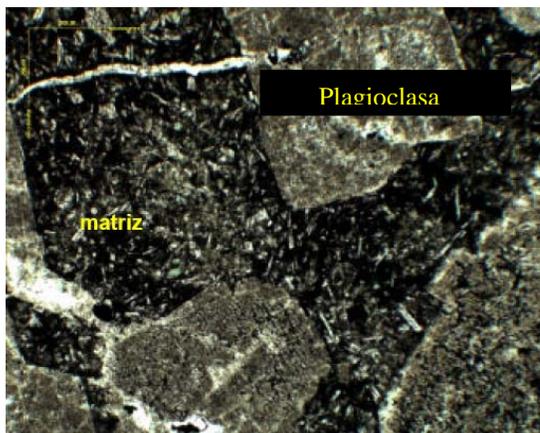
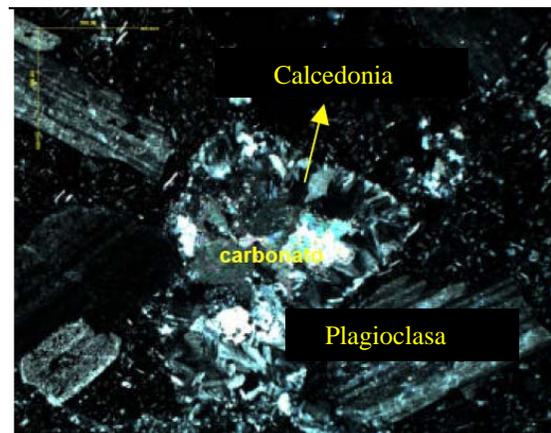


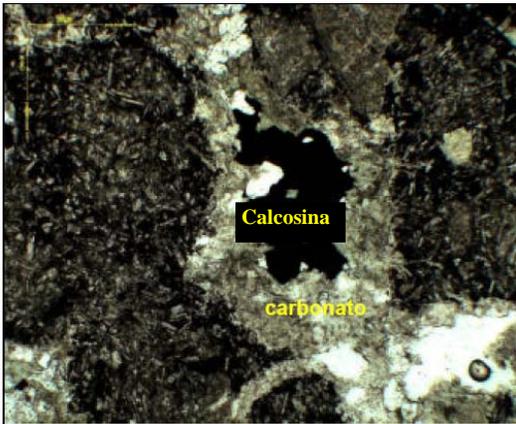
Foto macroscópica indicando la posición de la lámina.



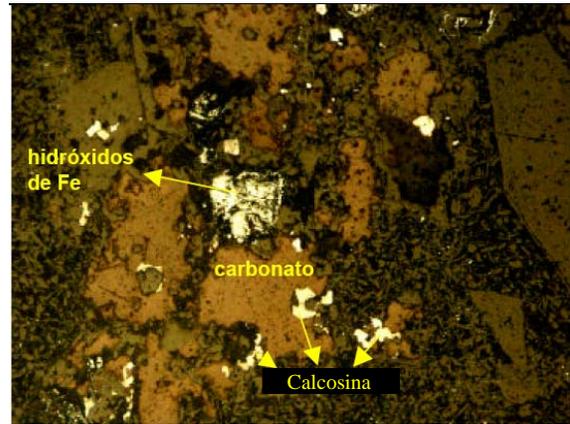
Fotomicrografía a nícoles paralelos de rips de plagioclasa, con aspecto turbio debido a alteración, La matriz fina se compone por plagioclasa, cuarzo e hidróxidos de Fe y óxidos de Ti.



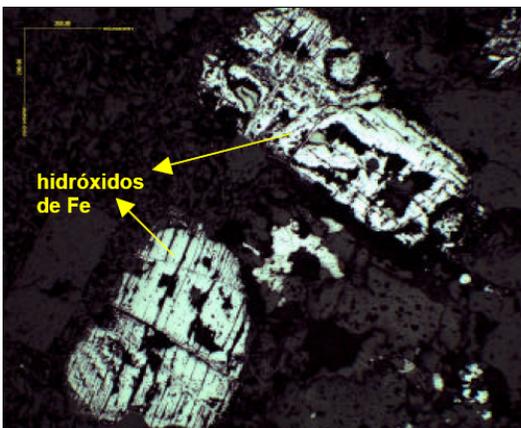
Fotomicrografía a nícoles cruzados mostrando vesículas rellenas por calcedonia y carbonato.



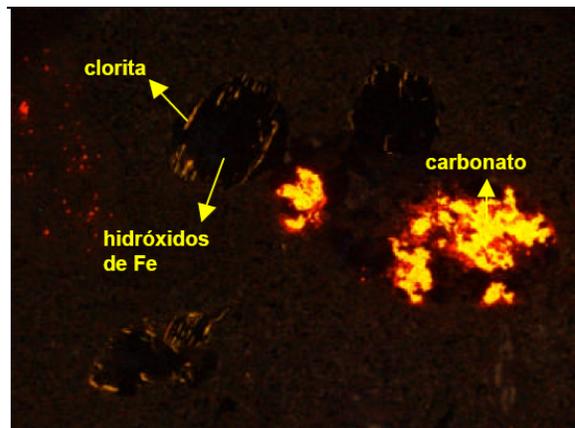
Fotomicrografía a nícoles paralelos. Vetilla de calcita con calcosina asociada.



Fotomicrografía a nícoles paralelos. Vetilla de calcita con catodoluminiscencia en tonos de rojos conteniendo hidróxidos de Fe con calcosina asociada.



Fotomicrografía a nícoles paralelos. Pseudomorfos de clorita sustituidos casi completamente por hidróxidos de Fe.



Fotomicrografía a nícoles paralelos. Relictos de clorita (catodoluminiscencia amarilla) asociados a los hidróxidos de Fe (sin catodoluminiscencia). Los carbonatos muestran cátodo- luminiscencia fuerte en tonos de amarillo a naranja con calcosina asociada.

Escala: Base de micrografía = 2,45mm.

2. Caracterización petrográfica mena Tipo Mixto

2.1. Muestra DGAB DH0047 26,70-26,85m

Roca de textura porfídica constituida por plagiocla albítica. Al igual que la muestra anterior, la matriz es fina y se compone por rips de plagioclasas cementadas por hidróxidos de Fe y Ti. Fenocristales gruesos y maclados de plagioclasa, parcialmente alterados a muscovita/sericita, se disponen dispersos en la matriz.

Tipo de roca: Andesita.

En relación a la muestra anterior, la muestra posee una mayor cantidad de minerales generados por alteración de baja temperatura, lo que distingue a las menas del Tipo Mixto con respecto a las menas Tipo Sulfuro.

En la muestra en particular, aparecen agregados de clorita asociados a crisocola y malaquita. Los sulfuros de cobre muestran sustitución por crisocola, observándose raros relictos de estos minerales.

Mineral	%
Plagioclasa Albitica	44
Clorita	22
K-feldespato	16
Actinolita	4
Cuarzo/Calcedonia	2
Crisocola	2
Muscovita/Sericita	1
Malaquita	T
Otros Carbonatos	R
Apatito	T
Bornita	R
Calcosina	R
Covelina	R
Hematita	T
Óxidos de Ti	1
Hidróxidos de Fe	3
Legenda: 0,5% < t < 1%; r < 0,5%	

SiO ₂ (%)	48,63	As (ppm)	19
Al ₂ O ₃ (%)	16,67	Zn (ppm)	288
TiO ₂ (%)	1,04	Mo (%)	< 0,01
FeT (%)	7,15	V (%)	0,03
MgO (%)	5,09	Pb (ppm)	< 50
Na ₂ O (%)	4,66	Ag (ppm)	8
CaO (%)	2,12	Au (ppb)	< 50
K ₂ O (%)	2,96	Hg (ppb)	106
MnO (%)	0,36	Sb (ppm)	< 1
P ₂ O ₅ (%)	0,34	Ba (%)	0,04
PF (%)	4,20	Co (%)	< 0,01
F (ppm)	332	Cr (%)	< 0,01
C (%)	0,06	Ni (%)	< 0,01
Cu (%)	1,36	Bi (ppm)	< 140
S (%)	0,04		

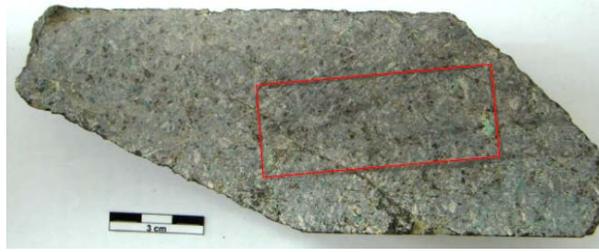
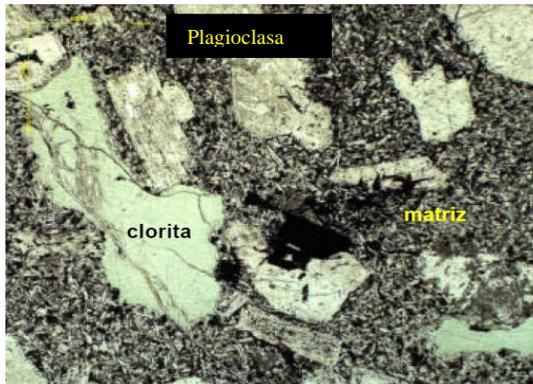


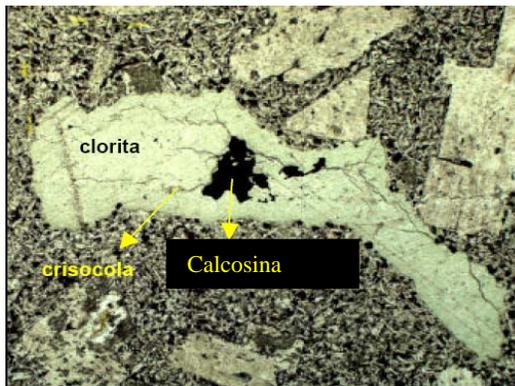
Foto macroscópica indicando la posición de la lámina.



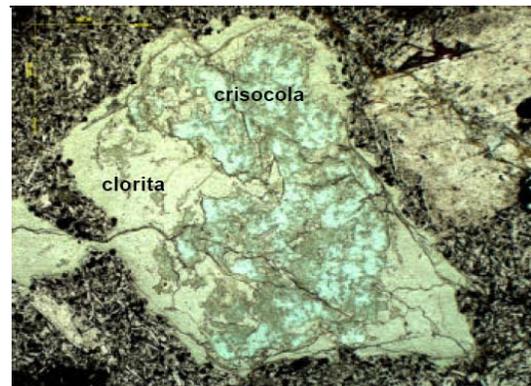
Fotomicrografía a nícoles paralelos (luz transmitida) mostrando las asociaciones minerales y la textura predominantes en la muestra.



Fotomicrografía anterior a nícoles cruzados.



Fotomicrografía a nícoles paralelos. Agregados de clorita con calcosina en el centro. Fracturas con crisocola, generada por calcosina. Con el avance de la alteración, ocurre la destrucción total de la calcosina y la sustitución de la clorita por crisocola.



Fotomicrografía a nícoles paralelos. Sustitución de clorita por crisocola.

ANEXO IV: DESCRIPCION DE CORTES PULIDO-TRANSPARENTES

1. Caracterización petrográfica cuerpo mantiforme

1.1. Muestra PAPO-FD- 46 140.10 m

Descripción Macroscópica:

Roca con fenocristales de color blanco, tabulares, alargados, con los ferromagnesianos de color negro. Amígdalas con cuarzo y vetillas con sulfuros diseminados.

Descripción Microscópica:

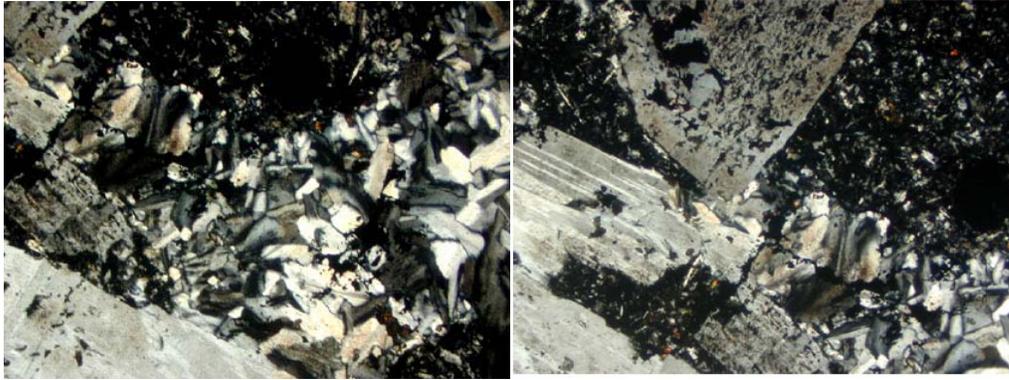
Roca volcánica de textura porfídica, 25% de fenocristales de plagioclasa, con planos albitizados. Presenta planos de maclas difusas pero limpios y sin arcillas. 10% de ferromagnesianos correspondientes a piroxenos con contornos y planos de clivaje con importante presencia de mena y hematita. La mineralización ha ampliado los planos de fracturas provocando la destrucción de los cristales, los que han perdido partes que han sido sustituidas por agregados de epidota.

La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasa aciculares, albitizados y en textura intersertal. En intersticios hay abundante hematita y diseminaciones de sulfuros, escaso feldespato potásico y algo de clorita. La epidota también rellena partes de la masa fundamental.

Vetillas irregulares de 3 mm hasta a 1.5 cm. Contienen albita en cristales alargados maclados en disposición irregular. En intersticios hay cristales de prehnita, acompañados de epidota y escasa calcita.

Tipo de roca:

Andesita albitizada.



Izquierda: Fenocristales de plagioclasa parchados por albita transparente, con vetillas sinuosas e irregulares de albita. Nícoles cruzados, aumento por 45 veces.

Derecha: Fenocristales de plagioclasa corroídos y albitizados, con vetilla de albita. Masa fundamental intersertal con opacos intersticiales. Nícoles cruzados, aumento por 45 veces.

Descripción Corte Pulido:

Mena gruesa que preferentemente distribuida en la masa fundamental y fenocristales de ex ferromagnesianos de la roca. Variedad de relaciones texturales entre bornita y calcosina blanca, desde clara exsolución de bornita en calcosina, a mirmequíticas.

Las pecas alcanzan hasta 0.7 mm diámetro, mientras que las vetillas no sobrepasan 0.05 mm de espesor. El corte parece asociar ganga no metálica, la magnetita primaria se ha hematitizado.

Minerales Presentes:

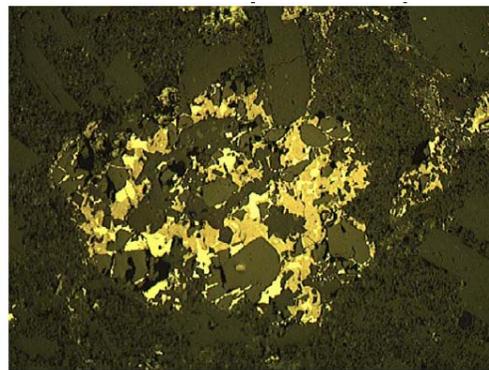
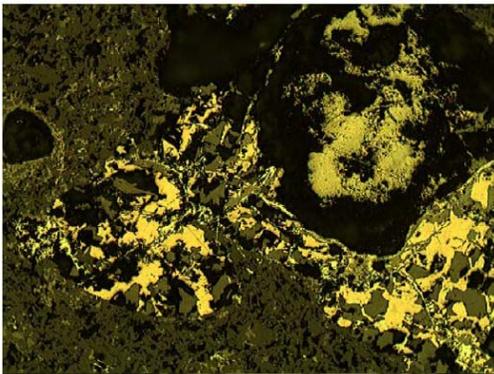
Minerales	% en Volumen
hematita	3
calcosina	1.9
bornita	2.6
titanita	1
magnetita	0.2
calcopirita	rara

Sucesión Paragenética:

Magnetita- bornita-calcosina- especularita-hematita secundaria

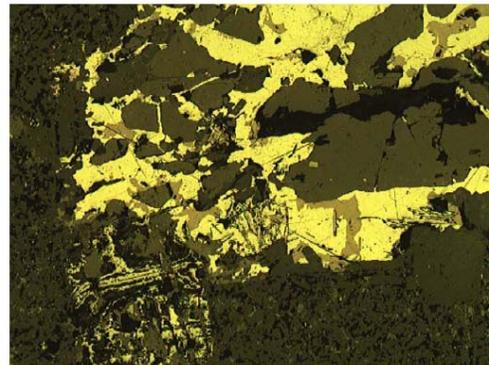
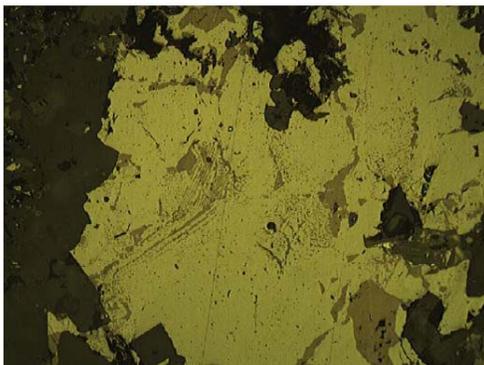
Tipo de Mena:

Andesita con impregnación de mena calcosino-bornítica.



Izquierda: Parte superior derecha, magnetita rodeada de bornita. Hematita fina de alto relieve en microvetillas. Aumento por 40 veces, nícoles paralelos.

Derecha: Entrecrecimiento de bornita y calcosina blanca dispuesta intersticialmente entre ferromagnesiano. Aumento por 100 veces, nícoles paralelos.



Izquierda: Textura de exsolución de bornita en calcosina, mostrando la distinta orientación de la desmezcla en los diversos cristales. Aumento por 40 veces, nícoles paralelos.

Derecha: Parte inferior izquierda, magnetita hematitizada. Centro, zona de calcosina blanca y bornita con acículas de hematita sobrepuestas. Aumento por 100 veces.

2. Caracterización petrográfica cuerpo subvertical

2.1. Muestra DGAB-DH- 47 147.80 m

Descripción Macroscópica:

Roca de textura porfídica con abundantes tabletas de plagioclasa dispuestas irregularmente en masa microcristalina. La roca no es magnética. Tiene reacción efervescente al contacto con HCl. No tiñe por feldespatos potásicos.

Descripción Microscópica:

Roca de textura porfídica algo seriada. 40% de tabletas subhedrales de plagioclasa macladas polisintéticamente, relativamente conservadas en comparación con la masa fundamental felsítica micro a criptocristalina, conformada prácticamente por sólo minerales de alteración. No quedan relictos de ferromagnesianos pues están muy alterados, pero sus sombras texturales sugieren abundancia de piroxenos.

La alteración es montmorillonita de intensidad fuerte, probablemente procedente de biotita secundaria y de clorita. Calcita en pecas dispuestas en toda la roca. Poca clorita pues se está transformando en montmorillonita.

Las plagioclasas tienen sericita e illita y están lavadas por albita. Se distribuyen irregularmente en el todo el corte. Aparece cuarzo secundario fino acompañando a los minerales opacos.

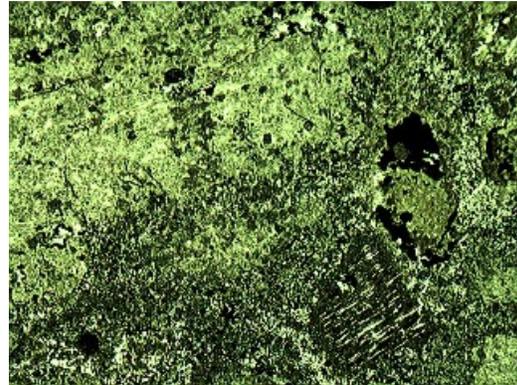
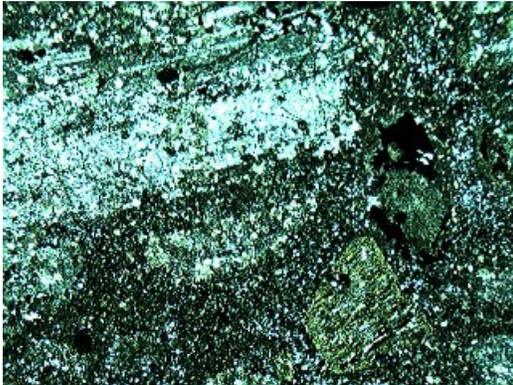
Se distinguen titanitas y leucóxeno por ex minerales ferromagnesianos. Los opacos se distribuyen penetrativamente en todo el corte, sólo ocasionalmente, organizados en vetillas de 0.04 mm de espesor.

Tipo de roca:

Andesita muy alterada

Minerales Presentes:

Mineral	% en Volumen	Mineral	% en Volumen
Plagioclasas	58	Mx. Opacos	5
Cuarzo sec.	2	Titanita sec.	1.5
Calcita	15	Clorita	1
Montmorillonita	15	Sericita/illita	2-3



Izquierda: Tableta de plagioclasa y dos fenocristales de ex piroxenos transformados en montmorillonita con titanita secundaria fina orientada. Nícoles cruzados, aumento por 40 veces.

Derecha: Zona anterior a nícoles paralelos. La masa fundamental es microcristalina y está muy alterada. Aumento por 40 veces.

Descripción Corte Pulido:

Mena introducida muy penetrativamente. Reemplaza a fenocristales de ferromagnesianos, previamente alterados. Además, se dispone centralmente, quedando sólo una aureola de titanitas finas y leucóxenos dispuestos regularmente en planos de clivajes y emulsión fina de hematita residual.

Abundante diseminación de mena fina en la masa fundamental, en pecas anhedrales de tamaños entre 0.01 y 0.06 mm. Raras veces aparece directamente entre planos de clivajes de las plagioclasas. Las pecas mayores alcanzan hasta 0.3 mm y muestran asociación de bornitas tonos violetas en entrecrecimientos de bordes mutuos con calcosinas blancas.

En ocasiones, bornita con calcosina muestran texturas mirmequíticas entre ambas con la calcosina algo más abundante que bornita.

Por otro lado, cuarzo bien cristalizado se asocia como ganga. Se incluyen además, acículas finas de clorita argilizada. Hay sólo trazas de hematita especular completando la paragénesis.

Minerales Presentes:

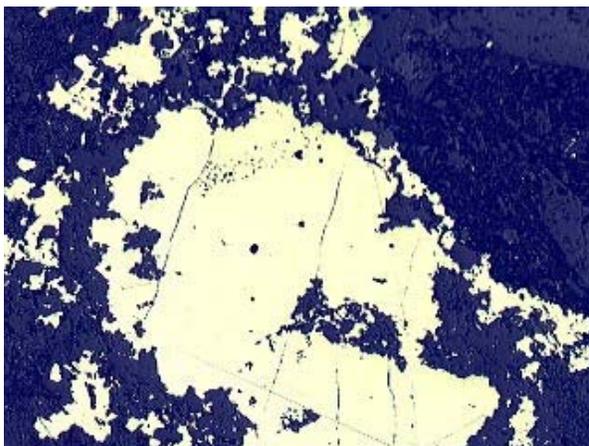
Mineral	% en Volumen
Calcosina	3
Bornita violeta	2
Bornita naranja	0.05
Hematita	0.5
Titanita y leucóxeno	1.5

Sucesión Paragenética:

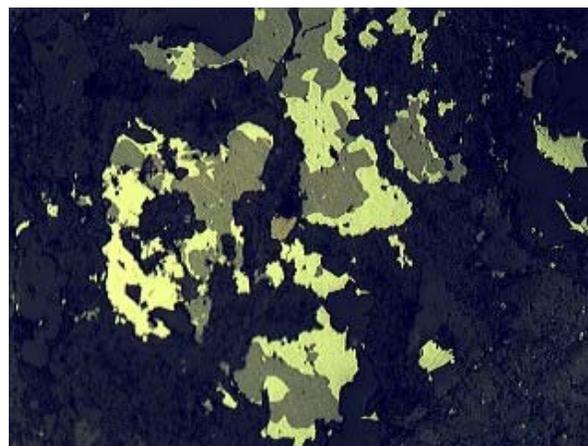
Bornita - cuarzo-bornita y calcosina.

Tipo de Mena:

Andesita con fuerte impregnación de calcosina y bornita.



Izquierda: Sólo calcosina blanca entre esmectita-clorita. Aumento por 200 veces, nícoles paralelos.



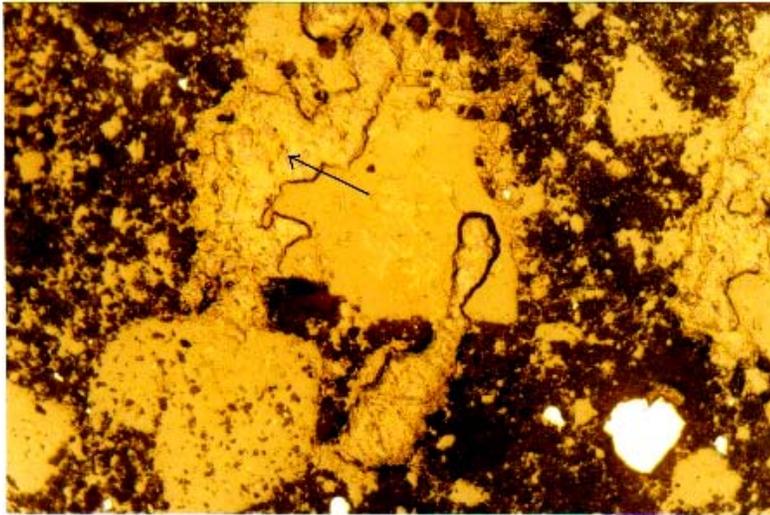
Derecha: Bornita con calcosina en entrecrecimientos de bordes mutuos. Aumento por 200 veces, nícoles paralelos.

3. Caracterización petrográfica material bituminoso

3.1. Muestra PAPO-FD- 02 127.95 m

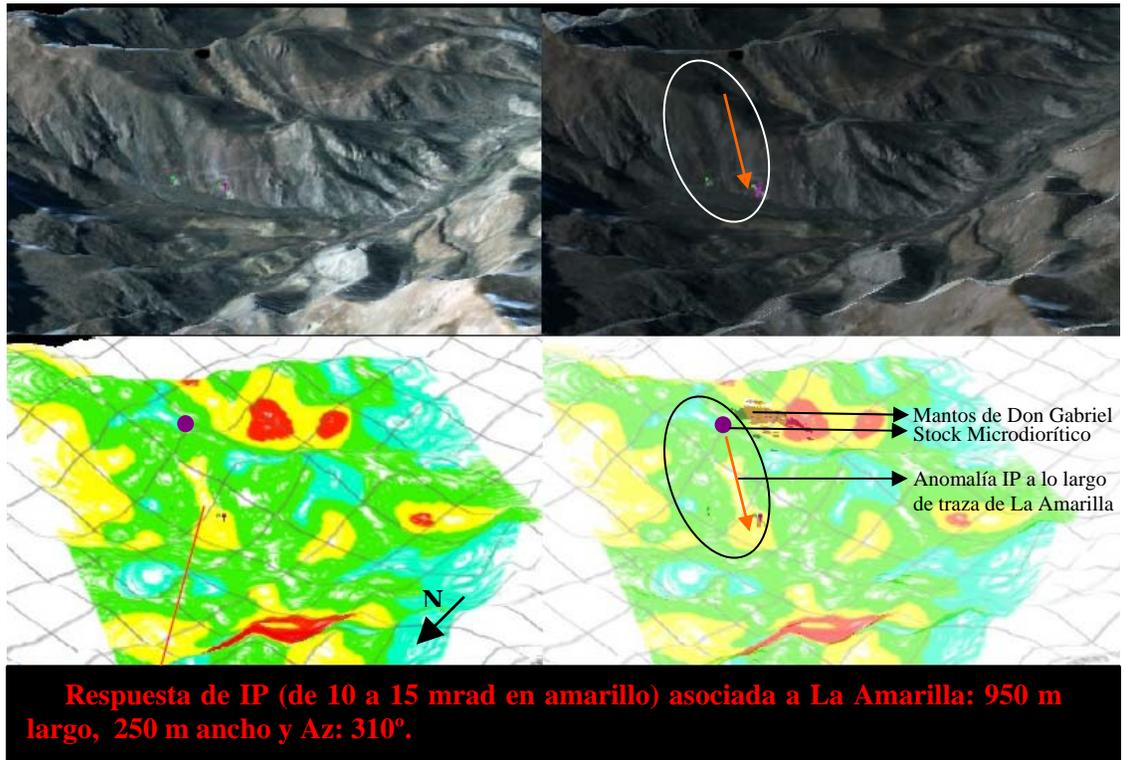
Tipo de roca: Brecha volcánica.

Corte Pulido:



Parte superior izquierda: La flecha indica el sector donde se identifica un material bituminoso poco reelaborado dispuesto entre minerales no metálicos. Parte inferior derecha: Minerales metálicos, pirita. Nícoles paralelos, aumento por 100 veces.

ANEXO V: BLANCO DE EXPLORACION



En una elipse, la mejor zona a prospectar en el entorno del depósito, conjuga una gran anomalía IP continua, la que sólo se ve interrumpida por el ascenso de la topografía, coincidente con la traza de estructura La Amarilla y el Stock Microdiorítico.