



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DISTRITO MINERO
QUITALCURA, REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE:
IMPLICANCIAS EN LA GÉNESIS DE DEPÓSITOS
ESTRATOLIGADOS Cu-(Ag).**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Braulio Ignacio Aguila Aravena

Profesor Patrocinante:	Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmasso
Profesional Guía:	Srta. Claudia Silvia Arredondo Castillo
Profesional Co-guía:	Sra. Roxana Isabel Ortega Bustamante
Profesores Comisión:	Dra. Fernanda Carolina Alvaréz Amado MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2019



A mis padres, Álvaro e Ilia.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS, ALCANCES Y LIMITACIONES	2
1.2.1 Problemática	2
1.2.2 Objetivo general.....	3
1.2.3 Objetivos específicos	3
1.2.4 Alcances y limitaciones.....	4
1.3. HIPÓTESIS.....	4
1.4. UBICACIÓN, RUTAS Y ACCESOS	5
1.5. GEOMORFOLOGÍA	7
1.6. TRABAJOS ANTERIORES.....	10
1.7. METODOLOGÍA DE TRABAJO	11
1.7.1. Etapas de trabajo.....	11
1.7.2. Métodos analíticos	12
1.7.2.1. Análisis químicos.....	12
1.7.2.2. Datación radiométrica	13
1.7.2.3. Mineralogía automatizada TIMA.....	15
1.8. AGRADECIMIENTOS	16
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	17
2.1. GENERALIDADES	17
2.2. ROCAS SEDIMENTARIAS	19
2.2.1. Formación Lo Prado.....	19
2.2.2. Formación Veta Negra	20
2.2.3. Formación Las Chilcas.....	21
2.2.4. Formación Salamanca	23
2.2.5. Formación Farellones.....	24
2.2.6. Formación Confluencia	24
2.2.7. Sedimentos Cuaternarios.....	25
2.3. ROCAS INTRUSIVAS	25
2.3.1. Unidades intrusivas del Cretácico inferior temprano.....	26
2.3.2. Unidades intrusivas Cretácico inf. tardío-Cretácico sup. temprano	26
2.3.3. Unidades intrusivas Cretácico sup.-Paleógeno.....	27
2.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	28
2.5. DOMINIO ESTRUCTURAL	31
2.6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	32
2.6.1. Distrito Las Minillas	32
2.6.2. Distrito Catemu.....	34
2.7. MARCO METALOGÉNICO	35
2.7.1. Depósitos estratoligados Cu-(Ag) Cretácicos de Chile Central	37

3. RESULTADOS	41
3.1. DISTRITO MINERO QUITALCURA	41
3.1.1. Sistema La Cocinera	42
3.1.1.2. <i>Mina La Cocinera</i>	43
3.1.1.2. <i>Mina San Luis</i>	48
3.1.2. Sistemas Cobriza-Resguardo.....	52
3.1.2.1. <i>Mina Cobriza</i>	53
3.1.2.2. <i>Mina Resguardo</i>	58
3.1.2.3. <i>Mina La Vaca Overa, Última Esperanza y La Perdiz</i>	62
3.1.2.4. <i>Mina 2496</i>	66
3.1.2.4. <i>Mina San Andrés</i>	69
3.1.3. Sistema Templo-Rosario	72
3.1.3.1. <i>Mina Rosario y Templo</i>	73
3.1.3.2. <i>Mina Bramador y Chépica</i>	76
3.1.3.3. <i>Mina La Suegra</i>	78
3.1.4. Sistema Carolina	81
3.1.4.1. <i>Minas Carolina, Fortuna y Granada</i>	82
3.1.4.2. <i>Mina Juliet Roberts</i>	84
3.1.5. Sistema Vizcachas-Loma Verde.....	86
3.1.5.1. <i>Mina Vizcachas</i>	87
3.1.5.2. <i>Mina Loma Verde</i>	90
3.2. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DISTRITO QUITALCURA	93
3.2.1. Mineralogía de alteración y ganga distrito Quitalcura	94
3.2.2. Sistema La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde	98
3.2.3. Sistema Templo-Rosario	100
3.2.3. Sistema Carolina	102
3.3. ANÁLISIS QUÍMICO DISTRITO QUITALCURA	103
3.3.1. Análisis de datos	103
3.3.1.1. <i>Diagramas discriminantes</i>	104
3.3.1.2. <i>Distribución de elementos distrito Quitalcura</i>	106
3.3.1.3. <i>Correlación cobre y plata</i>	107
3.3.1.4. <i>Estadística multivariable: matriz de Pearson</i>	108
3.4. GEOCROLOGÍA DISTRITO QUITALCURA	109
3.4.1. Datación mineralógica distrito Quitalcura	109
3.4.1.1. <i>Feldespató potásico</i>	110
3.4.1.2. <i>Anfíbola</i>	111
3.5. MINERALOGÍA AUTOMATIZA TIMA	112
3.5.1. Fases minerales de plata.....	113
3.5.1.1. <i>Stromeyerita</i>	115
3.5.1.2. <i>Naumanita</i>	116
3.5.1.3. <i>Cervelleita</i>	117
3.5.1.4. <i>Hessita</i>	118
4. DISCUSIÓN	120
4.1. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DISTRITO QUITALCURA	120

4.1.1. Minerales de alteración y ganga	120
4.1.2. Precipitación de plata en depósitos estratoligados: distrito Quitalcura ..	125
4.1.3. Alteración hidrotermal distrito minero Quitalcura	128
4.2. EDAD DE MINERALIZACIÓN Y RELACIONES METALOGÉNICAS	131
4.2.1. Edad de mineralización de los depósitos Cu-(Ag) en distrito Quitalcura	131
4.2.2. Consideraciones metalogénicas de los depósitos estudiados	133
4.3. MODELO GENERALIZADO DEPÓSITOS DISTRITO QUITALCURA.....	137
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	141
6. REFERENCIAS	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos.....	6
1. 2. Mapa de unidades geomorfológicas región de Valparaíso	8
1. 3. Unidades fisiográficos en el distrito Quitalcura	9
2. 1. Mapa geológico regional	18
2. 2. Columna formaciones : Veta Negra, Cerro Morado, Las Chilcas y Lo Ovalle	22
2. 3. Mapa distrito mineros adyacentes al distrito Quitalcura	33
2. 4. Mapa distribución de depósitos estratoligados en Chile Central.....	38
3. 1. Mapa de depósitos estudiados en el distrito Quitalcura	41
3. 2. Mapa de depósitos : Sistema La Cocinera.....	43
3. 3. Roca caja mina La Cocinera	44
3. 4. Vetas y vetillas mina La Cocinera	44
3. 5. Mineralogía de alteración mina La Cocinera.....	45
3. 6. Mineralogía de mena mina La Cocinera	46
3. 7. Caracterización vetillas mineralizadas mina La Cocinera.....	47
3. 8. Roca caja mina San Luis	48
3. 9. Sistema de vetas-fallas mina San Luis	49
3.10. Mineralogía de alteración mina San Luis	50
3.11. Mineralogía de mena mina San Luis.....	51
3.12. Mapa de depósitos: Sistema Cobriza-Resguardo.....	52
3.13. Roca caja y estructuras mina Cobriza	53
3.14. Mineralogía de alteración mina Cobriza	54
3.15. Relleno hidrotermal vetillas mina Cobriza	55
3.16. Caracterización vetas mineralizadas mina Cobriza	56
3.17. Mineralogía de mena y ganga en mina Cobriza en muestra de mano.....	57
3.18. Mineralogía de mena y ganga en sección delgada.....	57
3.19. Roca caja y estructuras mina Resguardo	58
3.20. Mineralogía de alteración mina Resguardo	59
3.21. Matriz de brecha hidrotermal mina Resguardo.....	60
3.22. Caracterización de vetillas mina Resguardo.....	61
3.23. Mineralogía de mena y ganga mina Resguardo.....	61

3.24.	Roca de caja en minas: La Vaca Overa, La Última Esperanza y La Perdiz.....	62
3.25.	Veta-falla mina La Vaca Overa	63
3.26.	Mineralogía de alteración mina La Perdiz y Última Esperanza	64
3.27.	Relleno hidrotermal de amígdalas mina La Vaca Overa.....	65
3.28.	Mineralogía de mena en amígdalas mina La Vaca Overa.....	66
3.29.	Roca caja y estructuras mina 2496.....	66
3.30.	Relleno hidrotermal de vetillas mina 2496.....	67
3.31.	Mineralogía de alteración mina 2496.....	68
3.32.	Mineralogía de mena y ganga mina 2496.....	68
3.33.	Roca caja y estructuras mina San Andrés.....	69
3.34.	Mineralogía de alteración mina San Andrés.....	70
3.35.	Relleno hidrotermal de vetillas mina San Andrés.....	71
3.36.	Mineralogía de mena San Andrés	71
3.37.	Mapa de depósitos: Sistema Templo-Rosario	72
3.38.	Roca caja y estructuras mina Templo	73
3.39.	Mineralogía de alteración mina Templo	74
3.40.	Caracterización de veta principal mina Templo	75
3.41.	Mineralogía de mena y ganga en mina Templo.....	76
3.42.	Caracterización nivel superior mina Chépica	76
3.43.	Mineralogía de mena y ganga mina Bramador y Chépica	77
3.44.	Petrografía dique diorítico mina La Suegra.....	78
3.45.	Contacto falla maestra y dique diorítico mina La Suegra	79
3.46.	Mineralogía de alteración mina La Suegra.....	79
3.47.	Mineralogía de mena y ganga mina La Suegra.....	80
3.48.	Mapa de depósitos: Sistema Carolina	81
3.49.	Roca caja y estructuras mina Carolina	82
3.50.	Mineralogía de alteración en mina Carolina y Granada.....	83
3.51.	Mineralogía de mena y ganga mina Carolina y Granada	84
3.52.	Litología y alteración mina Juliet- Roberts	85
3.53.	Mineralogía de mena y ganga mina Juliet-Roberts.....	85
3.54.	Mapa de depósitos: Sistema Vizcachas-Loma Verde	86
3.55.	Mantos y vetas mineralizadas mina Vizcachas.....	87
3.56.	Mineralogía de alteración mina Vizcachas.....	88
3.57.	Mineralogía de mena y ganga mina Vizcachas	89
3.58.	Bitumen y pirita framboidal en niveles inferiores mina Vizcachas	90
3.59.	Petrografía de roca caja mina Loma Verde	91
3.60.	Mineralogía de alteración mina Loma Verde	92
3.61.	Mineralogía de mena y ganga mina Loma Verde.....	93
3.62.	Relación hematita y sulfuros Cu-Fe.....	95
3.63.	Relación adularia y sulfuros Cu-Fe.....	98
3.64.	Cuadro paragenético de sistemas La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde	100
3.65.	Cuadro paragenético de sistema Templo-Rosario	101
3.66.	Cuadro paragenético de sistema Carolina	103
3.67.	Diagrama de clasificación de rocas volcánicas.....	104
3.68.	Diagrama de clasificación de tipos de magmas	105

3.69.	Diagrama de clasificación de ambiente tectónico de formación	105
3.70.	Mapa de dataciones distrito Quitalcura	109
3.71.	Datación de adularia como ganga junto a sulfuros de Cu-Fe	110
3.72.	Datación de anfibola en dique diorítico	112
3.73.	Sulfuros de cobre y hierro analizados por TIMA	114
3.74.	Imagen BSE mostrando fases de plata en calcosina intercrecida en bornita.....	114
3.75.	Stromeyerita con texturas de exsolución (gotas e hilos)	115
3.76.	Análisis BSE de Stromeyerita.....	116
3.77.	Análisis BSE de Naumannita.....	117
3.78.	Análisis BSE de Cerveleita	118
3.79.	Análisis BSE de Hessita	119
4. 1.	Modelo conceptual de ocurrencia de la plata	127
4. 2.	Cuadro paragenético generalizado de depósitos estratoligados Cu-(Ag) distrito Quitalcura	129
4. 3.	<i>Suite</i> de alteraciones hidrotermales.....	130
4. 4.	Cuadro geocronológico de eventos asociados a la edad de la mineralización de los depósitos del distrito Quitalcura	132
4. 5.	Esquema de relación de depósitos IOA, IOCG y estratoligados	134
4. 6.	Relaciones isotópicas entre depósitos IOA, IOCG, estratoligados y pórfidos andinos.....	135
4. 7.	Mapa de comparación de depósitos de cobre Cretácicos y magmatismo contemporáneo.....	136
4. 8.	Perfil esquemático de mineralización en el depósitos estratoligado El Soldado	139

ÍNDICE DE TABLAS.

Tabla		Página
1. 1.	Procedimientos laboratorio químico SERNAGEOMIN	13
2. 1.	Caracterización resumida de depósitos estratoligados de Chile Central hospedados en rocas volcánicas.....	39
2. 2.	Caracterización resumida de depósitos estratoligados de Chile Central hospedados en rocas volcanosedimentarias.....	40
3. 1.	Resumen de estructuras observadas en minas La Vaca Overa, Última Esperanza y La Perdiz	63
3. 2.	Resumen de estructuras observadas en minas Bramador y Chépica	77
3. 3.	Asociaciones minerales de alteración sistemas La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde.....	99
3. 4.	Asociaciones minerales de mena y ganga sistemas La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde	99
3. 5.	Asociaciones minerales de alteración sistema Templo-Rosario.....	100
3. 6.	Asociaciones minerales de mena y ganga sistema Templo-Rosario.....	101
3. 7.	Asociaciones minerales de alteración sistema Carolina.....	102
3. 8.	Asociaciones minerales de mena y ganga sistema Carolina.....	102
3. 9.	Matriz de <i>Pearson</i> muestras mineralizadas depósitos distrito Quitalcura	108
3.10.	Resumen dataciones feldespatos potásico distrito Quitalcura	111

3.11.	Resumen dataciones anfíbola distrito Quitalcura	112
3.12.	Resumen muestras analizadas por TIMA.....	113

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico		Página
3. 1.	Difractogramas de adularia junto a calcita	98
3. 2.	Distribución y concentración de óxidos mayores en depósitos distrito Quitalcura	106
3. 3.	Distribución y concentración de metales de interés en depósitos distrito Quitalcura	107
3. 4.	Correlación cobre-plata depósitos distrito Quitalcura.....	108



RESUMEN.

En el marco de la elaboración del Mapa Metalogénico de la región de Valparaíso (SERNAGEOMIN) se realiza un estudio detallado de los depósitos minerales en el distrito Quitalcura, 30 km al sureste de la comuna de Cabildo.

Los depósitos en general corresponden a depósitos del tipo estratoligado Cu-(Ag), hospedados en la base de la Formación Las Chilcas, la que posee una fuerte componente volcánica. Se presentan principalmente en forma de vetas y localmente estratiformes alimentados por vetas. El control de la mineralización está regulado por la permeabilidad de la roca caja y estructuras que permiten la circulación de los fluidos hidrotermales.

La alteración hidrotermal está caracterizada por una alteración propilítica de baja temperatura. La mineralogía de alteración corresponde a clorita, smectita, calcita, cuarzo, albita, feldespato potásico, sericita, baritina, arcillas y limonitas, mientras que la mineralogía de ganga está constituida por calcita, cuarzo, clorita, sericita, feldespato potásico, hematita, magnetita, pirita y limonitas.

Los minerales de mena son principalmente calcopirita, bornita, calcosina y minerales oxidados de cobre y en menor medida sulfuros de cobre secundarios. Asimismo, se incluye dentro de los minerales de mena las fases minerales de plata, específicamente stromeyerita, naumannita, cervelleita y hessita. Estas se encuentran exseltas exclusivamente en calcosina, que a la vez esta intercrecida con bornita primaria.

En los frentes mineralizados con alto contenido de cobre en los depósitos estudiados (bornita-calcosina), también se registran contenidos elevados de potasio, que reafirma la importancia del feldespato potásico como mineral de ganga en los depósitos estudiados.

La edad mínima de la mineralización registrada a través del método de datación $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en feldespato potásico entrega un rango de edad aproximado de 107-98 Ma. Esta edad coincide con la edad de la mineralización en el depósito estratoligado El Soldado (Boric *et al.*, 2002) y con la edad de cristalización de cuerpos intrusivos pertenecientes al Complejo Plutónico Illapel (Morata *et al.*, 2010; Ferrando, 2014). Por lo tanto, estos depósitos se forman en una posición distal al Complejo Plutónico Illapel, pero guardarían una estrecha relación genética con estos grandes cuerpos batolíticos.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1 GENERALIDADES.

El distrito minero Quitacura, agrupa un total de veinte y cinco laboreos de pequeña minería, incluye minas en estado activo y de abandono, dedicadas principalmente a la extracción artesanal de cobre en forma de sulfuros, fases minerales de cobre oxidadas, y plata subordinada. Estas minas se distribuyen en una franja de dirección norte-sur hospedada prácticamente en su totalidad por rocas volcanosedimentarias de edad cretácica correspondientes a la Formación Las Chilcas.

La mineralización de cobre se presenta en su mayoría en forma de vetas y localmente en forma de mantos. Los productores mineros utilizan la existencia de estas estructuras como guías de exploración y explotación para futuros yacimientos. El concentrado de cobre explotado, se extrae y se traslada en camiones hasta las principales fundiciones de empresas mineras de la región.

Esta franja mineralizada ha sido estudiada en algunos trabajos regionales y distritales, donde estos últimos han determinado que la mineralización reúne las características de un depósito del tipo estratoligado de cobre-plata (Lagno, 2009; Recursos minerales del sector noroccidental de la región de Valparaíso: estudio preliminar, 2016).

Los depósitos tipo estratoligado generalmente tienen una alta ley de cobre (1.5-2% Cu), contenidos “relativamente” bajos de plata (5-20g/T) y pobres en oro. Están alojados en rocas volcánicas jurásicas en el norte de Chile siendo Mantos Blancos el depósito de mayor relevancia. También por secuencias volcánicas y volcanosedimentarias de edad Cretácico inferior, entre los que destacan El Soldado ubicado en la Cordillera de la Costa y Cerro Negro alojado en la precordillera (Boric *et al.*, 2002).

El distrito en estudio se enmarca en una zona de depósitos estratoligados Cu-(Ag) hospedados en secuencias sedimentarias depositadas en aguas marinas poco profundas y/o en cuencas sedimentarias lacustres intermontanas con depósitos volcánicos generados durante el Cretácico inferior (Camus, 1990).

1.2 PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS, ALCANCES Y LIMITACIONES.

1.2.1 Problemática.

La región de Valparaíso no cuenta con un mapa metalogénico, por lo cual la Unidad de Recursos Minerales (URM) perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) trabaja en un proyecto consistente en la elaboración de un mapa actualizado de la región. Este mapa contiene una descripción reciente de los distritos mineros, permitiendo así validar y corroborar el compendio regional de génesis mineral metálica y no metálica, expresado en franjas metalogénicas, pudiéndose configurar un documento útil y actualizado que sirva como punto de partida para cualquier proyecto exploratorio en la región.

Es importante aclarar que el concepto distrito minero es un término netamente minero y corresponde a un área restringida de algunos kilómetros cuadrados que posee un conjunto de yacimientos, que pueden estar en exploración, explotación o cerrados temporal o definitivamente, que pueden o no producir el mismo recurso(s), sin tener necesariamente una relación genética o metalogénica entre sí. Sus límites han sido definidos por la cercanía geográfica de estos yacimientos y el nombre habitualmente tiene relación con el lugar geográfico o a la mina principal del sector (Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo, Arredondo *et al.*, 2017).

Es por lo anterior que se busca hacer un estudio de detalle del distrito minero Quitalcura por su ubicación en la ya definida franja de depósitos estratoligados Cu-(Ag) de Chile central, buscando obtener antecedentes geológicos más acabados que permitan caracterizar este tipo depósitos en el área, debido a las incógnitas que aún existen en relación a su génesis.

Específicamente se busca poder determinar si existe una zonación paragenética mineral característica de un supuesto yacimiento estratoligado, corroborando el carácter vetiforme y/o estratiforme del distrito en función de un control litológico/estructural; además, determinar la eventual génesis del depósito y su respectiva relación metalogénica con los distritos mineros adyacentes y fenómenos geológicos de carácter regional.

Para enfrentar y dilucidar el problema se realiza una recopilación bibliográfica de las características distintivas de los depósitos estratoligados en Chile, logrando, por un lado, definir patrones diagnósticos para este tipo de yacimientos, y por otro obtener un registro histórico de la minería en el sector.

Respecto a lo anterior, se propone la realización de campañas de terreno destinadas a la revisión y análisis de los depósitos minerales situados en las faenas mineras del área de estudio, incluyendo observaciones de terreno, registro de estructuras que canalicen u hospeden la mineralización y toma de muestras para reconocimiento mineral a través de descripción petrográfica, calcográfica complementado con el uso de un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM), medición de inclusiones fluidas, análisis químico de acopio y frentes mineralizados, y datación geocronológica de minerales de alteración e intrusivos asociados a la mineralización.

1.2.2 Objetivo General.

Establecer la génesis y asociación paragenética de alteración y mineralización del yacimiento estratoligado Cu-(Ag) en el distrito minero Quitalcura.

1.2.3 Objetivos Específicos.

a) Caracterizar la mineralogía de alteración, mena y ganga hipógena de cada una de las minas estudiadas, para así determinar relaciones paragenéticas globales asociadas a la mineralización del yacimiento.

b) Identificar si existe un patrón único de sistemas de mineralización o bien se trata de estilos de mineralización independientes y/o integrados.

c) Analizar la relación textural que existe entre la plata y los sulfuros de cobre hipógenos. Reconocer si se trata de fases minerales de plata o soluciones solidas incluidas en los sulfuros de cobre.

d) Distinguir la relación que existe entre el distrito minero Quitalcura con la franja metalogénica de depósitos estratoligados Cu-(Ag) definida en la región de Valparaíso y el magmatismo imperante durante el Cretácico inferior y el Cretácico superior temprano.

e) Determinar las anomalías elementales asociadas a los procesos de alteración hidrotermal analizados en los depósitos del distrito Quitalcura, para así poder establecer anomalías características de este tipo de depósitos.

f) Desarrollar un modelo estimado y conceptual que explique la mineralización en el yacimiento, incluyendo la edad aproximada del proceso de mineralización.

1.2.4 Alcances y Limitaciones.

Es importante destacar que existen muy pocos trabajos de geología regional del área, y por lo tanto aún existen muchas incongruencias referentes a la estratigrafía de la zona. Por lo tanto, el mapeo geológico se reduce a las unidades hospedantes de la mineralización. Asimismo, las campañas de terreno en el distrito, comprenden visitas a minas en estado de actividad o abandono, por lo que en esta últimas el muestreo se restringe solo al material acopiado. Sin perjuicio de lo anterior, se extrapola información de los acopios de las minas activas visitadas a las que se obtuvo acceso, con características similares, y así se consigue una correcta interpretación de las muestras recolectadas y el proceso mineralizante asociado.

De la misma forma, al tratarse de un estudio de superficie, cualquier modelo desarrollado en esta memoria es de carácter absolutamente interpretativo en función de las características geológicas observadas en las campañas de terreno.

1.3 HIPÓTESIS.

La hipótesis de este trabajo busca probar que la mineralización en el distrito minero Quitalcura corresponde a un depósito mineral tipo estratoligado de Cu-(Ag), zonado por diferentes niveles de exposición, que guarda una estrecha relación con el magmatismo del Cretácico inferior tardío y el metamorfismo regional por. Adicionalmente, relacionado con la transición de un régimen extensivo a compresional en torno a los 100 Ma, plasmado en un fuerte control estructural. Por lo tanto, los fluidos responsables de la mineralización tendrían un origen marcado por la influencia termal de estos cuerpos en un régimen estructural extensional que define los canales por donde circularon los fluidos y a su vez el lugar geométrico disponible para la precipitación de sulfuros de cobre de baja temperatura en lo

que sería la parte somera de un depósito estratoligado Cu-(Ag) ubicada en una posición distal a la fuente de los metales. Asimismo, la mineralización se limita a unidades litológicas favorables que a su vez serían alimentadas por sistemas de vetas que mineralizarían estos frentes de mayor permeabilidad.

Asimismo, la plata estaría ligada estructuralmente a los sulfuros de cobre primarios, bornita y calcosina específicamente.

1.4 UBICACIÓN, RUTAS Y ACCESOS.

El distrito minero Quitalcura, se ubica en la región de Valparaíso e incluye el límite correspondiente a la Provincia de Petorca por el Norte y la Provincia de San Felipe de Aconcagua por el Sur. El distrito se encuentra a 30 km al sureste de la ciudad de Cabildo, y a 100 km en línea recta de la capital regional Valparaíso y de la capital de Chile, Santiago (Fig.1.1).

Se accede desde Santiago a través de la ruta 5 norte y se recorren 150 km hasta la ciudad de La Ligua, desde donde se enfila hacia el este, aproximadamente 21 km hasta la comuna de Cabildo por la ruta E-35. Desde Cabildo se llega a las dos principales vías de acceso al área de estudio. La primera de ellas desde Cabildo por la ruta E-411 hasta el poblado La Vega donde se toma la ruta E-445 hasta el sector La Viña, donde se ingresa por la calle principal al final del pueblo que permite la entrada al valle de Quitalcura, y a varias minas del distrito.

El segundo acceso es siguiendo la ruta E-411 hasta el sector Guayacán (20 km al oriente de La Vega). Saliendo de la carretera existen dos caminos de ripio en regular estado. El primero permite el acceso al sector sur del Cerro Potrero Alto y el segundo al Cerro Potrero Alejo.

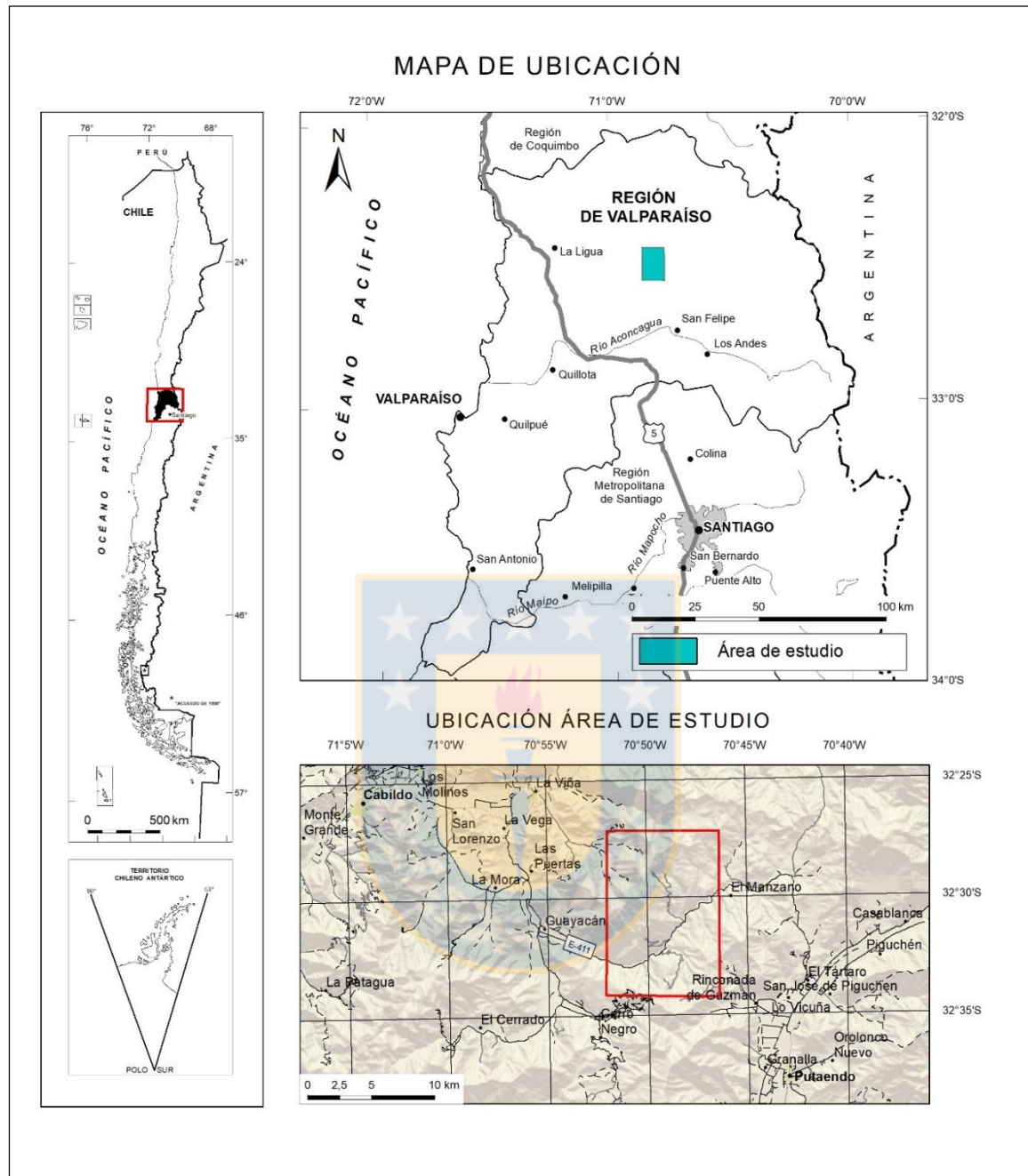


Figura 1.1: Ruta y accesos Distrito Minero Quilicura, modificado de Recursos minerales del sector noroccidental de la región de Valparaíso: estudio preliminar (SERNAGEOMIN, 2016).

1.5 GEOMORFOLOGÍA.

La región de Valparaíso está compuesta de cinco unidades fisiográficas principales a saber (Mapa Metalogénico región de Valparaíso, en preparación), desde este a oeste la Cordillera de los Andes o Cordillera Principal, Media Montaña, Valles Transversales, Cordillera de la Costa y Planicies Litorales (Fig.1.2.).

En la región, la Cordillera de los Andes corresponde a una cadena elevada y maciza cuyas cumbres oscilan entre los 3.500 m alcanzando alturas máximas sobre los 6000 m, las cuales delimitan la frontera Chile-Argentina y tiene un desarrollo transversal de 200 km en su ancho máximo (Paskoff 1970 en Paskoff, 1993). En esta unidad se encuentra el actual arco magmático y volcánico (Charrier *et al.*, 2007).

Los Valles Transversales son formados por los ríos que nacen en la Cordillera de los Andes. Estos valles poseen una característica común, son anchos y profundos a todo lo largo de su curso. A menudo los ríos presentan canales de escurrimiento anastomosados sobre un fondo aluvial amplio. Como en la mayoría de los valles con típico modelado glacial, los estrechamientos cortados por gargantas se alternan con ensanchamientos caracterizados por fondos planos. Asimismo, los valles se ensanchan en su curso medio y en su fondo llano desaparecen paulatinamente los afloramientos rocosos que los obstruían aguas arriba (Paskoff, 1970 en Paskoff, 1993).

El área de estudio donde se sitúa el distrito minero analizado (Fig.1.3) se define como Media Montaña y se encuentra ubicada inmediatamente al oeste de la Cordillera de los Andes. Se define como una altiplanicie con alturas que oscilan entre los 1000 y 3000 m s.n.m y ancho promedio de 50-70 km (Paskoff, 1993). Está formada por rocas de composición andesítica, y con sus 4000 m de potencia, forman la espina dorsal de esta cadena de cerros (Piracés y Makshev, 1977). Esta geoforma corresponde a la proyección de la Mediana Montaña de la región de Coquimbo, y al igual que ésta, se define como un sistema montañoso dispuesto en una serie de cadenas cortas transversales que se encuentran paralelas a la dirección de los Valles Transversales. En el distrito, las máximas alturas son alcanzadas por los cerros Potrero Alto (2000 m s.n.m) y Potrero Alejo (1800 m s.n.m) disectados por la Quebrada Los Ángeles. Al norte del área se reconoce el Valle Quitalcura, el cual posee

abundante flora y fauna, incluyendo una vegetación del tipo matorral arborescente y diversas especies animales, como zorros, lauchas y codornices.

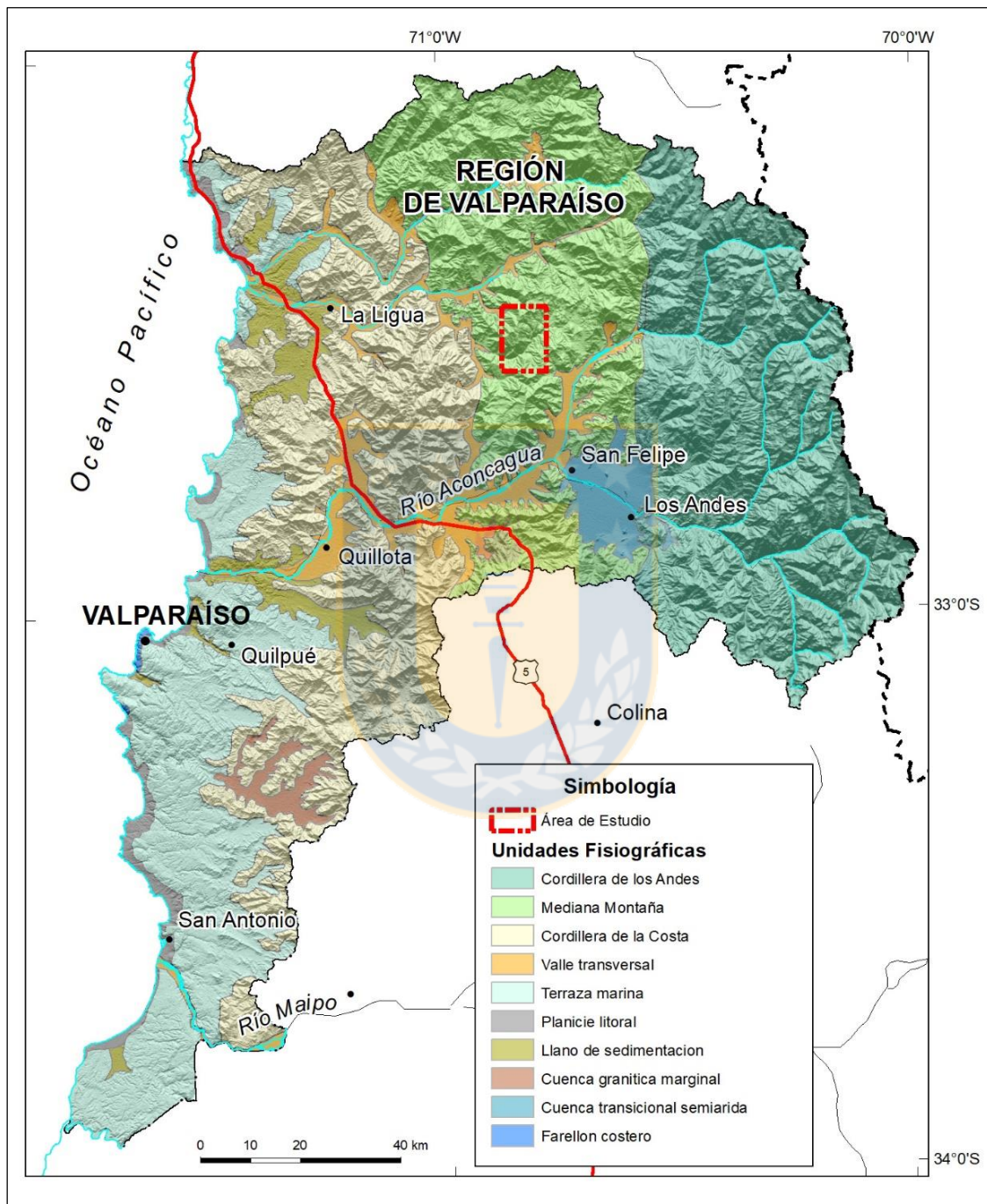


Figura 1.2: Distribución Unidades Fisiográfica región de Valparaíso. Modificado de Mapa Metalogénico región de Valparaíso (en preparación).

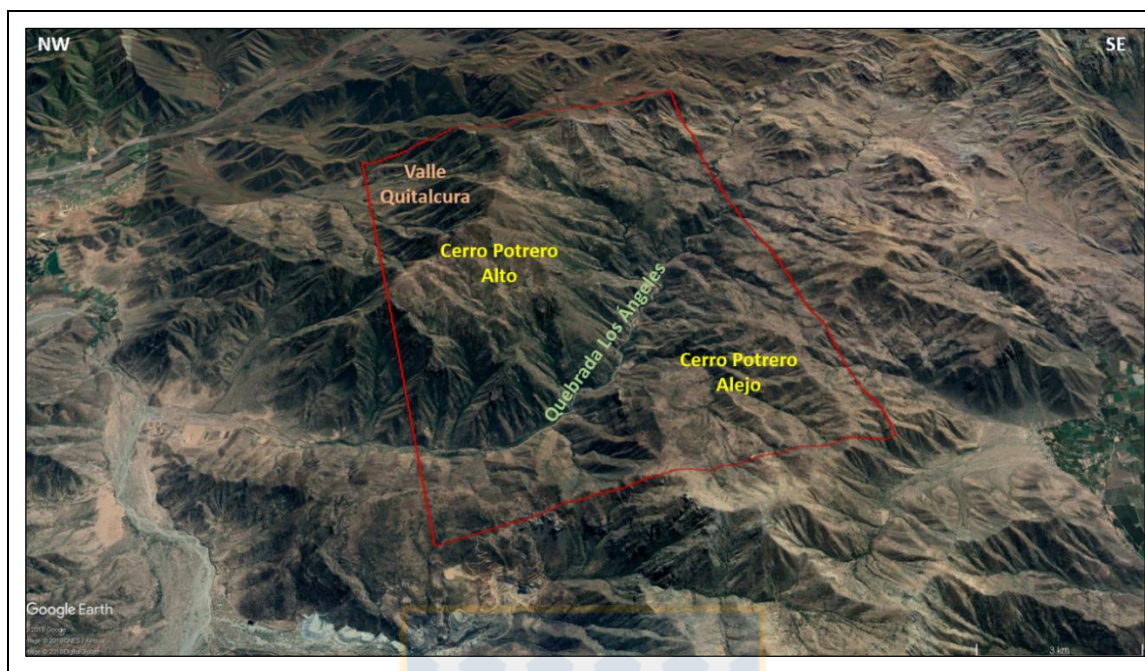


Figura 1.3: Unidades fisiográficas, Distrito Minero Quitalcura. Recuadro rojo delimita el área de trabajo.

En la Media Montaña el clima que predomina es Semiárido Interior, caracterizado por sequedad atmosférica, amplitud térmica anual marcada y vientos débiles soplando desde oeste a este (Paskoff, 1993).

La Cordillera de la Costa está formada por cordones montañosos que se alinean paralelos a la línea de costa. Se caracteriza por un desarrollo más maduro constituido por formas más suaves con alturas de 1100 a 1150 m s.n.m. Alcanza gran altura al sur de la región con alturas máximas de 2.300 m. Ocupa una faja interna de 50 km de ancho medio que logra penetrar en profundidad hasta un punto en el cual los ríos más importantes de la región se constituyen en un solo gran valle principal (Börgel, 1983). En función de sus características estructurales y geomorfológicas se pudo dividir en dos dominios de orientación NS. El dominio occidental posee un relieve maduro y niveles de terrazas de abrasión marina con alturas que oscilan entre 100 y 500 m s.n.m. Se constituye por rocas del basamento Paleozoico-Jurásico, remanentes de rocas sedimentarias del Cretácico superior-Paleógeno y enclaves metamorfozados de la base de la secuencia Jurásica. El dominio oriental se caracteriza por un relieve erosionado, abrupto y montañoso con altitudes de hasta 2000 m

s.n.m, constituido por rocas intrusivas Cretácicas, Jurásicas y secuencias volcanosedimentarias del Cretácico inferior (Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996).

En la costa, las Planicies Litorales corresponden a antiguas terrazas de abrasión marina que se desarrollaron durante la parte alta del Cenozoico y Cuaternario inferior con alturas inferiores a los 150 m s.n.m (Piracés y Maksaev, 1977). Esta superficie plana se extiende entre la Cordillera de la Costa y la línea de costa actual; y es disectada por numerosos valles que se desarrollan desde el este.

1.6 TRABAJOS ANTERIORES.

Piracés y Maksaev (1977) desarrollan la geología regional de la Hoja Quillota a escala 1:250.000.

Levi *et al.*, 1988 describe el metamorfismo regional de bajo grado en Chile Central y las asociaciones mineralógicas de alteración asociadas.

Camus (1990) define características geológicas de los depósitos estratoligados asociados a sedimentos lacustres en Chile Central.

Elgueta *et al.*, (1990) elabora un estudio geológico acabado de la mina Cerro Negro, logrando interpretar la posible evolución paleográfica ocurrida en el sector y el mecanismo de mineralización en Cerro Negro.

Rivano (1996) hizo una actualización a la geología regional en la región de Valparaíso, plasmado en la hoja Quillota y Portillo.

Mühr *et al.*, (1996), al igual que Elgueta focaliza su trabajo de investigación en el distrito minero Cerro Negro y permite ver algunas relaciones geológicas regionales con el distrito minero Quitalcura.

Lagno (2009) realiza un estudio geológico diagnóstico del distrito minero Guayacán, distrito prácticamente equivalente al distrito minero Quitalcura.

Orrego *et al.*, (2011) confecciona un informe que busca estimar el potencial económico de la mineralización en una serie de distritos mineros de la región de Valparaíso incluyendo el distrito minero Guayacán estudiado por Lagno (2009), con el fin de la construcción de una planta procesadora de sulfuros en el área de Cabildo.

1.7 METODOLOGÍA DE TRABAJO.

1.7.1 Etapas de trabajo.

El trabajo que define el desarrollo de esta memoria se divide en dos ejes principales: campañas de terreno y trabajo de gabinete. El segundo incluye la preparación de terreno y el consecuente análisis de los datos post-campañas de trabajo. A continuación, se entrega una descripción de cada etapa.

Etapa de Gabinete I: programación del proyecto. Consiste en la recopilación de información referente a la geología del área de estudio; informes técnicos de las minas pertenecientes al distrito, publicaciones de la geología regional y distrital de la zona, cartas geológicas del sector de interés, trabajos de investigación similares y cualquier información asociada que permita definir una ruta de trabajo clara con el fin de cumplir cada uno de los objetivos propuestos.

Etapa de Terreno I: visita al distrito minero “Quitacura”. Etapa de nueve días que permite una visión generalizada del distrito y la actividad minera, además se realiza registro de la geología de los depósitos y la consecuente toma de muestras para análisis en laboratorio de SERNAGEOMIN.

Etapa de Gabinete II: análisis de resultados y conclusiones preliminares. Análisis de laboratorio de las muestras y patrones geológicos observados en terreno. A través de los resultados obtenidos de la campaña de terreno se busca responder a la problemática general propuesta en los objetivos, como también precisar la información adicional que se requiera para obtener una visión más detallada de los procesos geológicos responsables de la mineralización.

Etapa de Terreno II: segunda campaña de terreno de nueve días efectivos de trabajo, que busca reforzar el análisis a detalle del levantamiento geológico inicial, se centrara en puntos de estudio específicos que permitirán arrojar información trascendental para un informe y conclusión final del proyecto de memoria.

Etapa de Gabinete III: elaboración de informe final. Con la totalidad de la información geológica recabada, más la ejecución de campañas de terreno, análisis

mineralógicos y de laboratorio, se elabora un informe final. En él se incluye un ítem descriptivo de cada una de las minas visitadas y procesamiento de datos recopilados. Del mismo modo, se construye un capítulo de discusión y conclusiones que busca englobar todas las observaciones y estudios realizados, y así poder establecer una respuesta coherente a los objetivos e hipótesis planteados en la presente memoria.

1.7.2 Métodos Analíticos.

1.7.2.1 Análisis químicos.

El método de muestreo que se describe a continuación se parametriza según los lineamientos de trabajo de la Unidad de Recursos Minerales (URM), perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Conjuntamente el análisis químico de las muestras y la metodología empleada pertenece al protocolo de trabajo utilizado por el laboratorio del mismo SERNAGEOMIN.

Las muestras recolectadas para análisis químico en laboratorio corresponden principalmente a fragmentos de rocas obtenidos en superficie de afloramiento (*e.g. chips*), fragmentos de rocas seleccionados obtenidos en superficie de afloramiento, fragmentos de rocas en canaleta de afloramiento, trinchera, interior mina u otros (*chips channel*), fragmentos de rocas obtenidos en acopios al exterior mina y sedimentos finos de relaves. En menor proporción corresponden a fragmentos de rocas obtenidos en bloques deslizados desde su afloramiento (*float*), sedimentos finos de corriente, sedimentos finos de talud y fragmentos de rocas de marinas provenientes de la zona de explotación.

Las muestras recolectadas pueden estar asociadas a la zona mineralizada, a la zona de alteración, a la roca de caja aledaña a la zona mineralizada, a sedimentos relacionados a zonas de mineralización y/o alteración, al mineral de mena o al mineral de ganga.

En el caso del muestreo realizado en este trabajo, corresponde a compósitos de fragmentos de roca de los acopios del frente mineralizado en cada una de las minas estudiadas.

El estudio químico de las muestras comprende óxidos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , MgO , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , SO_3), elementos trazas (Mo , V , Ag , Cr , Cd , Co ,

Sn, Ni, Sb, Cu, Ba, Zn, La, As, Ce, Sr, W, Y, Pb, Nb, Bi, Zr), tierras raras y trazas especiales (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Cs, Pb, U, Th) y oro, y en algunas muestras análisis de mercurio, cobre soluble, cobre total y consumo de ácido.

Los procedimientos analíticos utilizados para cada elemento analizado en cada muestra y código correspondiente en la base de datos de análisis químicos de este trabajo están descritos en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1: Procedimiento utilizados en laboratorio SERNAGEOMIN para el análisis químico multielemento.

Código	Procedimiento	Aplicado para
a1	Digestión ácida y Espectrometría de Absorción Atómica (AAS)	análisis de cobre soluble, cobre total y consumo de ácido
a2	Disolución con agua regia, extracción y lectura por Espectrometría de Absorción Atómica (AAS)	análisis de oro
a3	Vapor frío y/o descomposición térmica Espectrometría de Absorción Atómica (AAS)	análisis de mercurio
a4	Disolución con agua regia y lectura por Espectrometría de Absorción Atómica (AAS)	análisis de plata
b	Fluorescencia de Rayos X (FRX)	análisis de óxidos mayores y trazas
c	Plasma de acoplamiento inductivo con Espectrometría de Emisión Óptica (ICP-OES)	análisis de óxidos mayores y trazas
d	Fusión Alcalina. Plasma por acoplamiento inductivo con espectrometría de masas (ICP-MS)	análisis de tierras raras y trazas especiales

1.7.2.2 Datación radiométrica.

Las dataciones geocronológicas de minerales formadores de roca y alteración realizadas en este trabajo fueron determinadas a través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Unidad de Geología Isotópica del laboratorio de SERNAGEOMIN. La descripción de la metodología que se detalla a continuación se extrae de Arredondo *et al.* (2017).

“Una vez molida la roca y realizada la separación magnética con separador isodinámico Frantz, los minerales por analizar son seleccionados en forma manual bajo lupa binocular. Los minerales se colocan en un disco de aluminio de alta pureza en conjunto con un grano de mineral monitor, que corresponde a sanidina de la toba Fish Canyon ($28,201 \pm 0,046$ Ma, Kuiper *et al.*, 2008, para datos posteriores al 2015 y $28,03 \pm 0,18$ Ma,

Renne *et al.*, 1994 para datos anteriores al 2015). Una vez lleno, el disco es sellado con una plancheta de aluminio de similares características al disco y enviado al reactor nuclear RECH-1, de piscina, del tipo Herald, de 5 MW de potencia, operado por la Comisión Chilena de Energía Nuclear. Las muestras se ubican en una posición estable dentro del reactor (Posición A-09), rodeadas por un escudo de cadmio y son irradiadas por un período de 24 horas consecutivas.

Las muestras irradiadas se analizan por separado mediante fusión total de todos los monitores que contiene el disco y se determina el valor de “J” para cada uno de ellos. El tratamiento estadístico de estos valores permite asignar a cada una de las muestras del disco un valor “J” propio.

Las muestras enfriadas son introducidas en un disco de cobre, tapado con una lámina transparente de bromuro de potasio e introducidas en una cámara unida a una línea de ultra alto vacío. La cámara está cubierta por una ventana de ZnSe, que es permeable al paso del láser de CO₂. Las muestras se analizan por calentamientos sucesivos, con incrementos de temperatura mediante variaciones de potencia de un láser de CO₂ de potencia máxima de 30 W, utilizando un lente integrador que permite el calentamiento parejo de un plano de 6x6 mm. Para muestras >1 Ma, se analiza el blanco de la línea al principio y cada tres pasos de calentamiento y medición de la muestra, lo que posibilita hacer las correcciones de blanco (blank correction) para cada paso. En casos de muestras más jóvenes (<1 Ma), se analiza el blanco de la línea tras cada paso de medición de la muestra y, después cada tres de estos pasos, se analiza una muestra de aire de referencia interno.

Los gases nobles se separan con una trampa de frío a -133°C (*cold finger*) y filtros químicos (*getters*). Una vez purificados son introducidos en espectrómetro de masa de alta resolución, ya sea MAP 215-50 (modificado) o Argus VI. En el caso del espectrómetro MAP 215-50, el análisis de los isótopos ³⁶Ar, ³⁷Ar, ³⁸Ar, ³⁹Ar y ⁴⁰Ar se realiza mediante conmutación de los picos con un colector simple que consiste en un multiplicador de electrones. En el espectrómetro Argus VI, se realiza mediante un sistema de colectores múltiples equipado con un multiplicador de electrones (³⁶Ar) y tazas de Faraday (los restantes isótopos). En ambos casos, la línea base es analizada al principio y al final del proceso para cada paso, y restada de la altura de los picos.

La edad aparente obtenida para cada paso de calentamiento considera las correcciones correspondientes a isótopos de Ar asociados a argón atmosférico y argón proveniente de la irradiación de K, Ca y Cl (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar y ^{36}Ar). El plateau se define por el criterio de Fleck *et al.*, (1977), el que considera tres o más pasos consecutivos que contengan el 50% o más del total de ^{39}Ar liberado y los errores de estos pasos se traslapan a nivel de 2 sigmas (2δ) de confiabilidad. Las constantes utilizadas corresponden a las adoptadas en el Congreso Internacional de Geología No. 25 (1976), Sydney, Australia, y posteriormente publicados por Steiger y Jäger (1977):

$\lambda (^{40}\text{K}\epsilon) = 0,581 \times 10^{-10}$ años $^{-1}$, $\lambda (^{40}\text{K}\beta) = 4,962 \times 10^{-10}$ años $^{-1}$, abundancia isotópica $^{40}\text{K} = 0,01167$ átomo%, razón atmosférica $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ ".

1.7.2.3 Mineralogía automatizada TIMA.

La sigla TIMA (TESCAN *integrated mineral analyzer*) define un sistema integrado compuesto por un microscopio electrónico de barrido y tres detectores: detector EDS (*energy dispersive X-ray*), detector BSE (*back scattering electrons*) y detector SE (*secondary electrons*). El equipo anterior se acompaña de un software que controla la adquisición y procesamiento de datos (Vargas, 2015).

Con las muestras seleccionadas, se prepararon secciones pulidas y transparentes, y se realizó una descripción petro-calcográfica de detalle de cada una de ellas. Ya identificados los sulfuros de cobre que poseen, se procedió a analizar las secciones pulidas en el equipo TIMA.

El análisis utilizando TIMA se realizó en dos etapas. La primera de ellas se efectuó en el laboratorio SERNAGEOMIN, utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) marca Zeiss, modelo EVO MA-10 con sensores BSE, SE, BSE y CL (cátodo-luminiscencia). En esta primera fase se trató de identificar si se podían observar las fases minerales de plata, resultando positivo el análisis.

En la segunda etapa se buscó precisar estas fases minerales de plata encontradas. Este segundo análisis fue realizado en el laboratorio BIZALAB SAC (Lima, Perú) con un microscopio electrónico de barrido (SEM) marca Tescan y sensores BSE, SE y BSE. Para poder precisar una fase mineral sin contaminación de los minerales que lo rodean es necesario

un tamaño mínimo de 3 micrones, por lo tanto, cualquier fase con contenido de plata menor a ese tamaño no puede ser determinada por este método (Fig. 3.76).

1.8 AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres; Álvaro e Ilia, quienes desde pequeño me enseñaron la importancia del aprendizaje constante y me entregaron las herramientas para poder ser una persona íntegra y respetuosa con el entorno y quienes lo habitan, siempre serán mi modelo a seguir. También quiero agradecer a Camila que de una u otra manera estuvo junto a mí durante el transcurso de mi carrera y en el desarrollo de este trabajo. De igual forma agradezco a mis amigos de infancia y los que conocí en mi época universitaria, que fueron una fuente de distracción importante y necesaria en los periodos más difíciles. Agradezco a mis profesores del Departamento Ciencias de la Tierra y Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción que me entregaron los conocimientos necesarios para poder desenvolverme con soltura en el ámbito laboral, especialmente al Dr. Osvaldo Rabbia por sus consejos y correcciones en el presente trabajo. Agradezco de igual forma, a la Dra. Fernanda Álvarez y el Sr. Abraham González por formar parte de la comisión evaluadora de esta memoria. Agradezco con mucho cariño a los auxiliares, secretarias y personal del Departamento de Geología por ser un apoyo constante durante mi formación profesional, especialmente a la Srta. Carolina Rojas quien me presto su ayuda incondicional en las gestiones administrativas para el desarrollo de esta memoria.

Agradezco encarecidamente a SERNAGEOMIN por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo de memoria y poder ser parte de mi querida Unidad de Recursos Minerales, en la cual encontré un amigable y completo grupo de trabajo; Claudia Arredondo, Roxana Ortega, Guillermo López, Daniela Villela, Alejandro Díaz, Rodrigo Carrasco, Ximena Piñana, Elizabeth Molina, Laura Mateo, Nicol Muñoz, Gilma Pantoja y los mentores Waldo Vivallo y Ramón Moscoso, les agradezco cada uno de los momentos de enseñanzas y risas que me brindaron, como también a todo el personal de Santa María 104 que siempre me ayudó cuando lo necesite, en particular a Laura Varas por su experticia y consejos entregados. Agradezco de manera especial al Laboratorio del SERNAGEOMIN por los servicios prestados, y por la enorme paciencia que tuvieron enseñándome cada uno de los

procedimientos que ahí se llevan a cabo, así como también a los conductores Israel y Gonzalo con quienes compartí momentos agradables durante las jornadas de terreno. Por último, agradezco a Diego Benites, geólogo que me brindó su ayuda desinteresada, apoyándome en el análisis SEM realizados en el laboratorio BIZALAB SAC ubicado en Perú.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

2.1 GENERALIDADES.

Las secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias que afloran en la zona estudiada y sus alrededores han sido agrupadas en tres formaciones de edades que van desde el Cretácico inferior hasta la parte baja del Cretácico superior. Se disponen en franjas de orientación NS-NNW y manteo promedio 30°- 40°E. Las edades de estas formaciones decrecen de oeste a este, siendo la más antigua la Formación Lo Prado, seguida por la Formación Veta Negra e inmediatamente al este se dispone la Formación Las Chilcas, que limita al oriente por el sistema de fallas Pocuro.

Estas formaciones de edad Mesozoica se encuentran cortadas por rocas intrusivas plutónicas y subvolcánicas de edades que oscilan entre el Cretácico temprano y Paleoceno. Estas rocas intrusivas definen también amplias franjas de orientación NNW, con formas batolíticas en la porción centro-occidental de la región y *stocks* en la parte oriental. Estructuralmente las rocas presentan deformación leve y limitada a suaves pliegues que afectan a las rocas volcanoclásticas y favorecen el desarrollo de fallas normales y localmente, la formación de horst en compresión que originan en sus bordes fallas inversas y cabalgamientos locales (Rivano *et al.*, 1993).

El distrito minero Quitacura se encuentra hospedado por la Formación Las Chilcas, caracterizada por una marcada variabilidad litológica vertical y lateral. Esta formación evidencia un nivel inferior con aporte volcánico y piroclásticos y uno superior de carácter sedimentario. Estructuralmente esta formación, en su porción occidental, exhibe una disposición monoclinal con manteo al este, mientras que en la porción oriental adopta una actitud subhorizontal a horizontal (Rivano *et al.*, 1993). Sobre las rocas de la Formación Las

Chilcas, y en una aparente discordancia se distribuyen los afloramientos de las rocas de la Formación Salamanca (Rivano *et al.*, 1993).

Las estructuras mayores que se manifiestan en el distrito corresponderían a fallas normales reactivadas y de cizalle sinistral con direcciones preferenciales NS-NNW (Orrego *et al.*, 2011).

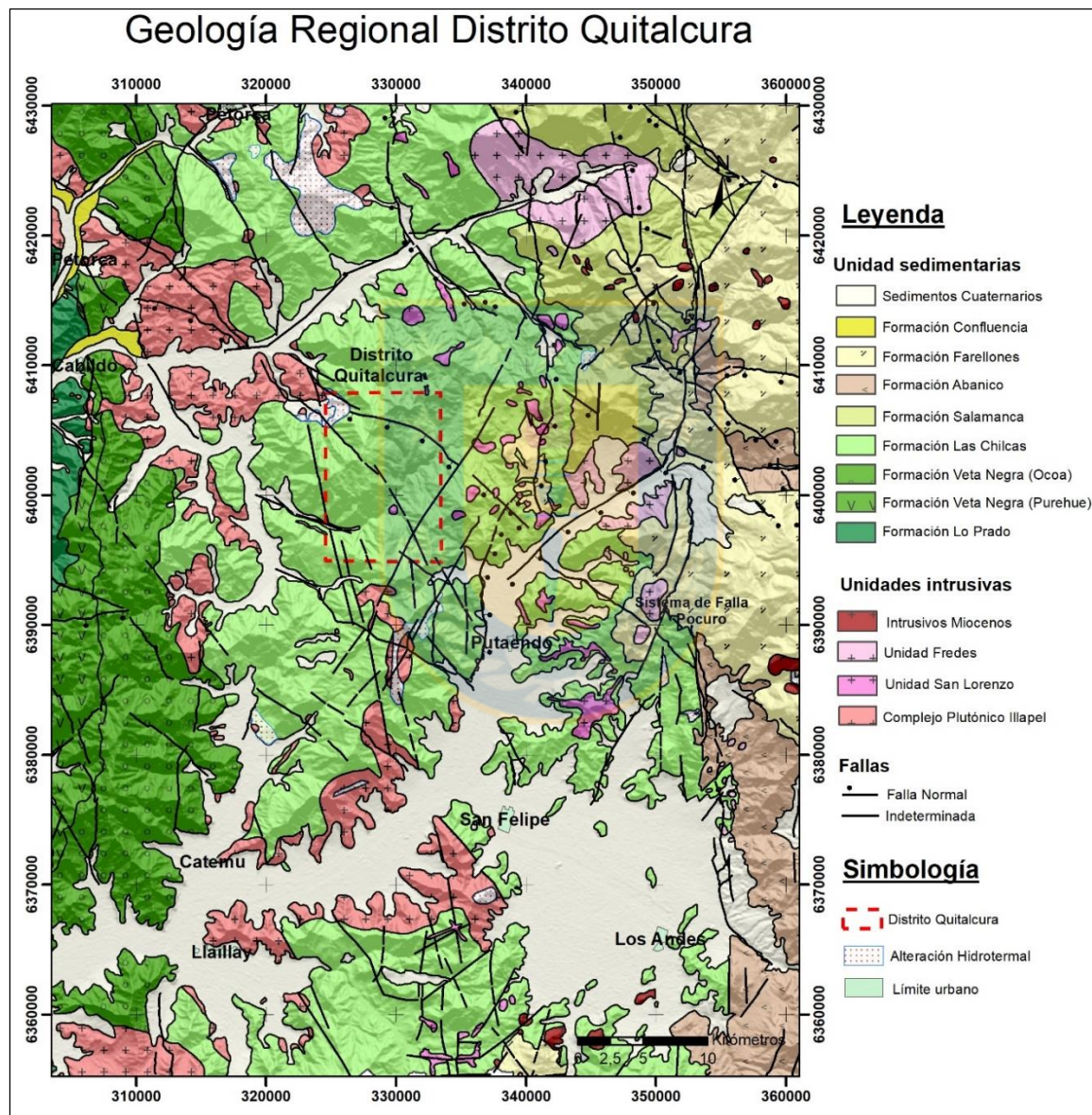


Figura 2.1: Mapa Geológico Regional (Modificado de Mapa Metalogénico región de Valparaíso, SERNAGEOMIN, en preparación). Se destaca en línea roja punteada el distrito minero Quitalcura.

El mapa adjunto (Fig. 2.1) está basado en la Hoja Quillota-Portillo 1:250.000 (Rivano *et al.*, 1993) y actualmente se encuentra en modificación en el proyecto Mapa Metalogénico región de Valparaíso (Ortega *et al.*, en preparación). Es por lo anterior que la descripción de unidades realizadas a continuación no considera la totalidad de las expuestas en el mapa.

2.2 ROCAS SEDIMENTARIAS.

2.2.1 Formación Lo Prado.

La Formación Lo Prado fue definida inicialmente por Thomas (1958) refiriéndose a una secuencia transgresiva de edad Neocomiana que aflora en los cerros al sur de la Cuesta Lo Prado, y que consisten principalmente en un nivel sedimentario compuesto por lutitas, areniscas, calizas y conglomerados con intercalaciones de origen volcánico; tobas, brechas volcánicas y andesitas (Rivano, 1996). Asimismo, Piracés y Maksaev (1977) redefinen a la Formación Lo Prado unificando la Formación La Patagua definida por Aliste *et al.*, (1960) y las Formaciones Pachacama y Lo Prado definidas por Thomas (1958), que establece tres miembros para esta Formación; miembro inferior, medio y superior.

Es así como el miembro inferior de la Formación Lo Prado corresponde a la Formación La Patagua definida por Aliste *et al.*, (1960) y litológicamente se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias de origen marino con escasas intercalaciones lenticulares de rocas volcánicas. El miembro medio corresponde a una unidad constituida casi exclusivamente por rocas volcánica andesíticas y queratofíricas probablemente de origen continental. El miembro superior se caracteriza por ser una secuencia en que se alternan rocas volcánicas con rocas sedimentarias calcáreas de origen marino. (Piracés y Maksaev, 1977). En contraposición, Rivano, (1996) utiliza la proposición de unidades hechas por Piracés y Maksaev (1977), pero sin considerar la división en miembros debido a su carácter muy local. Este mismo autor define una discordancia entre la base de la Formación Lo Prado y la Formación Horqueta, observada también en el trabajo de Carter y Aliste (1962), sin embargo, Piracés y Maksaev (1977) indican que la Formación Lo Prado se dispondría concordantemente sobre la Formación Horqueta y bajo la Formación Veta Negra.

Esta Formación tiene un espesor variable, siendo intruída al norte por la Superunidad Illapel, mientras que al sur no es claro su contacto superior debido a su similitud con la Formación Veta Negra. Este contacto superior se logra esclarecer por la aparición de volcanitas de color púrpura a rojo, sobre los sedimentos marinos y volcanitas superiores de la Formación Lo Prado, pudiéndose estimar un espesor promedio en torno a los 3000 metros (Rivano *et al.*, 1993).

El hallazgo fosilífero encontrado principalmente en la parte baja de la unidad realizados por Rivano (1996), confirma una edad Berrasiano-Valanginiano ya registrada por Piracés y Maksaev (1977). Sin embargo, a través de dataciones radiométricas de un dique riodacítico en la mina El Soldado se registraron edades U-Pb de 138-126 Ma en zircones (Boric *et al.*, 2002) y una edad Ar-Ar de 132 ± 3 Ma en Feldespato potásico (Boric *et al.*, 2002).

2.2.2 Formación Veta Negra.

Al igual que la Formación Lo Prado, la Formación Veta Negra fue definida por primera vez por Thomas en el año 1958. Este autor la subdividió en 2 miembros, un miembro inferior denominado Purehue y uno superior llamado Ocoa.

Esta Formación sobryace concordantemente a la Formación Lo Prado y subyace a la Formación Las Chilcas por medio de una discordancia de erosión (Piracés y Maksaev, 1977). En contraparte Rivano (1996) indica que esta Formación infrayace en concordancia con la Formación Las Chilcas.

La litología del miembro Purehue está constituida principalmente por lavas andesíticas, brechosas y vesiculares de colores púrpura, rojo, violeta, gris y pardo con intercalaciones de rocas sedimentarias correspondiente a areniscas, conglomerados y brechas. Además, es recurrente en esta Formación, los cambios litológicos laterales, que incluyen variaciones texturales en los cuerpos lávicos, cambios de color y transición brusca de facies sedimentarias a volcánicas. Este miembro alcanza un espesor aproximado de 2500 m (Piracés y Maksaev, 1977).

El Miembro Ocoa está formado prácticamente en su totalidad por mantos efusivos de andesitas con textura porfírica gruesa definida por fenocristales de plagioclasa con tamaños

mayores a los 2 cm y masa fundamental andesítica fina. Estas lavas reciben el nombre de “Ocoítas”. Las intercalaciones sedimentarias son más bien escasas, y constituidas por areniscas gruesas, conglomerados y brechas. Su espesor oscila entre los 4000 m y 5000 m (Pirácés y Maksaev, 1977).

En base a relaciones estratigráficas y la ausencia de fauna fósil, Pirácés y Maksaev (1977) le asignan una edad Barreamiano-Albiano. Sin embargo, Rivano (1996) a través de la datación radiométrica K-Ar en roca total y plagioclasas del miembro Ocoa, obtiene un rango de edad de 115-94 Ma que la acota entre el Hauteriviano superior – Barremiano; este rango se considera muy amplio y poco preciso por los mismos autores. En dataciones radiométricas de plagioclasas del Miembro Ocoa se han registrado edades de $119 \pm 1,2$ Ma (Aguirre *et al.*, 1999) y $118,7 \pm 0,6$ Ma (Fuentes *et al.*, 2005) que serían consistentes con el rango de edad estimado por Pirácés y Maksaev (1977).

2.2.3 Formación Las Chilcas.

La Formación Las Chilcas fue definida por Thomas (1958) como una secuencia volcanoclástica de 7000 m de espesor con marcada variación lateral de facies y que se dispondría en concordancia sobre la Formación Veta Negra y subyacería a la Formación Lo Valle. En contraparte, Carter y Aliste (1962) subdivide la unidad propuesta por Thomas (1958), denominando Formación Cerro Morado a la parte inferior de carácter volcánico y Formación Las Chilcas a la parte superior de carácter sedimentario-volcánico. A la vez, esta última fue separada en un miembro basal llamado Miembro Tabón compuesto por sedimentitas clásticas y un miembro superior compuesto por calizas y *chert*, definido como Miembro Ñilhue. Asimismo, Pirácés y Maksaev (1977) retoman la definición realizada por Thomas (1958) basándose en las evidencias que caracterizan a Las Chilcas como una Formación de carácter continental con marcados cambios litológicos laterales, pero que representaría solo un evento geológico volcánico-sedimentario. En la misma línea, Rivano *et al.*, (1993) también utiliza la descripción original realizada por Thomas (1958), pero incluyendo las rocas de la Formación Lo Valle como el techo de la Formación Las Chilcas, haciendo alusión a la inexistente discordancia entre ambas formaciones. Además, Rivano *et al.*, (1993) indica que la Formación Las Chilcas, en su porción norte y oriental estaría cubierta

en discordancia angular por la Formación Salamanca, la cual se destacaría por presentar un relieve más abrupto. En trabajos más recientes, Boyce (2015) mantiene la configuración planteada por Carter y Aliste (1962), asignando a la Formación Cerro Morado a la base de la Formación Las Chilcas, y subdividiendo esta última en los miembros Pitipeumo, Tabón, Ñilhue y El Calvario, además de descartar la inclusión de la Formación Lo Valle al techo de las Chilcas propuesto por Rivano *et al.*, (1993). La descripción litológica realizada por Boyce (2015) para cada uno de los miembros de la Formación Las Chilcas se detalla en la figura 2.2.

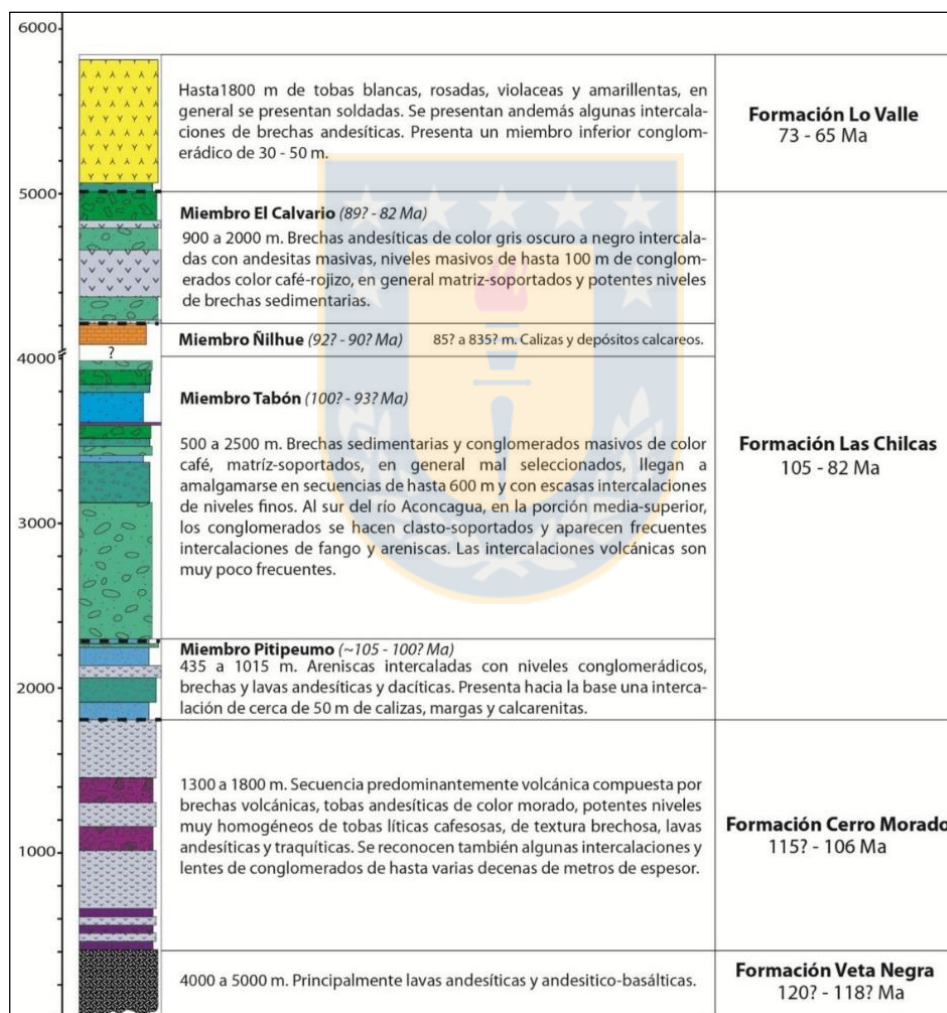


Figura 2.2: Columna generalizada formaciones Veta Negra, Cerro Morado, Las Chilcas y Lo Valle, tomada de Boyce (2015).

La edad de depositación asignada a la Formación Chilcas ha sido motivo de discusión y sucesivas modificaciones. Thomas (1958) le asigna una edad Cretácica tardía basada en la existencia de algunos ejemplares de un alga de agua dulce llamada *Pucalitus* perteneciente probablemente al Turoniano. Asimismo, Piracés y Makshev (1977) hacen referencia a la ausencia de fósiles que permitan una datación relativa de la Formación, sin embargo, correlacionan la Formación Las Chilcas con las formaciones Cerrillos, Viñita y Abanico, y, por lo tanto, le asignan una edad Cretácico superior, en el rango de tiempo comprendido entre el Cenomaniano y Santoniano. En contraposición, Rivano *et al.*, (1993) asigna una edad Cretácico inferior a esta Formación basado en los resultados de dataciones radiométricas K-Ar de 118-80 Ma realizadas en intrusivos pertenecientes a la Superunidad Illapel que estarían cortando a la Formación Las Chilcas en todo su espesor (Rivano *et al.*, 1985).

Mediante el método de datación U-Pb en zircones en los diferentes miembros de la Formación Las Chilcas, Boyce (2015) define un rango de edad de 105- 82 Ma, es decir, desde el Albiano tardío hasta el Campaniano temprano. Sin embargo, aún es precipitado asignar una edad definitiva a esta Formación, siendo necesario un mapeo de detalle de la misma.

2.2.4 Formación Salamanca.

Esta Formación fue definida por Rivano y Sepúlveda (1991) como una secuencia volcanosedimentaria compuesta por lavas, tobas, brechas volcánicas andesíticas a dacíticas, con intercalaciones riolíticas y que, hacia la base, presenta importantes niveles de conglomerados y areniscas. Rivano (1996) subdivide esta Formación en dos miembros, uno inferior denominado Santa Virginia, que incluye principalmente los niveles conglomerádicos y arenosos, mientras que el nivel superior llamado Río Manque exhibe niveles lávicos de gran extensión areal. La litología de este miembro superior posee abundancia de lavas de textura masiva y de colores grisáceos, en contraposición al predominio de tonos rojizos característico de la Formación Las Chilcas y Pelambres.

La base de esta Formación está definida por el contacto pseudoconcordante y de erosión sobre las unidades del Cretácico inferior; Formación Las Chilcas y Formación Pelambres, y sobre formaciones del Jurásico y Cretácico en la porción noroccidental de la región. Asimismo, su techo está acotado por una discordancia angular y de erosión en la base

de la Formación Farellones. El espesor estimado de esta unidad es de aproximadamente 2.000-2.500 m como máximo, exhibidos principalmente en la prolongación de esta Formación en la región de Coquimbo (Rivano, 1996).

De acuerdo a sus relaciones litoestratigráficas, datación de niveles representativos de la Formación y de intrusivos que la cortan, es posible estimar una edad mínima del Paleoceno y una edad máxima Senoniano (Rivano *et al.*, 1993).

2.2.5 Formación Farellones.

La Formación Farellones se extiende en forma discontinua a lo largo de la porción oriental de la región de Valparaíso, conformando un gran “plateau volcánico” (Munizaga y Vicente, 1982) continuo entre el valle del río Aconcagua y el valle del río Putaendo-Rocín (Rivano *et al.*, 1993).

Esta Formación fue redefinida por Rivano *et al.*, (1990) como una secuencia volcánica continental en la que se distinguen dos miembros. El miembro inferior, de colores claros, compuesto por sucesivos depósitos de tobas e ignimbritas riolíticas muy frescas con intercalaciones de niveles finos de volcarenitas (Rivano *et al.*, 1993). Asimismo, el miembro superior está litológicamente caracterizado por lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos y escasas tobas riolíticas (Rivano *et al.*, 1993). Asociadas al miembro superior aparecen formas volcánicas que permiten identificar resto de aparatos volcánicos muy erodados lo que indica para este miembro una depositación desde centros de emisión independiente (Rivano *et al.*, 1993).

El rango de tiempo que representa la Formación Farellones corresponde a un período de actividad volcánica registrado en rocas que reportan edades K-Ar entre 20-7 Ma (Rivano *et al.*, 1993). Es por lo anterior que la Formación Farellones se considera como un fiel representante del volcanismo mioceno (Rivano *et al.*, 1993).

2.2.6 Formación Confluencia.

La Formación Confluencia corresponde a una secuencia de gravas y ripios con intercalaciones de arenas poco consolidadas de origen fluvio-aluvial, que se distribuyen en

terrazas altas y con potencias de 50 a 100 m que muestran una distribución superficial parcialmente concordante con el sistema hidrográfico actual (Espíñeira, 1989). Estos sedimentos se depositaron de forma discordante sobre las unidades Jurásicas y Paleozoicas (Espíñeira, 1989) y son cubiertos a su vez por sedimentos eólicos y aluvionales recientes (Rivano *et al.*, 1993).

De acuerdo a las relaciones de engrane lateral con la Formación Horcón de edad Pliocena, por lo tanto, supone una edad equivalente a esta última (Rivano *et al.*, 1993).

2.2.7 Sedimentos Cuaternarios.

Corresponden a sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles que están relacionados a los cursos de agua actuales y tienen su expresión más importante en la Hoya del río Aconcagua. Están formados por acumulaciones de gravas y ripios, regular a mal estratificados, y por arenas y limos, con buena estratificación, en la mayoría de los casos son sedimentos efímeros, especialmente los depósitos de valles y algunos conos de deyección, los que suelen evolucionar año a año, en función de la abundancia e intensidad de las precipitaciones (Rivano *et al.*, 1993).

2.3 ROCAS INTRUSIVAS.

Los cuerpos intrusivos que afloran en los alrededores del área de estudio y a lo largo de la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y la porción central de la región de Valparaíso corresponden a una potente franja de orientación NS-NNW que intruye a las unidades sedimentarias y volcánicas de edad Mesozoica. En primera instancia estos cuerpos plutónicos fueron agrupados en la Superunidad Illapel (Rivano *et al.*, 1985), subdividida en cuatro unidades intrusivas menores, siendo la de mayor relevancia la Unidad Chalinga que ocupa más del 90% de los afloramientos. Asimismo, Rivano *et al.*, (1985) a través de dataciones K-Ar en biotita, asigna un rango de edad para la Superunidad Illapel de 113 ± 3 a 96 ± 2 Ma. Tras nuevos estudios petrográficos, geoquímicos y dataciones geocronológicas, Morata *et al.*, (2010) redefine la Superunidad Illapel como Complejo Plutónico Illapel (CPI), que agrupa a la Unidad Máfica (UM), Unidad Trondhjemítica (UT), Unidad Principalmente

Tonalítica (UTP) y Unidad Granodiorítica (UG). Al sur del CPI, la franja magmática Cretácica continúa en dos grandes cuerpos plutónicos; el Plutón Panquehue y el Plutón Caleu, siendo este último uno de los cuerpos intrusivos más estudiados de Chile Central. Debido a las implicancias metalogénicas que reviste el magmatismo Cretácico es que se utiliza la agrupación de unidades por edad, planteada por Boyce (2015).

2.3.1 Unidades intrusivas del Cretácico inferior temprano (Boyce, 2015).

Está representada por la Unidad Máfica (Morata *et al.*, 2010) que aflora en la porción noroccidental del CPI y corresponde a gabros y dioritas con edades U-Pb en zircón entre los $118\pm 1,9$ Ma y $115,7\pm 2,0$ Ma (Morata *et al.*, 2010); este rango ha sido ampliado a los 113 Ma por un registro Ar-Ar en anfíbol realizado por Ferrando (2014). Asimismo, la Unidad Máfica (UM) incluiría el rango de edades K-Ar 113-109 datados en la Superunidad Illapel (Rivano *et al.*, 1993). Además de la UM, se considera parte de esta subdivisión, la Unidad Puangue (Gana *et al.*, 1994) que aflora al norte del río homónimo y está definida como granitos calcoalcalinos tipo I de edad K-Ar de 118 Ma. Como bien indica Boyce (2015), estas unidades estarían intruyendo a formaciones sedimentarias de edad principalmente Jurásicas y a la Formación Lo Prado (Rivano *et al.*, 1993; Gana *et al.*, 1994; Ferrando *et al.*, 2014).

2.3.2 Unidades intrusivas Cretácico inferior tardío- Cretácico superior temprano (Boyce, 2015).

Agrupar la Unidad Trondhjemítica (UT) y la Unidad Tonalítica Principal (UTP) del Complejo Plutónico Illapel (Morata *et al.*, 2010). La UT litológicamente está definida por trondhjemitas y leucogranitos de edades U-Pb en zircones entre $110,4\pm 1,8$ y $109,7\pm 1,5$ Ma (Morata *et al.*, 2010) mientras que la UTP corresponde a tonalitas con distintas proporciones de enclaves máficos y granodioritas subordinadas (Varas *et al.*, 2009), y edades U-Pb en zircones entre $102,4\pm 1,5$ Ma y $98,8\pm 1,3$ Ma (Morata *et al.*, 2010). La UTP aflora en una franja N-S en la parte central y sur del CPI, entre las localidades de Caimanes y Cabildo (Ferrando, 2014). Es importante indicar que, de estas dos unidades, solamente la UTP intruye a la Formación Las Chilcas en sus niveles inferiores (Boyce, 2015). De la misma forma, se

incluye en este grupo la Unidad La Dormida (Gana *et al.*, 1996) con edades K-Ar en el rango de 96-85 Ma. La Dormida aflora desde la mina Lo Aguirre en el sur y se extiende por el norte hasta las tres zonas más antiguas del Plutón Caleu; zona Cuarzo-Monzonítica, Gabro-Diorítica y Granodiorítica (Molina, 2014). Asimismo, el Batolito Panquehue que aflora en las laderas del valle del río Aconcagua, entre Llay-Llay y San Felipe, se encuentra incluido en La Superunidad Illapel definida por Rivano *et al.*, 1993, y se le asigna un rango de edad de 139-79 Ma; sin embargo, genera dudas la falta de precisión de este rango, por lo tanto, según continuidad de afloramientos, probablemente sea parte de la UTP del Complejo Plutónico Illapel (Boyce, 2015).

2.3.3 Unidades intrusivas Cretácico superior – Paleógeno (Boyce, 2015).

Este grupo de unidades está integrado por la Unidad Granodiorítica del CPI (Morata *et al.*, 2010), la zona Monzogranodiorítica del Plutón Caleu (Molina, 2014) y las unidades San Lorenzo y Fredes (Rivano *et al.*, 1993).

La Unidad Granodiorítica (UT) aflora en el borde oriental del CPI y se compone de granodioritas leucocráticas a mesocráticas con una edad U-Pb de $86,9 \pm 1,2$ Ma (Morata *et al.*, 2010) y $85,9 \pm 2,2$ Ma en K-Ar (Rivano *et al.*, 1993). La zona Monzogranodiorítica aflora en la porción occidental del Plutón Caleu y registra edades U-Pb en el rango 100-90 Ma (Molina, 2014).

En el área de estudio aflora la Unidad San Lorenzo (Rivano *et al.*, 1993) intruyendo a las rocas de la Formación Las Chilcas. Está definida como un rosario de pequeños cuerpos intrusivos con dimensiones filonianas y litológicamente caracterizados como dioritas, pórfidos andesíticos y andesitas microgranulares (Rivano *et al.*, 1993). En esta unidad también se incluye el Dique Anular que aflora en el sector de Pedernal (Rivano *et al.*, 1993). La edad de esta Formación fue registrada en dataciones K-Ar del Dique Anular en un rango de edad de 86-63 Ma (Camus *et al.*, 1986).

Asimismo, Rivano *et al.*, (1993) define la Unidad Fredes como stocks y cuerpos menores con amplia variabilidad litológica, que abarca desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola. Esta unidad aflora al oriente de la Unidad San Lorenzo e intruye a la Formación Salamanca y Las Chilcas (Rivano, 1996). La edad de la Unidad Fredes

está determinada en base a dataciones radiométricas en un rango de 67-45 Ma (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA.

Para poder entender la evolución ocurrida durante el Mesozoico en la región, es de suma importancia comprender el ambiente tectónico que acaeció en los albores de este periodo, específicamente durante el Jurásico y Cretácico temprano. Para Boyce (2015) esto representa una línea de base de la estratigrafía desarrollada durante el Cretácico inferior temprano-tardío, ya que las estructuras heredadas de procesos extensionales juegan un rol fundamental de esta zona sometida a inversión tectónica. A continuación, se describe la evolución tectónica regional con particular énfasis en el modelo tectonoestratigráfico planteado por este mismo autor, entre el Triásico y el Cretácico temprano, debido a su claridad y concordancia con las observaciones realizadas en el presente trabajo.

Durante el Triásico tardío hasta el Jurásico temprano (Charrier *et al.*, 2007; Franzese y Spalletti, 2001 en Boyce, 2015) ocurre el primer gran evento extensional del periodo, en él se generaron una serie de sistemas de cuencas con forma de hemi-graben orientadas NNW-SEE a lo largo del margen occidental de Gondwana (Charrier *et al.*, 2007). Este evento produciría el desarrollo de las formaciones Los Molles y Quebrada del Pobre durante el Triásico tardío y la parte baja del Jurásico inferior, que afloran actualmente en la Cordillera de la Costa de Chile Central. (Charrier *et al.*, 2007 en Boyce 2015).

Al reanudarse la subducción durante el final del Jurásico temprano se da paso a la etapa temprana del Ciclo Andino, produciéndose un largo período de subsidencia termal, el cual permite la acumulación, en el tras-arco, de los depósitos marinos del Jurásico, definidos como la Formación Ajjal y Cerro Calera (Boyce, 2015).

Durante el Jurásico tardío, posterior a la regresión oxfordiana, se registra el segundo evento de extensión. Este evento se manifiesta como una fuerte extensión y volcanismo durante el Kimmeridgiano, que en la Cordillera de la Costa está registrado en parte de la Formación Horqueta. Esta extensión habría sido seguida por otra subsidencia termal, desde el Kimmeridgiano hasta el Cretácico medio, previo a la inversión ocurrida durante el Cretácico tardío (Giambiagi *et al.*, 2003; Mescua *et al.*, 2014 en Boyce, 2015).

Aunque la subsidencia termal ocurrida durante el Cretácico temprano se contradice con el marcado *rifting* característico de este periodo descrito por diversos autores y evidenciado actualmente en el tras-arco más proximal de Los Andes de Chile en su porción centro-norte (Mpodozis y Allmendinger, 1993; Martínez *et al.*, 2013; Del Real, 2011 en Boyce 2015), es posible que mientras se generaba la extensión en el arco, en las cuencas proximales, hacia el este, en el tras-arco, no se generaban estructuras, sino que solo se producía flexuramiento de la corteza continental (por subsidencia termal), que permitía la acumulación de potentes depósitos continentales y marinos (Boyce, 2015).

En el Cretácico temprano, Mpodozis y Ramos (1989) describen la depositación de la Formación Lo Prado en un ambiente marino, producto de una transgresión marina y caracterizado además por una intensa actividad magmática. Esto se evidencia por la alternancia de grandes cantidades de sedimentos intercalados con secuencias volcánicas de composición andesítica y el inicio de una extensión cortical que originaría una cuenca ensiálica. En la misma línea Aberg *et al.*, (1984) y Levi y Aguirre (1981), interpretan la gran actividad volcánica del Cretácico temprano como parte del desarrollo de una cuenca marginal sin desarrollo de corteza oceánica o cuenca abortada. Asimismo, Aberg *et al.*, (1984), señala que esta cuenca se habría formado durante dos etapas: la primera dominada por volcanismo ácido-básico intercalado con sedimentitas depositadas en un ambiente marino somero definido como la Formación Lo Prado, mientras que la fase dos, denominada fase *rift*, correspondería a la generación de la Formación Veta Negra caracterizada por andesitas basálticas con afinidad toleítica y niveles de andesitas brechosas intercaladas con tobas. En la base de la Formación Veta Negra se identifican niveles de lutitas negras con contenido de materia orgánica que disminuyen hacia techo hasta desaparecer, lo que sugiere la transición de un ambiente marino a uno continental producto del relleno de cuenca con material clástico y volcánico. De la misma forma, Charrier *et al.*, (2007) postula que debido a la concordancia entre las dos formaciones y las similitudes estructurales que poseen, ambas formarían parte de la misma cuenca, conocida como cuenca Lo Prado. Asimismo, las bajas razones de Sr inicial en los Granitoides del Cretácico inferior en Illapel indicarían un ascenso del magma directamente del manto sin influencia cortical (Parada *et al.*, 1999 en Ferrando, 2014). Por lo tanto, durante el Cretácico inferior, mientras se emplazaba el Complejo Plutónico Illapel y el Plutón Caleu, en Chile prevalecían condiciones regionales de carácter extensional,

evidenciado en los análisis geoquímicos, así como los enormes espesores de los depósitos del arco volcánico, de los depósitos de trasarco y de antearco (Charrier *et al.*, 2007 en Ferrando, 2014). Estas condiciones extensionales se han atribuido entonces al ascenso del manto astenosférico, produciéndose atenuación cortical, subsidencia y volcanismo de arco bimodal (Aguirre *et al.*, 1989, en Ferrando 2014).

Durante el Cretácico inferior tardío se produciría la colmatación de la cuenca, con la depositación de conglomerados rojos intercalados con lavas, pertenecientes a la Formación Las Chilcas (Mpodozis y Ramos, 1989). Por otra parte, Boyce (2015) concluye que durante este período; específicamente en el Aptiano tardío- Albiano temprano, se produce una etapa que clasifica como *post-rift* en cual se depositarían las lavas de la Formación Cerro Morado, que habría sido seguida por una inversión que produjo la depositación de potentes paquetes sedimentarios de la Formación Las Chilcas.

Tras este período extensivo, hacia fines del Cretácico inferior y principio del Cretácico superior se registra un cambio en las condiciones del régimen estructural en lo que se conoce como Fase Compresiva Peruana. Esta fase tectónica sería producto de la subducción bajo Sudamérica del rift que separaba las placas Farallón y Aluk (Steinmann *et al.*, 1929; Scheuber *et al.*, 1994 en Boyce, 2015) producto de las altas tasas de expansión de las dorsales oceánicas del Atlántico y Pacífico Sur (Larson y Pitman, 1972 en Boyce, 2015). Esta transición de un régimen de subducción de alto ángulo o Tipo Mariana a uno de bajo ángulo o Tipo Chilena, caracterizado por la subducción de una placa más joven y más boyante, produjo el alzamiento del margen continental, emersión de la cuenca tras-arco y deformación de los depósitos, así como también un corrimiento del eje volcánico hacia el este (Mpodozis y Ramos, 1989).

En el mismo sentido, Ferrando (2014) señala que la rápida exhumación de las rocas Paleozoicas y Mesozoicas que forman la Cordillera de la Costa quedaría registrada en las edades de trazas de fisión en apatitos en un rango de 110-88 Ma (Parada y Larrondo, 1999; Gana y Zentilli, 2000; Parada *et al.*, 2001; Wilson *et al.*, 2003; Parada *et al.*, 2005a en Ferrando 2014), caracterizando el comienzo del alzamiento de la Cordillera de la Costa, el cierre de cuencas, engrosamiento cortical y cese de subsidencia.

2.5 DOMINIO ESTRUCTURAL.

En la región es posible identificar tres dominios estructurales separados por límites morfológicos y geológicos: Dominio Costero, Central y Cordillerano (Rivano *et al.*, 1993). Se describirá exclusivamente el Dominio Central por incluir el área de este estudio.

El Dominio Central se extiende desde la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y la Media Montaña, limitando al occidente con el contacto entre la Formación Horqueta y Lo Prado, y al oriente con el sistema de fallas Pocuro. Este dominio se expresa en las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas y parte de la Formación Salamanca, como también los cuerpos intrusivos del Cretácico hasta parte del Paleógeno (Rivano *et al.*, 1993). Este dominio se define como una zona de deformación suave y limitada a sutiles pliegues que afectan a las rocas volcanoclásticas, favoreciendo el desarrollo de fallas de extensión y localmente, de pilares o *horst* en compresión que originan en sus bordes fallas inversas y cabalgamientos locales. El rasgo estructural más distintivo es un pliegue homoclinal con inclinación hacia el este que afecta a todas las rocas de edad Mesozoica y que posee un manteo que disminuye paulatinamente hacia el este hasta llegar a un rango entre 0-20° de manteo en los afloramientos de la Formación Las Chilcas (Rivano *et al.*, 1993).

En el Dominio Central se identifican tres sistemas de fallas principales: Sistema de fallas NS-NNW, Sistema de fallas WNW-NW y Sistema de fallas NNE-NE (Rivano *et al.*, 1993).

El sistema de fallas NS-NNW aparece bien representado en el Dominio Central. En él destaca el Sistema de falla Pocuro (SFP) que delimita el Dominio Central y Cordillerano. Este sistema corresponde a una zona de fallas extensivas y en parte de rumbo con un esquema de fracturamiento intenso y complejo de la corteza. Esto se traduce en la formación de una serie de fallas transcurrentes menores más o menos paralelo al rumbo de la estructura mayor y fallas conjugadas debido al reajuste y equilibrio mecánico del material involucrado (Rivano *et al.*, 1993).

En la parte norte del Dominio Central es posible observar el Sistema de fallas WNW-NW, evidenciado por fallas normales, subparalelas entre sí y de corto trayecto, las que, además probablemente pueden tener una componente de rumbo sinistral (Rivano *et al.*, 1993).

Por último, también en la porción norte del Dominio Central se identifica el Sistema de Fallas NNE-NE. Este conjunto de fallas es poco notable y aparecen más bien como fallas conjugadas asociadas a los dos sistemas anteriormente mencionados (Rivano *et al.*, 1993).

2.6 GEOLOGÍA ECONÓMICA.

En la región de Valparaíso la minería metálica está constituida principalmente por yacimientos cuya mena principal es cobre y cobre-oro. Además, se reconocen asociaciones con plata, molibdeno, zinc y plomo. Los placeres auríferos son poco frecuentes y se encuentran en las cercanías de Petorca y Putaendo, como también en valles próximos a la costa. Al igual que el oro los yacimientos de hierro son escasos en la región (Rivano *et al.*, 1993).

La minería no metálica está constituida principalmente por yacimientos de carbonatos y yacimientos de arcillas, caolín y baritina subordinados. Localmente, se identifican yacimientos de cuarzo, yeso, feldespato, combarbalita, azufre, diatomita y canteras de roca ornamental (Rivano *et al.*, 1993).

A continuación, se realiza una descripción general de los distritos mineros metálicos más relevantes incluidos en el Mapa Metalogénico de la región de Valparaíso (Fig.2.6.1) y particularmente los distritos cercanos al estudiado, para tener una visión general de la mineralización a escala regional (Ortega *et al.*, 2016). Se excluye Cerro Negro y El Soldado, detallados en el capítulo N°3 de la presente memoria.

2.6.1 Distrito Las Minillas (Ortega *et al.*, 2016).

Se ubica inmediatamente al este del distrito minero Quitalcura y a 12 km al norte de la ciudad de Putaendo. Se hospeda en la Formación Las Chilcas, que en este sector se encuentra intruída por cuerpos intrusivos pertenecientes a la Unidad San Lorenzo y Fredes. Se caracteriza por yacimientos irregulares, estratiformes y vetiformes. El recurso principal corresponde a menas de cobre y localmente plata subordinada. Incluye los yacimientos Boris Ángelo, Bronceada, California, La Chilena, La Chelo y antiguos lavaderos de oro, entre otras.

Estos yacimientos han sido explotados como pequeña minería, a través de rajas abiertos y minería subterránea.

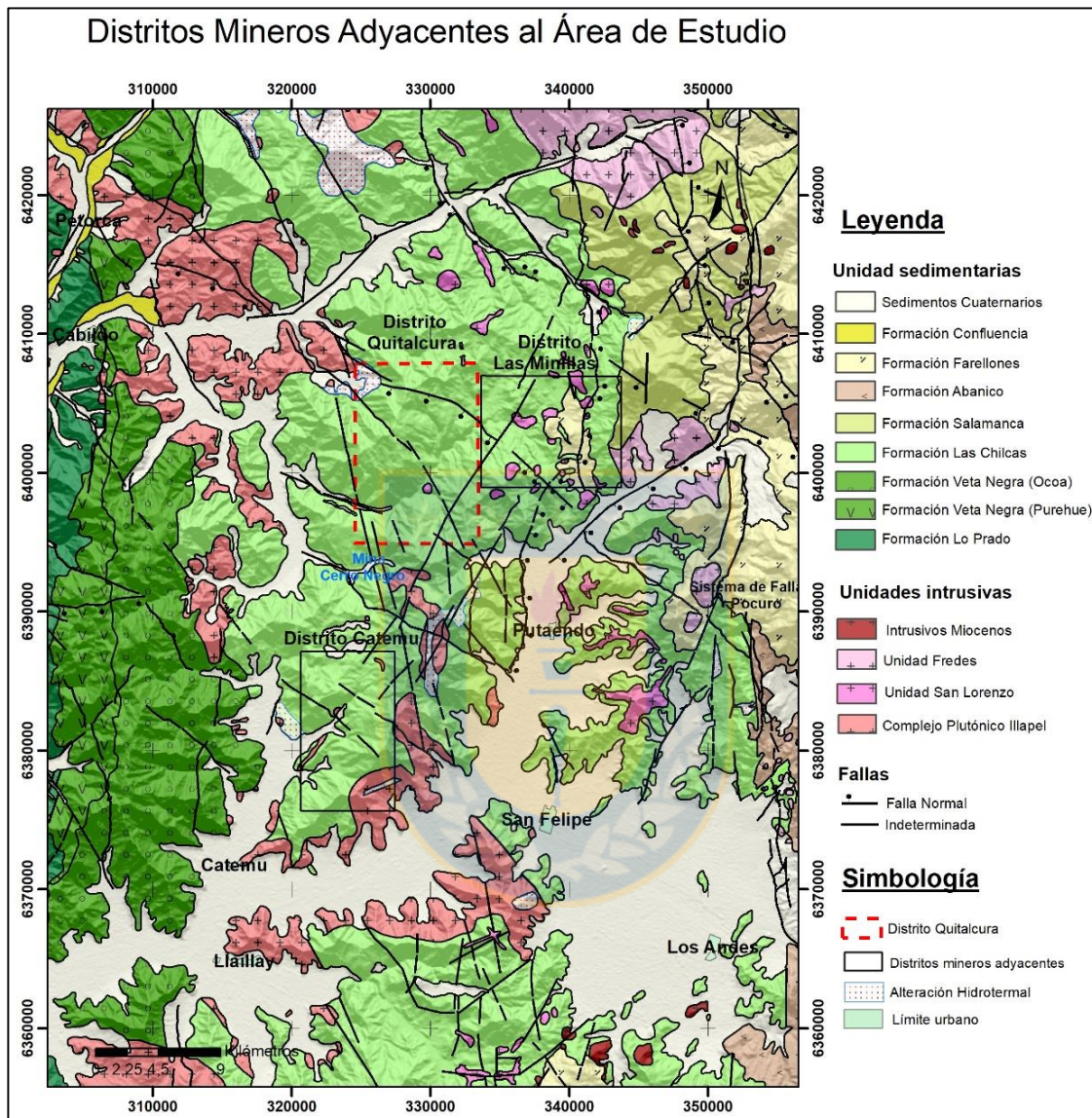


Figura 2.3: Distribución de distrito mineros metálicos adyacentes al área de estudio en el Mapa Metalogénico de la región de Valparaíso (Ortega *et al.*, en preparación).

En el distrito, el yacimiento más estudiado corresponde a la mina Boris Ángelo; también conocida como Soledad. Los cuerpos mineralizados en Boris Ángelo son cuerpos vetiformes asociados a fallas o diques andesíticos, tipo *echelon*, de orientación NW-SE, limitados por fallas de rumbo NS (Araya y Figueroa, 2009), que son interpretados como un

sistema enmarcado en una tectónica transtensional sinistral, con desarrollo de fallas normales (Alcázar y Zamora, 2007). Asimismo, la producción mensual registrada en Boris Ángelo durante el año 2007 fue de 1000 Ton/mes con leyes promedio de 1,4 y 1,8 % de Cu y 20 g/Ton de Ag (KIGAM-SERNAGEOMIN, 2007).

El yacimiento Boris Ángelo según las asociaciones mineralógicas de alteración y mineralización, el control litológico-estructural de la mineralización, fue clasificado como un yacimiento estratoligado Cu-(Ag) asociado a la franja Cretácica inferior (Figueroa *et al.*, 2010).

2.6.2 Distrito Catemu (Ortega *et al.*, 2016).

El distrito Catemu se ubica a 20 km al norte-este de la localidad homónima y 25 km al SW en línea recta del distrito en estudio. Alberga mineralización estratiforme y vetiforme con recursos de Cu principalmente y Ag subordinada, además de anomalías subordinadas de Pb y Zn. Está conformado por los yacimientos Mantos de Catemu, Amalia, La Piedra, Unión Restauradora, Poza Norte, entre otros.

El yacimiento Los Mantos de Catemu estaría alojado en conglomerados tobáceos y niveles brechosos cementados por clorita, sericita y carbonato de calcio asignados a la Formación Las Chilcas (Carter y Aliste, 1961). La mineralización se alojaría en la parte superior de un nivel de microbecha, como clavos discontinuos controlados por zonas de fracturamiento y vetas de rumbo N30-50°E. La potencia de los mantos es métrica y están separados por limonitas estériles y selladas por limolitas y chert de hasta 30 m de espesor (Llaumet, 1977 en Serrano, 1977). La mineralogía de mena está representada por pirita, calcopirita, bornita, escasa calcosina y covelina, esfalerita y hematita, en ganga de calcita, baritina y cuarzo, esta mineralogía se dispone principalmente diseminada, y ocasionalmente en vetillas (Llaumet, 1977 en Serrano, 1977). La alteración estaría dominada por sericitización y cloritización distribuida en la matriz de la roca caja (Carter y Aliste, 1961), mientras que Reyes (1979) asocia las mejores leyes de cobre a la alteración hidrotermal de calcita y yeso, y las menores a clorita y cuarzo.

En el Informe Registrado de los Recursos Minerales de la región de Valparaíso, se considera el Distrito Catemu, perteneciente a la franja de yacimientos estratoligados Cu- (Ag)

asociados a rocas del Cretácico inferior alojados en secuencias volcano-sedimentarias formadas en cuencas intermontana con niveles de sedimentos rojos y lutitas carbonosas.

2.7 MARCO METALOGÉNICO.

El distrito minero Quitalcura en estudio se encuentra localizado en una provincia metalogénica caracterizada por depósitos del tipo estratoligado Cu-(Ag) hospedados en rocas volcanosedimentarias del Cretácico inferior como los pertenecientes al distrito Minillas y Catemu (Ortega *et al.*, 2016). Es por lo anterior que es imperante tener una visión al menos generalizada de este tipo de depósitos en el país y la región.

En primera instancia se hace necesario aclarar el significado de estratoligado. Este término se refiere a un depósito mineral restringido a una unidad estratigráfica, pero que puede ser concordante o discordante con el estrato, como por ejemplo mineralización irregular, en forma de vetas o bolsonadas. En este sentido, los depósitos estratiformes son estratoligados, pero los depósitos estratoligados no son necesariamente estratiformes (Boric, 2002).

Los depósitos estratoligados de cobre y plata subordinada se distribuyen a lo largo de la Cordillera de la Costa del norte y centro de Chile, y en zonas de Media Montaña de Chile Central. Estos depósitos representaban la segunda fuente más importante de cobre después de los Pórfido Cupríferos, pero poco a poco han sido relegados a un tercer lugar por el auge y explotación de los depósitos tipo IOCG del Cretácico Inferior (Maksaev y Zentilli, 2002). Se subdividen en dos grupos, el primero corresponde a los depósitos existentes entre los 22° y 26° latitud Sur hospedados en secuencias volcánicas Jurásicas (Formación La Negra) siendo Mantos Blancos el depósito más representativo y estudiado. El segundo grupo define los depósitos distribuidos a lo largo de los 30° y 34° latitud Sur hospedados en rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico inferior, que incluyen al yacimiento mineral El Soldado hospedado en la Formación Lo Prado (Maksaev y Zentilli, 2002).

En general ambos grupos comparten características geológicas similares. Contienen mineralización diseminada de cobre, la que se distribuye en las partes más permeables de las coladas de lavas, dando lugar a cuerpos tabulares aproximadamente concordantes con la estratificación. Además, es frecuente la presencia de brechas hidrotermales y vetas que dan

origen a cuerpos mineralizados discordantes con la estratificación (Boric *et.al.*, 1990). En cuanto a la dimensión de este tipo depósitos, Mantos Blancos se considera el depósito estratoligado de mayor magnitud y revela zonas mineralizadas con rangos de 150 a 350 m de potencia que se extienden irregularmente en un área de 2,6 x 1,2 km (Maksaev y Zentilli 2002).

Silicificación, carbonatación y albitización son los procesos de alteración más importantes relacionados con la Formación de este tipo de depósitos, siendo la albitización un proceso particularmente importante en Mantos Blancos. Los sulfuros hipógenos corresponden mayoritariamente a bornita y calcosina, menor calcopirita, y algunas veces covelina y digenita. La mineralogía de ganga hipógena consiste en cuarzo, hematita, pirita, clorita, albita y calcita. Menores cantidades de magnetita ocurren de forma diseminada dentro las rocas mineralizadas, pero la mayoría de las veces es reemplazada por hematita. Asimismo, es posible observar zonación de los minerales de mena y ganga.

En Mantos Blancos y Santo Domingo existe una zonación vertical que incluye un núcleo rico en cobre dominado por calcosina-bornita-digenita rodeada por un halo periférico de bornita-calcopirita o calcopirita, y un halo externo subeconómico de calcopirita-pirita (Chávez, 1985, Definis, 1985). Estudios paragenéticos de depósitos Estratoligados Cu-(Ag) muestran que la asociación pirita-calcopirita-bornita y menor cantidad de magnetita fueron depositadas en una etapa temprana, seguidas de cantidades subordinadas de digenita-calcosina-covelina hipógena acompañadas por hematita. Esta secuencia indicaría un aumento gradual de la proporción de cobre en los sulfuros, y probablemente un decaimiento en la actividad de azufre en los fluidos mineralizantes en el tiempo. (Chávez, 1985; Losert, 1974; Wolf *et al.*, 1990; Trista 2001 en Maksaev y Zentilli, 2002).

Para el objetivo de este trabajo y en función de un criterio espacio-temporal, no se hace una descripción detallada de los depósitos estratoligados Jurásicos del Norte de Chile. Sin embargo, no se descartan las estrechas características geológicas comunes que comparten con los depósitos estratoligados de Chile Central y que en algunos casos se utilizarán para definir algunos patrones en común para este tipo de depósitos.

A continuación, se hace una descripción comparativa y más acabada de estos últimos, que será de vital importancia a la hora de establecer relaciones de carácter distrital y regional con el distrito minero en estudio.

2.7.1 Depósitos estratoligados Cu-(Ag) Cretácicos de Chile Central.

Grupo de depósitos hospedados en rocas volcánicas del Cretácico inferior (Fig. 3.1) con intercalaciones de sedimentos marinos que definen un cinturón de orientación preferencial N-S en el centro norte de Chile, localizado en un rango de 30 a 60 Km al este de la costa Pacífica. Se han explotado depósitos con leyes y reservas considerables Cu-(Ag) hospedados en estratos volcánicos dentro de este cinturón, particularmente en Chile Central, como lo son El Soldado y Lo Aguirre, donde este último se encuentra actualmente agotado. Otro grupo particular de depósitos estratoligados Cu-(Ag) están hospedados en estratos volcanosedimentarios formados en cuencas intermontana que incluyen areniscas rojizas y lutitas carbonosas. Destacan en este tipo depósitos Cerro Negro, Talcuna y Uchumi (Maksaev y Zentilli, 2002).

El distrito minero en estudio comparte características comunes con ambos tipos de depósitos, pero existen algunos patrones que aparentemente sugieren una relación más estrecha con los depósitos generados en cuencas intermontanas lacustres con aporte volcánico. Esta última idea se desarrollará en los siguientes capítulos de esta memoria. Sin perjuicio de lo anterior se presentan dos cuadros resumen generalizados que agrupan por un lado los depósitos alojados en rocas principalmente volcánicas (Tabla 2.1: Boric *et al.*, 2002; Saric *et al.*, 2003) y los depósitos estratoligados Cu-(Ag) hospedados en rocas volcanosedimentarias (Tabla 2.2: Mühr *et al.*, 2006; Boric, 1985; Wilson y Zentilli, 2006). Esta subdivisión se basa en la agrupación realizada por Munizaga *et al.* (1994) a través del análisis de razones isotópicas de azufre en sulfuros. Esta subdivisión no es tajante, pero si muestra ciertos valores isotópicos particulares de los depósitos estratoligados de Cu hospedados en rocas sedimentarias lacustres con aporte volcánico con respecto a los depósitos con aporte exclusivamente volcánico.

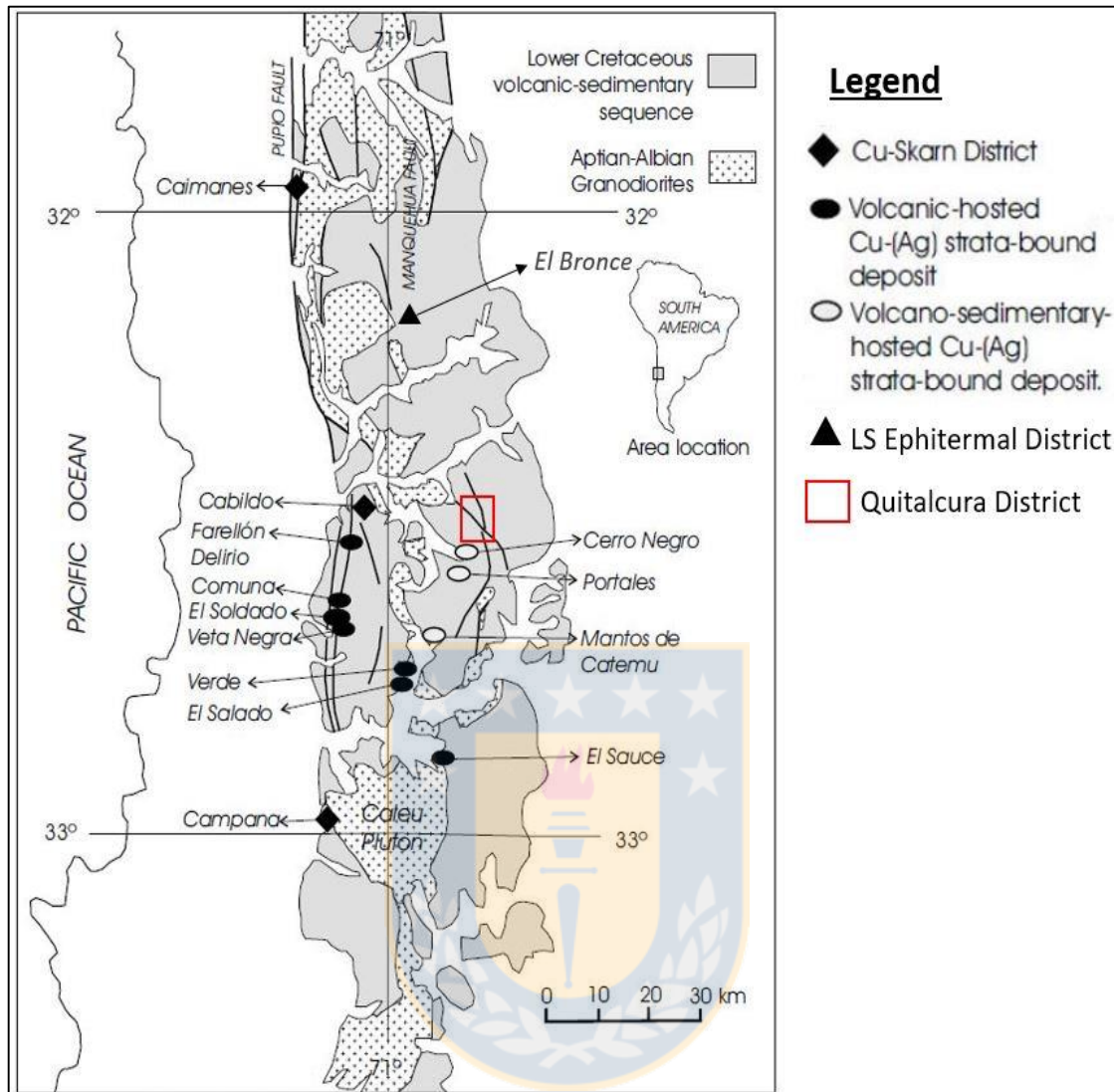


Figura 2.4: Distribución de depósitos estratoligado Cu-(Ag) en la Cordillera de la Costa de Chile Central entre los 32° y 33°S, modificado de Maksaeв y Zentilli (2002).

Tabla 2.1: Depósitos Estratoligados Cu-(Ag) encajados en secuencias de rocas volcánicas de Chile Central (Modificado de Boric *et al.*, 2002; Saric *et al.*, 2003)

	El Soldado	Lo Aguirre
Formación Geológica Hospedante y Litología Mineralizada	Formación Lo Prado: la mineralización se concentra en flujos y domos de riolitas y basaltos con intercalaciones de tobas, areniscas epiclásticas y brechas. Bajo lo anterior hay una secuencia de sedimentos marinos, mayormente areniscas volcanoclásticas y rocas sedimentarias ricas en materia orgánica.	Formación Veta Negra: la mineralización se emplaza principalmente en rocas volcánicas e intercalaciones sedimentarias, constituidas fundamentalmente por andesitas, dacitas, riolitas, tobas, brechas y areniscas.
Cuerpos intrusivos asociados a mineralización	Granitoides calcoalcalinos del Cretácico inferior correspondientes a la Super Unidad Illapel. La relación con estos intrusivos no es directa, se suponen como fuerte termal lejana.	Apófisis dioríticos asociado a los cuerpos mineralizados Carretón-Carlos y diques andesíticos NS y NE post-minerales.
Control Estructural	Clúster mineralizados controlados por sistema transtensivo de fallas con orientación preferencial N-S a NNW formados en un dominio extensional.	Tres sistemas estructurales principales que incluyen fallas inicialmente extensionales con reactivación inversa NW a EW, eventos de acomodación y fallas de rumbo posteriores.
Forma del Depósito	Mantos, bolsonadas, vetas y formas irregulares.	Mantos, vetas y formas irregulares.
Minerales de mena hipógenos	Calcopirita, bornita, calcosina, digenita y menor covelina. Ocurrencia como vetillas y diseminada.	Bornita, calcosina y calcopirita. Menores cantidades de covelina-digenita acompañado de trazas de ganga como pirita y hematita.
Minerales de ganga y alteración	Abundante calcita, clorita, albita, feldespato K (microclina y adularia), epidota, titanita-leucoxeno y rutilo, algo de cuarzo, sericita y minerales de arcilla. En general se preserva la textura original de la roca.	Corresponde a cuarzo, clorita, calcita, sericita, arcillas y albitas alterando fenocristales, masa fundamental, matriz y clastos.
Zonación Mineralógica asociada a la mineralización	Núcleo de calcosina-covelina-hematita o calcosina-covelina-bornita-hematita, seguidos por zonas concéntricas de bornita-calcopirita, calcopirita, calcopirita-pirita y pirita distal.	Cuerpo central rico en calcosina-bornita, bornita-calcopirita, gradando hacia los márgenes y en profundidad a sulfuros más ricos en hierro: pirita-calcopirita y pirita.

Tabla 2.2: Depósitos estratoligados Cu-(Ag) encajados en secuencias volcanosedimentarias de Chile Central (Tomado de Mühr *et al.*, 2006; Boric, 1985; Wilson y Zentilli 2006).

	Cerro Negro	Talcuna
Formación Geológica Hospedante y Litología Mineralizada	Brecha lahárica depositada en ambiente lagunar conocida como “Brecha Diablo”, la que está delimitada por horizontes de calizas y lutitas bituminosas. Esta unidad corresponde a la Fm. Las Chilcas.	Nivel de areniscas y tobas de lapilli, y nivel de andesitas amigdaloidales. Ambos niveles pertenecen a la Formación Quebrada Marquesa.
Cuerpos intrusivos asociados a mineralización	Se identifica un <i>sill</i> andesítico-diorítico, porfídico y vesicular conocido como “ <i>Sill</i> Cerro Negro”. Su relación con la mineralización no es clara pero se identifican núcleos ricos en cobre en las zonas de contacto con dicho <i>sill</i> .	Se reconocen diques y filones-manto andesíticos. No son abundantes y no evidencias una relación directa con la mineralización.
Control Estructural	Dominio Cerro Negro incluye fallas normales de dirección NS que forman horst y graben locales. Fallas subordinadas EW.	Las estructuras más numerosas y relevantes corresponden a fallas normales con rumbos NS-NW y manteo subvertical hacia el este. Se registran fallas inversas EW y manteo al sur que producen importantes alzamientos de bloques.
Forma del Depósito	Mantos, vetas y formas irregulares.	Mantos, vetas y formas irregulares (cocardas y bolsonadas).
Minerales de mena hipógenos	Bornita, calcosina, calcopirita, galena, esfalerita. Menores cantidades de tennantita, oro y plata.	Calcopirita, bornita. Menor cantidad de calcosina, galena y esfalerita. Cantidades subordinadas de plata.
Minerales de ganga y alteración	Cuarzo, calcita, feldespato-k, albita, clorita, epidota. La sílice particularmente asociada a zonas de mejor ley de cobre. Baritina y hematita en zonas distales. Prehnita y pumpellita en zonas distales del yacimiento acompañando oxidados Cu, pirita y calcopirita.	La alteración corresponde a abundante calcita y cuarzo, baritina, ceolitas, albita, ¿adularia?, prehnita, epidota y bitumen, esta paragénesis se encuentran estrechamente relaciona a los sulfuros de cobre. Clorita, sericita y arcillas no revelan una relación directa con la mena.
Zonación Mineralógica	Núcleo de bornita-calcosina-galena-esfalerita rodeado por zona de bornita-calcopirita, y seguida de una segunda zona de calcopirita-pirita. Las tres zonas anteriores son envueltas por un halo pirítico.	No se documenta una zonación definida. Sin embargo para este yacimiento el núcleo de alta ley estaría asociado a la mineralización de bornita-calcopirita.

3. RESULTADOS.

3.1 DISTRITO MINERO QUITALCURA.

A continuación, se hace una descripción de las minas estudiadas en el distrito. Para facilitar el análisis del distrito se realizó una agrupación en cinco sistemas de minas, unificados en función de sus relaciones espaciales, litológicas, mineralogía de mena, ganga, alteración, y el control estructural que permite el desarrollo de cada uno de los yacimientos minerales (Fig. 3.1).

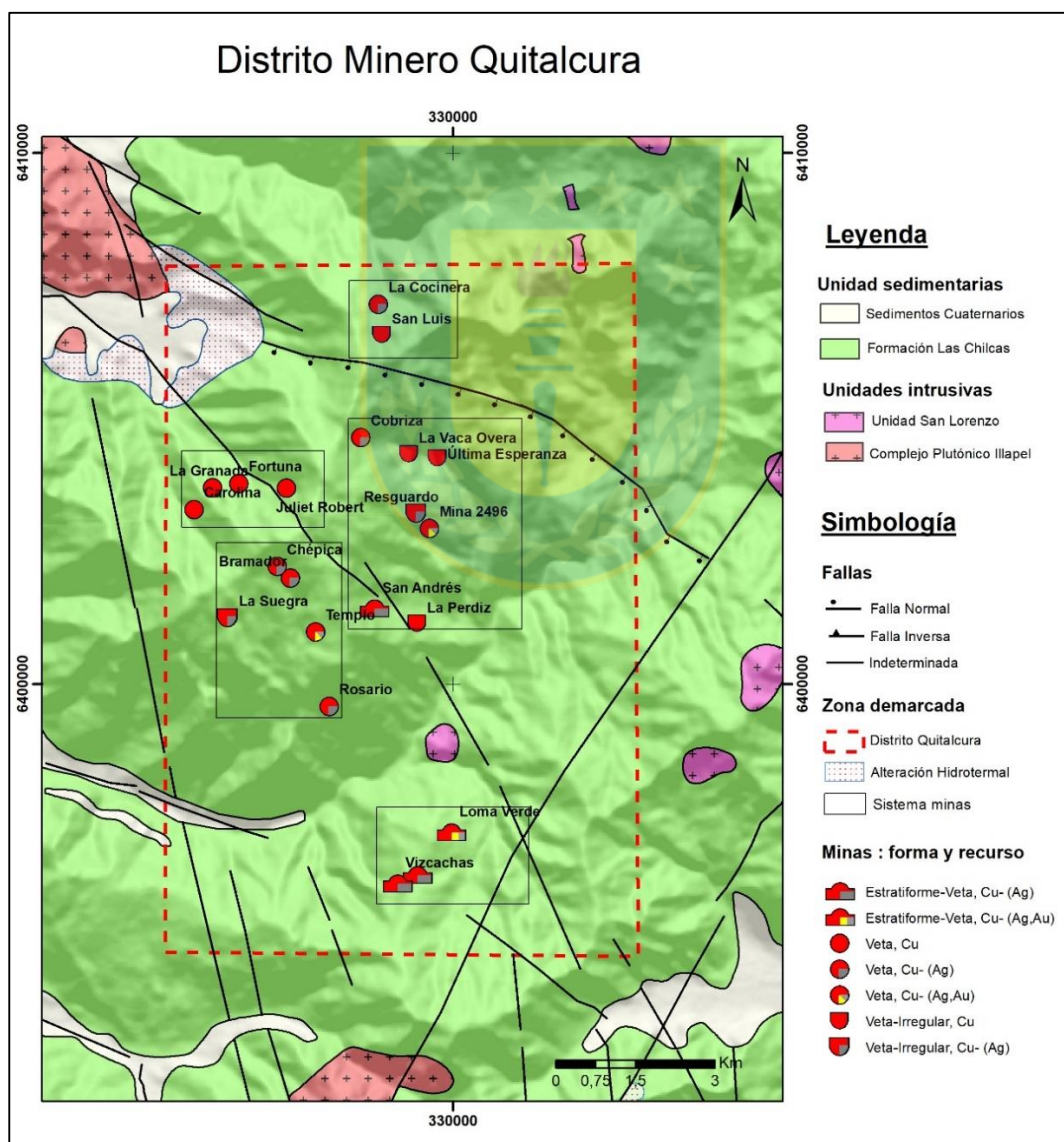


Figura 3.1: Distribución de minas estudiadas, distrito minero Quitalcura. Se indica la forma (simple o combinada) y el recurso (principal y subordinado) del depósito mineral.

Es importante indicar que en este capítulo se realiza una descripción generalizada de cada una de las minas visitadas, incluyendo una descripción más detallada de las minas que se encontraban en estado de producción.

De la misma forma, las descripciones mineralógicas de la roca caja, alteración, mena y ganga fueron realizadas por medio de observaciones de terreno, y en trabajo de gabinete utilizando una lupa estereoscópica Olympus de aumento continuo (0,67x – 4,5x) y un microscopio de luz polarizada Olympus de aumento discreto (2x,5x,10x,20x,50x). Además, para confirmar fases minerales complejas se utilizó análisis por difracción de rayos X en el laboratorio SERNAGEOMIN.

3.1.1 Sistema La Cocinera.

En las serranías que rodean el valle de Quitacura se ubica la mina la Cocinera, esta se encuentra en funcionamiento con trabajos a rajo abierto y subterráneos orientada a la extracción de cobre y plata subordinada. A 500 m al sur de La Cocinera se ubican la mina San Luis y Aguas del Burro, minas a rajo abierto y en estado de abandono. Es importante indicar que se observa un marcado lineamiento de dirección NS que coincide en las tres minas y que podría estar relacionado al emplazamiento y desarrollo de la mineralización.

Estos depósitos (Fig.3.2) poseen mineralización en forma de vetas y cuerpos irregulares. Las vetas poseen en su corrida zonas mineralizadas y zonas estériles definiendo lo que se conoce como vetas tipo “rosario”. Se observan al menos tres veta-fallas pseudoparalelas entre si y de dirección norte-sur y con una potencia que va desde los 10 a 100 cm.

A continuación, se realiza una descripción geológica de La Cocinera y San Luis. Aunque la mina Aguas del Burro también fue revisada no se pudo identificar claramente material acopiado para poder identificar la mineralización hipógena, solamente se registró desmontes de oxidados y el lineamiento de estructuras anteriormente mencionado.

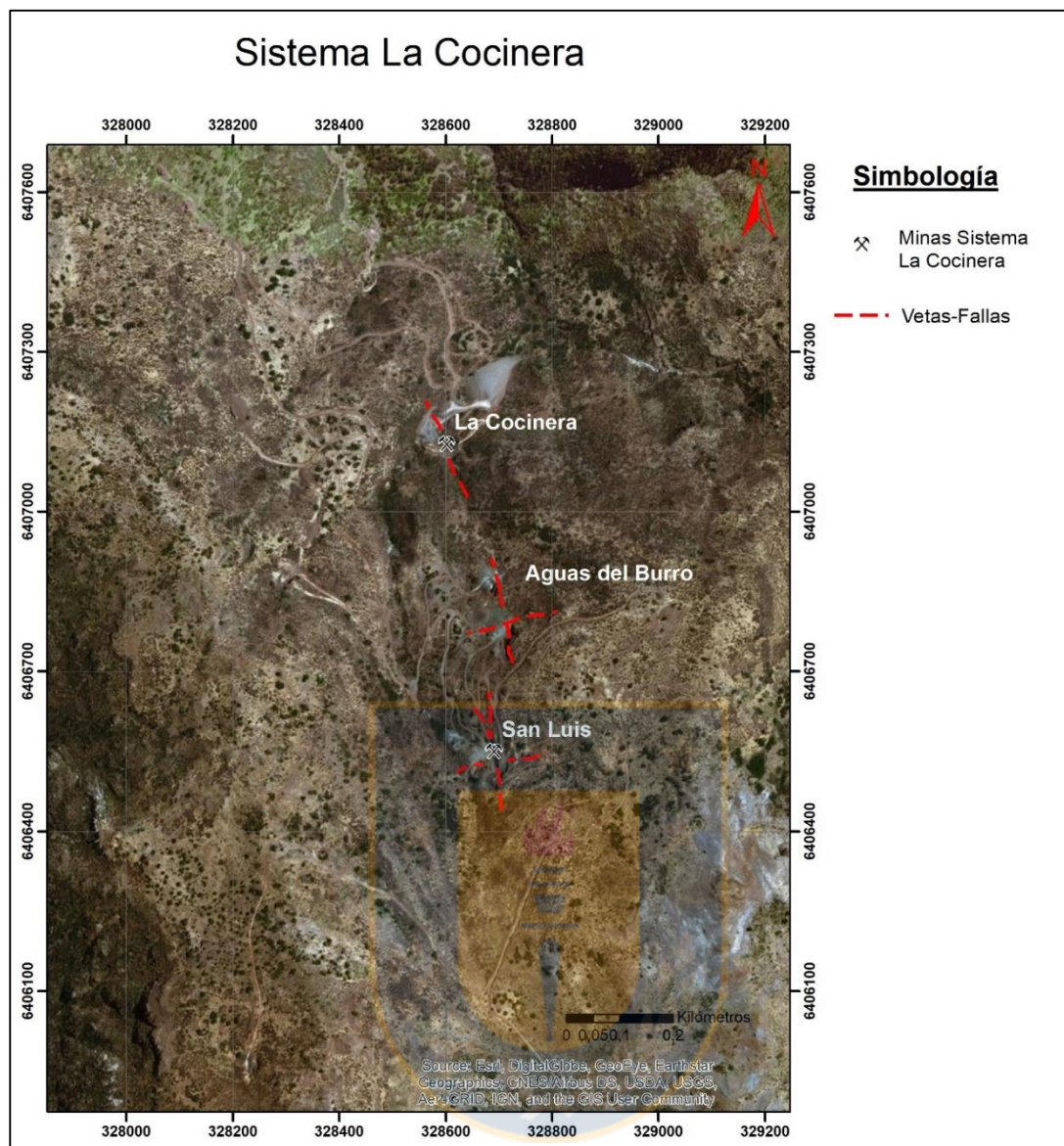


Figura 3.2: Sistema La Cocinera. Distribución vetas-fallas observadas en el sistema.

3.1.1.1 Mina La Cocinera

A. Litología y control estructural.

Las rocas que hospedan la mineralización corresponden a secuencias volcánicas de flujos andesíticos a andesíticos-basálticos y brechas volcánicas de la misma composición. Estas lavas tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa con formas subhedrales y menor cantidad de cristales de olivino de forma euhedral a subhedral en una masa fundamental de textura intgranular con microlitos de plagioclasa orientados aleatoriamente, mientras que los intersticios son ocupados por minerales

máficos intensamente alterados y abundantes óxidos de hierro de grano fino, estos últimos probablemente son de origen primario.

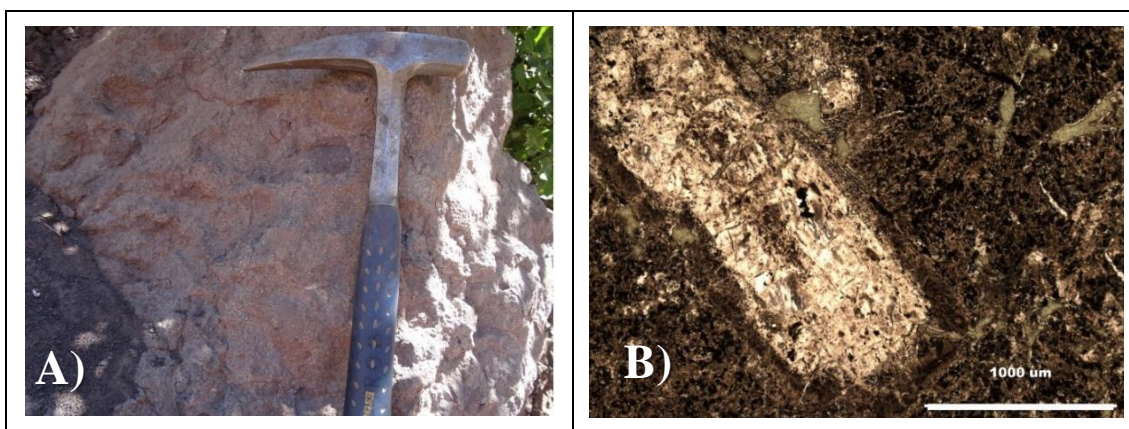


Figura 3.3: Roca caja mina La Cocinera: A) Afloramiento de brecha volcánica de composición andesítica. B) Fenocristal de plagioclasa alterada parcialmente sobre masa fundamental cristalina. Luz transmitida NP, aumento 5x10.

Las brechas poseen clastos angulosos a subredondeados de composición andesítica que se encuentran intensamente oxidados, mientras que la matriz de la brecha se encuentra parcialmente cloritizada (Fig. 3.3A). En superficie fresca se logran identificar tonalidades marrones oscuras.

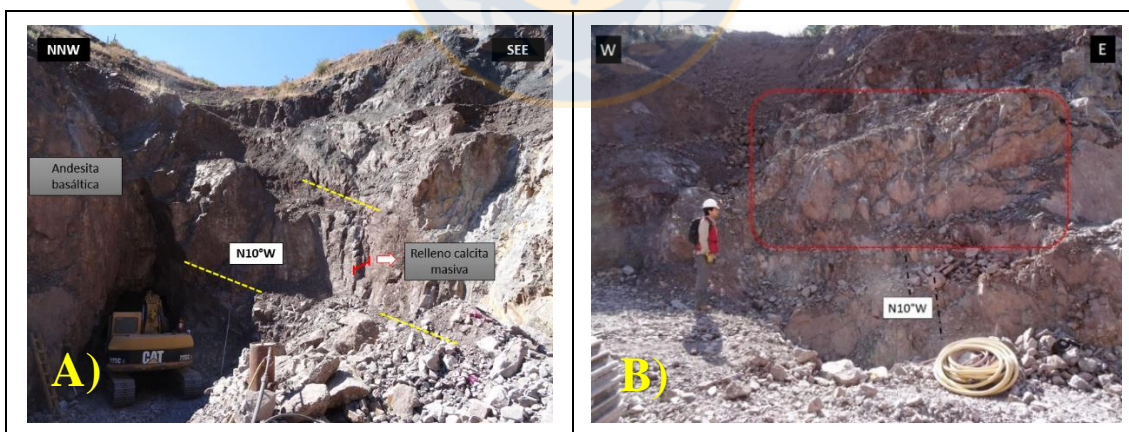


Figura 3.4: Mina La Cocinera: A) Roca caja volcánica exhibe sistema de vetas paralelas con relleno mineral hidrotermal. B) Vetillas subparalelas con dirección N10°W/90° en zona distal de veta principal. En rojo se destaca zona de vetillas con relleno calcita \pm feldespato potásico.

Las rocas anteriormente descritas se encuentran intensamente fracturadas en el área cercana a la mina. Estas fracturas tienen una orientación preferencial NS-NNW y se

traducen en vetillas de 3-10 cm de espesor y abundantes diaclasas paralelas al lineamiento principal de dirección N10°W (Fig. 3.4 A y B).

B. Mineralogía de alteración.

La alteración que afecta a los paquetes volcánicos es de una intensidad débil a intermedia y localmente pervasiva en las cercanías del cuerpo mineralizado. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran zonados y reemplazados por feldespato potásico en el borde del cristal, así como también se observa un reemplazo de calcita en forma de parche y de algunos minerales opacos diseminados (Fig. 3.3 B). Los fenocristales de olivino se encuentran totalmente pseudomorfizados por clorita, óxidos e hidróxidos de hierro y localmente calcita (Fig. 3.5 A). Se puede observar que el óxido de hierro es de carácter secundario ya que rellena las fracturas características desarrolladas en olivinos. Los intersticios que rodean a los microlitos de plagioclasa se encuentran intensamente reemplazados por clorita y arcillas.

En vetillas se observa relleno de calcita, limonitas, sulfuros de cobre y menores cantidades de feldespato potásico y cuarzo. Asimismo, se identifican finos halos de clorita y smectita rodeando las vetillas recién descritas.

La masa fundamental posee un aspecto “nublado” que se debe principalmente al reemplazo de arcillas de forma diseminada. Este reemplazo, debido a su carácter masivo, sugiere un evento hidrotermal tardío o bien sería coetáneo con el reemplazo de limonitas en condiciones de carácter supérgeno.

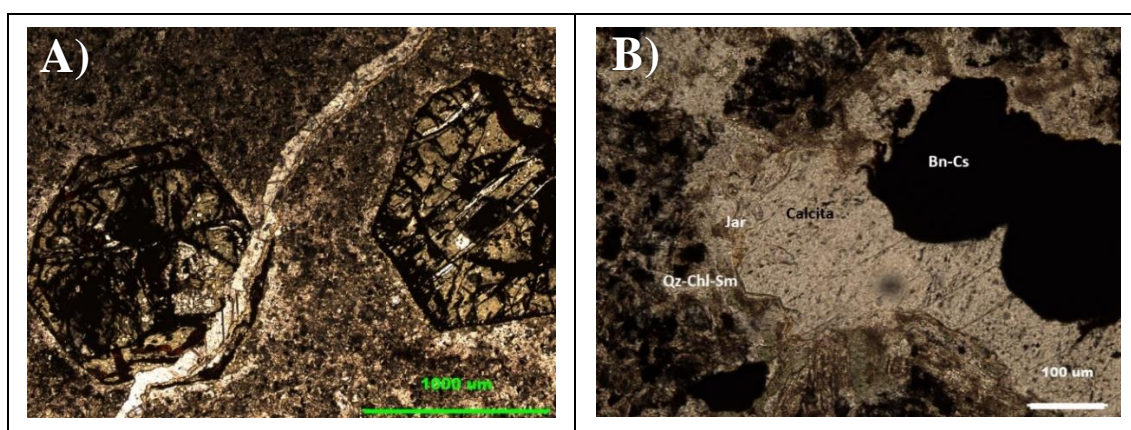


Figura 3.5: Alteración mina La Cocinera: A) Reemplazo de clorita-calcita-óxidos de hierro-limonitas en cristal de olivino cortado por vetilla de calcita-limonita. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Relleno hidrotermal de calcita-sulfuros de cobre-jarosita y borde de clorita-smectita-cuarzo. Luz transmitida NP, aumento 50x10.

Por lo tanto, los minerales de alteración de carácter hipógeno corresponderían a clorita, smectita, calcita, cuarzo, feldespato potásico, mientras que los minerales supérgenos serían principalmente limonitas, y posiblemente arcillas. Aunque existen evidentes relaciones de corte entre algunos minerales de alteración (Fig 3.5 A), se interpreta que todos los minerales de carácter hipógeno recién descrito se encuentran dentro de una misma etapa de alteración, pero la cloritización correspondería a una fase más temprana dentro del mismo evento junto al desarrollo de óxidos de hierro (magnetita secundaria), y que se mantiene durante la totalidad de este, reemplazando minerales primarios o rellenando espacios abiertos. Las vetillas que se encuentran rellenas por calcita y menores cantidades de feldespato potásico se disponen en un sistema subparalelo respecto a la veta mineralizada principal y se encontraría parcialmente asociado a la mineralización, ya que se identificó esta asociación con mineralización de sulfuros de cobre, pero también cortando vetillas mineralizadas. Por lo tanto, la condición del feldespato potásico se interpreta de manera similar a la cloritización, parte del evento de mineralización hipógeno, pero en una fase tardía del mismo.

C. Mineralogía de mena y ganga.

La mineralización de cobre en La Cocinera, se desarrolla preferentemente rellenando espacios abiertos en forma de vetillas y localmente diseminada (Fig. 3.7). Estas vetillas poseen formas pseudorectilíneas, bordes difusos y espesor promedio de 1 cm.

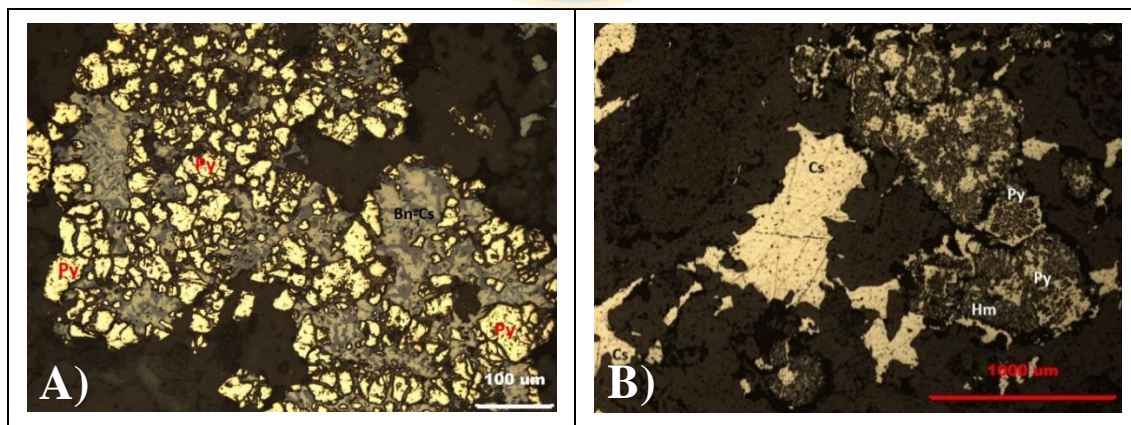


Figura 3.6: Mineralización mina La Cocinera: A) Exsolución bornita-calcosina (textura mirmequítica) y relictos de pirita. Luz incidente NP, aumento 40x10. B) Calcosina con hematita en bordes y diseminada, además de pirita relictas. Luz incidente NP, aumento 5x10

La ganga que acompaña a la mineralización es preferentemente calcita, y menores cantidades de cuarzo, feldespato potásico y limonitas (Fig. 3.6 A y B).



Figura 3.7: Muestra de mano. Andesita mineralizada, mina La Cocinera.

La mineralogía de cobre corresponde a un 5% del relleno total de vetillas y consiste principalmente en bornita- calcosina con textura de reemplazo y localmente de exsolución (Fig. 3.6 A y B). La asociación de bornita y calcosina hipógena se encuentra estrechamente asociada a relictos de pirita ocluidos al interior de los sulfuros de cobre con una textura tipo isla. Asimismo, se identifica hematita hipógena localmente especular en borde de los sulfuros como también diseminada al interior de estos. Es importante indicar además que la hematita se observa solamente en granos en que se encuentra completamente exsuelta la bornita, es decir solamente es posible apreciar calcosina primaria. Los granos de sulfuros de cobre tienen formas subhedrales a anhedrales y tamaños promedio de 0,7 cm.

Los abundantes minerales opacos (Fig 3.5 A) observados en secciones transparentes corresponden a óxidos de hierro (magnetita) parcialmente martitizados.

No se identifica oxidados de cobre debido a que este nivel fue completamente explotado, pero en este yacimiento el nivel supérgeno habría alcanzado un espesor aproximado de 5 a 7 m sobre el nivel de sulfuros descrito anteriormente.

3.1.1.2 Mina San Luis.

A. Litología y control estructural.

Las rocas que afloran en la mina San Luis, corresponden principalmente a volcarenitas, con predominancia de brechas volcánicas y localmente niveles de areniscas (Fig 3.8 A), estas rocas se consideran como las mejores receptoras de la mineralización de cobre en el yacimiento.

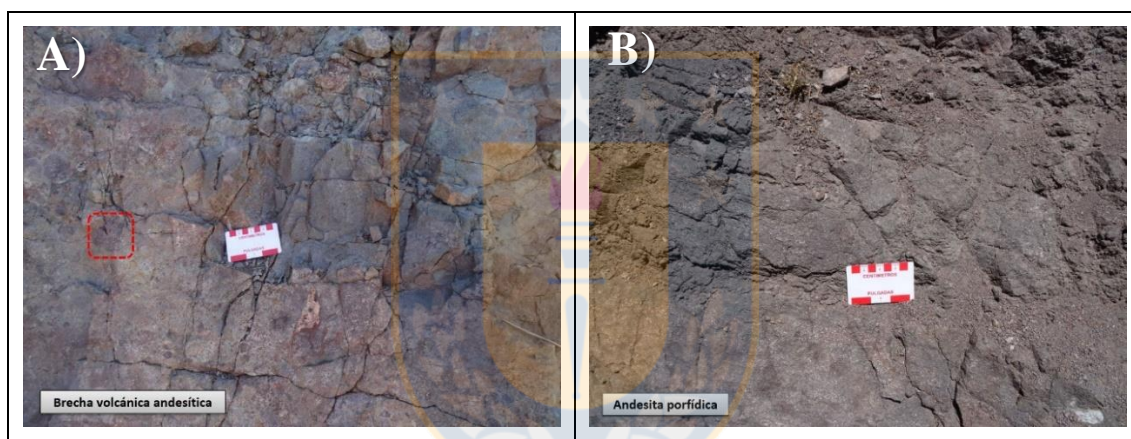


Figura 3.8: Rocas que afloran en mina San Luis: A) Brecha volcánica de composición andesítica, se destaca clastos oxidados. B) Detalle de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y textura porfídica.

Las brechas volcánicas incluyen clastos de composición andesítica de textura porfídica amigdaloidal, con fenocristales de plagioclasa con tamaño menores a 1 mm, mientras que la masa fundamental se encuentra intensamente oxidada. La matriz de las brechas también tiene una composición volcánica e incluye microlitos de plagioclasa sin orientación definida.

Junto a las rocas anteriormente descritas, también se observan cuerpos volcánicos elongados de andesitas con textura porfídica (Fig 3.8 B). Estos cuerpos poseen un posible origen subvolcánico y no es posible precisar su relación con la mineralización. Sin embargo, se deduce que estos cuerpos subvolcánicos se desarrollaron a través de los

mismos canales que controlaron la mineralización, pero no son necesariamente los portadores de la misma.

Petrográficamente la brecha incluye clastos de composición andesítica a andesita basáltica con textura porfídica. Estos clastos tienen fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales con tamaño promedio de 0,4 mm y se encuentran intensamente alterados. Se identifican algunos clastos que corresponderían posiblemente a piroxenos y olivinos, pero se encuentran completamente reemplazados por minerales secundarios. La masa fundamental de estas lavas se encuentra reemplazada por una asociación de clorita, smectita y minerales opacos finos. Asimismo, se identifican amígdalas con relleno mineral de origen hidrotermal. La brecha posee una matriz volcánica con composición similar a los clastos descritos, pero con diferentes grados de alteración debido a diferentes grados de permeabilidad dentro de la misma roca.



Figura 3.9: Mina San Luis: A) Contacto entre brechas volcánicas y cuerpo subvolcánico. Estructura maestra N10°W /65°SW asociada a la mineralización. B) Cruce de estructuras de similar orientación.

Los cuerpos subvolcánicos también poseen textura porfídica y localmente glomeroporfídica, sin embargo, los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales y el tamaño promedio oscila en torno a los 1,4 mm. La masa fundamental también incluye microlitos de plagioclasa con textura integranular, mientras que los intersticios se encuentran rellenos por abundantes óxidos de hierro y minerales de alteración.

El yacimiento se encuentra controlado por una estructura principal de dirección N10°W/65°SW y una segunda falla de dirección NS/90°, donde esta última podría

considerarse como falla conjugada. Asimismo, se identifican fracturas y diaclasas subparalelas al sistema antes descrito (Fig 3.9 A y B).

B. Mineralogía de alteración.

Tanto las rocas epiclásticas como los cuerpos hipabisales andesíticos se encuentra alterados con una intensidad incipiente a moderada.

En el caso de las rocas brechosas, los fenocristales de plagioclasa se encuentran moderadamente argilizados, y localmente reemplazados por parches de clorita, calcita, cuarzo y opacos (Fig. 3.10 A). Es posible que parte de las arcillas, este reemplazando feldespatos potásico secundario que reemplazó parte de los fenocristales de plagioclasa, aunque esto no está comprobado ya que no se puede distinguir claramente la transición de un mineral a otro.

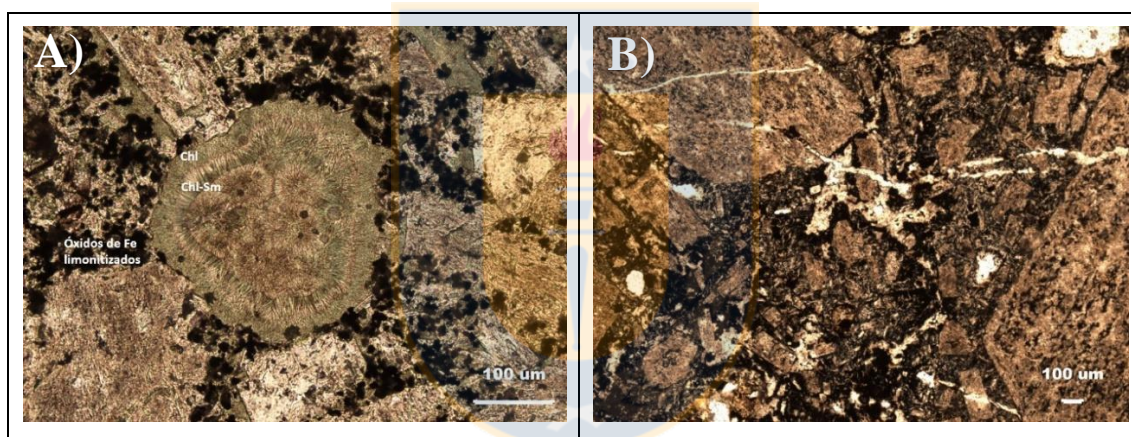


Figura 3.10: Alteración mina San Luis: A) Paragénesis de alteración en clastos andesíticos de brecha volcánica mineralizada. Luz transmitida NP, aumento 40x10. B) Alteración hidrotermal de andesita porfídica. Luz transmitida NP, aumento 40x10.

Los minerales ferromagnesianos se encuentran completamente pseudomorfizados por clorita y óxidos de hierro (Fig. 3.10 A y B). De la misma forma, los óxidos de hierro se encuentran parcialmente limonitizados (hematita) sugiriendo una evidente alteración supérgena. Las amígdalas de los paquetes volcánicos revelan un relleno mineral concéntrico desde adentro hacia afuera con secuencias intercrecidas de smectita-clorita y menor cantidad de opacos.

En la andesita porfídica, los fenocristales de plagioclasa que poseen formas más definidas que en la brecha, también se encuentran intensamente reemplazados por arcilla

y parches de carbonato de calcio. Asimismo, se identifican abundantes vetillas de calcita que cortan toda la roca (Fig. 3.10 B).

C. Mineralogía de mena y ganga.

En la mina San Luis el fuerte control estructural permite el desarrollo de clavos mineralizados de poca continuidad en los niveles brechosos. La mineralización se manifiesta rellenando espacios abiertos en vetillas, amígdalas e intersticios, y reemplazando minerales preexistentes.

Los minerales de mena incluyen sulfuros de cobre que fueron afectados por un enriquecimiento secundario moderado caracterizado por sulfuros de cobre secundarios, covelina y calcosina específicamente. Mientras que los minerales de ganga corresponden a magnetita parcialmente reemplazada a hematita, clorita, calcita y cuarzo (Fig 3.11 A y B).

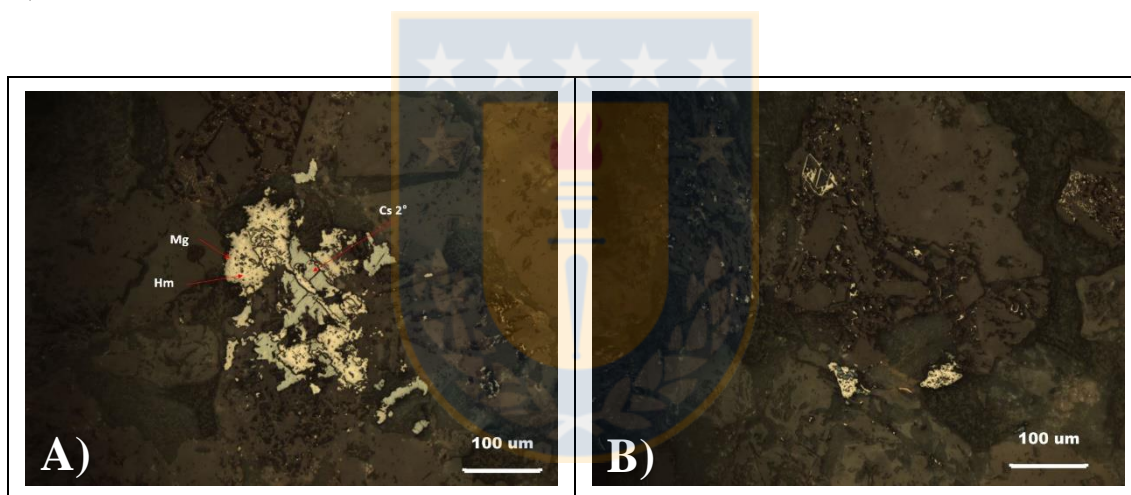


Figura 3.11: Mineralización mina La Cocinera: A) Enriquecimiento secundario de cobre. Luz incidente NP, aumento 50x10. B) Mineralización rellenando poros de la matriz y parcialmente como reemplazo.

Es complejo distinguir los sulfuros primarios de cobre debido al enriquecimiento secundario de cobre que sufren estos minerales. Sin embargo, se presume en base a algunas propiedades ópticas que se trate de calcosina y bornita primaria. Asimismo, los sulfuros de cobre secundarios son fácilmente reconocibles y corresponden a covelina y calcosina secundaria que reemplazan sulfuros primarios a través de fracturas. Los sulfuros enriquecidos tienen formas subhedrales a anhedrales y se encuentran estrechamente asociados a los óxidos de hierro magnetita y hematita. Sin embargo, en base a las relaciones texturales se deduce que la mineralización de magnetita fue anterior o

singenética al desarrollo de sulfuros de cobre, y posterior a ello se produjo el enriquecimiento de cobre en diferentes condiciones de formación.

A diferencia de la mina La Cocinera, aquí se identifica mineralización oxidada de cobre. Los minerales más abundantes corresponden a malaquita y menor cantidad a crisocola. Asimismo, se identifican sulfatos de cobre verde azules como langita.

3.1.2 Sistema Cobriza-Resguardo.

En la porción central del distrito minero Quitacura, a 2 km al sur del sistema La Cocinera se reconoció una serie de minas que fueron agrupadas en el sistema Cobriza-Resguardo (Fig. 3.12).

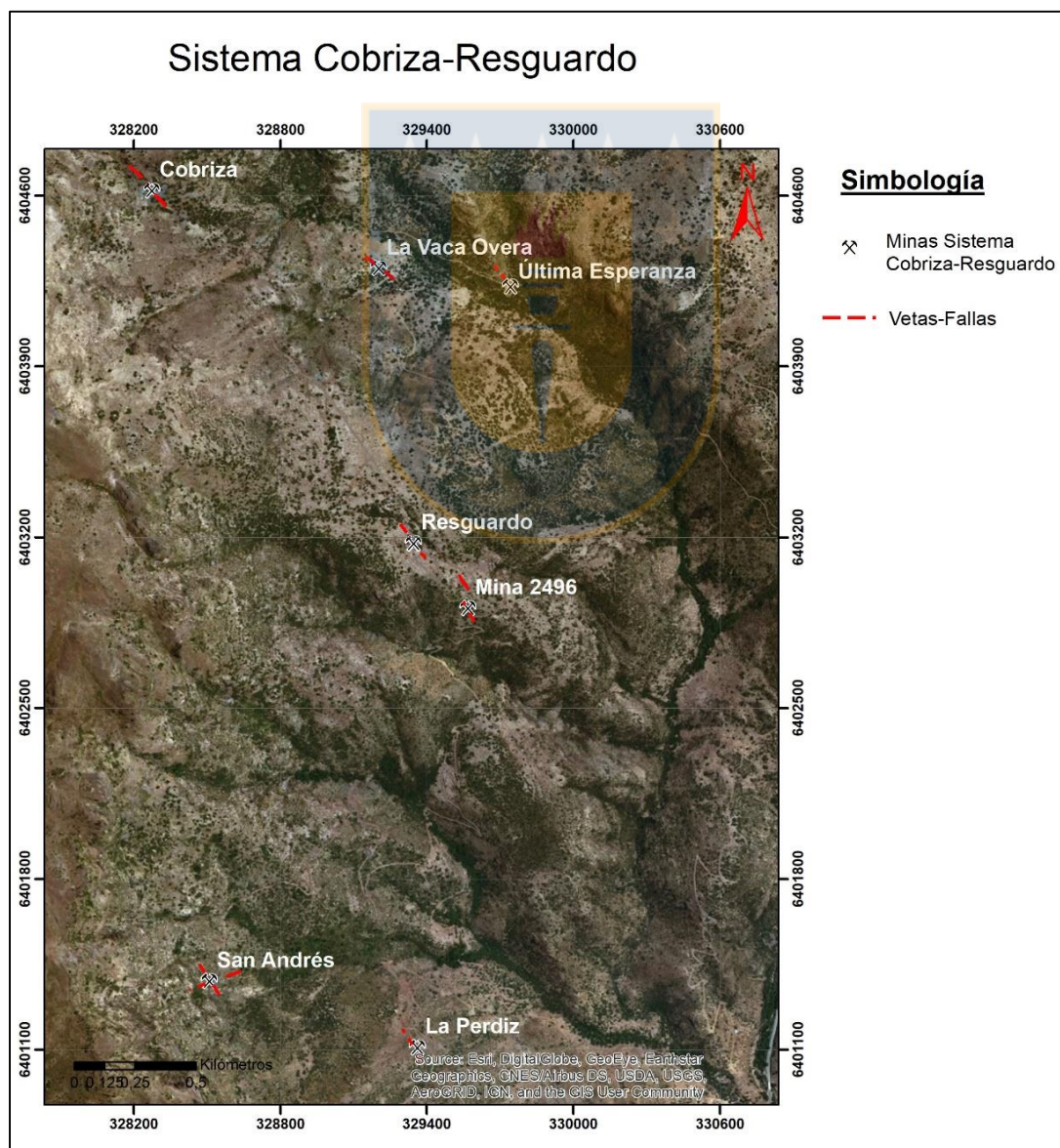


Figura 3.12: Sistema Cobriza-Resguardo. Distribución vetas-fallas observadas en el sistema.

En este sistema se incluyeron un total de siete minas dedicadas principalmente a la extracción de cobre en forma de sulfuros y oxidados. La mina Cobriza es la única mina del sistema que se encuentra actualmente en funcionamiento, mientras que las otras se encuentran en estado de inactividad o abandono.

La forma de mineralización corresponde a vetas con porciones mineralizadas o clavos y zonas estériles dentro de la misma veta, es decir, vetas “tipo rosario” como las descritas en el Sistema La Cocinera. A diferencia del sistema estructural que controla la mineralización en el Sistema La Cocinera, las estructuras y lineamientos observados en estos yacimientos tienen una dirección preferencial WNW-NW.

3.1.2.1 Mina Cobriza

A. Litología y control estructural.

La roca encajante observada en este depósito corresponde a brechas volcánicas de composición andesítica a andesítica basáltica de grano grueso con clastos angulosos a subredondeados, tamaño promedio de 5 cm en su eje mayor y 3 cm en su eje menor (Fig. 3.13 B). Los clastos poseen la misma composición de la matriz, pero con diferente grado de alteración debido a los diferentes grados de permeabilidad de la roca, siendo más permeable en la matriz de la brecha y por ende más susceptible a la alteración y consecuente mineralización.



Figura 3.13: Mina Cobriza: A) Boca-mina en la que se pueden distinguir la roca caja y un intenso vetilleo con orientación preferencial NW. B) Afloramiento de brechas volcánicas presentes en mina Cobriza, se detallan las formas angulosas y subredondeadas de los clastos.

Tanto los clastos como la matriz poseen fenocristales fácilmente observables en muestra de mano, sin embargo, solo se pudieron distinguir fenocristales de plagioclasa (Fig. 4.14).

En secciones transparentes de la roca brechosa, se reconocieron fenocristales de plagioclasa con formas subhedrales y tamaño promedio de 1 mm. Asimismo se identifican formas poligonales de formas cuadradas a subredondeadas que podrían corresponder a minerales ferromagnesianos; olivinos específicamente, sin embargo, el mineral se encuentra completamente reemplazado por minerales secundarios por lo que no es posible precisar su composición original.

La mineralización se encuentra fuertemente controlada por estructuras de dirección NW que se manifiestan en estructuras mineralizadas con la misma dirección del lineamiento principal (Fig. 3.13 A).

B. Mineralogía de alteración.

La alteración que afecta a las rocas volcánicas de Cobriza es de una intensidad débil a moderada, pero que se intensifica en las cercanías de los cuerpos mineralizados.

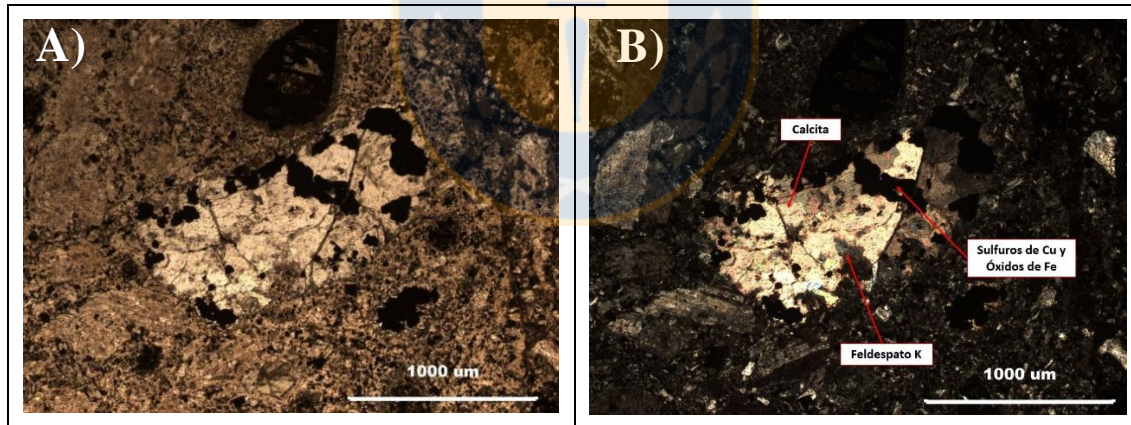


Figura 3.14: Alteración mina Cobriza: A) Reemplazo de plagioclasa original por asociación mineral secundaria calcita-sericita-opacos. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Detalle a nicols cruzados de diferentes grados de alteración de cristales primarios. Luz transmitida NC, aumento 5x10.

En rocas muestreadas en el frente mineralizado se identificó que un 90% de los fenocristales de plagioclasa se encuentran intensamente reemplazados a arcillas, clorita, smectita y localmente a sericita, calcita y opacos, mientras que los bordes del cristal se encuentran reemplazados a albita y feldespato potásico (Fig. 3.14 A). Sin embargo, el otro 10% de fenocristales se encuentran fracturados y completamente pseudomorfizados

por calcita, clorita, localmente epidota y minerales opacos que a veces definen un borde en torno al cristal, pero también se identifican diseminados dentro de este. Además, se reconocen fenocristales de menor tamaño que los cristales de plagioclasa, estos granos se encuentran completamente reemplazados a clorita y localmente opacos y calcita, pero a pesar de la intensa alteración se observa fracturamiento característico de olivinos. Asimismo, se reconoce intensa cloritización de la masa fundamental que rodea los fenocristales, el reemplazo clorítico se ve asociado además a abundantes opacos finos en intersticios.

Estas rocas son cortadas por una cantidad importante de vetillas. Las que tienen formas pseudorectilíneas, bordes definidos y no se reconoce halo. Sin embargo, el relleno mineral de estos espacios abiertos presenta una secuencia clara y repetitiva desde el centro hacia afuera: abundante calcita (90%) con menor sericita asociada (1%), sulfuros de cobre (6%) y bordes de feldespato potásico (3%), adularia específicamente. Estos bordes de adularia son evidentes en secciones transparentes caracterizado por cristales con formas rómbicas y angulosas, mientras que en muestra de mano presentan una tonalidad rosada pálida característica y habito prismático típico de feldespato (Fig. 3.15 A y B).

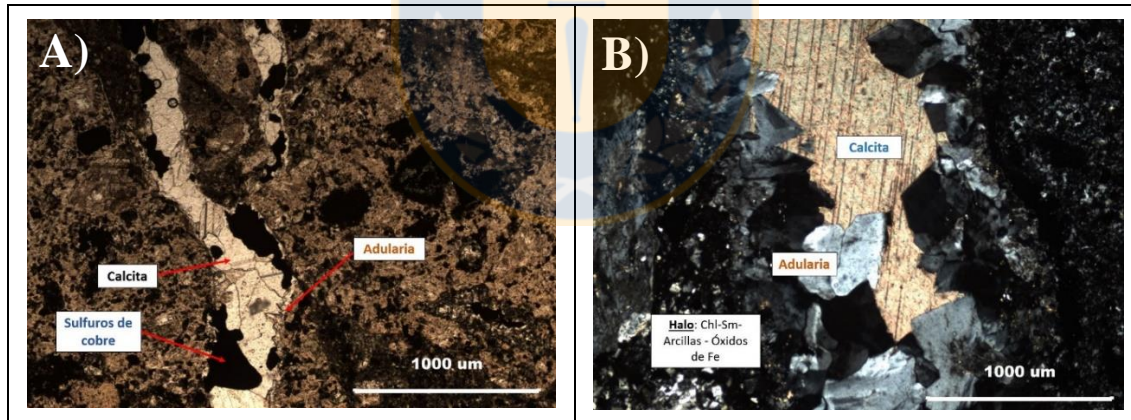


Figura 3.15: Alteración hidrotermal mina Cobriza: A) Vetillas calcita-adularia-sulfuros de cobre \pm sericita. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Detalle cristal de adularia con cristales rómbicos característicos. Luz transmitida NC, aumento 5x10.

C. Mineralogía de mena y ganga.

La mineralización corresponde principalmente a sulfuros de cobre y hierro, plata subordinada; asociada a los minerales de cobre, y localmente oxidados de cobre desarrollados en condiciones supérgenas.

Las vetas representan el mecanismo de mineralización más abundante y evidente desarrollado en Cobriza. Estas vetas tienen una corrida aproximada de 150 m,

profundidad estimada de 50 m, potencia promedio de 30 cm y dirección preferencial NW. No se identifica un halo de alteración definido, sin embargo, se reconoce una marcada limonitización y argilización en torno a las vetas. Asimismo, los minerales de ganga que acompañan la mineralización de cobre en vetas y vetillas, corresponde a calcita, feldespato potásico (adularia) y menores cantidades de cuarzo (Fig. 3.16 A y B, Fig. 3.17).

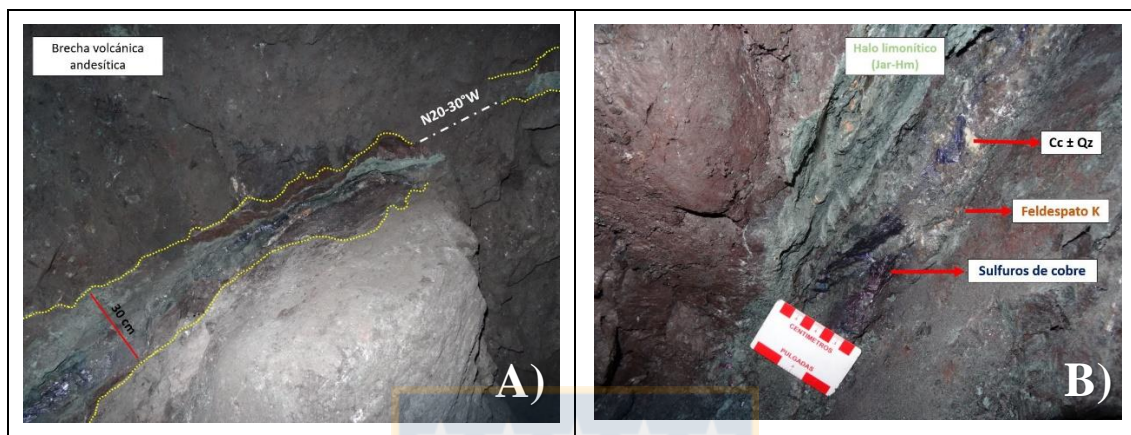


Figura 3.16: Mineralización en vetas mina Cobriza: A) Veta de dirección NW y mineralización de cobre. B) Detalle de mineralización de sulfuros de cobre y ganga que acompaña la mineralización.

Las observaciones petro-calcográfica permiten acotar los diferentes estilos de mineralización. Se identifica entonces, relleno de poros de la masa fundamental de lavas, reemplazo de cristales preexistentes formadores de roca, relleno de espacios abiertos; específicamente vetillas y localmente amígdalas.

Las vetillas y vetas (Fig. 3.16 A y B) incluyen sulfuros de cobre primarios, específicamente bornita, parcialmente oxidada, con calcosina hipógena exsuelta exhibiendo típica textura mirmequítica (Fig. 3.18 A). También se reconoce bornita y calcosina reemplazando minerales formadores de roca; plagioclasa exclusivamente, que además se encuentran estrechamente asociados a óxidos de hierro que corresponden a magnetita parcialmente martitizada y localmente relictos de pirita en bornita (Fig 3.18 B).

Se reconoce específicamente que la mineralización como reemplazo de minerales preexistentes y relleno de oquedades en matriz de la roca, sufre un enriquecimiento secundario incipiente de los sulfuros primarios, en zonas de borde y fracturas generando covelina y calcosina secundaria.

Es interesante notar que existen marcadas asociaciones de minerales de mena y ganga. Como anteriormente se indicó, dentro de la mineralización diseminada es posible

reconocer sulfuros de cobre y hierro hipógenos como la asociación de bornita exsuelta en calcosina y bornita monomineral, esta última mena se encuentra estrechamente relacionada con magnetita secundaria.



Figura 3.17: Muestra de veta mineralizada mina Cobriza. Bn (bornita), Cs (calcosina) y Cc (calcita).

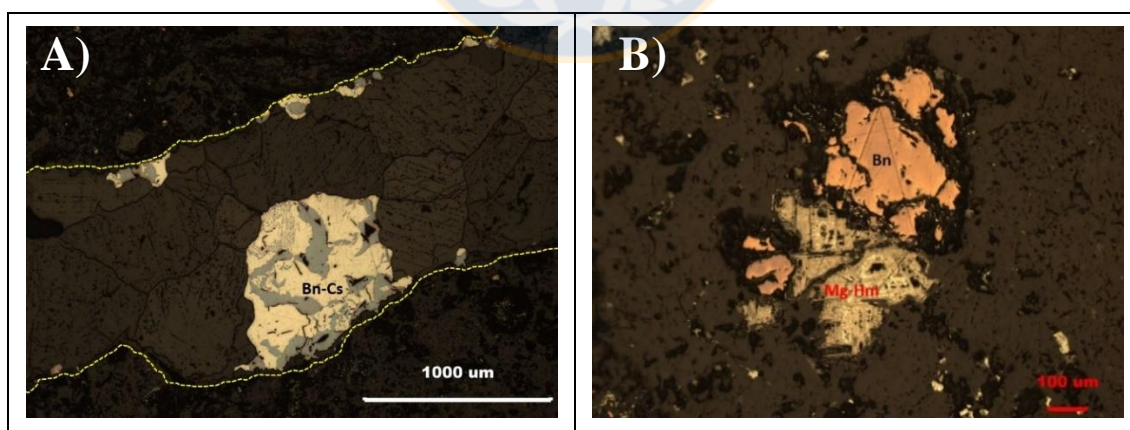


Figura 3.18: Mineralización mina Cobriza: A) Relleno de sulfuros de cobre en vetilla de calcita y menor adularia en bordes. Luz incidente NP, aumento 5x10. B) Detalle de mineralización de sulfuros de cobre y óxidos de hierro reemplazando parte de fenocristal formador de roca. Luz incidente NP, aumento 50x10.

Lo anterior permite entonces, sugerir que evidentemente existe una disminución de temperatura en el fluido mineralizante que permitió la exsolución de calcosina en

bornita, a partir de una bornita generada en condiciones de mayor temperatura asociada también a la mineralización de magnetita.

En Cobriza, la mineralización supérgena tiene poco desarrollo, se identifica principalmente malaquita y pátinas negruzcas diseminadas sobre la roca mineralizada que se definió como hidróxidos de manganesos sin identificarse la presencia de cobre.

3.1.2.2 Mina Resguardo.

A. Litología y control estructural.

Las rocas que afloran en el yacimiento corresponden a brechas volcánicas que se encuentran en contacto con cuerpos andesíticos porfíricos correspondientes a “ocoítas” amigdaloidales (Fig. 3.19 A).



Figura 3.19: Mina Resguardo: A) Relación de contacto brechas volcánica y ocoítas. B) Nivel superior de la mina, se observa vetillas paralelas a la falla maestra NW.

Las brechas son similares a las observadas en las rocas aflorantes en los depósitos identificados en las minas La Cocinera y Cobriza. En superficie fresca presenta una tonalidad marrón oscura, y en el área cercana al yacimiento revelan tonalidades verdosas y rojizas producto de la alteración hidrotermal. Litológicamente se caracterizan por una abundante matriz volcánica con fenocristales de textura porfídica a localmente glomeroporfídica de plagioclasa, olivinos y otros minerales ferromagnesianos que no pueden ser precisados debido a la intensa alteración. La masa fundamental que engloba estos fenocristales, corresponde a microlitos de plagioclasa y ferromagnesianos con textura intergranular e intensamente alterados, los intersticios entre los microlitos se encuentran intensamente reemplazados por minerales secundarios que originalmente

puede haberse tratado de vidrio volcánico. Asimismo, abundan los minerales opacos tanto en la masa fundamental rellenando los intersticios y como reemplazo de cristales formadores de roca, particularmente ferromagnesianos.

Se observaron al menos dos estructuras principales paralelos que corresponden a vetas-fallas de dirección N40°W/80°NE, que cortan las brechas volcánicas y habrían permitido la circulación de fluidos hidrotermales que permitieron la alteración y mineralización en el yacimiento (Fig. 3.19 A y B). Asimismo, se identificó localmente la presencia de cuerpos hipabisales andesíticos que habrían utilizado los mismos canales anteriormente mencionados.

B. Mineralogía de alteración.

Tanto las brechas volcánicas como los cuerpos ocoíticos evidencian una alteración hidrotermal moderada a intensa en las cercanías del yacimiento.

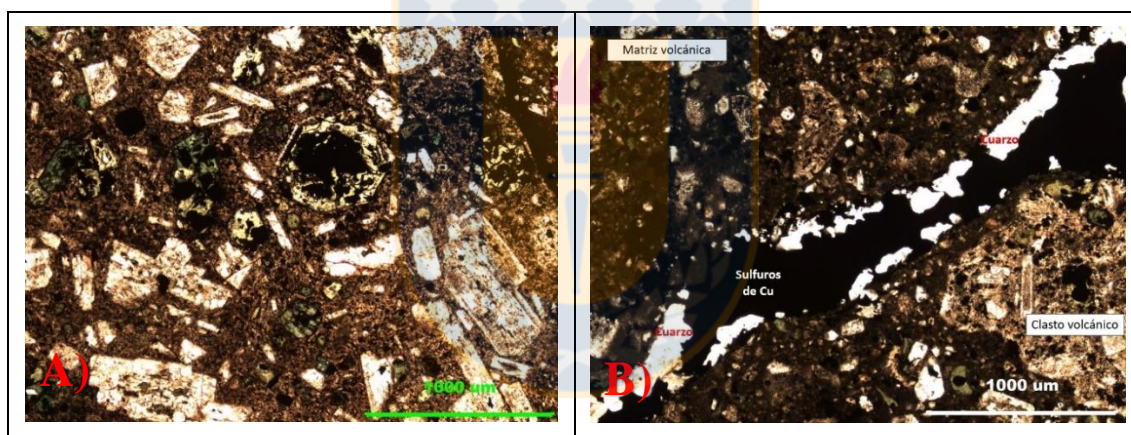


Figura 3.20: Alteración hidrotermal mina Resguardo: A) Cloritización y argilización en matriz de brecha volcánica. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Vetilla de cuarzo con sulfuros de cobre. Clasto y matriz de brecha volcánica con diferente grado de alteración. Luz transmitida NP, aumento 5x10.

En las brechas volcánicas moderadamente alteradas los cristales de plagioclasa se encuentran reemplazados en sus bordes por feldespato potásico y albita, arcillas diseminadas y localmente se reconoce minerales opacos. Los cristales de olivino se encuentran pseudomorfizados en su totalidad por clorita y minerales opacos (Fig. 4.20 A). Además, se identifican vetillas de cuarzo y menores vetillas de clorita, ambas asociadas a minerales de cobre (Fig. 3.20 B).

Las ocoítas por su lado, permiten ver mejor la alteración debido al mayor tamaño de cristales de plagioclasa. Estos cristales de plagioclasa se encuentran reemplazados a

feldespato potásico, albita, arcillas, clorita, smectita, calcita, menor sericita y opacos. Asimismo, estos cristales están cortados por vetillas estériles de cuarzo y carbonato. La masa fundamental presenta una alteración idéntica a los fenocristales.

Las amígdalas en las ocoítas se encuentran rellenas por feldespato potásico, cuarzo y escasos sulfuros de cobre.

En la veta mineralizada, se reconocen abundante cuarzo, feldespato potásico (adularia), sulfuros de cobre y menores cantidades de calcita, limonitas y yeso. En algunos sectores el vetilleo es más intenso que brechiza hidrotermalmente la brecha volcánica.

Estos sectores con una intensidad mayor de alteración, muestran una estrecha relación de cuarzo, calcita, adularia y sulfuros de cobre rellendo espacios de la brecha hidrotermal (Fig. 3.21 A y B.).

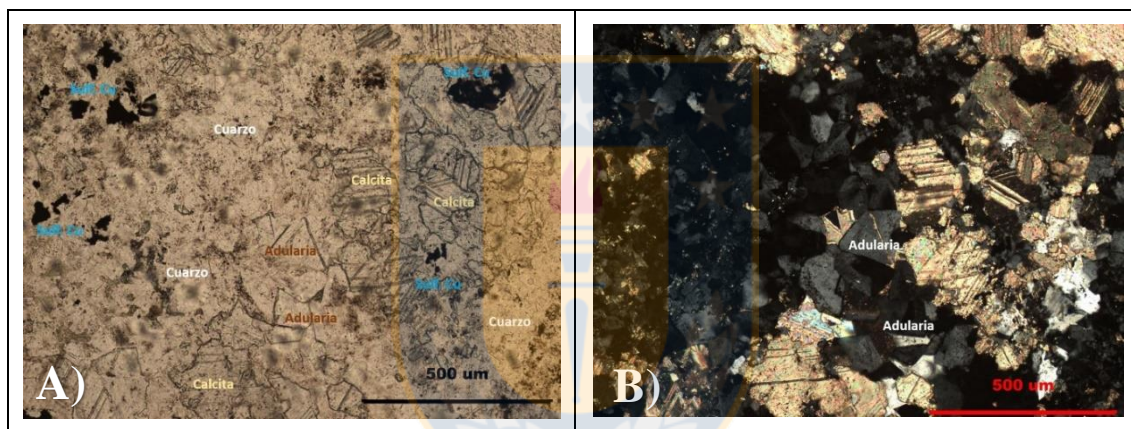


Figura 3.21: Alteración brecha hidrotermal mina resguardo: Detalle de asociación mineral asociado a mineralización en matriz de brecha hidrotermal. Luz transmitida NP y NC, aumento 10x10.

Se identificaron relaciones de cortes entre vetillas. Vetillas de cuarzo cortando vetillas de clorita. Sin embargo, se sugiere no separar como dos eventos de alteración distintos debido al carácter puntual de la relación de corte, y que ambos forman parte de la ganga en vetillas de las mismas fases minerales de mena.

C. Mineralogía de mena y ganga.

La mineralización corresponde a sulfuros y oxidados de cobre, rellendo espacios abiertos y reemplazando minerales preexites. La mineralización se observó en vetillas, relleno de amígdalas, diseminada y localmente acumulada.

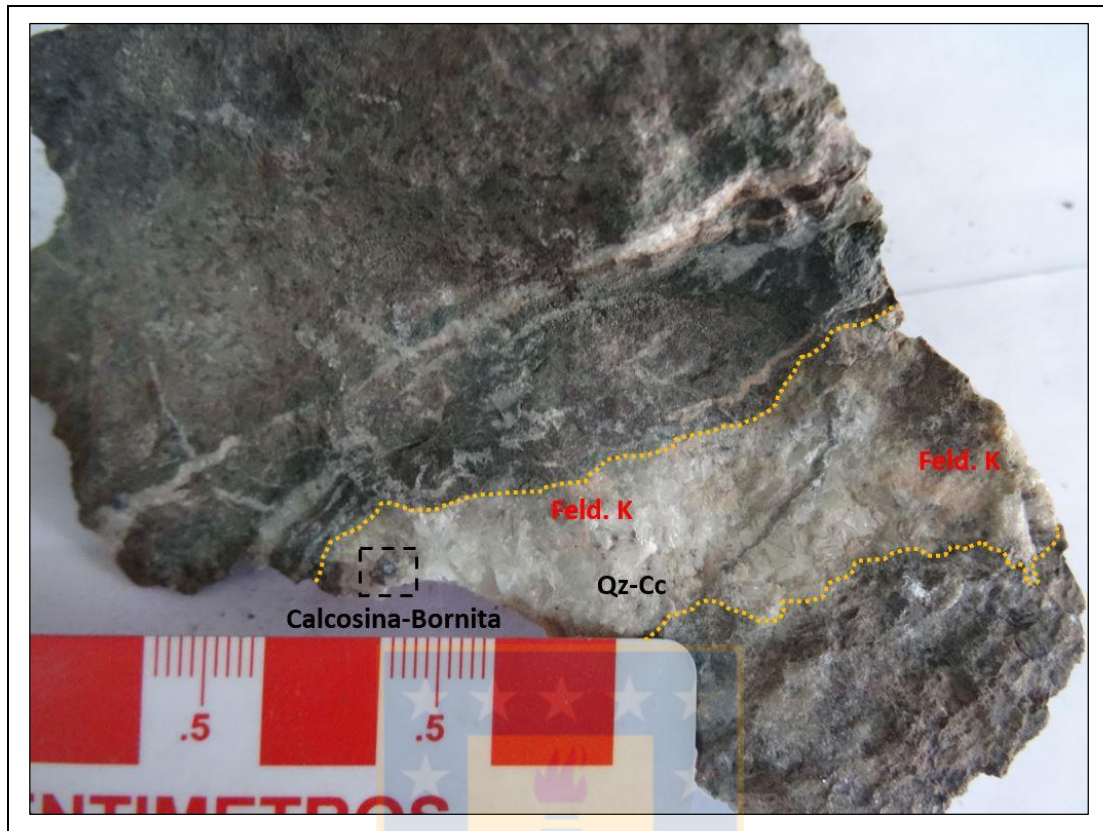


Figura 3.22: Brecha volcánica mineralizada mina Resguardo: Vetilla cuarzo-feldespatu potásico-sulfuros de cobre \pm calcita.

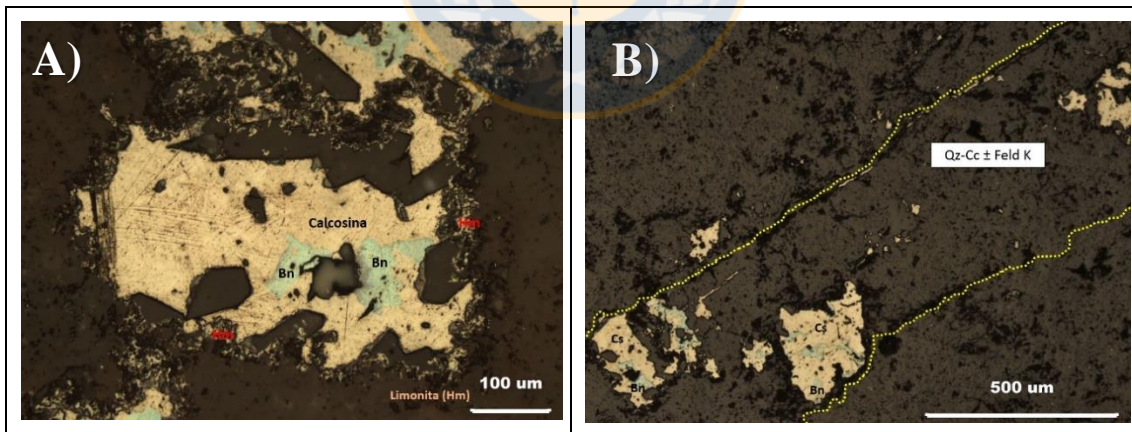


Figura 3.23: Mineralización mina Resguardo: A) Reemplazo hipógeno de bornita por calcosina, bordes de hematita primaria en borde de sulfuros. Luz reflejada NP, aumento 20x10. B) Vetillas mineralizadas con sulfuros de cobre primarios. Luz reflejada NP, aumento 10x10.

La mineralización se presenta principalmente en vetillas (Fig. 3.22). Estas vetillas tienen formas pseudorectilíneas a rectas, bordes difusos y no presentan halo definido. La mineralización hipógena en estas vetillas incluye la asociación bornita-calcosina (Fig.

3.23 A y B), mientras que la ganga corresponde a hematita en bordes de sulfuros y relictos de pirita inmersos en los sulfuros, además de cuarzo, clorita, adularia y menor presencia de calcita.

Existe un enriquecimiento secundario incipiente de los sulfuros primarios por covelina y calcosina secundaria. Este enriquecimiento estaría asociado a un evento supérgeno que incluye una limonitización de sulfuros y óxidos, y la precipitación de yeso en vetillas.

3.1.2.3 Mina La Vaca Overa, Última Esperanza y La Perdiz.

Las minas La Vaca Overa, Última Esperanza y La Perdiz fueron agrupadas debido a que son yacimientos con trabajos de explotación menores, que se encuentran en estado de abandono debido a las bajas expectativas mineras de faenas anteriores. Asimismo, existen patrones geológicos comunes para las tres minas.

A. Litología y control estructural.

La roca hospedante de la mineralización en estos yacimientos corresponde a andesitas basálticas porfíricas amigdaloidales, definidas informalmente como “ocoítas”, y en menor medida andesitas porfíricas amigdaloidales y diques andesíticos (Fig. 3.24 A y B). Las ocoítas poseen una tonalidad marrón oscura en superficie fresca, y verde agua, y burdeo en superficie alterada. Macroscópicamente es posible distinguir gruesos cristales de plagioclasa en una matriz intensamente alterada. Estas ocoítas se encuentran particularmente fracturadas, lo que ha provocado la meteorización de la roca, por lo que se disgrega fácilmente.



Figura 3.24: A) Detalle de ocoítas, roca caja mina Vaca Overa. B) Contacto entre ocoítas y dique andesítico mina Última Esperanza.

El análisis microscópico de ocoítas permitió identificar fenocristales con textura porfídica a glomeroporfídica de plagioclasa subhedrales con tamaños mayores a 2 cm y cristales euhedrales a subhedrales de olivinos intensamente alterados de menor tamaño. La masa fundamental está compuesta por la misma asociación de fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos.

Las estructuras principales que controlarían la mineralización en cada una de las tres minas se resumen en la tabla 3.1. En la Vaca Overa se analizó uno de los planos de falla que afloran en el distrito Quitacura (Fig 3.25. A). En este plano se midió una dirección de N50°W y un manteo de 85°NE, asimismo, se identificaron estrías de falla y escalones. El comportamiento de los indicadores cinemáticos recién descritos permitió definir una falla de rumbo con movimiento sinestral.

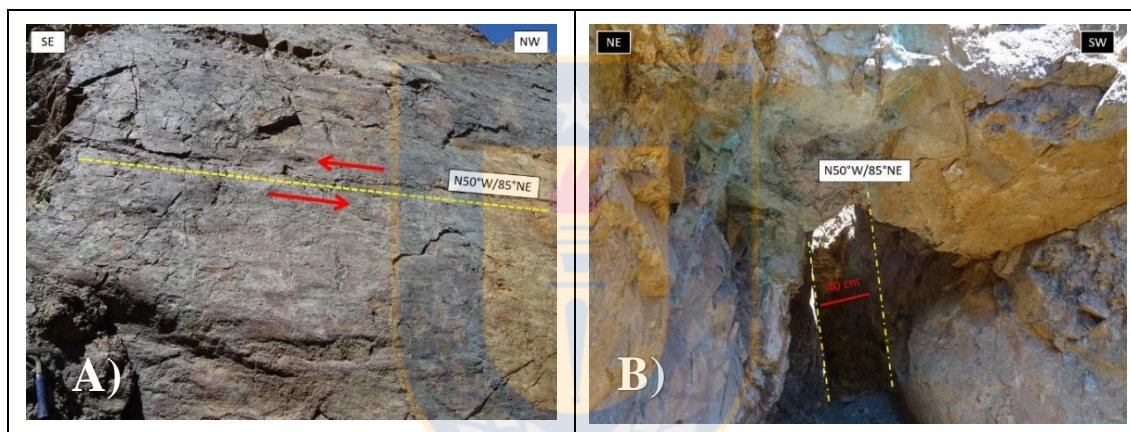


Figura 3.25: Estructuras mina Vaca Overa. A) Plano de falla de rumbo sinestral con escalones y estrías de falla. B) Veta-falla con relleno de minerales oxidados de cobre y limonitas.

Tabla 3.1: Estructuras principales observadas en mina La Vaca Overa, Última Esperanza y La Perdiz.

Mina	Estructura	Dirección	Relación/mineralización
La Vaca Overa	Veta-falla de rumbo	N50°W/80°NE	Controla
Última Esperanza	Veta-falla	N10°W/60°NE	Controla
La Perdiz	Veta-falla	N15°W/90°	Controla

En estas minas, Lagno (2009), identificó bajas leyes de cobre, vetas de poca continuidad y una perspectiva de recursos resulto negativa. Sin embargo, su estudio, permite identificar claramente las estructuras que canalizan los fluidos responsables de la mineralización que pueden ser extrapoladas a los yacimientos Cobriza y Resguardo, definiendo claramente un lineamiento de dirección NNW-NW. Además, el movimiento

en el rumbo registrado en un plano de falla bien desarrollado en Vaca Overa arrojaría luces del comportamiento de las fallas que controlarían la mineralización en el Sistema Cobriza-Resguardo.

B. Mineralogía de alteración.

En las ocoítas los fenocristales de plagioclasa se encuentran zonados e intensamente alterados a calcita, feldespato potásico, albita, clorita, smectita, y menor sericita, en este caso no se observan minerales opacos como reemplazo. Los fenocristales de olivino se encuentran fracturados y reemplazados por clorita y opacos. La masa fundamental presenta una alteración similar a los fenocristales de estas rocas con intersticios reemplazados por clorita, smectita, arcillas, opacos y menores cantidades de epidota. Se observa reemplazo moderado de arcillas sobre la mineralogía anteriormente descrita.

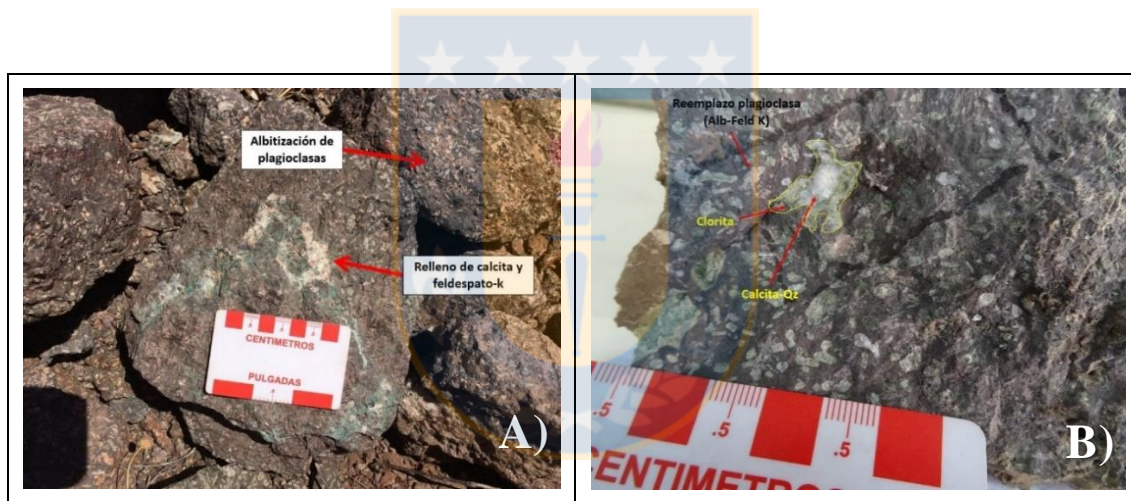


Figura 3.26: A) Mina La Perdiz. Vetillas sinuosas de calcita, feldespato y oxidados de cobre, se identifica además albitización de plagioclasas. B) Mina Última esperanza. Relleno de amígdala.

Las ocoítas se caracterizan por presentar un abundante relleno de minerales secundarios en oquedades y amígdalas (Fig. 3.26 A y B). La paragénesis de relleno más abundante y reconocible fácilmente en muestra de mano y secciones transparentes, corresponde a calcita, clorita, cuarzo, acompañados en algunas ocasiones de feldespato potásico y minerales opacos. La asociación anterior puede variar, pero puede presentar la suite completa de los minerales descritos. Sin embargo, en secciones transparentes se pudo precisar un relleno hidrotermal complejo. Esta asociación desde fuera hacia adentro comienza con una asociación de cuarzo-calcita, seguido por una banda masiva de clorita-

smectita-opacos finos \pm calcita, mientras que el borde interno corresponde a cristales de epidota (Fig 3.27 A y B). En el centro de estas amígdalas se identifica cuarzo-calcita-minerales opacos.

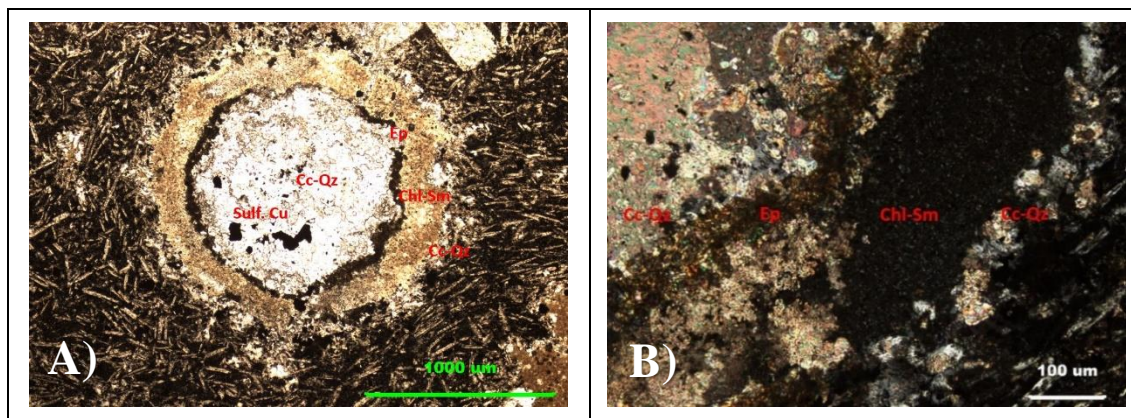


Figura 3.27 A) Relleno hidrotermal concéntrico de amígdalas. Luz transmitida NP, aumento 5x10
B) Detalle de relaciones de relleno en amígdalas. Luz transmitida NC, aumento 50x10.

Como se mencionó anteriormente también se reconoce relleno de minerales hidrotermales en vetillas. Este relleno corresponde principalmente a calcita, y menores cantidades de cuarzo, feldespato potásico y minerales opacos.

C. Mineralogía de mena y ganga.

El desarrollo de minerales de cobre ocurre principalmente en los paquetes volcánico ocoíticos rellenando amígdalas y poros de la roca volcánica. Asimismo, se identifican vetillas cortando la roca ocoítica en las zonas más cercanas a las vetas que controlarían el emplazamiento de la mineralización. Las vetillas mineralizadas tienen formas rectas, espesor promedio de 1 mm y bordes sin halo reconocible.

En las amígdalas se identificó intercrecimiento entre bornita y calcopirita (Fig. 3.28 A) junto a una ganga de magnetita, hematita, limonitas, cuarzo, calcita, epidota. De la misma forma, en vetillas se reconoció bornita con reemplazo hipógeno de calcosina (Fig.3.28 B).

La mineralogía de ganga que acompaña la mineralización de mena en vetillas corresponde principalmente a calcita (95%) y menores cantidades de cuarzo y feldespato potásico (5%).

Se identifica un evento supérgeno que trae consigo la limonitización de óxidos de hierro e incluye un enriquecimiento secundario de cobre, expresado en reemplazo de calcosina y covelina secundaria (Fig. 3.28 B).

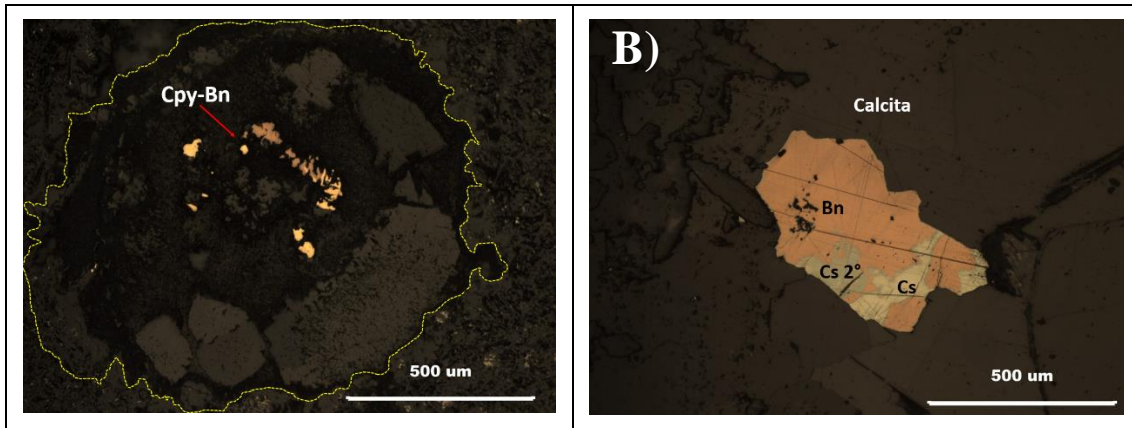


Figura 3.28: Mineralización mina Vaca Overa: A) Intercrecimiento calcopirita-bornita relleno de amígdala. Luz incidente NP, aumento 10x10. B) Vetilla de calcita con grano de bornita con reemplazo hipógeno de calcosina, y esta a su vez reemplazada por calcosina secundaria.

3.1.2.4 Mina 2496.

A. Litología y control estructural.

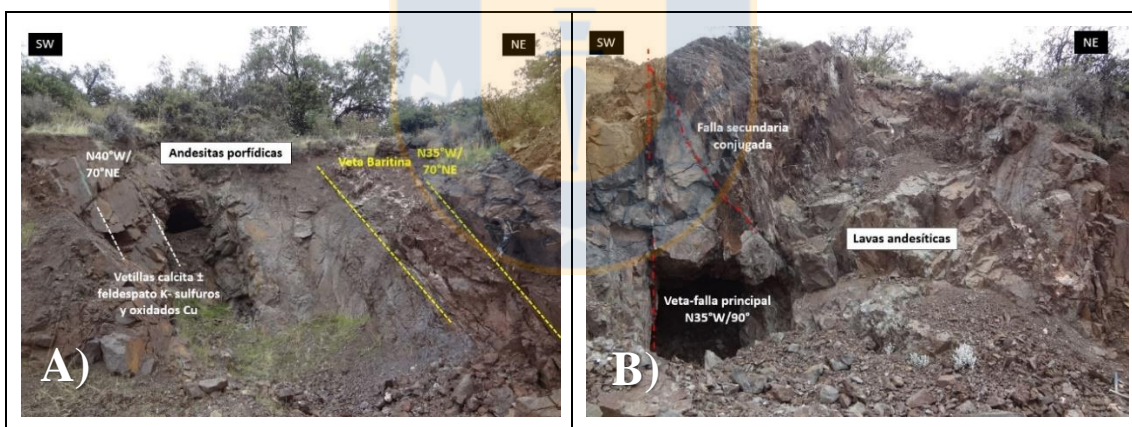


Figura 3.29: Mina 2496: A) Nivel inferior del yacimiento, se identifican dos vetas de similar orientación, pero diferente relleno mineral. B) Nivel superior del yacimiento, rocas volcánicas por estructura principal de dirección NW.

En la mina 2496, la roca caja del yacimiento corresponde a flujos volcánicos de andesita porfídica amigdaloidal. Los fenocristales que se reconoce son principalmente plagioclasas subhedrales a anhedrales alteradas, sin embargo, no se reconocen fenocristales de minerales ferromagnesianos. Asimismo, se identifican amígdalas bien redondeadas y rellenas por diferentes fases minerales (Fig. 3.31 A). La masa fundamental

tiene una composición idéntica a los fenocristales, incluyendo el relleno masivo de opacos finos en intersticios.

Las rocas volcánicas se encuentran intensamente fracturadas. Se observa al menos dos estructuras paralelas que corresponderían al lineamiento principal de dirección N30-40°W, ambas formarían parte una falla mayor que controlaría el desarrollo de la mineralización en el yacimiento y la deformación del macizo rocoso (Fig. 3.29 A y B).

B. Mineralogía de alteración.

La alteración en el yacimiento es intensa, debido probablemente al intenso fracturamiento reconocido en la mina. Los minerales de alteración que afectan a la roca volcánica corresponden principalmente a clorita relleno amígdalas e intersticios de la masa fundamental junto a menor cantidad de opacos y smectita. Las plagioclasas se encuentran reemplazadas por carbonato, arcillas, y menor sericita y clorita. Las arcillas reemplazan masivamente toda la roca otorgándole un evidente aspecto sucio.

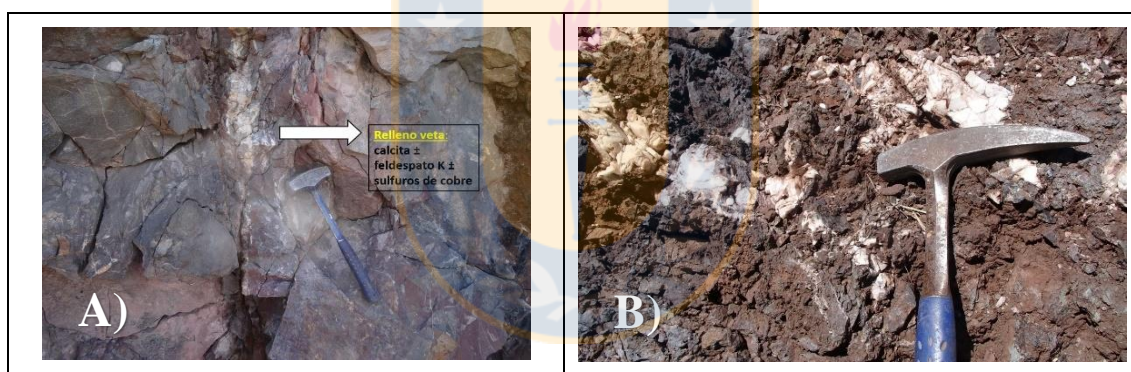


Figura 3.30: Mineralogía de alteración mina 2496: A) Detalle de veta-falla en nivel superior de mina con relleno de calcita-adularia y sulfuros de cobre. B) Relleno hidrotermal baritina masiva en vetillas.

Una serie de vetillas cortan la litología volcánica. Estas vetillas tienen formas sinuosas a pseudorectilíneas, no poseen halo definido y su espesor oscila entre 0,5 mm y 5 cm. El relleno hidrotermal de estas vetillas corresponde a una sutura de calcita con reemplazo arcilloso, opacos y menor cuarzo, hacia los bordes se identifica adularia (Fig. 3.30 A y 3.31 B).

Se reconoce un segundo tipo de vetillas con relleno masivo estéril de baritina. La baritina no se encuentra asociada directamente a ningún otro mineral de alteración.

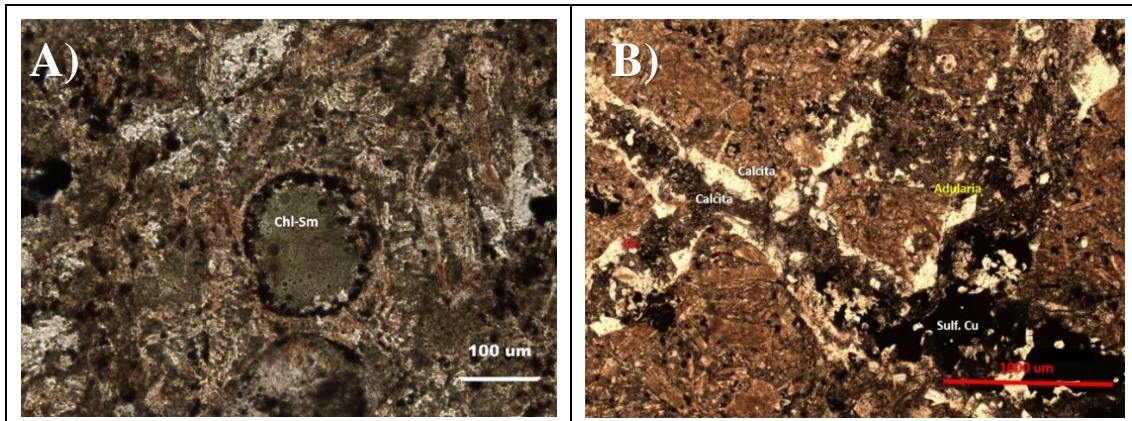


Figura 3.31: Alteración hidrotermal mina 2496: A) Cloritización pervasiva de la roca caja. Amígdala con relleno de clorita-smectita y borde opacitado. Luz transmitida NP, aumento 20x10. B) Vetillas mineralizadas. Luz transmitida NP, aumento 5x10.

C. Mineralogía de ganga y mena.

La mineralización en este yacimiento se concentra principalmente en el relleno de vetas y vetillas. En estas vetillas se identifica bornita primaria reemplazada por calcosina hipógena. La ganga que acompaña a los sulfuros primarios rellenando espacios abiertos en forma de vetilla, corresponde a magnetita martitizada, hematita, pirita relicta diseminada al interior de los sulfuros, calcita, cuarzo, adularia y limonitas (Fig. 3.31 B). En las amígdalas no se identificó mineralización de cobre, sin embargo, se reconoce precipitación de magnetita asociada al relleno de la asociación clorita-smectita (Fig. 3.32.A). Esta magnetita también se encuentra reemplazada a hematita.

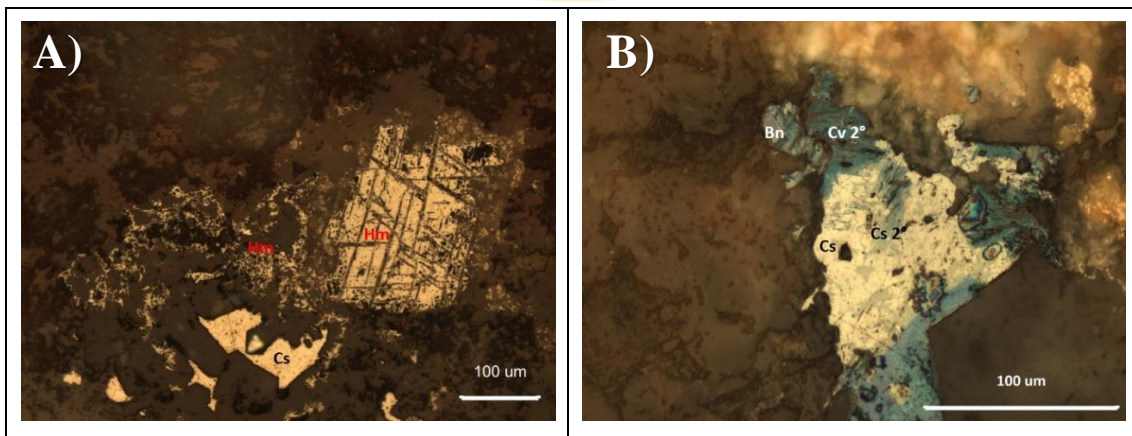


Figura 3.32: Mineralización mina 2496: A) Calcosina hipógena asociada a hematita especular. Luz incidente NP, aumento 20x10. B) Reemplazo secundario de sulfuros de cobre hipógenos. Luz incidente NP, aumento 50x10.

Existe un evento tardío que incluye un enriquecimiento secundario incipiente, esto se traduce en el reemplazo de sulfuros primarios por covelina y calcosina secundaria (Fig. 3.32 B).

3.1.2.5 Mina San Andrés.

A. Litología y control estructural.

Las rocas que afloran en la mina San Andrés corresponden principalmente a secuencias estratificadas de andesitas basálticas y en menor medida a cuerpos ocoíticos. La estratificación de los flujos andesíticos tienen una dirección de N60°W y un manto de 25° al SE. Estas rocas presentan un intenso diaclasado y fracturamiento paralelo a la estratificación (Fig. 3.33 A).

En superficie alterada, la roca presenta una intensa tonalidad verde petróleo y en superficie fresca marrón claro a oscuro. En muestra de mano, se reconocen fenocristales de plagioclasa de un tamaño promedio de 0,4 mm y algunos minerales ferromagnesianos completamente alterados (Fig. 3.34 A y B).

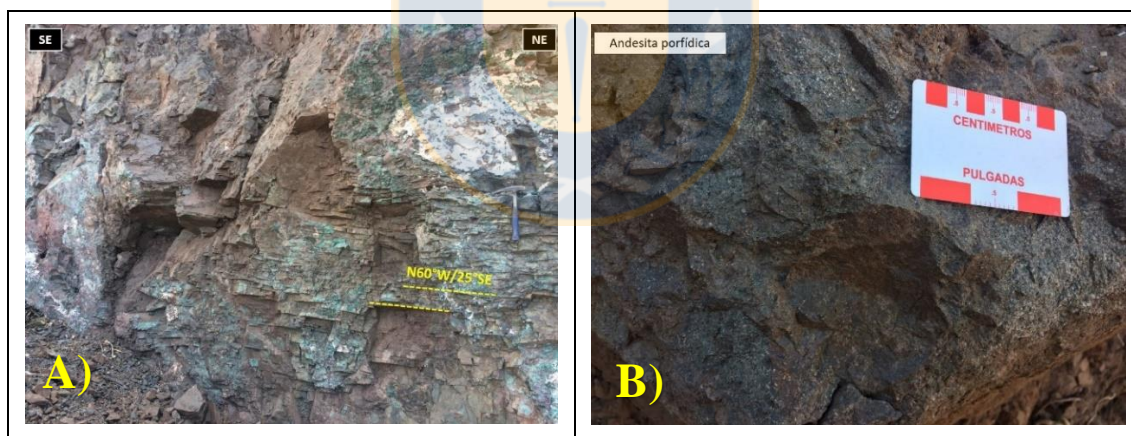


Figura 3.33: Mina San Andrés: A) Secuencia volcánica estratificada y fracturada. B) Detalle de secuencia volcánica hospedante de la mineralización.

En secciones transparentes se determina una masa fundamental con textura traquítica que se manifiesta en microlitos orientados con abundante relleno de minerales opacos finos en intersticios (Fig. 3.34 A). Los fenocristales corresponden a cristales de plagioclasas parcialmente alteradas y olivinos completamente pseudomorfizados por minerales secundarios.

Las lavas andesítico basálticas se encuentran intensamente diaclasadas y fracturadas en sentido paralelo a la estratificación debido a un intenso cizalle entre capas. La estructura maestra que corta estas secuencias estratificadas y controla el emplazamiento de los fluidos hidrotermales, tiene una dirección N70°E y manteo vertical. Del mismo modo, se identifica un cruce de estructuras, con una falla subordinada de dirección N30°W/65°NE.

B. Mineralogía de alteración.

Las andesitas basálticas se encuentran moderadamente alteradas. Se reconoce un reemplazo de arcillas, y menor calcita-clorita que afecta a los fenocristales de plagioclasa. De la misma forma, los fenocristales de olivino se encuentran completamente pseudomorfizados por clorita, pero su forma aún es reconocible. La masa fundamental esta reemplazada en intersticios por clorita, arcillas, óxidos e hidróxidos de hierro. Los espacios abiertos se hallan rellenos por cantidades abundantes de calcita masiva, feldespato potásico y minerales opacos. La asociación anterior que se manifiesta en vetillas, brechiza la roca original cloritizada (Fig 3.34 B). En sectores distales de los cuerpos mineralizados, 200 m aproximadamente, se reconocen vetillas de cuarzo-feldespato potásico con la misma orientación del lineamiento principal que controla la mineralización en San Andrés (Fig. 3.35 A).

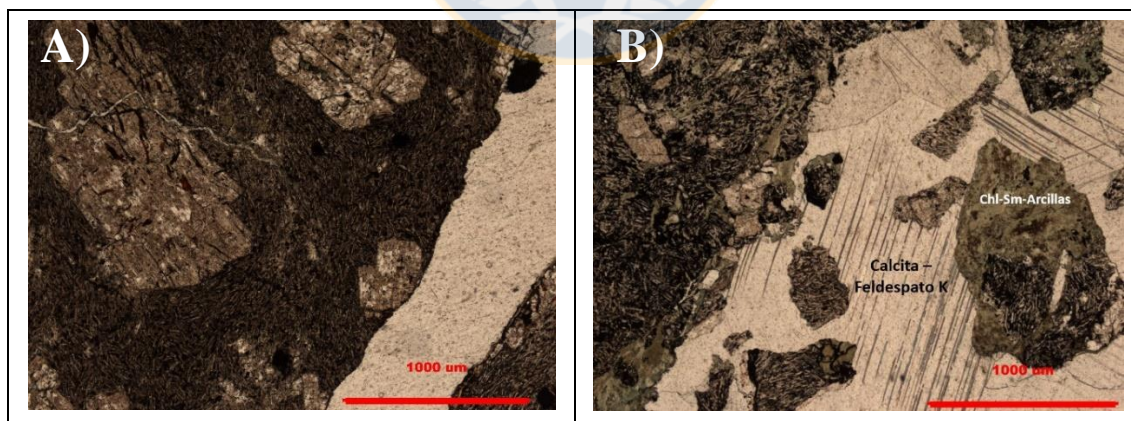


Figura 3.34: Alteración mina San Andrés: A) Reemplazo intenso de clorita y arcillas en andesita. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Vetilleo de calcita y feldespato-K. Luz transmitida NP, aumento 5x10.

Existe abundante reemplazo de baritina, este mineral se presenta diseminado y acumulado sobre las fases mineralizadas (Fig. 3.35 B).

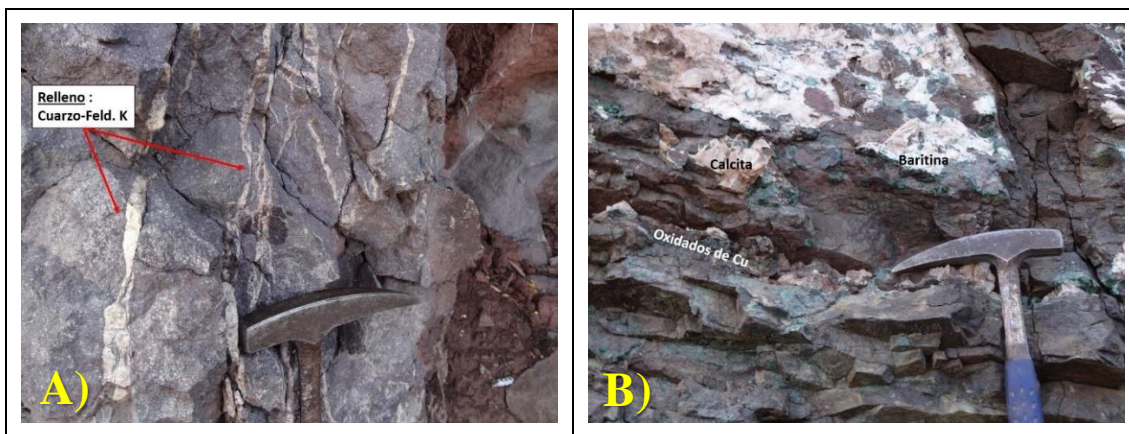


Figura 3.35: Alteración mina San Andrés: A) Vetilleo de cuarzo y feldespato potásico en zona distal al núcleo mineralizado. B) Reemplazo tardío de baritina. Calcita rellena fracturas paralelas a la estratificación.

C. Mineralogía de ganga y mena.

La mineralización en San Andrés se manifiesta relleno de espacios abiertos en niveles mantiformes paralelos a la estratificación y en vetillas que cortan las secuencias volcánicas.

La mineralogía hipógena corresponde a menores cantidades de bornita y abundante calcosina primaria. La ganga asociada a estos sulfuros de cobre corresponde principalmente a hematita, calcita, feldespato potásico, cuarzo y limonitas (jarosita-hematita).

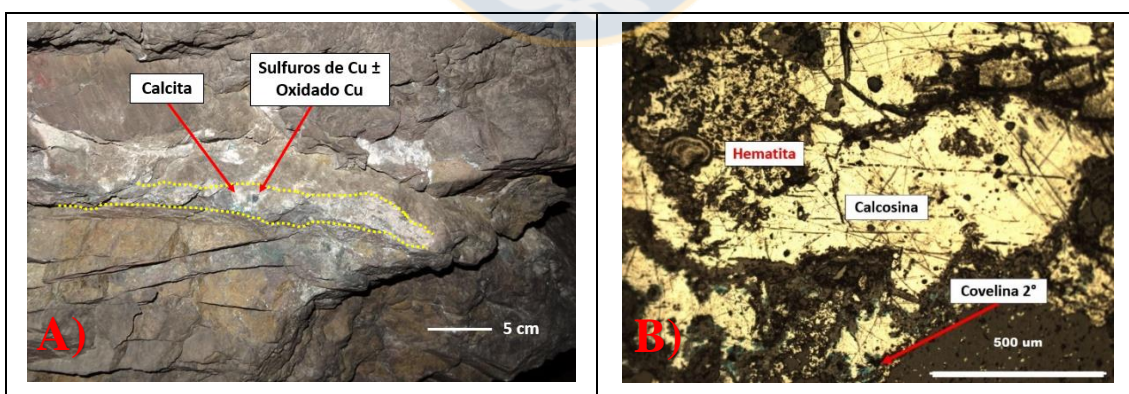


Fig 3.36: Mineralización mina San Andrés: A) Relleno de sulfuros en fracturas paralelas a la estratificación en labores subterráneas. B) Mineralización de sulfuros en vetas de calcita, cuarzo y menor feldespato-K. Luz incidente NP, aumento 10x10.

Se reconoce un evento supérgeno con desarrollo de malaquita principalmente y menor antlerita, además de enriquecimiento secundario reemplazando calcosina y bornita

hipógena por covelina y calcosina secundaria (Fig 3.36 B). La baritina se encuentra estrechamente asociada como ganga con los minerales oxidados de cobre.

3.1.3 Sistema Templo-Rosario.

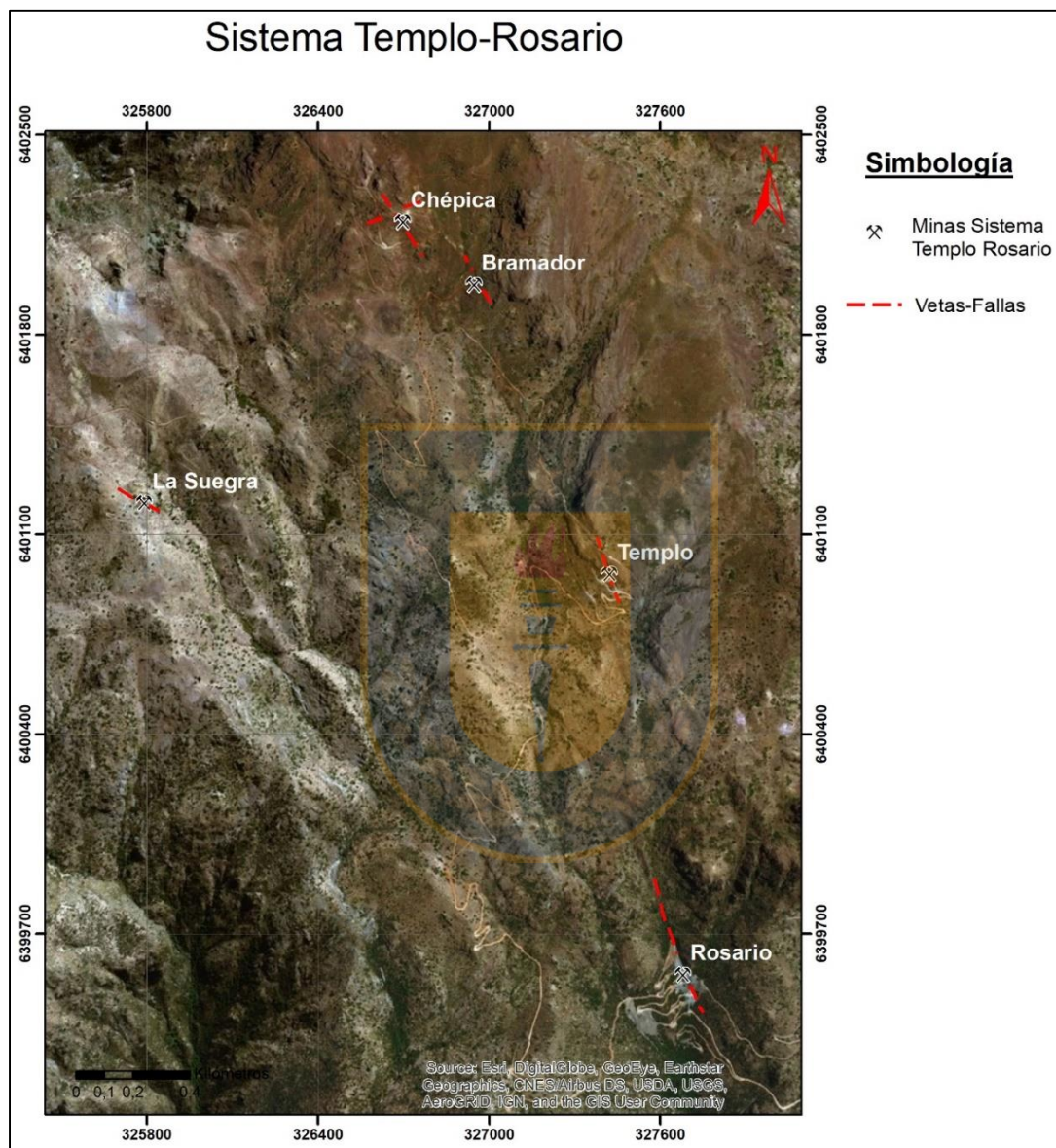


Figura 3.37: Sistema Templo-Rosario. Distribución vetas-fallas observadas en el sistema.

Este sistema se ubica en el cerro Potrero Alto, al sur oeste de los depósitos anteriormente descritos. Está compuesto por cinco yacimientos de cobre que estarían controlados por un sistema de falla de dirección NNW-NW (Fig. 3.37). Este lineamiento es evidente en imágenes satelitales del distrito y alcanzan una traza de falla de al menos 4000 m. Es importante mencionar además que los niveles mineralizados de cobre se

registran desde la cota 1200 partiendo en la mina Rosario hasta los 1800 m en la mina Chépica.

Presentan labores subterráneas, salvo la mina La Suegra que se explota a rajo abierto.

3.1.3.1 Mina Rosario y Templo.

Fueron agrupadas estas dos minas debido a las similitudes geológicas que poseen. Sin embargo, sólo mina Templo se encuentra en funcionamiento y por lo tanto se pudo tener acceso a los trabajos subterráneos. De la misma forma, Templo es la única mina del sistema que incluye mineralización de oro, específicamente entre la cota 1400 y 1700 m.

A. Litología y control estructural.

Tanto en Rosario como en Templo, la roca caja corresponde a secuencias de brechas volcánicas (Fig. 3.38 A) y localmente diques de composición andesítica.

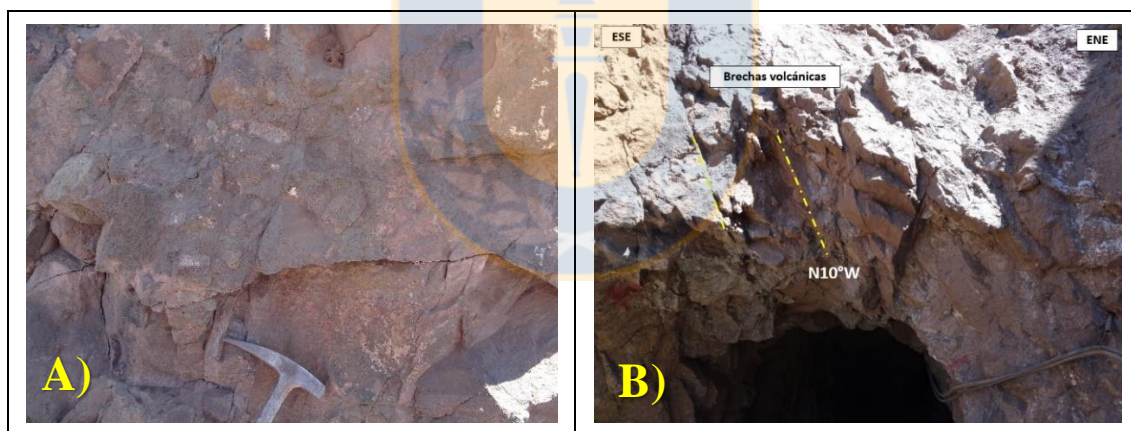


Figura 3.38: Mina Templo: A) Litología hospedante de la mineralización. B) Diaclasado NS-NNW paralelo a la estructura principal.

Las brechas volcánicas presentan clastos con formas subredondeadas a angulosas, que exponen diferentes grados de alteración, con mayor desarrollo en la matriz que en los clastos. Tanto los clastos como la matriz poseen fenocristales de plagioclasas subhedrales con tamaños máximo de 1 mm.

En Templo se observa el sistema estructural de mayor magnitud y continuidad en el distrito, que corresponde a dos fallas paralelas mayores de dirección N10°W/90°, que

controlan el emplazamiento de vetas con potencias máximas de 3 m. Actualmente se está trabajando la veta-falla ubicada al este del depósito (Fig. 3.40).

En Rosario se registra una falla principal de dirección N35°W/60°SW, por donde se emplazan los fluidos y se desarrolla una veta mineralizada de potencia 1,5-2m y fracturamiento paralelo.

B. Mineralogía de alteración.

En el depósito Templo se identifica una veta brechosa con abundantes cantidades de cuarzo, calcita, limonitas, menor sericita, specularita y arcillas, emplazada en brechas volcánicas con una intensa cloritización en las cercanías del yacimiento.

En secciones transparentes es posible observar claramente la brecha hidrotermal que incluye abundante precipitación de sílice como matriz, mientras que los clastos de la roca original se encuentran completamente alterados (Fig 3.39 A y B).

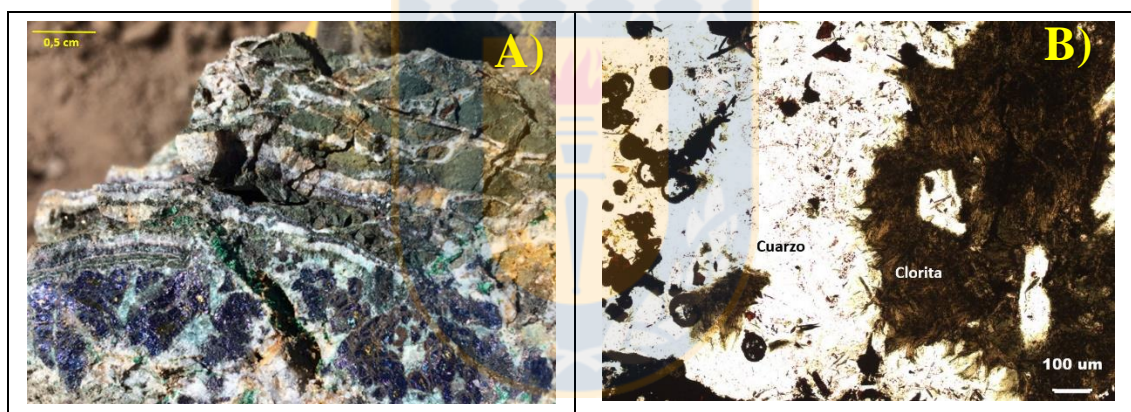


Figura 3.39: Alteración mina Templo: A) Brecha hidrotermal mineralizada. B) Sección transparente de brecha hidrotermal. Clastos completamente cloritizados. Luz transmitida NP, aumento 20x10.

En Rosario la situación es la misma, generación de brechas con textura de brechas hidrotermales que exhiben claramente la mineralogía de alteración en vetillas de aproximadamente 2 a 3 cm.

Se registra baritina masiva como vetillas masivas, en los alrededores del yacimiento. Sin embargo, estas vetillas tienen la misma dirección que la veta mineralizada principal.

C. Mineralogía de ganga y mena.

Como se mencionó anteriormente la mineralización se desarrolla asociada al relleno hidrotermal de la veta-falla de dirección NS-NNW, en las que se distinguen huinchas de sulfuros, acompañados de bandas subparalelas de calcita y cuarzo, como también brechización hidrotermal en la que precipitan sulfuros de cobre. Por lo tanto, la ganga que acompaña la mineralización corresponde a calcita, cuarzo, limonitas, menores cantidades de feldespatos potásico, sericita y especularita.

Los sulfuros primarios observados corresponden a calcopirita, bornita y menor calcosina (Fig 3.41 A y B), que presentan una secuencia de enriquecimiento en condiciones hipógenas que será detallada en el siguiente capítulo.

En Tempo el nivel oxidado está bien desarrollada y alcanza 12 m de profundidad, representado por una paragénesis que corresponde a malaquita, crisocola, *copper wad*, mientras que la ganga está definida por abundantes limonitas (jarosita-hematita), especularita y arcillas.

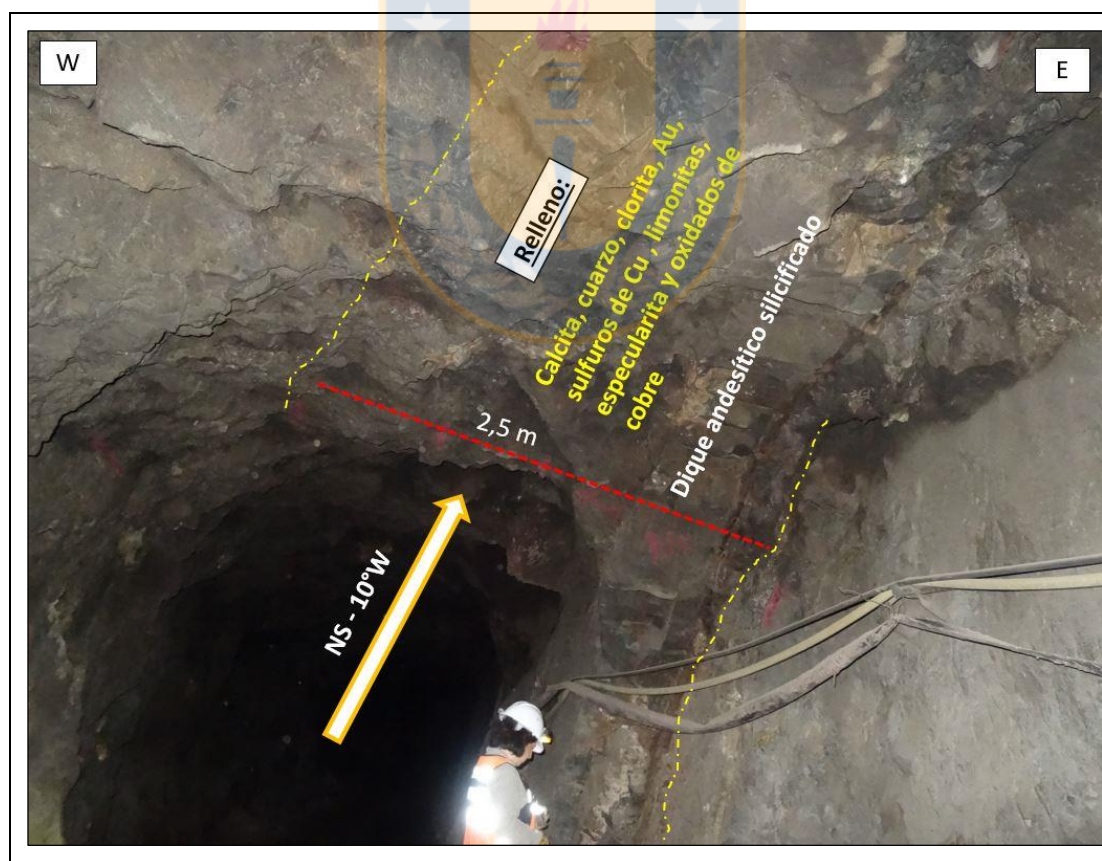


Figura 3.40: Mineralización Mina Tempo: Frente mineralizado asociado a veta principal de dirección NS-NNW. Detalle de dique posterior que utiliza el mismo canal que los fluidos mineralizantes.

En este nivel supérgeno, el enriquecimiento secundario tiene un mejor desarrollo que en los otros yacimientos del distrito Quitalcura. Se reconoce reemplazo de covelina y calcosina secundaria.

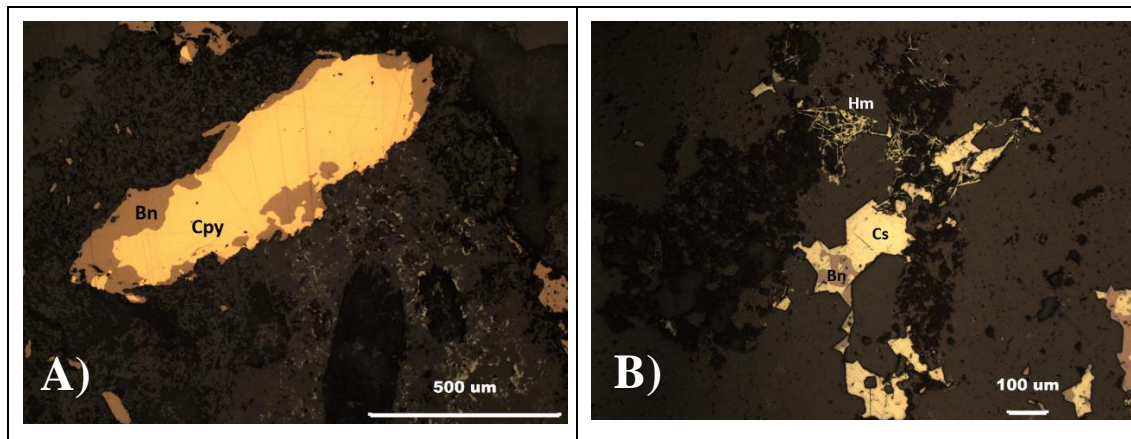


Figura 3.41: Mineralización Mina Templo: A) Reemplazo hipógeno de calcopirita por bornita. Luz incidente NP, aumento 10x10. B) Reemplazo hipógeno de calcosina por bornita. Hematita especular asociada. Luz incidente NP, aumento 20x10.

3.1.3.2 Mina Bramador y Chépica.

A. Litología y control estructural.

Tanto en la mina Chépica como Bramador la roca caja corresponde a niveles de brechas volcánicas andesíticas. Ambos yacimientos minerales pertenecen a la proyección de las estructuras observadas en Templo y Rosario (Tab. 3.2).

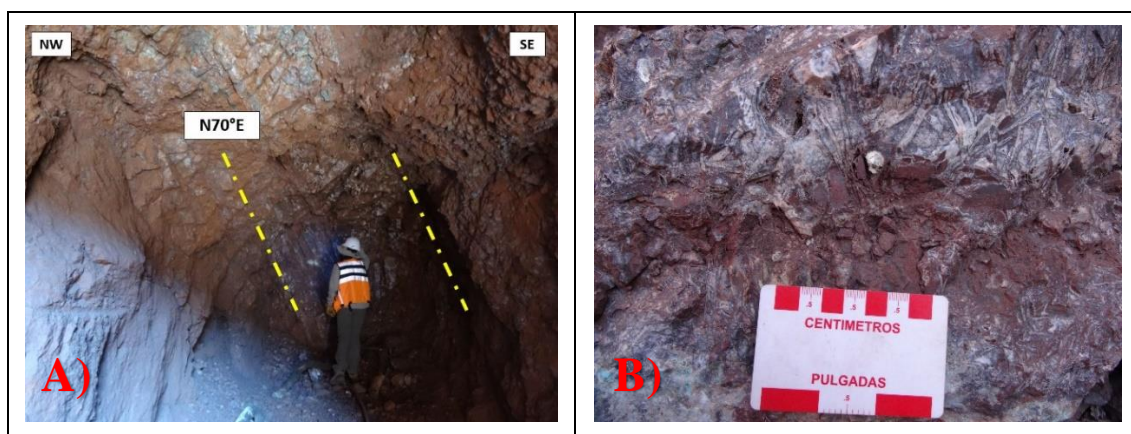


Figura 3.42: Nivel superior mina Chépica: A) Veta N70° con relleno masivo de sílice. B) Textura *bladed calcite* observada en la roca silicificada.

Tabla 3.2:

Estructuras registradas en mina Bramador y Chépica.

Mina	Estructura	Dirección	Relación/mineralización
Bramador	Veta-falla	N30°W/70°SW	Controla
Chépica	Veta-falla	N10°W/90°	Controla

Sin embargo, en el nivel superior de Chépica se distingue un nivel totalmente diferente a las asociaciones minerales observadas. Se reconoce una estructura de dirección N70°E con una corrida de al menos 400 m. Esta estructura provoca un relleno masivo de sílice que se manifiesta con texturas tipo *bladed calcite*, cuarzo bandeado y en drusa (Fig. 3.42 A y B)

B. Mineralogía de alteración.

La alteración que afecta a las brechas volcánicas en ambos yacimientos es muy similar a lo observado en Templo. Una cloritización de la masa fundamental y potentes bandas de calcita, cuarzo y menor feldespato potásico asociados a suturas de sulfuros de cobre.

C. Mineralogía de ganga y mena.

Al igual que la alteración, la mineralización presenta bastantes similitudes con mina Templo y Rosario. Se observa calcopirita y bornita hipógena en huinchas paralelas a bandas de calcita, cuarzo y menor feldespato potásico. La dirección de las vetillas que hospedan los sulfuros coinciden con la estructura principal medida en Bramador (Fig 3.43 A).

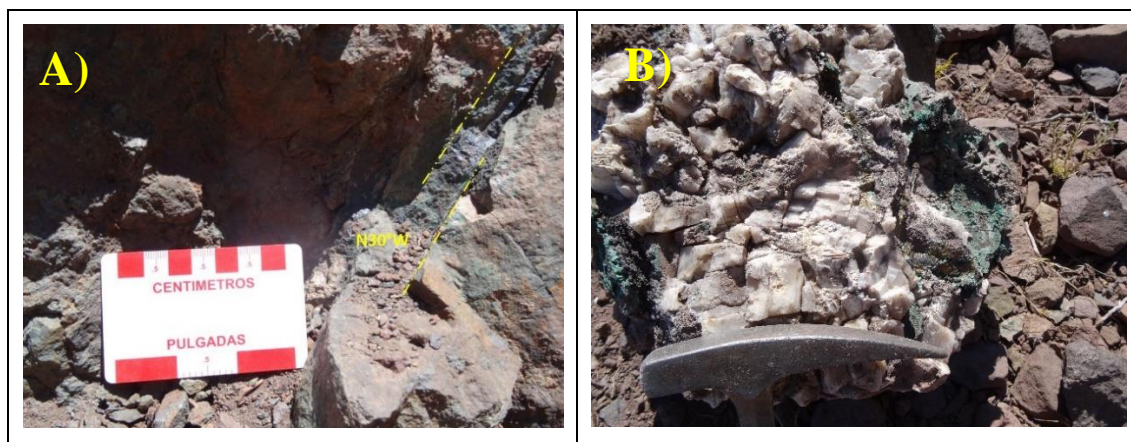


Figura 3.43: Mineralización mina Bramador y Chépica: A) Huincha de bornita y oxidados de cobre relleno de vetilla de dirección N30°W. B) Precipitación de calcopirita junto a cristales bien desarrollados de calcita. Se identifica además malaquita.

3.1.3.4 Mina La Suegra

A. Litología y control estructural.

En la mina la Suegra, se observa el contacto de una brecha volcánica y un dique de composición diorítica (Fig.3.45).

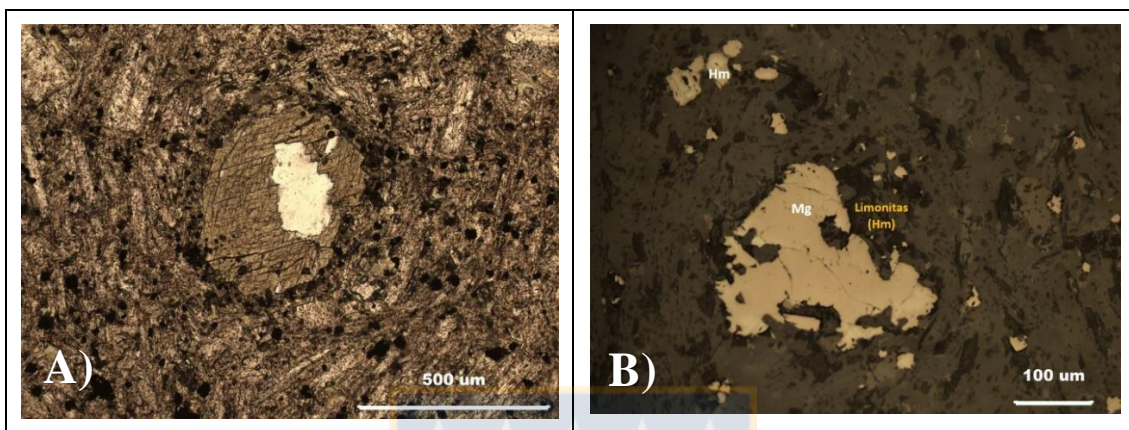


Figura 3.44: Petrografía dique diorítico: A) Fenocristal de anfíbola con planos de clivaje. Luz transmitida NP, aumento 10x10. B) Martitización de magnetita primaria y de alteración. Luz incidente NP, aumento 20x10.

La brecha volcánica tiene tonalidad marrón oscura en superficie fresca y en superficie alterada se encuentra intensamente alterada con tonalidades verdosas-amarillentas.

Se observa una estructura mayor de dirección N50°W/50°NE (Fig. 4.45) que controlaría la canalización de fluidos hidrotermales alterando intensamente la roca volcánica. Esta falla presenta un movimiento en el rumbo de tipo sinistral que pone en contacto la unidad intrusiva con la brecha mineralizada (Lagno, 2009).

El cuerpo intrusivo corresponde a un dique de composición diorítica. Los fenocristales tienen una textura porfídica y corresponde a cristales de anfíbola subhedral de 0,5 mm y plagioclasas subhedral a anhedral de menor tamaño. La masa fundamental tiene textura traquítica y composicionalmente es idéntica a los fenocristales (Fig.3.44 A)

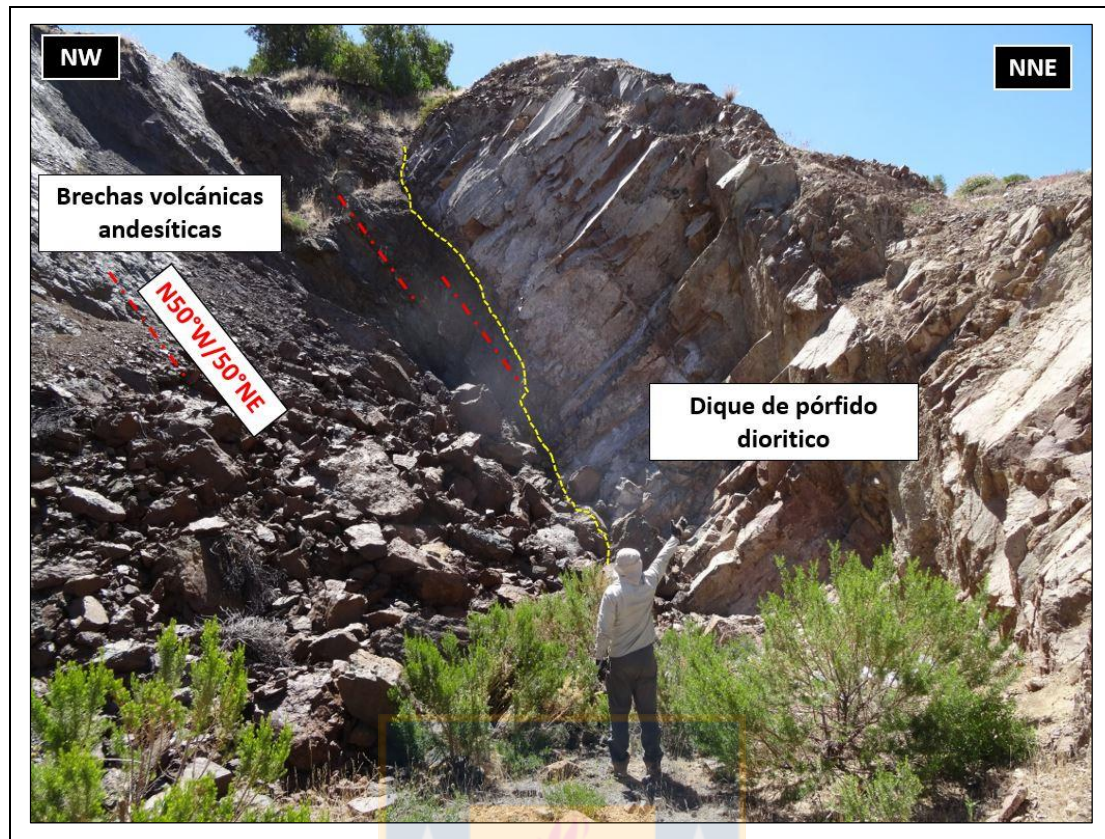


Figura 3.45: Mina La Suegra: Brecha volcánica mineralizada controlada por falla NW. Se encuentra en contacto con dique por falla

B. Mineralogía de alteración.

La brecha volcánica mineralizada se encuentra intensamente reemplazada a clorita, limonitas y arcillas, y cortada por vetillas de cuarzo, calcita, minerales de mena y limonitas. De la misma forma, existen sectores en donde se desarrolla un vetillo pervasivo que da origen a una brecha hidrotermal (Fig 3.46 A y B), con matriz de cuarzo, minerales de mena, limonitas y menor feldespatos potásico.

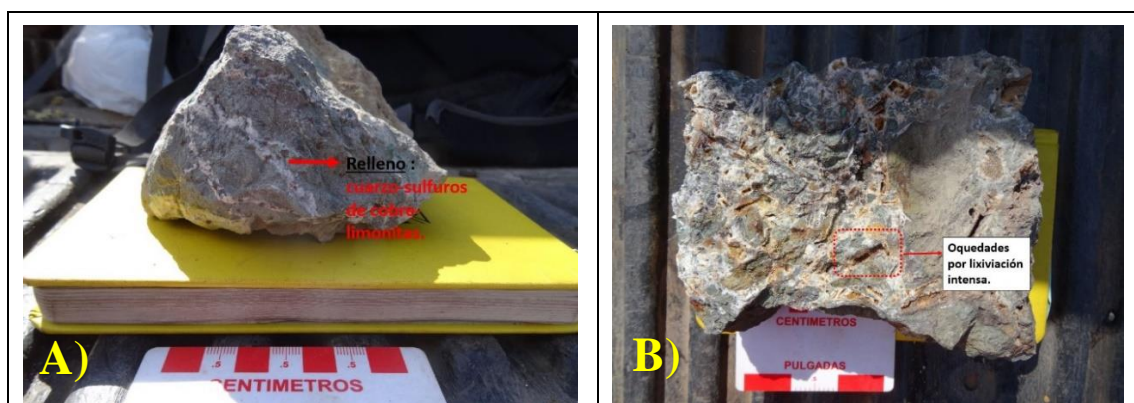


Figura 3.46: Alteración mina La Suegra: A) Cloritización pervasiva de brecha volcánica y cuarzo rellenando vetillas. B) Lixiviación intensa en brecha mineralizada.

En la porción más somera del nivel supérgeno, se identifica una intensa lixiviación de esta brecha hidrotermal mineralizada. Se observan oquedades con minerales lixiviados, que posiblemente corresponden a minerales de mena, óxidos y algo de cuarzo (Fig. 3.46 B).

A su vez, en este nivel lixiviado, se reconoce baritina en vetillas y cumulada, las texturas y relaciones de corte que sugieren una ocurrencia hidrotermal tardía.

El dique está débilmente alterado. La masa fundamental por clorita, arcillas y opacos. Los fenocristales de anfíbola se encuentran parcialmente reemplazados a clorita mientras que los de plagioclasa están reemplazados a arcilla. Los opacos corresponden en su totalidad a óxidos de hierro, que en su mayoría se definieron como primarios, pero en algunos casos se le atribuye un origen secundario asociado a la clorita.

C. Mineralogía de ganga y mena.

La mineralización de cobre se presenta en lentes mineralizados asociados a la estructura NW, definiendo una veta tipo rosario con una corrida de al menos 20 m, y potencia promedio de 2,5 m. El relleno de estos lentes incluye sulfuros y oxidados de cobre, asociado a una ganga de calcita y cuarzo.

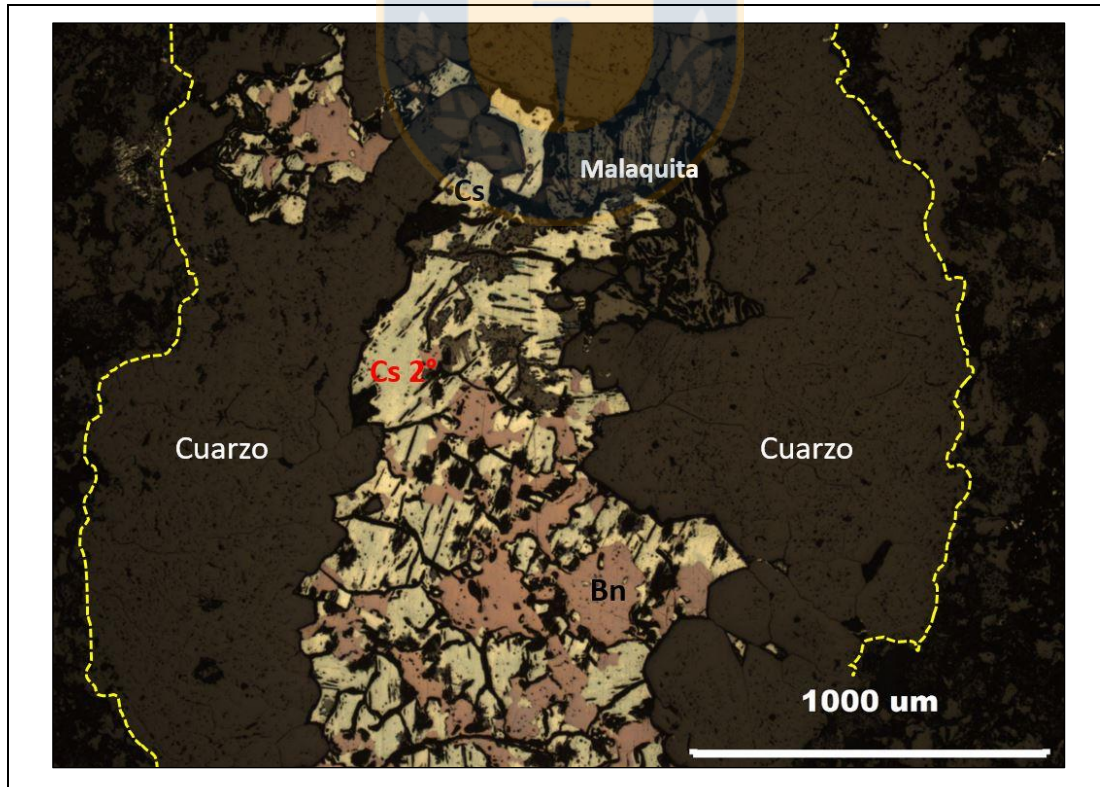


Figura 3.47: Mineralización mina La Suegra: Veta de cuarzo, sulfuros y oxidados de cobre. Luz incidente NP, aumento 5x10.

Los sulfuros de cobre corresponden a bornita primaria enriquecida en condiciones hipógenas a calcosina primaria. La ganga que acompaña esta asociación de sulfuros es cuarzo, limonitas y de manera local feldespatos potásico (Fig. 3.46 A y Fig. 3.47).

La mina La Suegra se encuentra en un nivel de mineralización supérgena, específicamente en una transición con la zona hipógena. Es por lo anterior que la totalidad de los sulfuros primarios observados se ven enriquecidos a sulfuros secundarios como covelina y calcosina, o bien se encuentran oxidados (Fig. 3.46 A y Fig. 3.47).

3.1.4 Sistema Carolina.

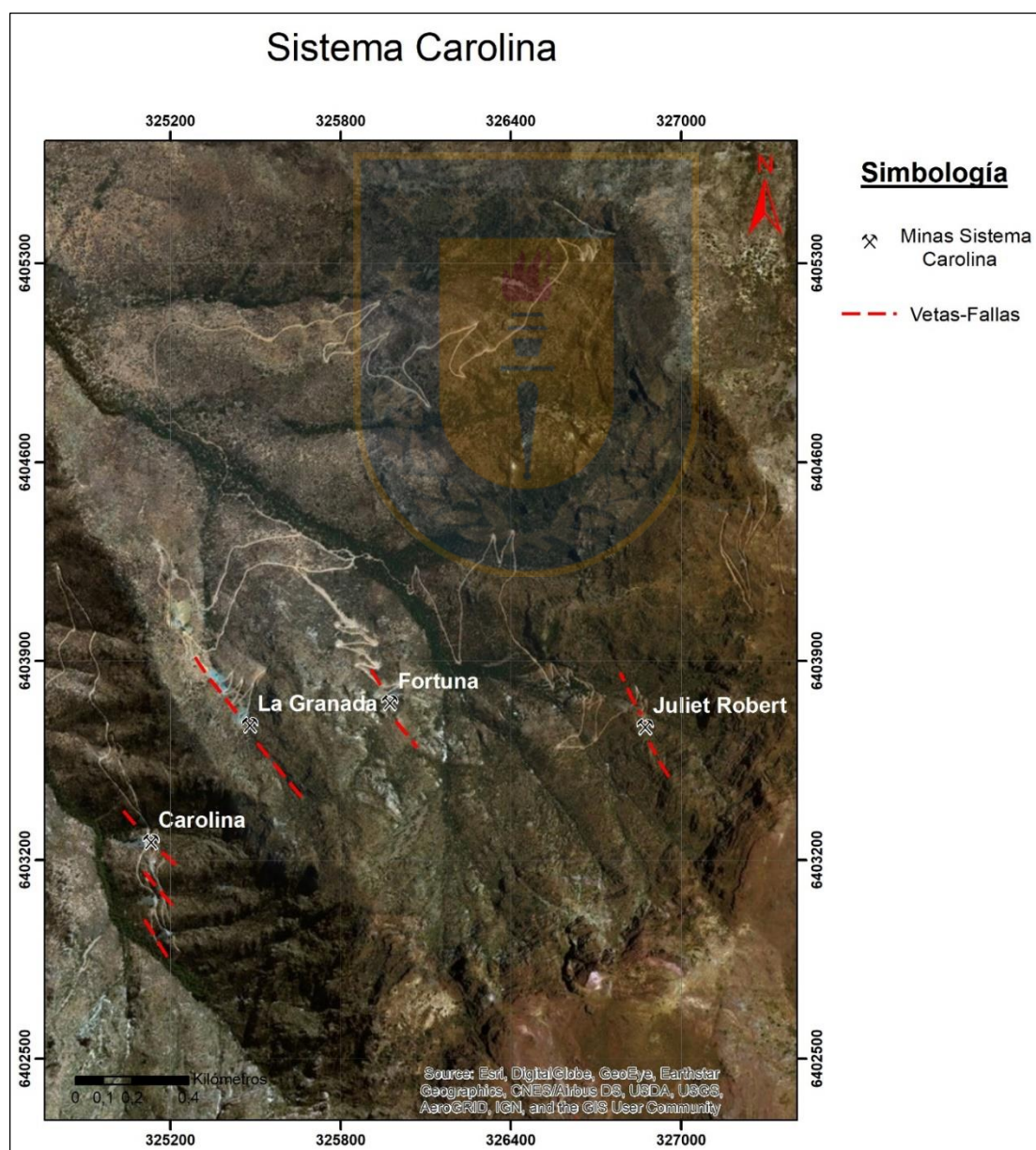


Figura 3.48:

Sistema Carolina. Distribución vetas-fallas observadas en el sistema.

Conjunto de minas ubicadas en la porción noroccidental del distrito Quitalcura. Agrupa las minas Carolina (1 y 2), La Granada, Fortuna y Juliet Roberts (Fig. 3.48).

3.1.4.1 Minas Carolina, Fortuna y Granada.

Las minas Carolina, Fortuna y Granada corresponden a trabajos de explotación subterránea y a rajo abierto, de sulfuros y oxidados de cobre. Fueron agrupadas debido a las similitudes litológicas de roca caja, estructura, alteración y mineralización observadas.

A. Litología y control estructural.

La roca caja que hospeda la mineralización corresponde a secuencias volcánicas andesíticas y brechas de la misma composición. Estas andesitas presentan una tonalidad gris marrón en superficie fresca y gris verdosa en rocas alteradas. Las texturas observadas en muestras de mano varían de microporfídica a afanítica. En el caso de las brechas, se identifican clastos monomícticos de origen volcánico andesítico, y una matriz composicionalmente idéntica a los clastos. En sección delgada se observan dos poblaciones de fenocristales de plagioclasas subhedrales con textura glomeroporfídica, mientras que la masa fundamental incluye microlitos de plagioclasa y abundante reemplazo de minerales secundarios. Localmente se observan secuencias de areniscas y tobas.

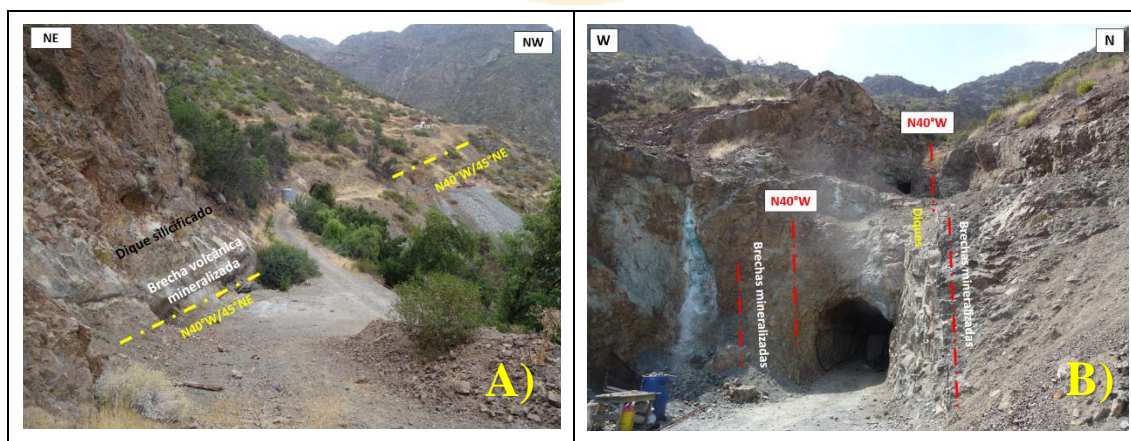


Figura 3.49: Minas Carolina y La Granada. A) Nivel supérgeno-mixto mina Carolina. Se observa estructura maestra NW que controla la mineralización. B) Nivel supérgeno-mixto mina Granada. Se observa estructura maestra NW que controla la mineralización. Diques estériles utilizan la misma estructura.

Tanto en la mina Carolina como en Granada, se identificaron diques silicificados que utilizan los mismos canales por donde circulan los fluidos que alteran y mineralizan las secuencias volcánicas (Fig. 3.49 A y B).

La estructura que controla la mineralización de cobre en los tres yacimientos tiene una dirección de N40°W y un manteo de 45° al NE (Fig. 3.49 A y B). Este sistema estructural consta de una serie de fallas subparalelas, y son parte de un canal de mineralización mayor con marcada tendencia al noroeste.

B. Mineralogía de alteración.

En la mina Carolina y Granada es posible observar al menos dos eventos de alteración (Fig. 3.50 A y B). El primero de ellos incluye el reemplazo y relleno de espacios abiertos por clorita, epidota, calcita, cuarzo, minerales opacos, y menor feldespato potásico. El segundo evento desarrolla una brecha hidrotermal con matriz de calcita, cuarzo, sericita y minerales opacos, con fragmentos andesíticos cloritizados.

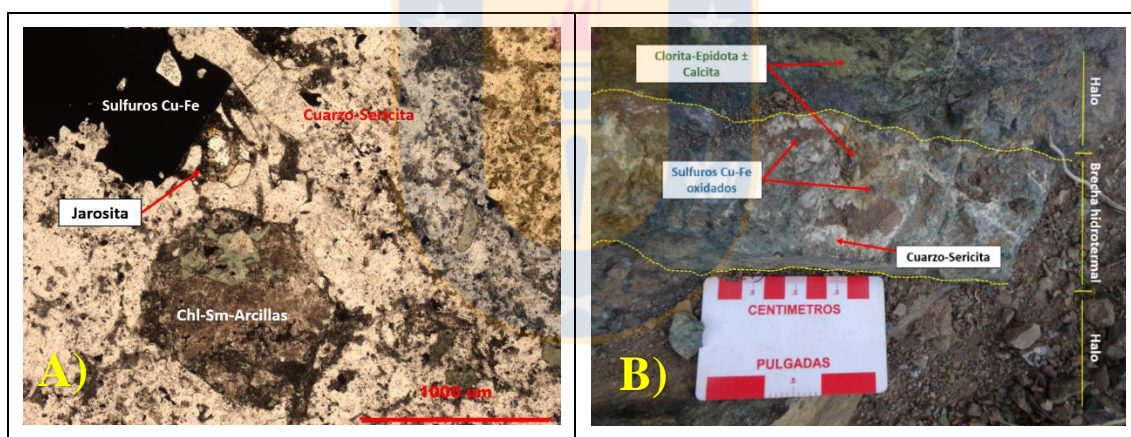


Figura 3.50: Mineralogía de alteración. A) Mina Carolina. Sobreimposición de asociación mineral cuarzo-sericita sobre roca caja cloritizada. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Mina Granada. Desarrollo de brecha hidrotermal con matriz de cuarzo-sericita sobre roca caja reemplazada por clorita-epidota-calcita.

En Fortuna, las secuencias volcánicas son intensamente alteradas por la asociación mineral: clorita-epidota, mientras que la asociación calcita-cuarzo y menor feldespato potásico rellenan vetillas.

C. Mineralogía de ganga y mena.

La mineralización ocurre mayoritariamente relleno de espacios abiertos, en la matriz de la brecha, en vetas, vetillas y localmente amígdalas. Las vetas evidencian

mineralización tipo “rosario” tanto en la corrida como en profundidad, y alcanzan una potencia observada de 1,5 m. De la misma forma, las vetillas desarrollan un enrejado con una potencia que oscila entre 1 y 10 mm.

La mena de origen hipógeno corresponde a cristales bien desarrollados de calcopirita, generalmente intercrecida con granos de pirita subhedral en vetillas, con ganga que incluye epidota, calcita, cuarzo y clorita (Fig. 3.51 A). En el caso particular de Carolina, la mineralización de calcopirita se encuentra también asociado a la ocurrencia de cuarzo y sericita.

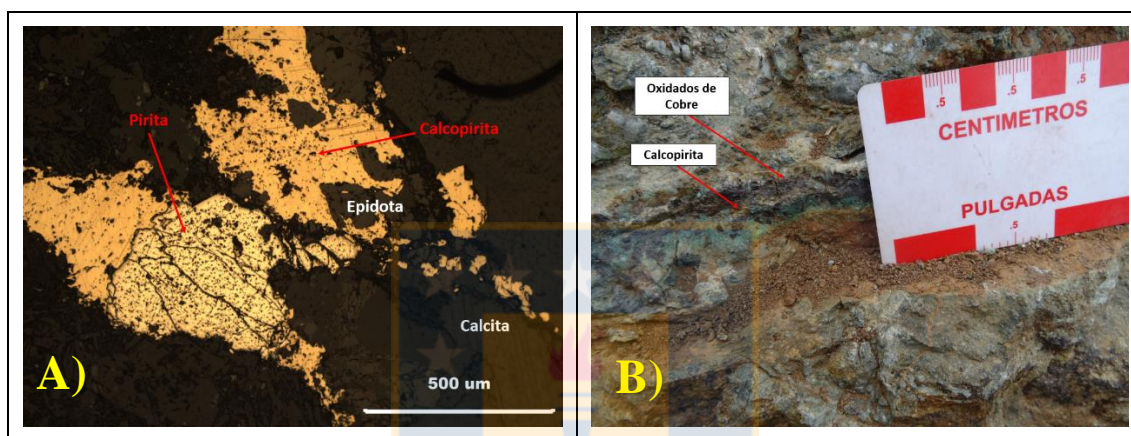


Figura 3.51 Mineralogía de mena y ganga. A) Mina Carolina. Intercrecimiento pirita-calcopirita en vetilla de calcita-epidota. Luz incidente NP, aumento 10x10. B) Mina Carolina. Vetilla de cuarzo con sulfuros de cobre oxidados.

Se distingue además un nivel oxidado de 20 m de profundidad que incluye malaquita, copper wad, crisocola y localmente atacamita (Fig. 3.51 B). La ganga corresponde a limonitas, cuarzo con textura de drusa o bandeado, y arcillas.

3.1.4.2 *Mina Juliet Roberts.*

A. Litología y control estructural.

Labor minera subterránea utilizada para la explotación de sulfuros y oxidados de cobre.

Las rocas que afloran y hospedan el depósito de cobre, corresponden principalmente a brechas volcánicas de composición andesítica (Fig. 3.52 A) Los clastos coinciden composicionalmente con la matriz, pero evidencian diferentes tonalidades producto de diferentes niveles de reemplazo por minerales secundarios.

La estructura maestra que controla el emplazamiento de fluidos tiene una dirección N25°W/65°NE. Se reconocen fallas menores paralelas a esta estructura mayor.

B. Mineralogía de alteración.

Las brechas volcánicas se encuentran reemplazadas por la asociación clorita, smectita, calcita y minerales opacos. La matriz posee una intensa tonalidad rojiza producto de una mayor permeabilidad y consecuente oxidación.

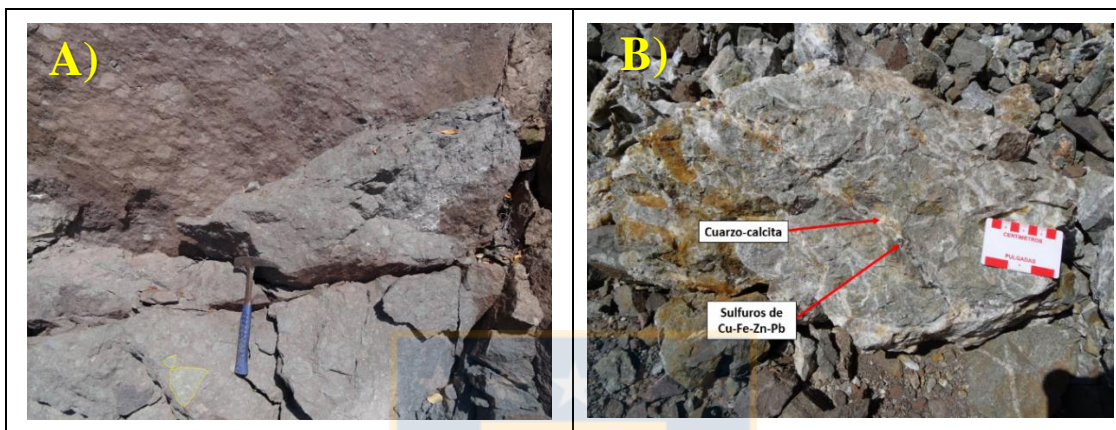


Figura 3.52: Alteración mina Juliet Roberts: A) Alteración temprana de brechas volcánicas andesíticas. B) Brechización hidrotermal, mineralización de cuarzo, calcita y minerales opacos.

En las cercanías del núcleo mineralizado se desarrolla una brecha hidrotermal con matriz de cuarzo, y menores cantidades de calcita y minerales opacos (Fig 3.52 B). Este evento se superpone a la alteración primaria de las rocas volcánicas.

C. Mineralogía de mena y ganga.

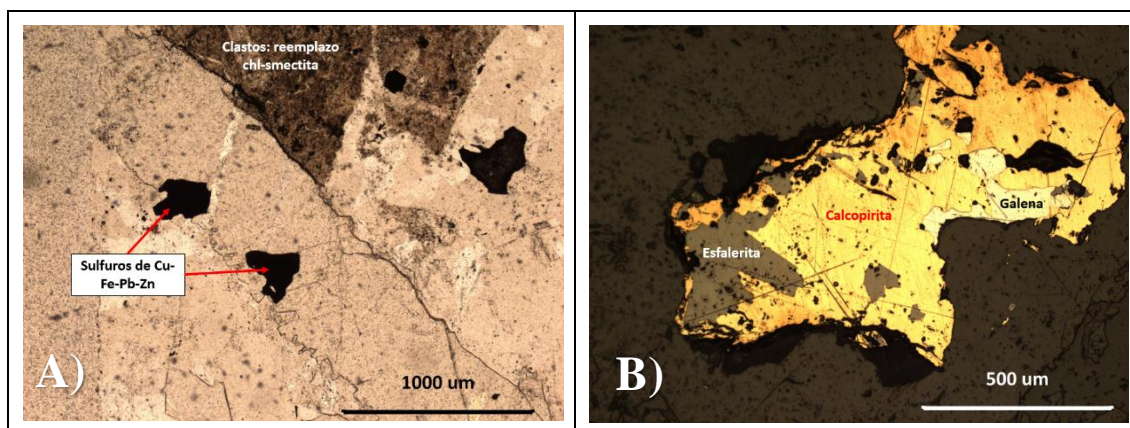


Figura 3.53: Mineralogía de mena y ganga mina Juliet Roberts: A) Brechización hidrotermal asociado a mineralización de sulfuros de cobre, plomo y zinc. Luz transmitida NP, aumento 5x10 B) Intercrecimiento entre esfalerita, calcopirita y galena. Luz reflejada NP, aumento 10x10.

Rellenando espacios abiertos en forma de vetas y vetillas se identifica mayoritariamente mineralización de calcopirita asociada a esfalerita y galena (Fig. 3.53 B). Asimismo, esta calcopirita se encuentra intercrecida con pirita. La ganga que acompaña estos minerales corresponde a cuarzo y menor cantidad de calcita (Fig. 3.53 A).

En menor cantidad se identifica enriquecimiento de cobre en calcopirita reemplazada por bornita en condiciones hipógenas.

3.1.5 Sistema Vizcachas-Loma Verde.

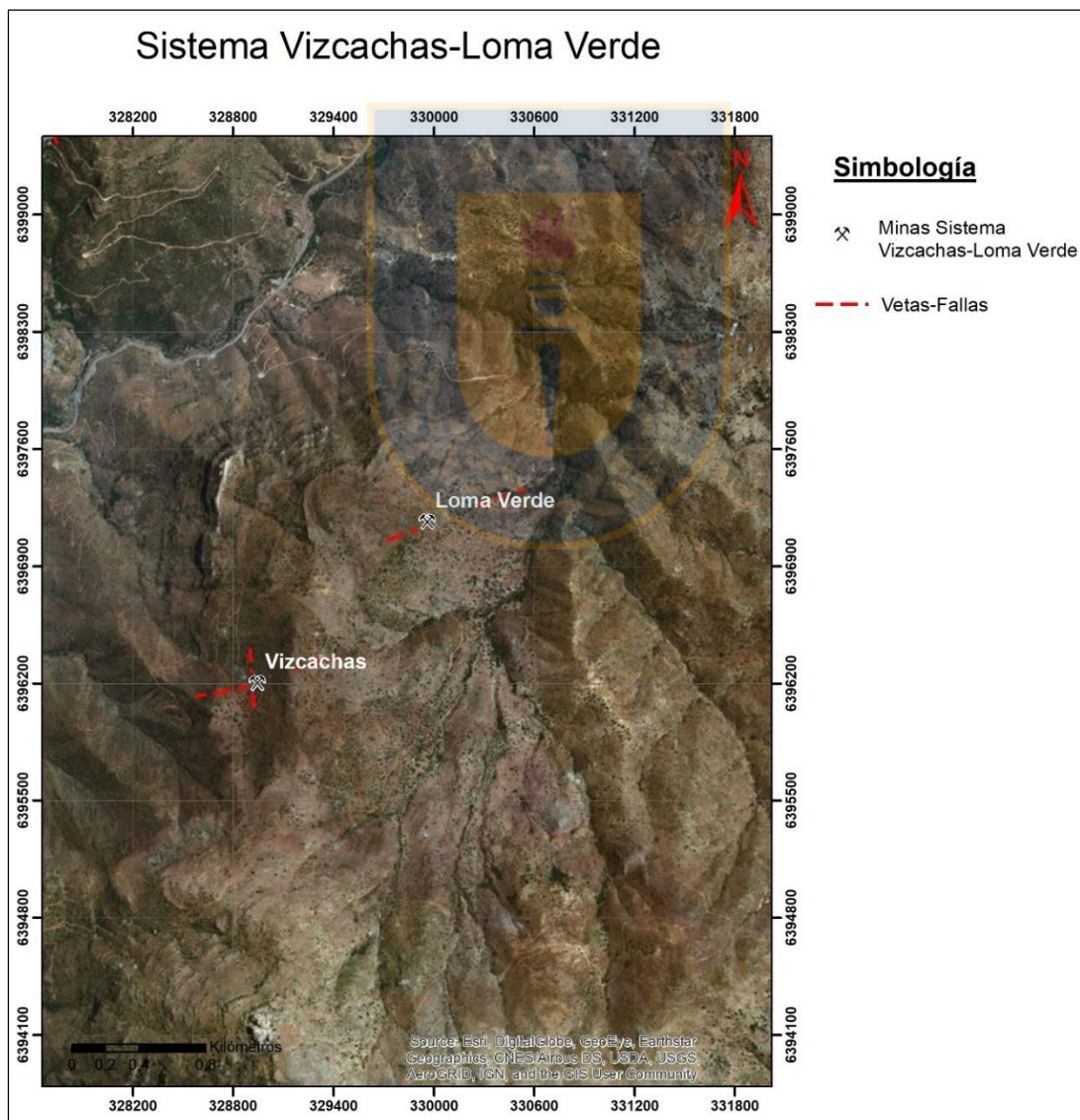


Figura 3.54: Sistema Vizcachas-Loma Verde. Distribución vetas-fallas observadas en el sistema.

Al noreste de la mina Cerro Negro, en el cerro Potrero Alejo se emplazan los yacimientos Vizcachas y Loma Verde (Fig.3.54).

Desde el punto de vista económico, estas minas presentan los mayores contenidos de cobre y plata del distrito, además del desarrollo de mantos y vetas, lo que permite que se generen mayores expectativas de potencialidad en el marco de la pequeña minería.

3.1.5.1 Mina Vizcachas.

A. Litología y control estructural.

Las rocas que afloran en el yacimiento corresponden a alternancias de diferentes niveles de rocas volcanosedimentarias que incluyen lavas porfíricas de composición andesítica, brechas volcánicas, niveles tobáceos, areniscas y lutitas. Se revisaron tres de los cuatro niveles de la mina Vizcachas en donde se obtuvo una visión global de la roca caja que hospeda la mineralización.

Las rocas que son mejores hospedantes de la mineralización corresponde a niveles de areniscas tobáceas y lutitas, alternadas con secuencias de lavas andesíticas. De la misma forma, en los niveles inferiores del yacimiento se reconocen alternancias con niveles de calizas mineralizadas.

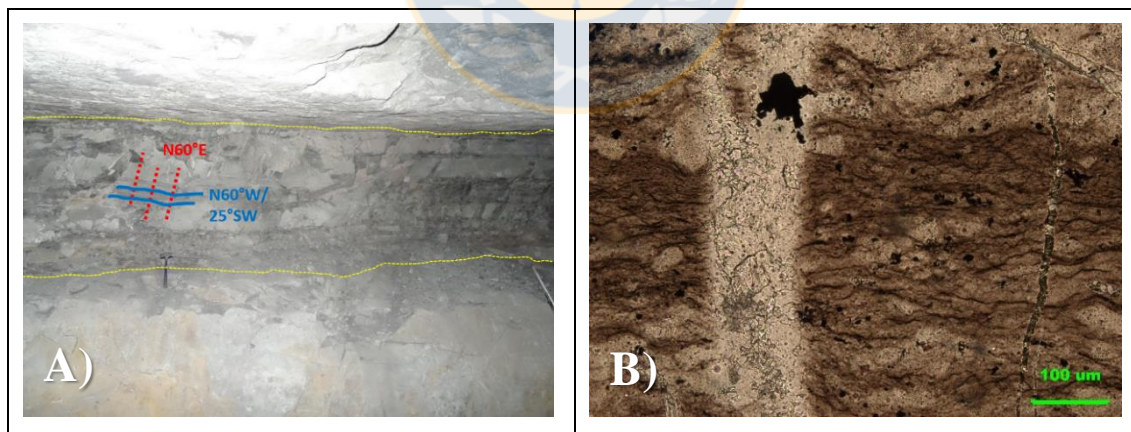


Figura 3.55: Mina Vizcachas. A) Afloramiento rocas volcanosedimentarias estratificadas y fracturadas. B) Sección transparente de rocas volcanosedimentarias estratificadas. Luz transmitida NP, aumento 20x10.

En secciones transparentes se pudo observar que los niveles tobáceos incluyen principalmente cristales fragmentados de plagioclasas, y en menor medida líticos volcánicos andesíticos y pómez completamente alteradas. Estas tobas (Fig. 3.56 A) fueron

definidas como tobas de cristales y líticos, y en función de su tamaño como toba de cenizas y locamente de lapilli. En el caso de las lutitas, los granos son apenas distinguibles por la intensa alteración, sin embargo, se asume una composición similar de las areniscas tobáceas (Fig. 3.55 B).

Los niveles volcanosedimentarios se encuentran estratificados con una orientación de N60°W y un manteo de 25° al SW. Estos paquetes de rocas estratificadas se encuentran cortados por fracturas subverticales de dirección N60°E, estas vetillas son abundantes y se reconocen en intervalos de 10-15 cm (Fig. 3.55 A). Estas fracturas rellenas por minerales secundarios reflejarían la acción de una falla mayor de orientación NE que controlaría el emplazamiento de fluidos. Asimismo, se identifican fracturas secundarias de dirección NS, posiblemente obliteradas y anteriores al sistema NE.

B. Mineralogía de alteración.

Las rocas exhiben una alteración moderada a pervasiva. Como en la mayoría de los depósitos anteriormente descritos, los halos de alteración no están bien definidos o son muy reducidos, y la alteración se manifiesta de forma más clara en las cercanías del cuerpo mineralizado.

Se observa un evento temprano que incluye un reemplazo de clorita, smectita, minerales opacos y menor epidota. Esta *suite* de minerales se presenta rellenando poros o amígdalas, o reemplazando minerales primarios (Fig. 3.56 A).

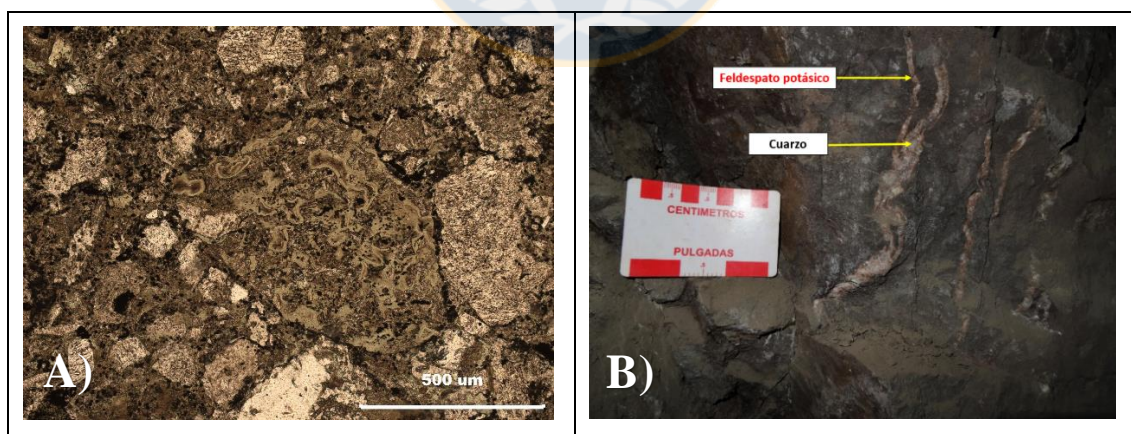


Figura 3.56: Mineralogía de alteración mina Vizcachas. A) Reemplazo y relleno de clorita-smectita y minerales opacos. Luz transmitida NP, aumento 10x10. B) Relleno de vetillas (cuarzo-calcita-feldespato potásico), que cortan y alimentan fracturas paralelas a la estratificación.

Las vetillas están rellenas por cantidades equivalentes de calcita y cuarzo, y en menor proporción se observa precipitación de feldespato potásico y minerales opacos

(Fig. 3.56 B). Estas vetillas tienen formas rectilíneas a sinusoidales, y no presentan un halo definido.

C. Mineralogía de mena y ganga.

En Vizcachas la mineralización se exhibe de forma diseminada rellenando poros, amígdalas y reemplazando minerales primarios, sin embargo, se identifica y mayoritariamente rellenando espacios disponibles, en forma de vetas y vetillas. Estas vetillas cortan las rocas estratificadas y alimentan los niveles estratigráficos permeables y rellenan las fracturas paralelas a estos. Estos mantos mineralizados tienen un espesor promedio que alcanza los 4 metros de potencia y corridas mayores a 30 metros.

La mineralogía de mena está constituida principalmente por bornita y calcosina hipógena, y menores cantidades de calcopirita, galena y esfalerita (Fig. 3.57 A y B). La ganga que acompaña estos minerales, corresponde principalmente a cuarzo y calcita, y en menor proporción hematita, magnetita, feldespato potásico y pirita.

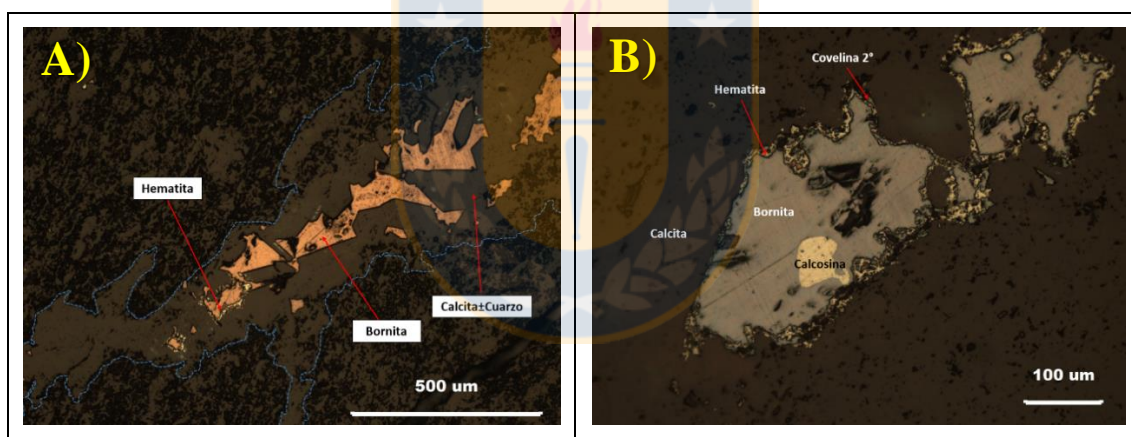


Figura 3.57: Mineralogía de mena y ganga nivel hipógeno superior mina Vizcachas. A) Vetilla de calcita y menor cuarzo junto a bornita con bordes de hematita. B) Enriquecimiento secundario incipiente de intercrecimiento bornita-calcosina primaria.

La paragénesis de minerales descrita anteriormente es la asociación de minerales más recurrente observada en los depósitos del distrito Quitalcura. Sin embargo, en Vizcachas se pudo distinguir un nivel inferior que incluye mineralización de cobre asociada a bitumen y pirita framboidal rellenando poros de la roca clástica (Fig. 3.58 A y B). Los sulfuros de cobre y hierro se encuentran rellenando fracturas del bitumen y ocluidos al interior. Asimismo, se observa que las piritas framboidales son reemplazadas a calcopirita.

Es importante señalar que los sulfuros más enriquecidos como bornita y calcosina primaria, rellenan las fracturas del bitumen, por lo tanto, se consideran posteriores a la depositación de la materia orgánica.

De la misma forma, en estos niveles inferiores del depósito la mineralización corresponde principalmente a pirita y calcopirita en vetillas junto a calcita. Estas vetillas cortan los paquetes de calizas y lutitas, y también se depositan en horizontes estratigráficos favorables.

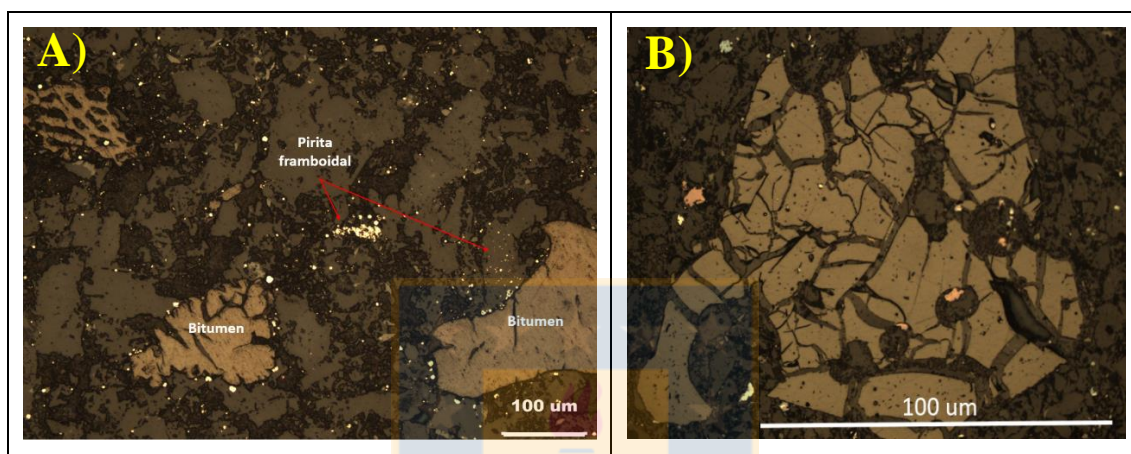


Figura 3.58: Mineralogía de mena y ganga nivel hipógeno inferior mina Vizcachas. A) Detalle de bitumen y pirita framboidal, esta última se encuentra relleno de poros. B) Magnificación de bitumen, sulfuros de cobre ocluidos en su interior y relleno de fracturas junto a calcita.

Se reconoce enriquecimiento secundario incipiente, incluye el desarrollo de covelina y calcosina secundaria reemplazando los sulfuros de cobre hipógenos. Este enriquecimiento secundario es parte de un evento supérgeno caracterizado por la mineralización de abundante jarosita, hematita terrosa y arcillas.

3.1.5.1 Mina Loma Verde.

A. Litología y control estructural.

Al igual que Vizcachas las rocas que afloran en el yacimiento corresponden a secuencias volcanosedimentarias continentales. Específicamente se identifican rocas clásticas con un marcado aporte volcánico. Las rocas clásticas identificadas corresponden principalmente a tobas de cristales y lítico tamaño ceniza.

Los cristales en las tobas se encuentran moderadamente fragmentados (Fig. 3.59 A). Estos cristales corresponden en su mayoría a plagioclasas con textura sieve, tienen formas tabulares subhedrales a anhedrales parcialmente zonados. Los clastos identificados permiten establecer un origen volcánico, con una textura porfídica vesicular, además de estar intensamente oxidados. Junto a los cristales y clastos, se vislumbran fragmentos subredondeados que podrían corresponder a posibles pómez con vesículas rellenas por minerales secundarios (Fig. 3.59 B). La abundancia de granos por sobre el cemento indica una textura clastosoportada. Los granos ocupan al menos un 90% de la roca total. De la misma forma, el cemento está completamente reemplazado por minerales secundarios, posiblemente estos minerales secundarios podrían estar reemplazando vidrio volcánico y polvo de roca.

La estructura principal que controla la mineralización en el yacimiento tiene una dirección N55°E/ 60°SE y al menos 30 m de corrida. Se reconoce además una estructura subordinada que intersecta a la estructura maestra, con una dirección N25°W/ 60°SW. En los tres niveles de la mina se identifican sistemas de fallas paralelos al lineamiento de dirección NE.

La estructura NE y el sistema de fracturas paralelos a este lineamiento, se considera la alimentadora de los niveles mineralizados mantiformes.

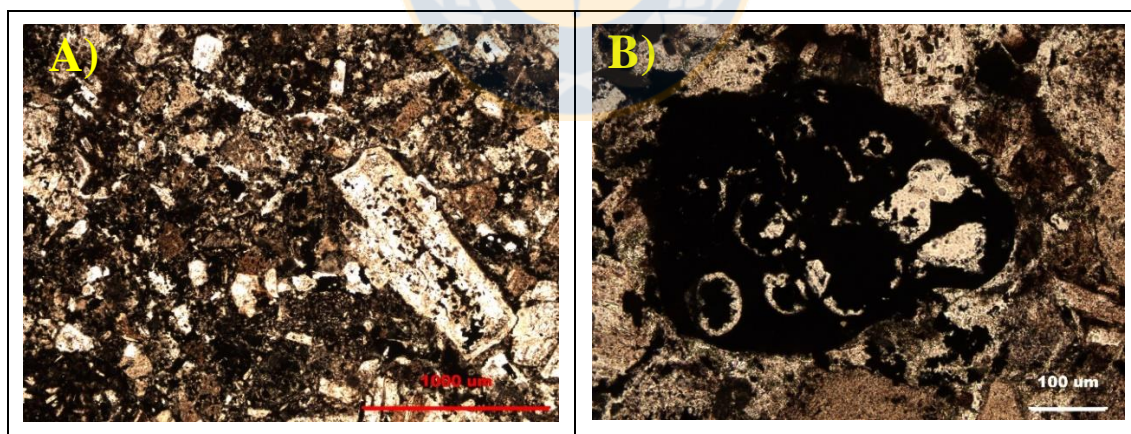


Figura 3.59: Mina Loma Verde: A) Textura fragmental de los clastos de toba de cristales y líticos. Luz transmitida NP, aumento 5x10 B) Detalle de pómez con vesículas convertidas en amígdalas por relleno hidrotermal. Luz transmitida NP, aumento 20x10.

B. Mineralogía de alteración.

La alteración observada en la mina Loma Verde es moderada a intensa, reemplazando minerales preexistentes y relleno de poros del cemento y vetillas.

Los cristales de plagioclasa se encuentran reemplazados a clorita, calcita, albita y abundante arcilla. Mientras que los intersticios tienen una *suite* mineral de reemplazo similar, incluyendo reemplazo de hidróxidos de hierro (Fig. 3.59 A).

Las vetillas se encuentran rellenas por una abundante precipitación de cuarzo secundario bien desarrollado, y en menor medida se identifica calcita y feldespato potásico siempre alojado en los bordes de las vetillas (Fig 3.60 A y B).

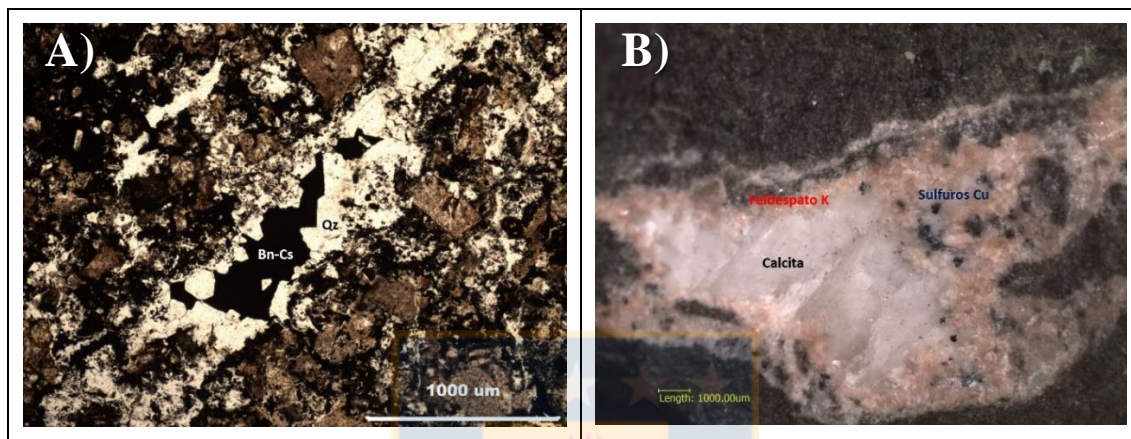


Figura 3.60: Alteración mina Loma Verde: A) Vetilla de cuarzo asociada a los minerales de mena. Reemplazo de arcillas, limonitas y calcita de cristales de plagioclasa. Luz transmitida NP, aumento 5x10. B) Vetilla calcita-sulfuros de cobre-adularia. Lupa estereoscópica, aumento 0,67x.

C. Mineralogía de mena y ganga.

La mineralización de cobre ocurre relleno de vetillas, intersticios de cemento entre granos y reemplazando parcialmente cristales de fragmentos líticos (Fig. 3.61 A y B).

La mineralización en vetillas incluye precipitación de sulfuros de mayor tamaño alcanzando los 2 mm, y corresponde principalmente al enriquecimiento de cobre hipógeno de bornita en calcosina (Fig. 3.61 A). Asimismo, la mineralización que rellena los poros del cemento es de tamaño fino, alcanzando tamaños máximos de 0,4 mm y corresponde a una mineralogía similar a la observada en vetillas incluyendo bornita monomineral (Fig. 3.61 B). La ganga que acompaña la mineralización en vetillas corresponde principalmente a cuarzo, hematita especular, limonitas y menores cantidades de calcita y feldespato potásico.

Existe además de manera local mineralización de calcopirita relleno de vetillas de las rocas tobáceas.

Existe un evidente enriquecimiento secundario de sulfuros, que se traduce en bordes de calcosina y covelina secundarios sobre sulfuros primarios.

Los minerales oxidados de cobre corresponden a malaquita, criscocola y menor antlerita. Se manifiestan relleno de vetillas, oquedades y como patina.

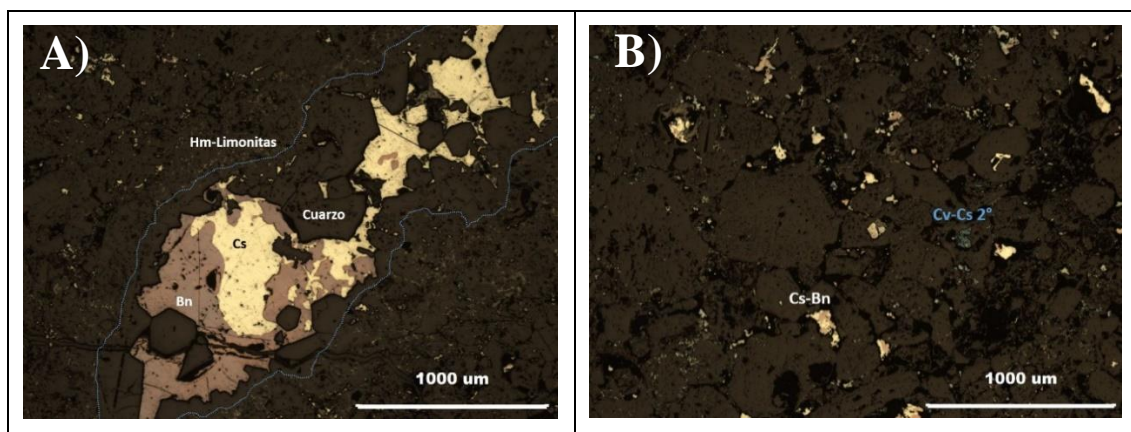


Figura 3.61: Mineralización mina Loma Verde: A) Relleno de sulfuros primarios en vetilla de cuarzo. Luz incidente NP, aumento 5x10. B) Mineralización de sulfuros de cobre relleno de poros. Luz incidente NP, aumento 5x10.

3.2 ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DISTRITO QUITALCURA.

En primer lugar, es necesario realizar un análisis puntual enfocado en los minerales claves de alteración y ganga observados en los depósitos estudiados, y que además serían recurrentes en los depósitos estratoligados Cu-(Ag). Posterior a esta descripción y en base al trabajo de detalle expuesto en el capítulo 3.1 es posible establecer ciertas asociaciones preliminares de minerales de alteración, mena y ganga.

Este segundo análisis se realiza utilizando igualmente la separación en Sistemas de Minas en el distrito, para así obtener una visión global de los depósitos y visualizar ciertas zonaciones de los procesos de alteración y mineralización. Sin embargo, los eventos de alteración y mineralización que afectarían los depósitos del distrito Quitalcura, serán contrastados y discutidos con los depósitos estratoligados Cu-(Ag) en la región, para así poder llegar a un resultado que permita caracterizar de mejor forma este tipo de depósitos.

3.2.1 Mineralogía de alteración y ganga distrito minero Quitacura.

Clorita – $\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{OH})_8$

En los depósitos del distrito Quitacura se identificaron dos tipos de clorita, como mineral secundario, alterando las rocas volcánicas hospedantes (clorita I) y como ganga acompañando sulfuros de cobre (clorita II). La primera variedad de clorita se reconoce reemplazando minerales ferromagnesianos (olivinos y piroxenos) y en menor medida cristales de plagioclasa de la roca original. De la misma forma, se identifica reemplazando vidrio volcánico en la masa fundamental junto a smectita en rocas volcánicas (andesitas y andesitas basálticas), rellenando cavidades en fragmentos de pómez y cemento de rocas clásticas (tobas, areniscas tobáceas y lutitas). Esta clorita, se ve estrechamente asociada a magnetita de alteración (magnetita tipo I) y menor smectita y epidota, particularmente en el reemplazo de minerales ferromagnesianos (Fig.3.5 A, 3.20 A, 3.31 A).

La segunda clorita observada, se reconoce rellenando espacios abiertos, en forma de vetillas y amígdalas junto a sulfuros de cobre y hierro, asociada a epidota, smectita, calcita y cuarzo (Fig. 3.5 B, 3.27 A)

Epidota - $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$

La epidota es un mineral de alteración de abundancia relativamente baja en el distrito. Se encuentra íntimamente asociado a clorita I-II, calcita, cuarzo y menor feldespato potásico. Ocurren principalmente rellenando amígdalas, poros y reemplazando minerales formadores de roca. Se reconoció de manera local rellenando vetillas en los depósitos del sistema Carolina (Fig. 3.51 A). En los sistemas Cobriza-Resguardo (Fig. 3.27 A) y Vizcachas-Loma Verde su abundancia no superan el 2% de la mineralogía de alteración, y en casos puntuales se ve como mineral de ganga junto a calcopirita y bornita.

Magnetita- Fe_2O_3

Se identificó dos tipos de magnetita, una magnetita I más abundante y sin relación con la mineralización, y una magnetita II de muy baja abundancia y asociada con la mineralización.

La magnetita I fue reconocida en fracturas y bordes de minerales ferromagnesianos en andesitas y andesitas basálticas, exhibiendo una estrecha relación con clorita (Fig. 3.5 A, 3.20 A, 3.31 A). Esta magnetita se generaría producto de la

cloritización y destrucción de minerales máficos, precipitando *in situ* o en zonas adyacentes a los minerales alterados.

La magnetita II corresponde a una magnetita asociada a una fase temprana dentro del evento hidrotermal principal y que se encontraría asociada con la mineralización prematura de cobre, estaría asociada también con clorita, y menores cantidades de cuarzo, calcita y bornita (Fig. 3.18 B).

La magnetita I fue reconocida en los depósitos alojados en rocas volcánicas andesíticas y andesíticas-basálticas, es decir, los sistemas La Cocinera y Cobriza-Resguardo.

Hematita- Fe_3O_4

En las muestras mineralizadas y alteradas del distrito Quitalcura se detectaron dos tipos de Hematita, una hematita I o de reemplazo (Fig 3.18 B), y una hematita II o acicular fina (Fig. 3.62).

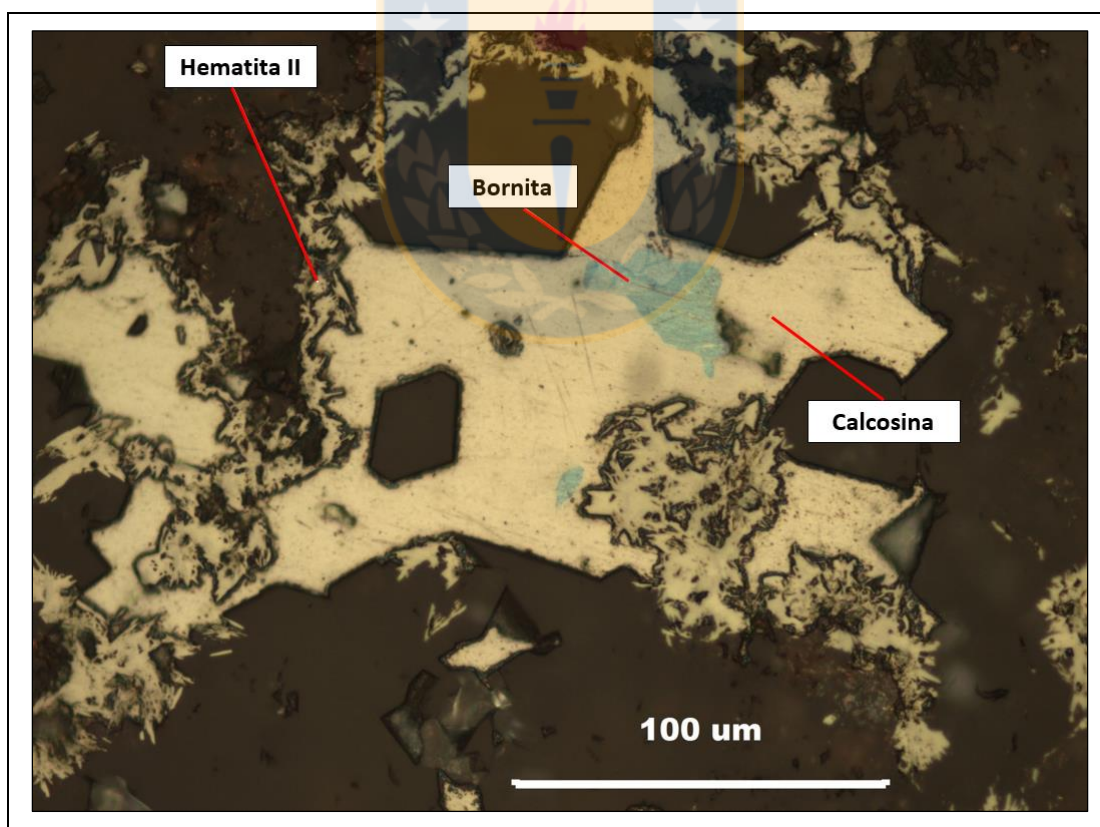


Figura 3.62 Detalle de hematita II pobremente desarrollada rodeando granos de intercrecimiento de calcosina y bornita hipóxigena oxidada. Luz reflejada NC, aumento 20x10.

La hematita I, se identifica como reemplazo directo de magnetita secundaria asociada a núcleos cloritizados sobre minerales máficos. También se reconoció hematita I en procesos de martitización reemplazando magnetita tipo II, en las que la magnetita pierde las propiedades magnéticas, y es reemplazada a través de sus planos de clivaje y fracturas. Por lo tanto, esta hematita estaría relacionada con la precipitación temprano de sulfuros de cobre como bornita y calcopirita.

La hematita II, se reconoce como un mineral de origen hidrotermal que forma cristales prismáticos y aciculares confinados a relleno de vetillas y poros. Se dispone al interior o en las zonas periféricas de sulfuros de cobre de alta ley como bornita, calcosina o el intercrecimiento de ambos.

La hematita II incluye dos subtipos, el primero corresponde a “hematita especular o bien desarrollada” y de baja abundancia en Quitacura, mientras que el segundo subtipo se define como “hematita acicular o pobremente desarrollada” que tiene una distribución más amplia y junto a la calcita, cuarzo y feldespatos potásico forman parte de la ganga principal del evento hidrotermal mineralizante principal de cobre definido en el distrito en estudio.

Calcita - CaCO_3

La calcita fue el mineral de alteración y ganga más abundante observado en los depósitos cupríferos del distrito Quitacura y reconocida en cada uno de los cuerpos mineralizados estudiados. Se identifica relleno de cavidades de las rocas hospedantes junto a minerales de cobre (Fig. 3.15 A y B, Fig. 3.27 A y B, entre otras), pero también de manera local reemplazando minerales primarios tanto en rocas mineralizadas como estériles (Fig. 3.14 A y B).

Macroscópicamente, exhibe un color blanco lechoso y ocasionalmente un aspecto sucio. Se presenta principalmente relleno de espacios abiertos en vetas, vetillas, amígdalas, poros y localmente reemplazando fenocristales y microlitos de plagioclasa. En sección delgada, la calcita se presenta como cristales romboédricos bien desarrollados, con clivaje y colores de extinción característico.

La calcita reemplazando plagioclasas en rocas mineralizadas está asociada a clorita, arcillas, sericita y minerales de cobre. De la misma forma, relleno de espacios abiertos está asociada a cuarzo, feldespatos potásico, minerales de cobre hipógenos, limonitas y localmente sericita.

En general la calcita se manifiesta rellenando vetillas de 1 a 3 cm de espesor, sin embargo, se reconocen en “huinchas” masiva de hasta 2 m paralelas a las fallas principales debido a la intensa fracturación de la roca caja en zona de falla.

Cuarzo - SiO₂

El cuarzo secundario también fue reconocido en todos los depósitos estudiados en el distrito, pero no con la misma abundancia que la calcita (Fig. 3.20 B, 3.21 B, 3.27 A). Se presenta principalmente rellenando espacios abiertos y en menor medida reemplazando cristales formadores de roca. El cuarzo se encuentra generalmente subordinado a la calcita rellenando vetillas mineralizadas.

El cuarzo como mineral de alteración se reconoce macroscópicamente por sus tonalidades gris oscuro a blanco lechoso. La variedad más abundante corresponde a cuarzo de textura masiva rellenando cavidades. De la misma forma, se reconoce en menor medida cuarzo con textura bandeada y en forma de drusa en la parte superior de la mina Chépica, y en el nivel oxidado del Sistema Carolina.

En secciones transparentes el cuarzo se presenta como cristales euhedrales, con puntos triples entre contacto de cristales.

Adularia - KAlSi₃O₈

Este feldespatos secundario se considera como uno de los minerales de mayor relevancia identificado en los depósitos del distrito Quitacura, debido a su relación directa con los minerales de mena y su condición idónea para el estudio geocronológico.

Fue identificado en cada uno de los depósitos estudiados, aunque en pequeñas cantidades y rellenando principalmente vetillas y en menor medida amígdalas. Se reconoció asociado a calcita, cuarzo, minerales de mena y hematita (Fig. 3.63).

La adularia en muestra de mano fue reconocida rellenando espacios abiertos con un hábito prismático y tinte rosa particular, debido a su asociación con hematita. Asimismo, existe una variedad más común con tonalidad incolora a amarillento pálido pero que es difícilmente reconocible del cuarzo.

La Adularia se considera una variedad de ortoclasa por lo que determinación a través de difracción de rayos X (Gráfico 3.1), necesita un estudio mineralógico paralelo. Es así que este mineral es fácilmente reconocible en secciones transparentes, donde se presenta como cristales romboédricos euhedrales tipo “*diamond shape*”, exhibiendo complejas zonaciones debido a la variabilidad y ordenamiento de su sistema

crystalográfico (monoclínico – triclínico), además, se encuentra generalmente reemplazada a arcillas en el centro del cristal.

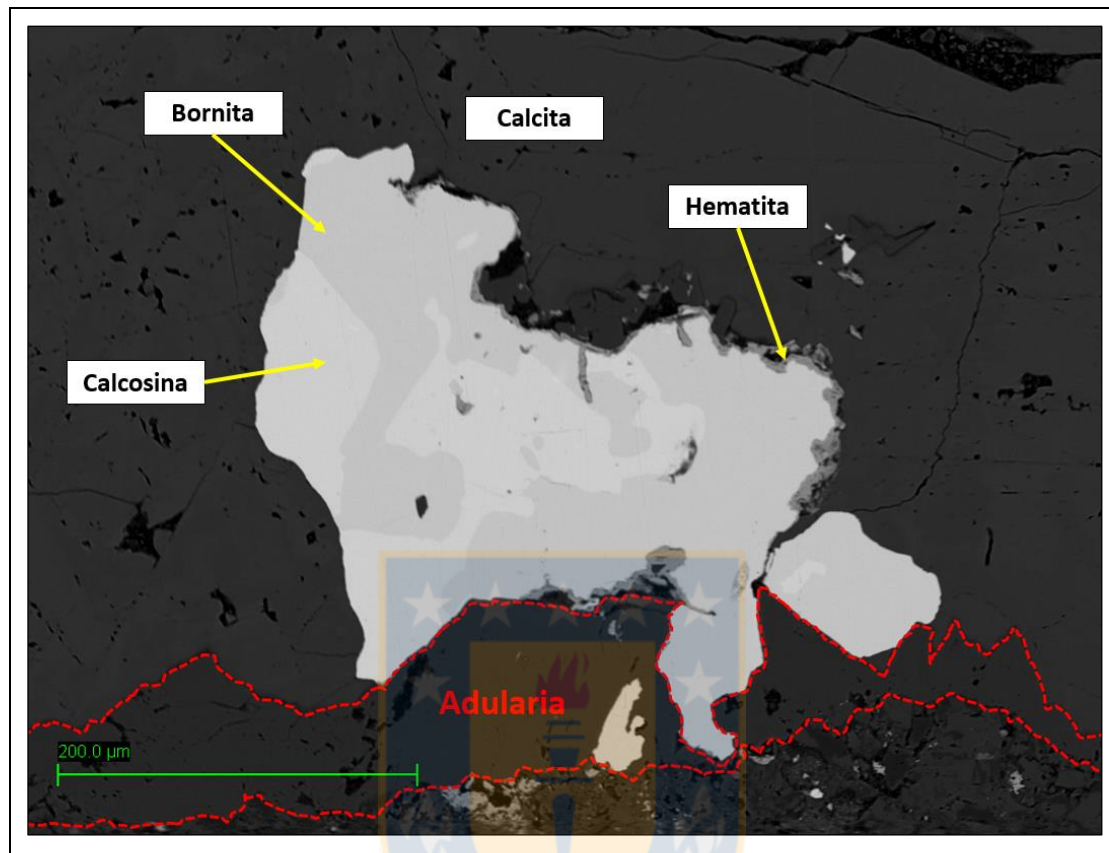


Figura 3.63: Detalle de adularia con formas angulosas en borde de vetilla junto a calcita, sulfuros de cobre-hierro y hematita. Imagen utilizando microscopio SEM y sensor BSE.

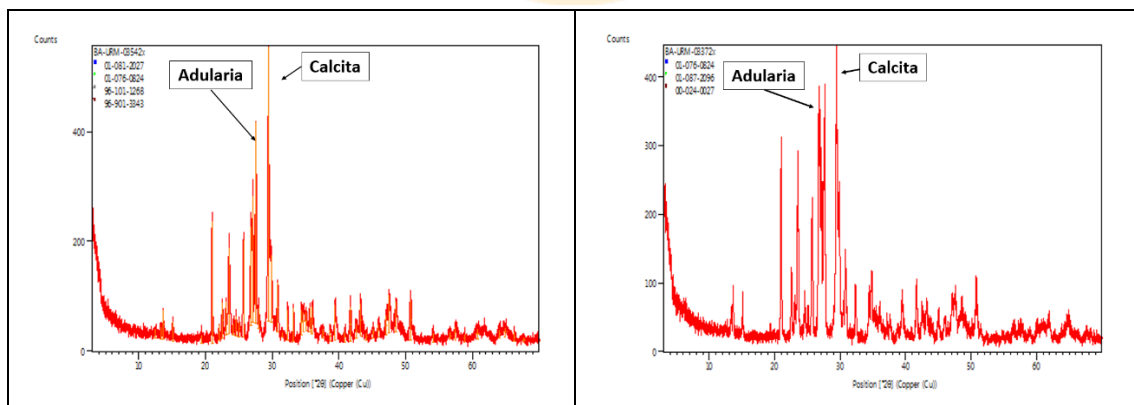


Gráfico 3.1: Difractograma de adularia relleno vetillas mineralizadas, junto a calcita y menor cuarzo.

3.2.2 Sistema La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde.

En base a la descripción de muestras de mano y cortes transparentes de muestra de frentes mineralizados de los depósitos en estudio. Es posible establecer ciertas asociaciones minerales de alteración, ganga y mena, que posibilitaran los eventos de alteración principales y la suite mineral secundaria característica de estos depósitos en Quitacura. Para ellos se utiliza el cuadro de relaciones minerales presentado por Toloza (2017).

A. Asociaciones minerales de alteración.

Tabla 3.3: Asociaciones minerales de alteración Sistema La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcacha-Loma Verde. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados.

	Clorita	Smectita	Epidota	Albita	Calcita	Cuarzo	Feld.K	Baritina	Arcillas
Clorita		Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Smectita			Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Epidota				Am	Am	Am	Am	Am	Am
Albita					Am	Am	Am	Am	Am
Calcita						Am	Am	Am	Am
Cuarzo							Am	Am	Am
Feld.K								Am	Am
Baritina									Am
Arcillas									

B. Asociaciones minerales de ganga y mena.

Tabla 3.4: Asociaciones minerales de mena y ganga Sistema La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcacha-Loma Verde. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados.

	Pi. Framb	Pirita	Magnetita	Hematita	Calcopirita	Bornita	Calcosina	Galena	Mine.Ag	Oxi.Cu	Bitumen	Clorita	Calcita	Cuarzo	Feld.K	Sericita	Yeso	Limonitas
Pi. Framb		Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Pirita			Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Magnetita				Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Hematita					Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Calcopirita						Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Bornita							Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Calcosina								Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Galena									Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Mine.Ag										Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Oxi.Cu											Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Bitumen												Am	Am	Am	Am	Am	Am	Am
Clorita													Am	Am	Am	Am	Am	Am
Calcita														Am	Am	Am	Am	Am
Cuarzo															Am	Am	Am	Am
Feld.K																Am	Am	Am
Sericita																	Am	Am
Yeso																		Am
Limonitas																		

C. Cuadro Paragenético.

En función de las asociaciones minerales de alteración, mena y ganga, y sumado a las relaciones temporales identificadas en terreno y gabinete es posible elaborar un Cuadro Paragenético generalizado para estos sistemas (Fig. 3.64). Se diferencia la

paragénesis mineral para los depósitos hospedados en secuencias volcanosedimentarias lagunares (Sistema Loma Verde-Vizcachas) y los hospedados en secuencias volcánicas (Sistemas La Cocinera y Cobriza Resguardo).

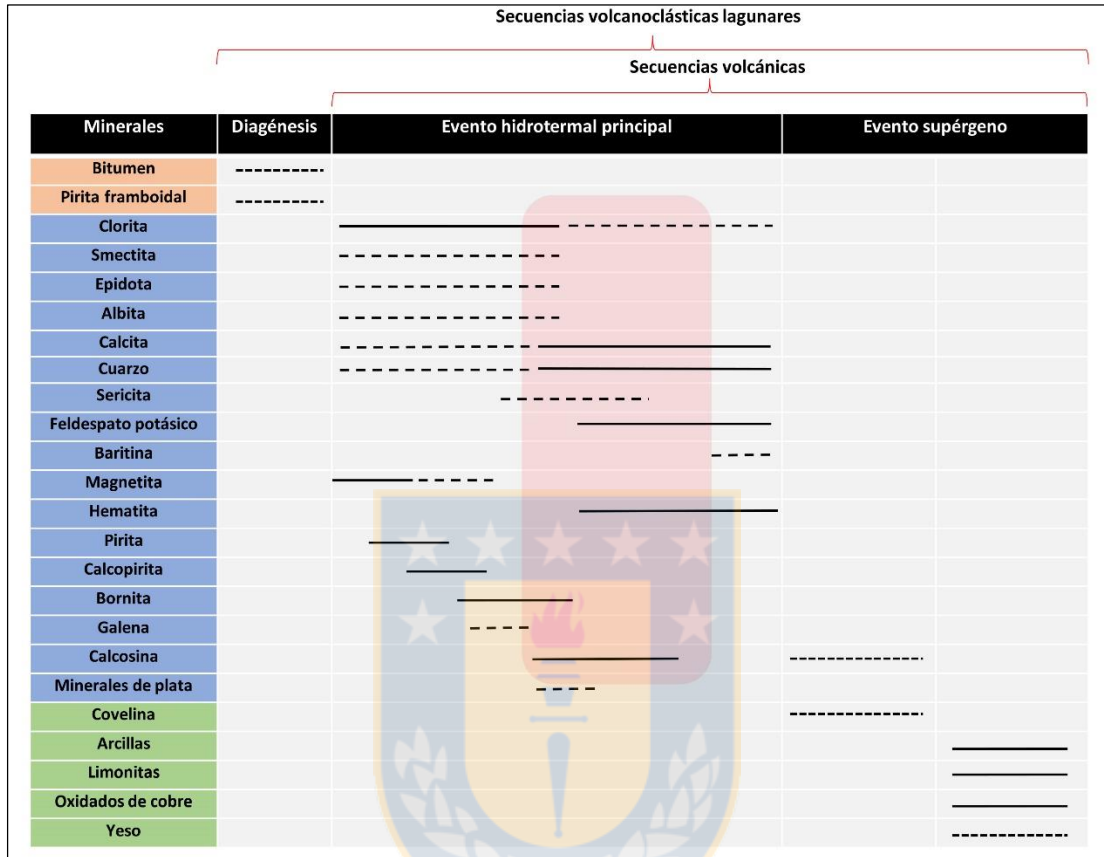


Figura 3.64: Cuadro Paragenético depósitos estratoligados Cu-(Ag) distrito Quitalcura. En rojo se detalla la fase de alteración hidrotermal y mineralización principal observada en el distrito.

3.2.3 Sistema Templo-Rosario.

A. Asociaciones minerales de alteración.

	Clorita	Calcita	Cuarzo	Feld.K	Baritina	Arcillas
Clorita						
Calcita						
Cuarzo						
Feld.K						
Baritina						
Arcillas						

Tabla 3.5: Asociaciones minerales de alteración Sistema Templo-Rosario. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados.

B. Asociaciones minerales de ganga y mena.

Tabla 3.6: Asociaciones minerales de mena y ganga Sistema Templo-Rosario. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados.

	Hematita	Calcopirita	Bornita	Calcosina	Oxi.Cu	Calcita	Cuarzo	Sericita	Limonitas
Hematita									
Calcopirita									
Bornita									
Calcosina									
Oxi.Cu									
Calcita									
Cuarzo									
Sericita									
Limonitas									

C. Cuadro Paragenético.

Según la información compilada en las asociaciones minerales de la tabla 3.6 y 3.7, es posible realizar un cuadro paragenético para el Sistema Templo-Rosario, que separa el evento de alteración hidrotermal entre una fase temprana destacada por una intensa cloritización de la roca caja y un segundo evento de carácter pervasivo que produce una brechización hidrotermal con matriz principalmente de cuarzo, sulfuros de cobre-hierro, oro y menor sericita (Fig. 3.65).

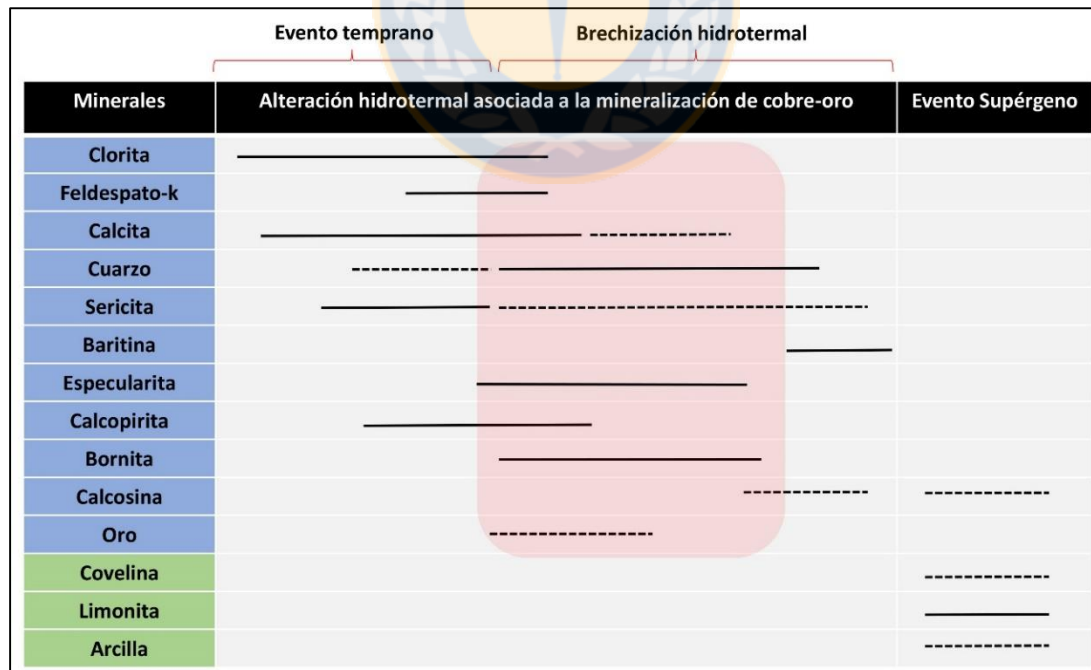


Figura 3.65: Cuadro Paragenético depósitos minerales metálicos ubicados en el Sistema Templo-Rosario. En rojo se detalla la fase de alteración hidrotermal y mineralización principal observada en el sistema.

Con respecto al oro no se puede precisar a qué fase mineral está asociada, sin embargo, en base a conversación con los mineros se presume con la matriz de cuarzo de la brecha hidrotermal.

3.2.4 Sistema Carolina.

A. Asociaciones minerales de alteración.

Tabla 3.7: Asociaciones minerales de alteración Sistema Carolina. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados.

	Clorita	Smectita	Epidota	Albita	Calcita	Cuarzo	Feld.K	Baritina	Arcillas
Clorita									
Smectita									
Epidota									
Albita									
Calcita									
Cuarzo									
Feld.K									
Baritina									
Arcillas									

B. Asociaciones minerales de ganga y mena.

Tabla 3.8: Asociaciones minerales de mena y ganga Sistema Carolina. Color amarillo indica que existe asociación, azul que no se observan asociados

	Pirita	Calcopirita	Bornita	Galena	Esfalerita	Oxid. Cu	Clorita	Epidota	Calcita	Feld.K	Cuarzo	Sericita	Limonitas
Pirita													
Calcopirita													
Bornita													
Galena													
Esfalerita													
Oxid. Cu													
Clorita													
Epidota													
Calcita													
Feld.K													
Cuarzo													
Sericita													
Limonitas													

C. Cuadro Paragenético.

A continuación, se presenta el cuadro paragenético generalizado para el sistema Carolina (Fig. 3.66).

Minerales	Evento temprano	Brechización hidrotermal	Evento Supérgeno
	Alteración hidrotermal asociada a la mineralización de cobre		
Clorita	_____		
Epidota	_____		
Feldespato K		-----	
Calcita	_____	-----	
Cuarzo	-----	_____	
Sericita		_____	
Pirita		_____	
Calcopirita		_____	
Bornita		-----	
Esfalerita	_____		
Galena	-----		
Oxid.Cu			_____
Limonitas			_____
Arcillas			-----

Figura 3.66: Cuadro Paragenético depósitos minerales metálicos ubicados en el Sistema Carolina. En rojo se detalla la fase de alteración hidrotermal y mineralización principal observada en el sistema.

3.3 ANÁLISIS QUÍMICOS DISTRITO MINERO QUITALCURA.

3.3.1 Análisis de datos.

El objetivo de los análisis químicos se centró en la distribución de principales metales de interés económico, correlación entre algunos elementos de interés y detectar anomalías elementales en las zonas mineralizadas de las minas estudiadas en el distrito minero Quitalcura. De la misma forma, para simplificar el análisis de datos se consideró los elementos traza: Cu, V, Co, Mo, Ag, Au, Pb, Zn, W, Rb, Sr, Ba, As y Sb, además de los óxidos mayores Fe_2O_3 , Na_2O , MgO y K_2O . Los resultados del análisis químico se detallan en el Anexo 2.

Los focos de trabajo se resumen en:

- 1) Determinar composición de roca hospedante y posible ambiente de formación.
- 2) Anomalías y distribución de óxidos mayores y trazas metálicos (Cu, Ag, Au y Co).
- 3) Distribución de cobre y plata según el nivel de mineralización, alteración y litología de roca caja.
- 4) Correlación entre el cobre y plata en zonas mineralizadas de depósitos Cu-(Ag).
- 5) Correlación multielemento a través de matriz de correlación.

3.3.1.1 Diagramas discriminantes.

Para poder determinar la composición de las rocas hospedantes de los depósitos, el tipo de magma y el ambiente tectónico en los depósitos estudiados se utilizaron tres diagramas discriminantes. Este tipo de diagrama es de gran utilidad en muestra de rocas intensamente alteradas en las que se utiliza razones de elementos inmóviles y trazas.

Clasificación de roca de caja volcánica.

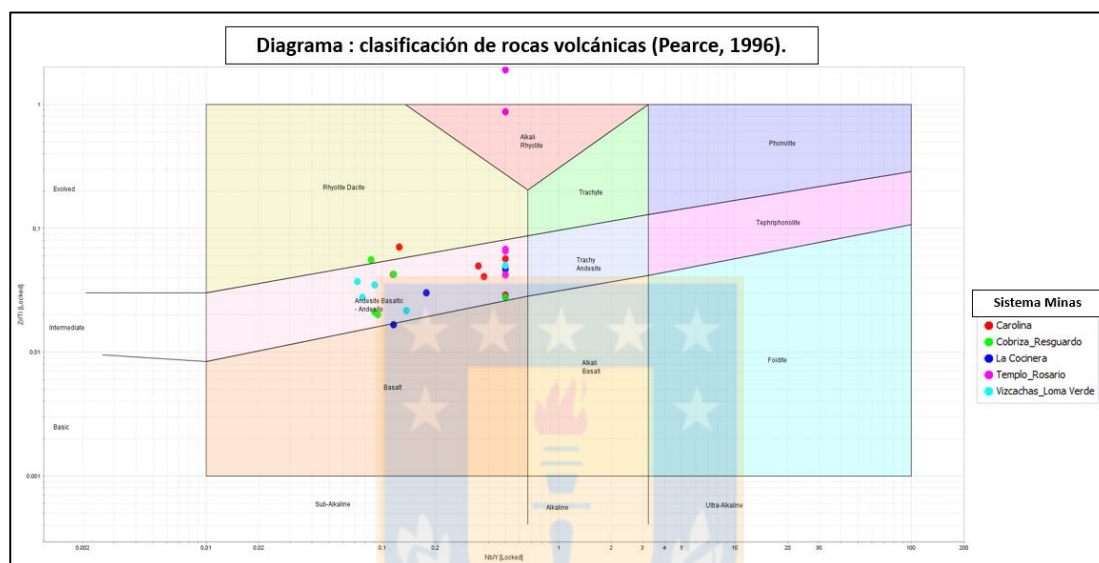


Figura 3.67:

Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Pearce, 1996).

A partir de los diagramas discriminantes se corrobora que la composición de las rocas que hospedan la mineralización en los depósitos estudiados corresponde principalmente a andesitas y andesitas-basálticas (Fig.4.67). Con respecto a las muestras que caen en el campo de ródacitas, no son consideradas debido a la silicificación pervasiva que poseen.

De la misma forma, Wood (1980) utiliza la relación de elementos inmóviles (Nb/Y ; $Rb/Y + Nb$). Los campos están definidos como 1: magmas calcoalcalinos de arco volcánico, 2: lavas toleíticas de arco de isla, 3: magmas MORB tipo-N, 4: magmas MORB tipo-E, 5: magmas alcalinos de intra-placa. Las muestras analizadas (Fig.3.68) caen dentro del campo 1, por lo tanto, se comprueba que el magma se desarrolló en un dominio de margen de placa destructivo de carácter calcoalcalino, producto de procesos de subducción característicos de un ambiente continental activo.

Clasificación de tipo de magma.

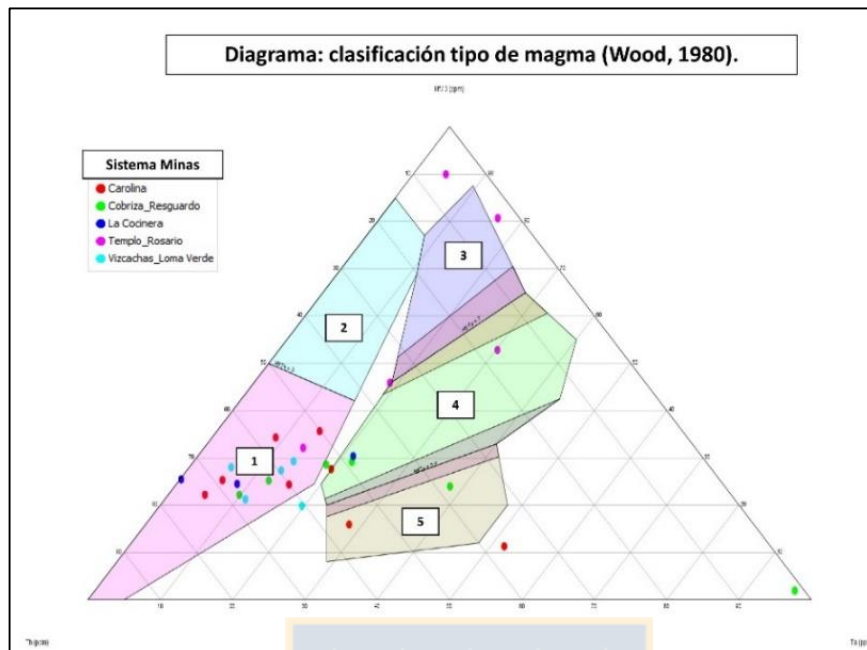


Figura 3. 68: Diagrama de clasificación del tipo de Magma (Wood, 1980).

Clasificación ambiente tectónico

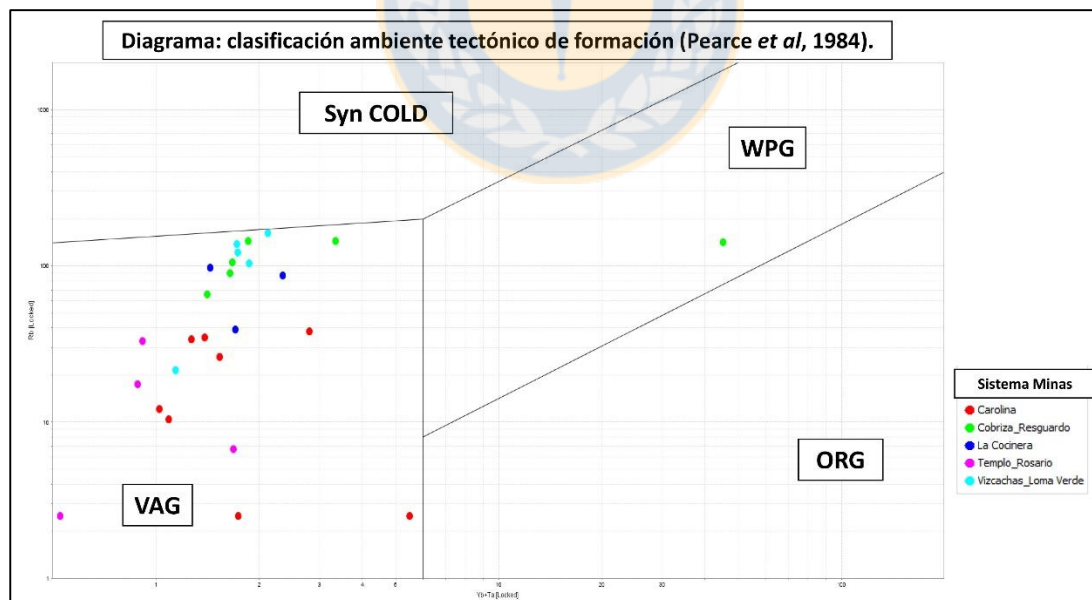


Figura 3.69: Diagrama de clasificación de ambiente tectónico de formación (Pearce *et al*, 1984).

Además, utilizando el diagrama de Pearce *et al.*, (1984) se puede discriminar el ambiente tectónico en rocas intrusivas utilizando la relación de elementos inmóviles Nb/Y v/s Rb/Y+Nb y definiendo los campos VAG: granitos de arco volcánico, Syn

COLD: granitos sin colisión, WPG: granitos de intraplaca y ORG: granitos de *ridge* oceánicos. Los análisis químicos realizados en este trabajo permiten visualizar que las muestras caen dentro del campo VAG, por lo tanto, se considera que provienen del mismo arco magmático (Fig.4.69).

3.3.1.2 Distribución de elementos de interés en distrito Quitalcura.

Con respecto a los óxidos mayores (Gráfico 3.2) se detectan valores *background* <15% para el hierro (Fe_2O_3) y se detecta solo un valor anómalo de ~40%, este último resultado fue obtenido en el nivel supérgeno de la mina Templo, en donde coexiste hematita especular hipógena y abundantes limonitas (jarosita y hematita). El magnesio también presenta una distribución normal y en general no se registran valores anómalos. Tanto el sodio como el potasio revelan una distribución similar, sin embargo, los valores más altos registrados en el potasio (6,5-8%) fueron obtenidos principalmente de los sistemas Cobriza-Resguardo, Vizcachas- Loma Verde y La Cocinera, mientras que en el caso del sodio (4-5 %) se incluye el Sistema Carolina.

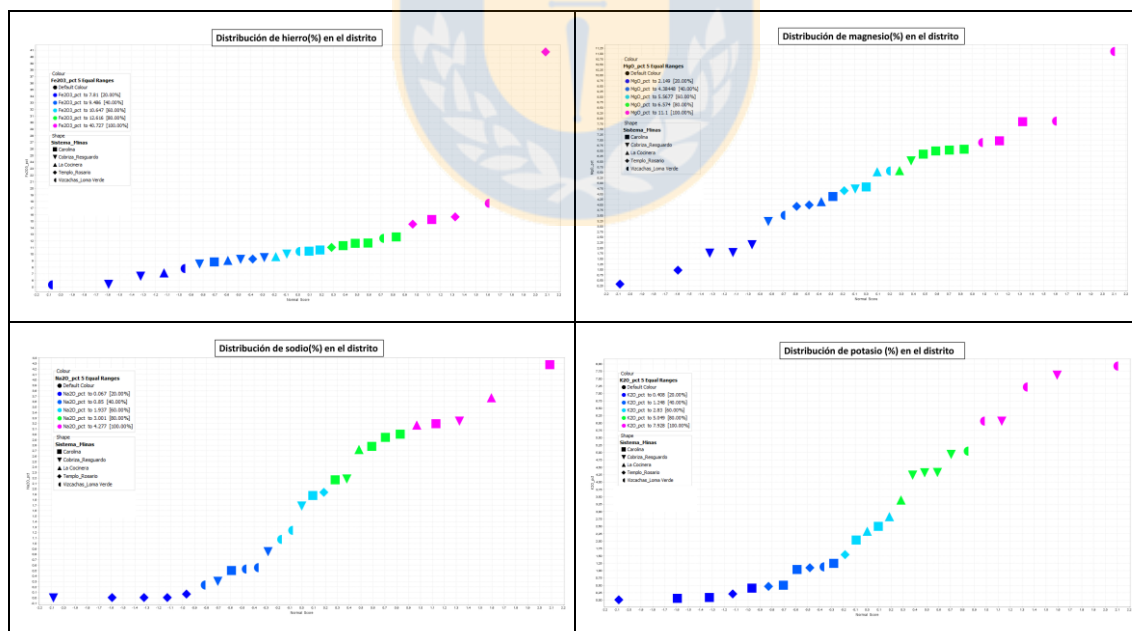


Gráfico 3.2: Distribución de óxidos mayores en el distrito Quitalcura.

En el caso de los metales (Gráfico 3.3), las mayores concentraciones de cobre (~30.000 ppm) en muestras mineralizadas, fueron identificadas en el sistema Cobriza-Resguardo, que corresponderían a muestras con abundante contenido de sulfuros de cobre

de alta ley (bornita-calcosina) que se encontrarían en un nivel mixto y parcialmente enriquecidos en cobre. La plata presenta un comportamiento similar al cobre con valores anómalos del orden de 200-300 ppm, y valores promedios de 25 ppm.

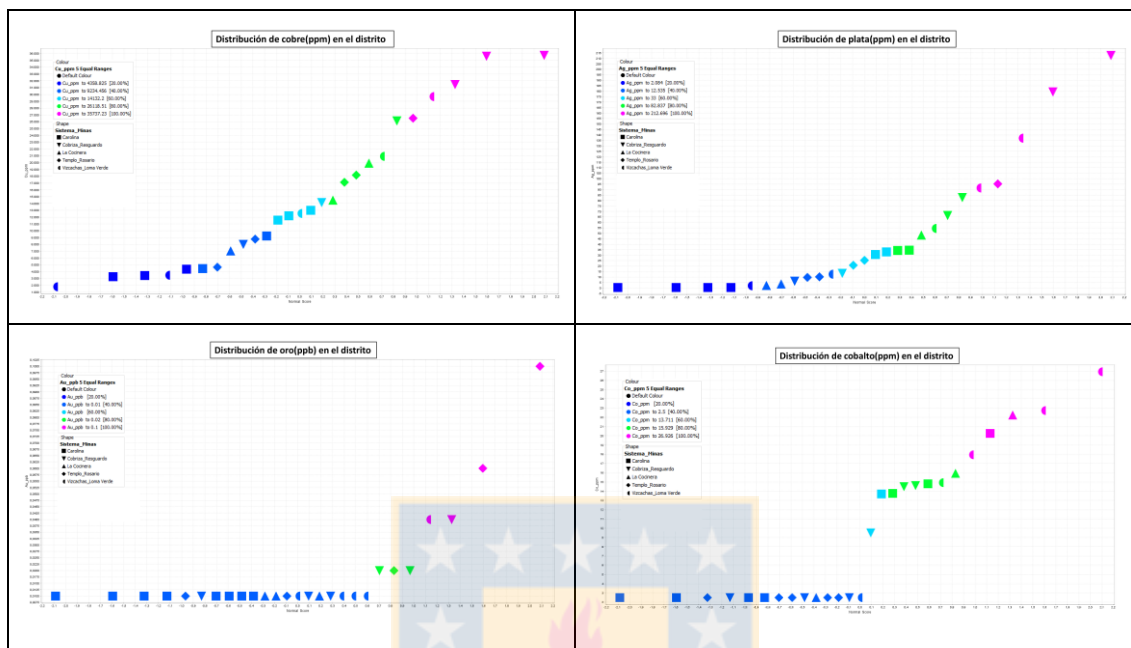


Gráfico 3.3: Distribución de metales en el distrito Quitacura.

El oro en general presenta valores bajos. Los resultados evidencian valores background $< 0,015$ ppb, sin embargo, se registraron mayores concentraciones del metal en el Sistema Templo-Rosario, alcanzando los 0,1 ppb en muestras mineralizadas del nivel mixto de la veta principal de Templo. De la misma forma, el cobalto registra valores background bajo los 4 ppm, y una población moderadamente anómala entre 9 y 27 ppm, de todas maneras, el cobalto no presenta altas concentraciones en los depósitos estudiados.

3.3.1.3 Correlación cobre y plata.

En base a observaciones realizadas en la presente memoria y trabajos anteriores, se indica en la hipótesis de este trabajo, que la plata estaría ligada estructuralmente a los sulfuros de cobre y hierro de origen primario. Es por ello que en el gráfico 4.4 se representan los contenidos de ambos metales obtenidos del muestreo de diferentes niveles de mineralización de los depósitos estudiados, para así poder determinar el coeficiente de determinación (R^2), herramienta estadística útil a la hora de predecir futuros resultados.

A partir del gráfico 4.1, se desprende que si existe una relación íntima entre estos metales. El coeficiente de determinación para el caso de la totalidad de las muestras analizadas revela una buena correlación ($R^2=0,8$), sin embargo, en el caso de los depósitos clasificados como estratoligados Cu-(Ag) arroja un $R^2=0,88$, respaldando la muy buena correlación de estos dos elementos.

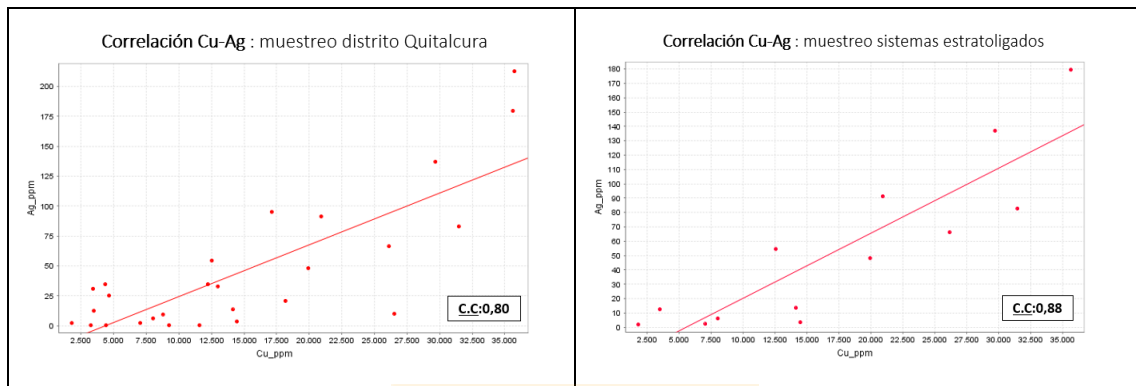


Gráfico 3.4: Correlación concentración Cu (ppm) vs Ag (ppm) en el distrito (izquierda) y filtrado para los depósitos clasificados como estratoligados Cu-(Ag). C.C = R^2 .

3.3.1.4 Estadística multivariable: matriz de Pearson.

Tabla 3.9: Análisis de correlación multivariable utilizando Matriz de Pearson en el muestreo de la totalidad del distrito.

Matriz de Pearson : todos los sistemas.

Correlación	Cu (ppm)	Ag (ppm)	Au (ppb)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	K2O (%)	Na2O (%)	Fe2O3 (%)	MgO (%)	Ba (ppm)	V (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sb (ppm)	As (ppm)
Cu (ppm)	1														
Ag (ppm)	0,8	1													
Au (ppb)	-0.045	0.036	1												
Pb (ppm)	-0.2	-0.027	-0.0078	1											
Zn (ppm)	-0.25	-0.16	-0.095	0.76	1										
K2O (%)	0.5	0.56	0.0068	-0.01	0.17	1									
Na2O (%)	-0.34	-0.4	-0.45	-0.29	-0.096	-0.31	1								
Fe2O3 (%)	-0.27	-0.26	0.46	-0.0015	-0.12	-0.37	-0.28	1							
MgO (%)	-0.56	-0.52	-0.28	-0.07	0.25	-0.16	0.36	-0.15	1						
Ba (ppm)	0.36	0.19	0.066	-0.067	-0.043	0.25	-0.29	-0.17	-0.29	1					
V (ppm)	0.038	0.075	-0.19	0.46	-0.024	-0.0058	-0.056	-0.23	-0.32	0.28	1				
Rb (ppm)	0.36	0.37	-0.033	0.037	0.23	0.95	-0.15	-0.39	-0.13	0.18	0.058	1			
Sr (ppm)	0.21	0.025	-0.067	-0.085	0.02	0.17	-0.04	-0.23	-0.14	0.95	0.3	0.16	1		
Sb (ppm)	-0.42	-0.16	-0.18	0.53	0.21	-0.25	0.1	-0.12	0.17	-0.19	0.54	-0.24	-0.2	1	
As (ppm)	-0.17	-0.011	-0.09	0.99	0.76	-0.011	-0.24	-0.07	-0.086	-0.053	0.49	0.037	-0.063	0.55	1

La matriz de Pearson mide el grado de relación lineal entre cada par de elementos o variables sin importar la unidad en que estén medidas. Es por lo anterior, que se realiza este análisis con ciertos elementos que han revelado un comportamiento anómalo en

depósitos del tipo estratoligado Cu-(Ag) en estudios anteriores (Boric *et al.*, 2002, Figueroa *et al.*, 2010).

A partir de la tabla 3.9, se determina una muy buena correlación entre As- Pb y Rb- K₂O. De la misma forma, se observa una buena correlación entre Cu-K₂O, Cu-Ag, Ag-K₂O. Zn-Pb-Zn-As y Pb-Zn.

Las correlaciones obtenidas y las relaciones con los análisis realizados en otros depósitos estratoligados Cu-(Ag) se analizarán en el capítulo de Discusión.

3.4 GEOCRONOLOGÍA DISTRITO MINERO QUITALCURA.

3.4.1 Datación de minerales de alteración distrito minero Quitalcura.

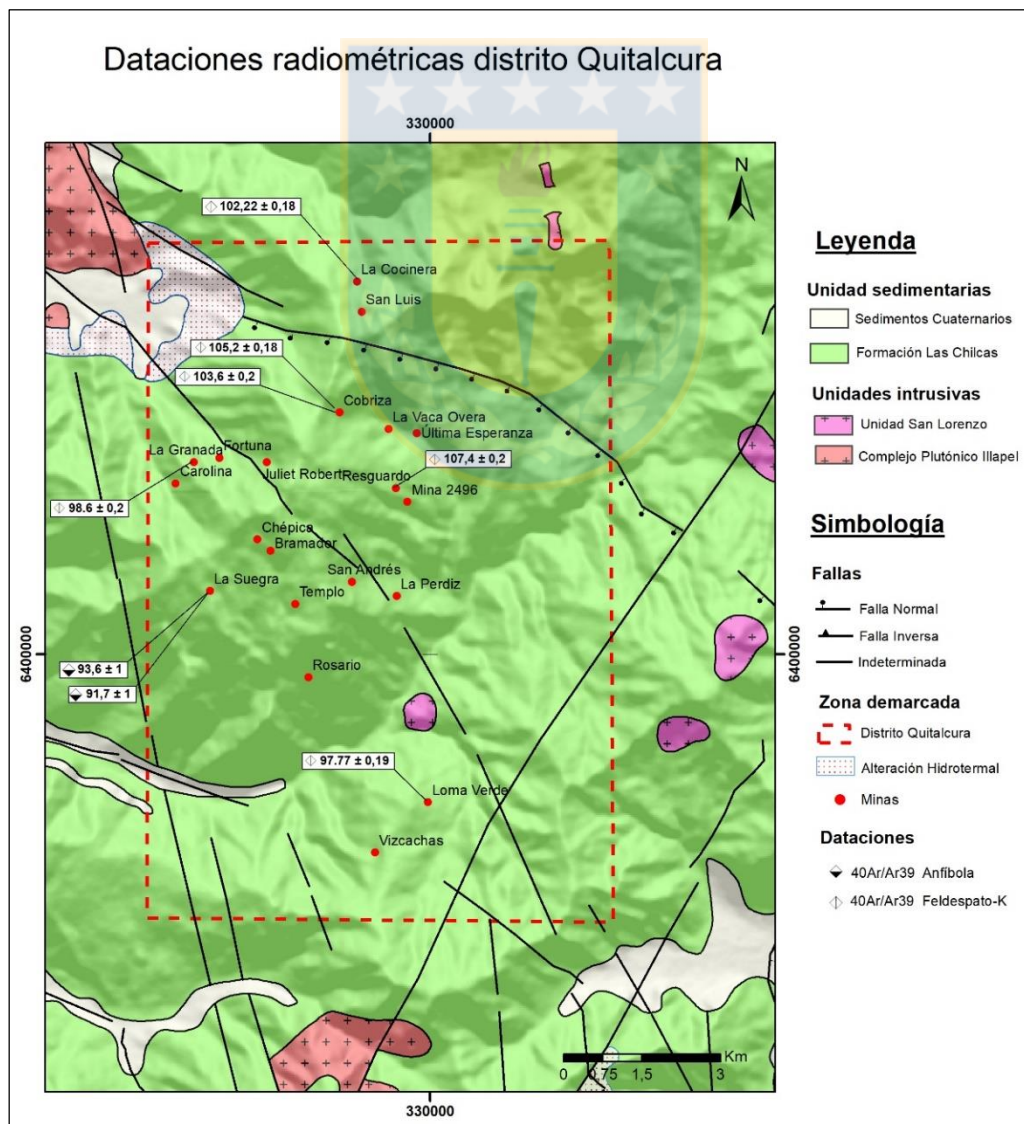


Figura 3.70: Mapa de distribución de dataciones radiométricas, distrito Quitalcura.

Para responder a la incógnita referente a la edad de la mineralización de cobre en el distrito Quitalcura se realiza la datación de minerales de ganga asociados directamente con los sulfuros de cobre primarios. En la figura 3.70, se presenta un mapa que muestra la distribución de dataciones realizadas en este trabajo.

3.4.1.1 *Feldespató potásico.*

Los eventos de alteración y mineralización observados en el distrito Quitalcura no incluyen abundancia de minerales propicios para ser datados. La sericita asociada a la mineralización como ganga y también alterando la roca caja es de carácter local y por lo tanto no fue un mineral apto para datar. Sin embargo, se pudo identificar una estrecha relación entre el feldespato-potásico (adularia \pm microclina) y la mineralización de cobre (Fig. 3.71). Asimismo, la mineralización de adularia fue registrada en la totalidad de las minas que reveleban mineralización de sulfuros de cobre de baja temperatura (bornita y calcosina intercrecida).

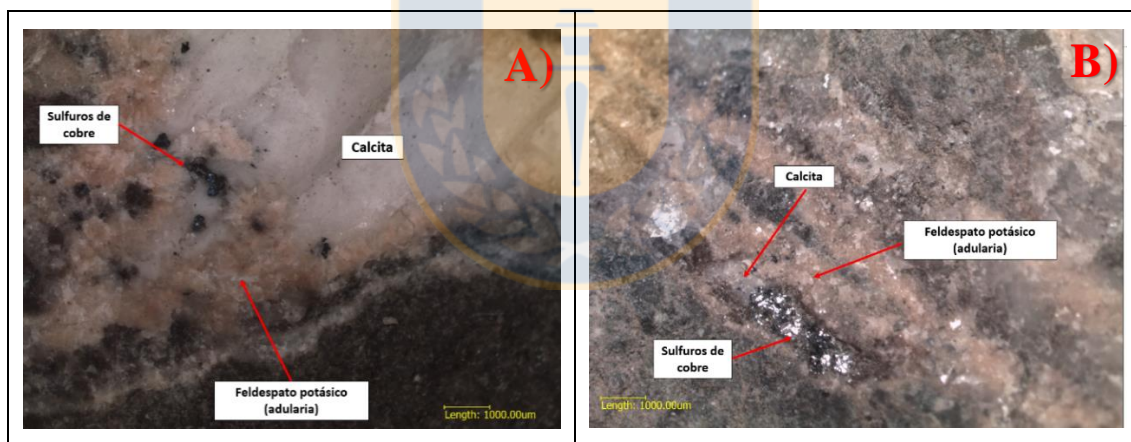


Figura 3.71 : Adularia asociada a mineralización de cobre: A) Vetillas mineralizadas con bordes de Adularia, mina Loma Verde. Lupa estereoscópica, aumento 1x. B) Vetillas mineralizadas con bordes de Adularia, mina Cobriza. Lupa estereoscópica, aumento 1x.

La identificación de adularia se realizó a través de revisión de muestras de mano y secciones transparentes, complementado con análisis DRx. El reconocimiento de este mineral no es simple, la variedad más abundante presenta tonalidades incoloras a amarillentas que generalmente se confunden con cuarzo, sin embargo, una variedad más

particular tiene tonalidades rosaceas por poseer inclusiones de hematita, lo que permitió un reconocimiento mineral más expedito.

Se realizaron un total de seis dataciones de feldespato potásico secundario. Sin embargo, es importante indicar que el feldespato potásico de baja temperatura fue encontrado como ganga de la mineralización, principalmente en vetillas y localmente en amígdalas, y como mineral de alteración junto a calcita y cuarzo. Las dataciones realizadas de este mineral se especifican en la tabla 3.10.

Tabla 3.10: Dataciones feldespato-K en distrito minero Quitacura, región de Valparaíso.

Muestra	Mina	Material	Método	Estilo	Edad Plateau (Ma)
BA-URM03370	Loma Verde	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas y amígdalas	97,77±0,19
BA-URM03382	La Cocinera	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas	102,22±0,18
BA-URM03613	Cobriza	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas	103,60±0,20
BA-URM03390	Cobriza	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas	105,20±0,18
BA-URM03546	Resguardo	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas y amígdalas	107,69±0,16
BA-URM03566	Granada	Feldespato-K	40Ar-39Ar	Vetillas	98,60±0,20

3.4.1.2 Anfíbola.

En la mina La Suegra se identificó un contacto por falla entre un cuerpo intrusivo diorítico y brechas volcánicas mineralizadas. En las muestras mineralizadas del depósito también se identificó feldespato potásico, pero no la cantidad suficiente para poder ser datada. Sin perjuicio de lo anterior, la alteración clorítica que afectaba los fenocristales de anfíbola en el cuerpo intrusivo era de intensidad débil, por lo que se pudo obtener cristales aptos para poder ser datados (Fig.3.72). Esta edad representaría la edad de enfriamiento del cuerpo intrusivo (Tabla 3.12). La relación con la mineralización de este cuerpo intrusivo será comentada en el capítulo de discusión.

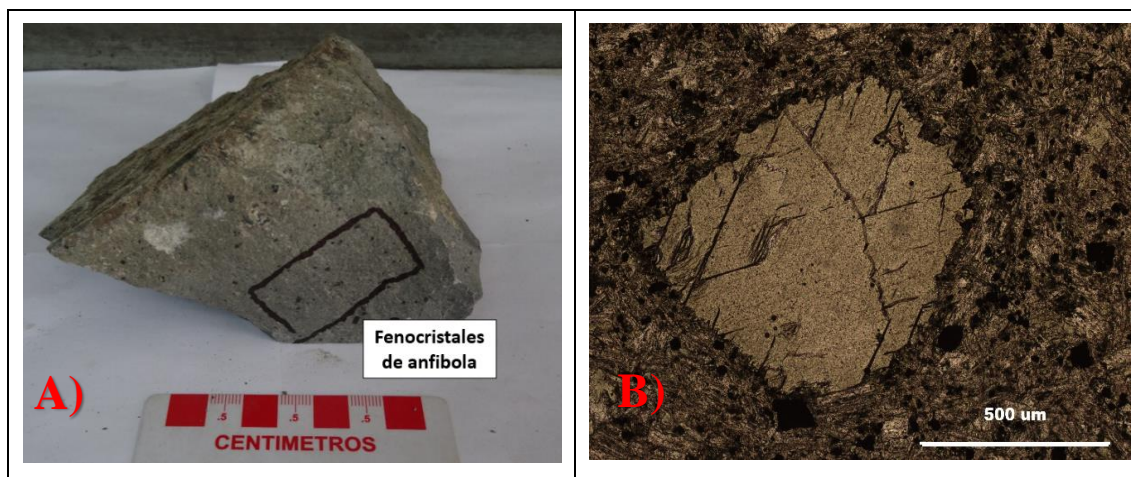


Figura 3.72: Anfíbol formador de roca mina La Suegra. A) Muestra de mano de diorita de anfíbol. B) Detalle de anfíbola con planos de clivaje característicos y parcialmente alterado a clorita. Luz transmitida NP, aumento 10x10.

Tabla 3.11: Dataciones de anfíbola formadora de roca, distrito minero Quitalcura, región de Valparaíso.

Muestra	Mina	Material	Método	Edad <i>Plateau</i> (Ma)
BA-URM03348	La Suegra	Anfíbola	40Ar/39Ar	93,6±1,0
BA-URM03349	La Suegra	Anfíbola	40Ar/39Ar	91,7±1,0

3.5 MINERALOGÍA AUTOMATIZADA TIMA DISTRITO MINERO QUITALCURA

Esta tecnología fue utilizada para determinar las fases minerales que hospedan la plata en muestras mineralizadas de cobre en el distrito minero Quitalcura. Existen estudios que demuestran una directa relación de los sulfuros de cobre hipógenos con la mineralización de plata (Cook *et al.*, 2011, Reich *et al.*, 2013). Es por lo anterior que se eligió 5 muestras individuales con alto contenido de cobre y plata obtenidas en muestreo de acopios de rocas mineralizadas, las muestras fueron seleccionadas de las minas Loma Verde, Vizcachas y Cobriza. Los mejores resultados para este análisis, se obtuvieron en la mina Loma Verde, que es precisamente donde se registraron los valores más altos de plata. Las muestras analizadas y sus características se resumen en la tabla 3.12.

Tabla 3.12: Resumen de muestra mineralizadas analizadas en TIMA. *Qz* (cuarzo), *Cc* (calcita), *Chl* (clorita), *Hm* (hematita), *Py* (pirita), *Ab* (albita), *Ad* (adularia), *Ep* (epidota), *Ba* (baritina), *Bn* (bornita), *Cs* (calcosina), *Cpy* (calcopirita) y *Ga* (galena).

Muestra	Mina	Roca hospedante	Min. alteración y ganga hipógena	Mena hipógena	Concentración Ag
BA-URM03367	Loma Verde	Niveles tobáceos	<i>Qz-Cc-Chl ± Hm-Py-Ab-Ad-Ep-Ba</i>	<i>Bn ± Cs-Cpy-Ga</i>	321 ppm
BA-URM03376	Loma Verde	Niveles tobáceos	<i>Qz-Cc-Chl ± Hm-Py-Ab-Ad-Ep</i>	<i>Bn - Cs ± Cpy</i>	275 ppm
BA-URM03378	Loma Verde	Niveles tobáceos	<i>Qz-Cc-Chl ± Hm-Ab-Ad</i>	<i>Bn - Cs ± Cpy</i>	124 ppm

En la primera fase se trató de identificar si se podían observar las fases minerales de plata, resultando positivo el análisis, especialmente las muestra BA-URM03376 y BA-URM03378 que revelaron abundantes fases minerales brillantes de plata dentro de los sulfuros de cobre (Fig. 3.75).

3.5.1 Fases minerales de plata.

Las fases mineralizadas de plata observadas fueron encontradas particularmente en las asociaciones de sulfuros calcosina-bornita en las dos muestras anteriormente mencionadas (Fig. 3.73).

Los granos de sulfuros analizados corresponden a relleno de vetillas. Estos mismos granos se identificaron rellenando la matriz, pero son de un tamaño mucho menor por lo que no son idóneos para el tipo de análisis que se está realizando. La ganga que acompaña estos sulfuros corresponde principalmente a cuarzo, y menores cantidades de calcita y feldespato potásico.

Las fases minerales de plata que fueron identificadas dentro de los granos de sulfuros de la exsolución calcosina-bornita, fueron encontrados en la mayoría de los casos (>99%) dentro de la calcosina (Fig. 3.74), que a su vez estaría intercrecida en bornita. Sin embargo, existen algunos casos puntuales en donde se pudo ver fases de plata dentro de la bornita monomineral (muestra BA-URM3367).

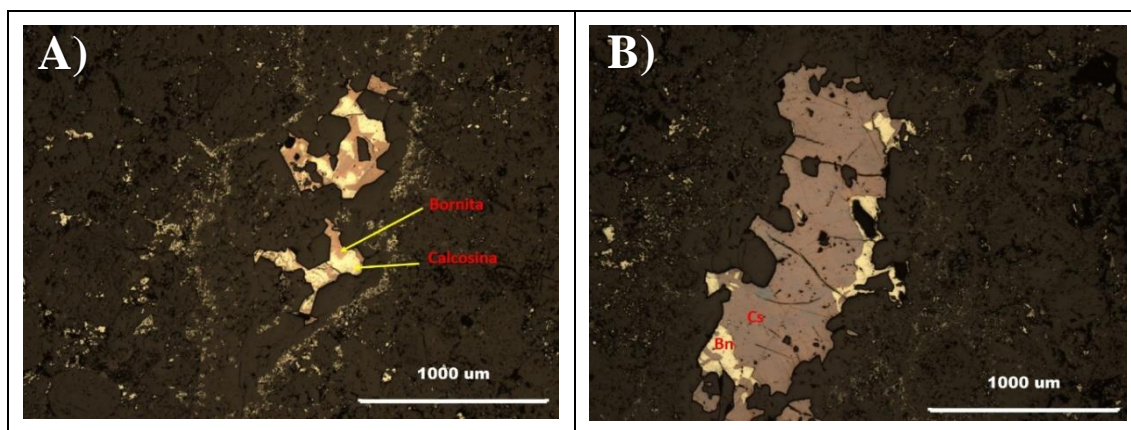


Figura 3.73: Sulfuros primarios mina Loma Verde: A) Exsolución bornita-calcosina en vetilla, se observa textura mirmequítica. Muestra BA-URM03376. Luz incidente NP, aumento 5x10. B) Exsolución bornita-calcosina en vetilla. Muestra BA-URM03378. Luz incidente NP, aumento 5x10.

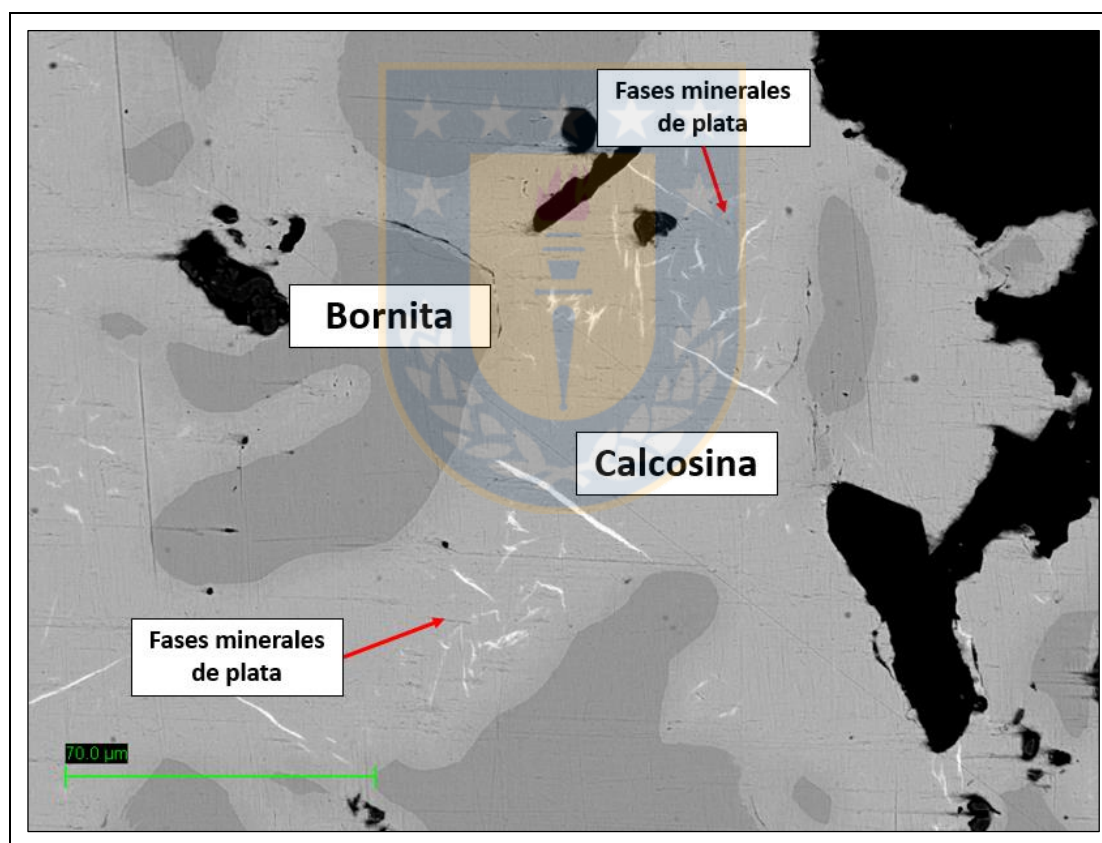


Figura 3.74: Imagen con sensor BSE: Se reconocen fases de plata exsultas (laminillas blanquecinas finas) en calcosina hipógena intercrecida (gris débil) con bornita primaria (gris oscuro). Muestra BA-URM03376.

Los minerales de plata identificados corresponden a Stromeyerita, Cervelleita, Naumannita y posible Hessita. Se detallan a continuación.

3.5.1.1 *Stromeyerita* – *CuAgS*.

Fue el mineral de plata más abundante registrado mediante el análisis utilizando TIMA. Se encontró restringido a calcosina primaria, esta última como monomineral o exsuelta en bornita primaria. Las texturas observadas de intercrecimiento se manifiestan en forma de gotas e “hilos” (Fig. 3.75). El tamaño de esta fase oscila entre los 3 y 5 micrones (Fig 3.76).

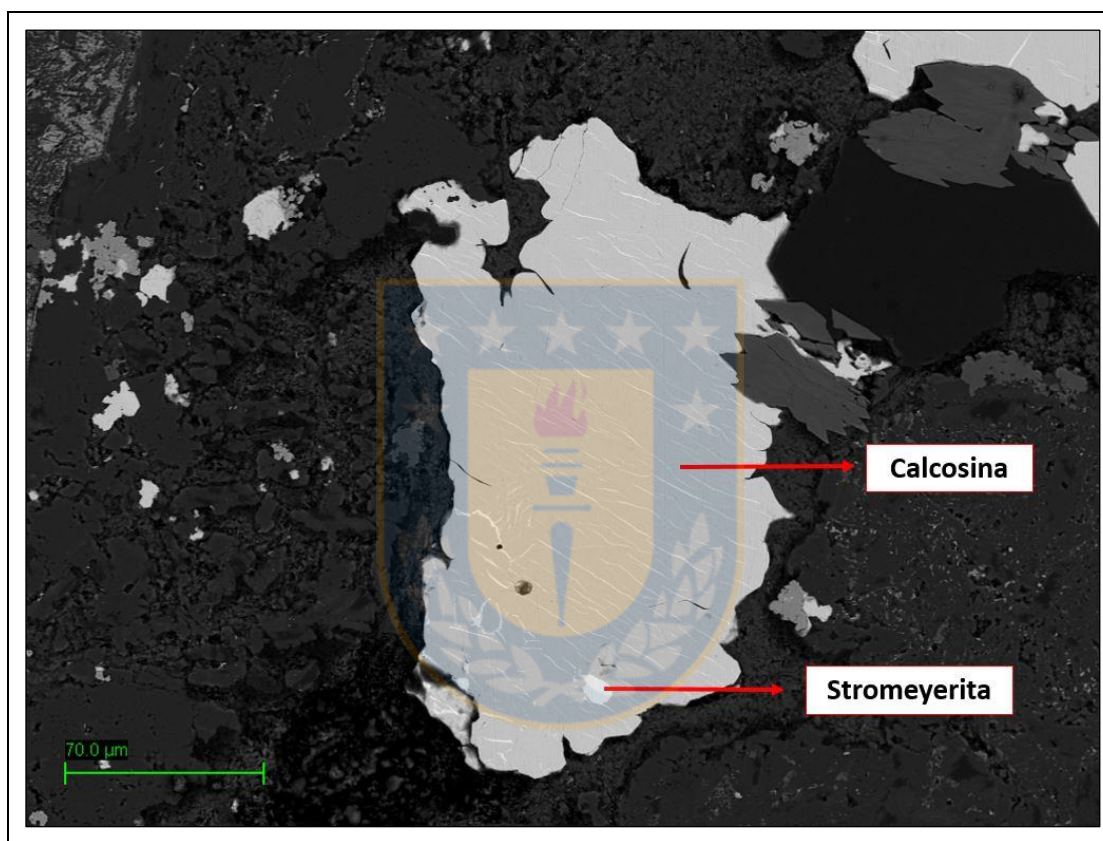


Figura 3.75: Imagen BSE mostrando *Stromeyerita* como una fase exsuelta dentro de la calcosina hipógena (fondo gris claro). Los hilos de color blanquecino son fases de plata pero que debido a su tamaño no pudieron ser precisadas.

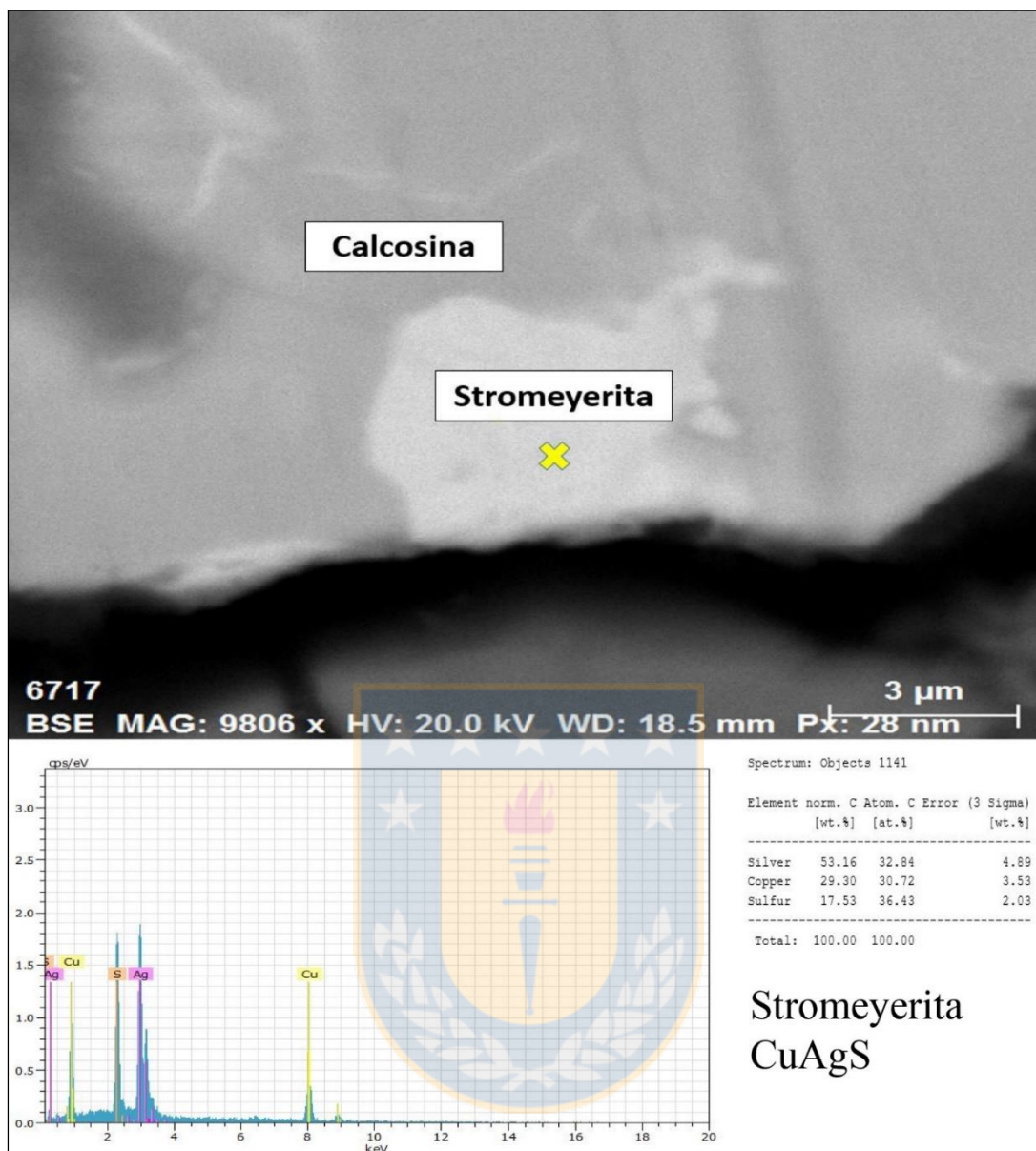


Figura 3.76: Análisis semicuantitativo utilizando sensor EDS para determinar la concentración de elementos presentes en la fase mineral. El resultado experimental coincide con la fórmula teórica de la Stromeyerita. Muestra BA-URM03378.

3.5.1.2 Naumanita- Ag_2Se .

La naumanita también fue encontrada exsuelta al interior de fases de calcosina primaria intercrecidas con bornita hipógena. Se identifican formas de orbículas elipsoidales y localmente forma de “hilos”. Poseen un eje mayor de 8 micrones y un eje menor de 3 micrones (Fig. 3.77).

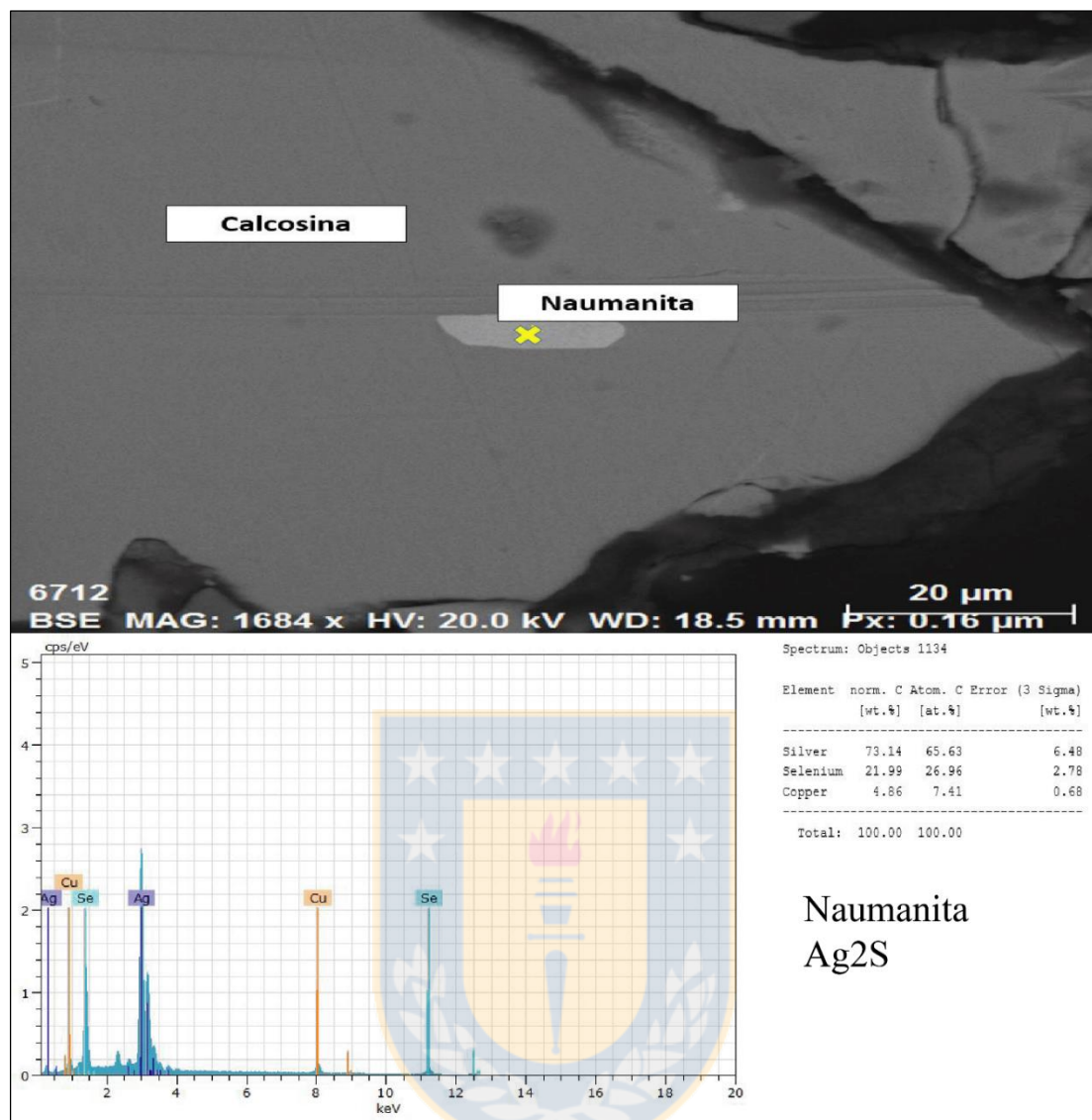


Figura 3.77: Análisis semicuantitativo utilizando sensor EDS para determinar la concentración de elementos presentes en la fase mineral. El resultado experimental coincide con la fórmula teórica de la Naumanita. Muestra BA-URM03378.

3.5.1.3 Cervelleita-Ag₄TeS.

Cervelleita es un sulfuro de telurio y plata que fue encontrado también al interior de calcosina hipógena intercrecida con bornita primaria. Se presenta en forma de “hilos” y formas angulosas a subredondeadas. Su tamaño oscila entre 4 y 6 micrones (Fig. 3.78).

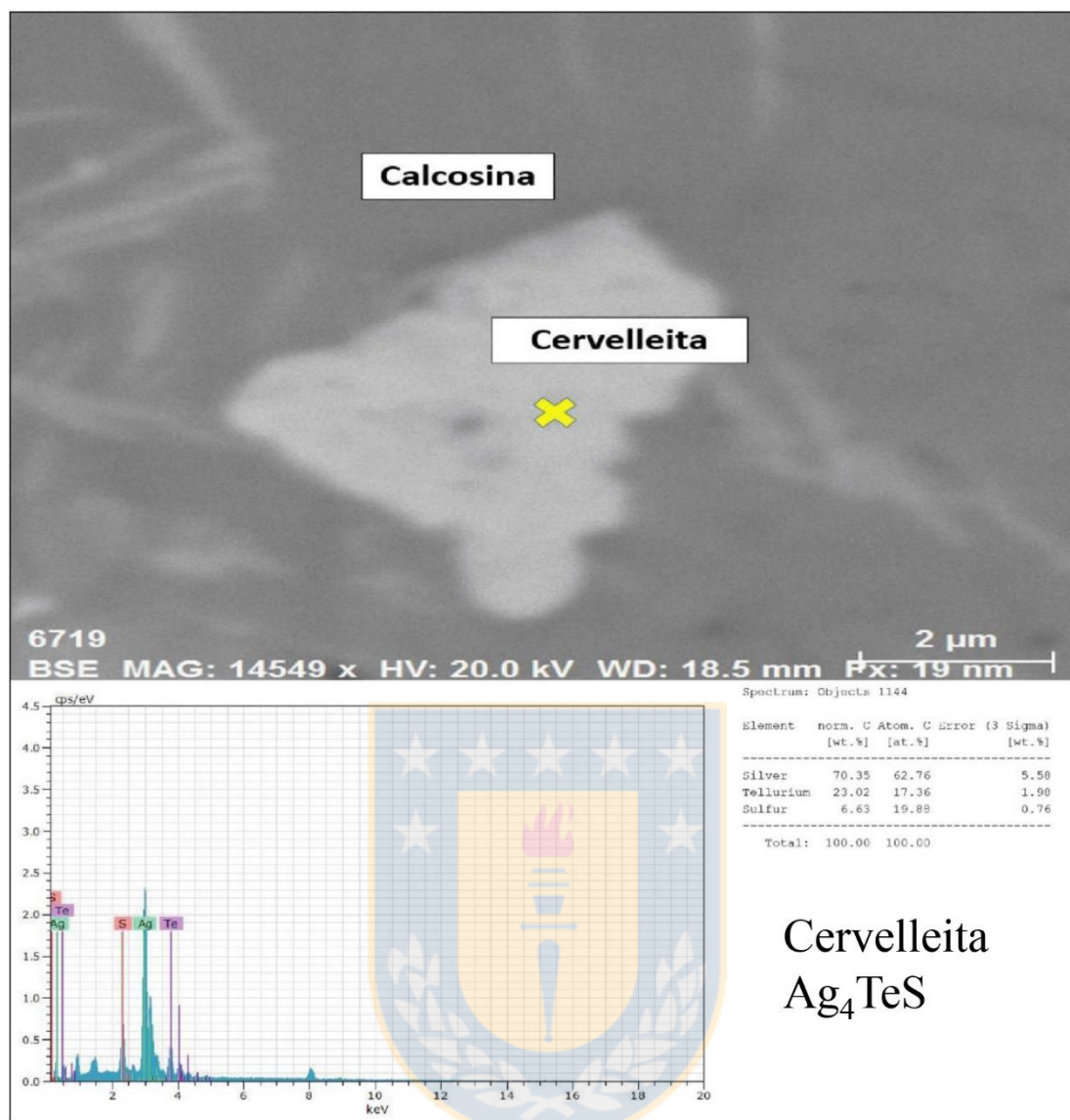


Figura 3.78: Análisis semicuantitativo utilizando sensor EDS para determinar la concentración de elementos presentes en la fase mineral. El resultado experimental coincide con la fórmula teórica de la Cervelleita. Muestra BA-URM03378.

3.5.1.4 ¿Hessita? - Ag_2Te .

Se identificó además fases de plata con una fórmula experimental cercana a la fórmula teórica de la Hessita, pero no coincide de manera exacta. Sin embargo, se incluye dentro de los minerales observados, al ser parte de la paragénesis de esta familia de minerales de plata. Notar además como estas fases de plata se restringen exclusivamente a la calcosina en forma de finos hilos blanquecinos brillantes (Fig. 3.82).

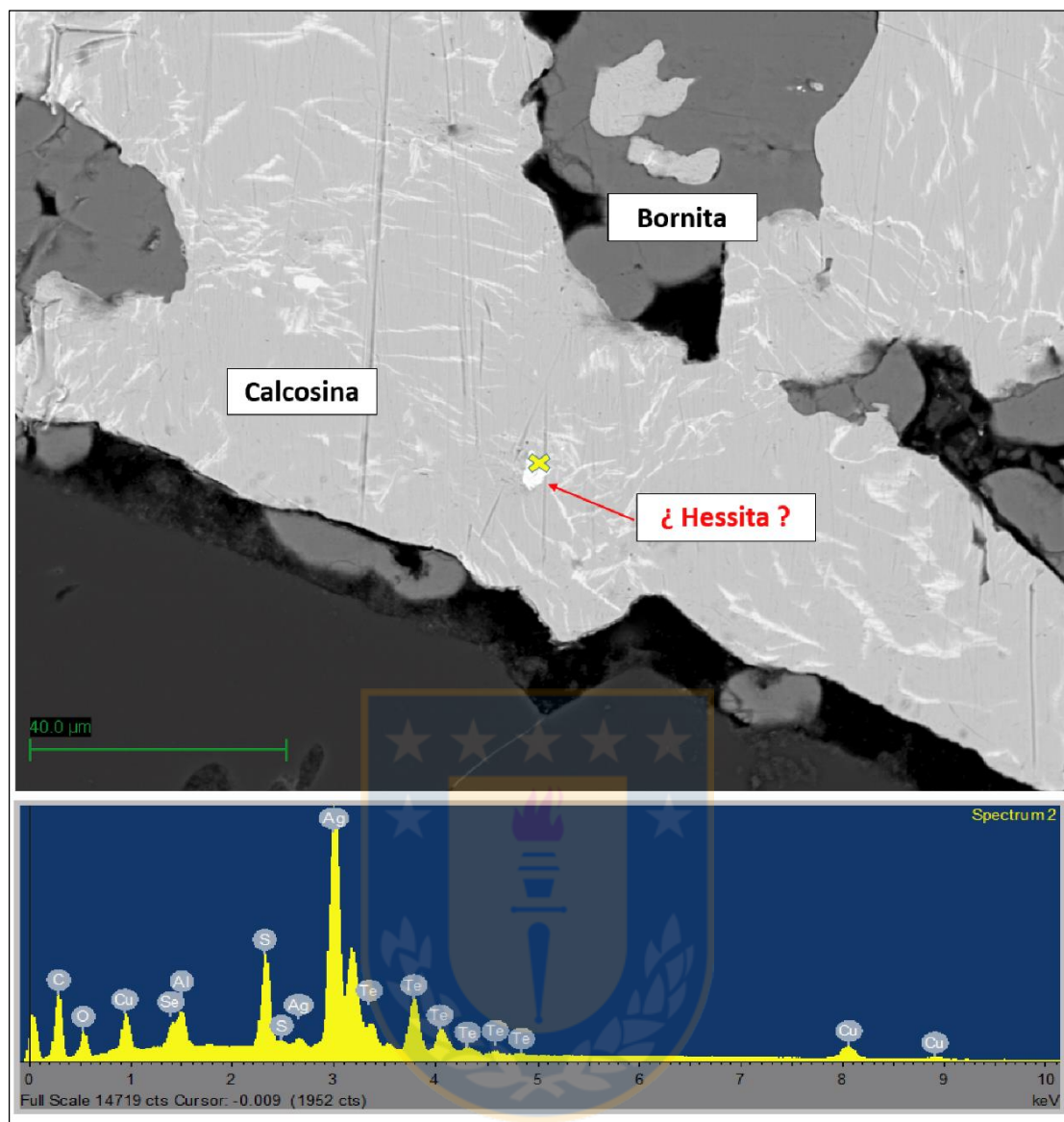


Figura 3.79: Análisis semicuantitativo utilizando sensor EDS para determinar la concentración de elementos presentes en la fase mineral. Formula experimental se acerca a la formula teórica de la Hessita. Notar los hilos blanquecinos sobre la calcosina (gris claro), tampoco pudo ser precisada la fase mineral por su tamaño, pero si su contenido de plata. Muestra BA-URM03378.

4. DISCUSIÓN.

4.1 ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DISTRITO MINERO QUITALCURA.

Según los resultados obtenidos en la presente memoria, es posible establecer una secuencia paragenética de alteración y ganga asociado a los minerales de mena. Sin embargo, para poder esclarecer los eventos de alteración hidrotermal presentes en el distrito, es necesario realizar un análisis comparativo de minerales claves en depósitos estratoligados Cu-(Ag) de la región, específicamente El Soldado, Lo Aguirre, Cerro Negro y los depósitos del distrito Quitalcura. También, es necesario un análisis puntual de las fases minerales de plata identificadas y su modo de ocurrencia en otros depósitos Cu-(Ag).

Estas comparaciones permitirán aunar criterios con respecto a la mineralogía de alteración y mena de los depósitos estratoligados Cu-(Ag) de Chile Central, que, en opinión del autor, constituye un elemento transcendental para la comprensión genética de los mismos.

4.1.1 Minerales de alteración y ganga.

Clorita – $\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{OH})_8$

En los depósitos minerales del distrito Quitalcura se detectaron dos variantes de clorita definidas en el capítulo 3.2. De la misma forma en el yacimiento El Soldado, Boric (2002), identifica dos tipos de cloritas, un primer tipo se encuentra reemplazando minerales primarios y vidrio de rocas basálticas, y rellenando amígdalas. El segundo tipo esta rellenando vetillas, poros y amígdalas, asociados a sulfuros de cobre. Esta última variedad, es más frecuente en las cercanías de los cuerpos mineralizados junto a calcosina-bornita y menos frecuente en los halos distales con mineralización calcopirita-pirita. El mismo autor indica que la clorita fue depositada durante sucesivos eventos: diagénesis, metamorfismo de muy bajo grado y evento de alteración principal. De la misma forma, en Lo Aguirre, Saric *et al.* (2003) reconocen a la clorita como un mineral de ganga poco frecuente que acompaña a la mineralización de calcosina, bornita y menor calcopirita, junto a otros minerales de ganga como sericita, arcillas y albita. También en

Cerro Negro se detecta clorita (Müher *et al.*, 1996) afectando los clastos de la “Brecha Diablo” junto a minerales de cobre, y también como parte de la suite de alteración: clorita-epidota-feldespato potásico-calcita-cuarzo-minerales de cobre, rellenando venillas en zonas cercanas al *sill* que intruye la brecha.

Se deduce entonces que la clorita I observada en el distrito Quitacura, posiblemente formaría parte de un evento de alteración regional que alteraría prematuramente las rocas volcánicas Cretácicas, y formaría parte de la suite generada en el metamorfismo regional de bajo grado descrito por Levi *et al.*, 1988. Esta clorita I fue identificada en los cinco sistemas definidos en esta memoria y se encuentra asociada de manera recurrente a magnetita de alteración.

De la misma forma la clorita II se encuentra bien desarrollada en el sistema La Cocinera y Cobriza-Resguardo y en menor medida en Vizcachas-Loma Verde, como parte de una alteración propilítica de baja temperatura, junto a smectita, calcita, cuarzo, calcosina, bornita y menor epidota y feldespato potásico, revelando condiciones de formación similares a las identificadas en El Soldado, Cerro Negro y Lo Aguirre como mineral de ganga de sulfuros de cobre y hierro. En Carolina, esta clorita II, formaría parte de un primer evento de alteración propilítica de mayor temperatura junto a abundante epidota, calcita, cuarzo, pirita, calcopirita y esfalerita.

Epidota - $\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})_3(\text{OH}(\text{SiO}_4)_3$

La epidota representa en general un mineral de alteración de baja abundancia reconocido en los depósitos del distrito Quitacura. En Cerro Negro, Müher *et al.* (1996), también señalan a la epidota como un mineral de menor contenido, rellenando venillas distales al núcleo mineralizado junto a clorita, feldespato potásico, calcita, cuarzo y sulfuros de cobre. Asimismo, Boric (2002), indica que, en El Soldado, la epidota también es un mineral escaso, pero que puede ser observado en asociación con calcopirita, bornita, calcosina, pero mayormente rellenando amígdalas en rocas volcánicas.

Por lo tanto, al igual que en Cerro Negro y El Soldado, se determina que en los depósitos estratoligados Cu-(Ag) de Quitacura, la epidota no se considera un mineral crítico asociado con la mineralización de cobre, sino más bien un mineral de alteración que forma parte de la alteración regional de bajo grado o facie de esquistos verdes registrada en las rocas hospedantes cretácicas (Levi *et al.*, 1988) y que localmente acompaña a estos sucesivos eventos de cloritización (clorita II) que incluyen bajos

contenidos de cobre y se sobrepone al metamorfismo regional, siendo muy difícil diferenciarlos en las cercanías del núcleo mineralizado.

Magnetita- Fe_2O_3

Al igual que la clorita, también fueron identificados dos tipos de magnetita, una magnetita tipo I y una magnetita tipo II (capítulo 3.2.1).

En El Soldado, Boric (2002), reconoce la precipitación temprana de titanio magnetita producto de la destrucción de minerales ferromagnesianos. A pesar de que no se realizaron análisis químicos puntuales de cristales de magnetita en este trabajo, existe un contenido de titanio que alcanza hasta el 1% de Ti en muestras mineralizadas (Anexo 1), por lo que al no reconocer fases minerales de titanio (ej. Rutilo), se piensa que estas magnetitas probablemente también corresponden a titanio magnetitas. En el mismo sentido, Boric (2002) reconoce localmente formación de magnetita sin titanio asociada a sulfuros de cobre y hierro, calcita y bitumen, esta magnetita formaría parte de la etapa temprana del evento hidrotermal principal en El Soldado. Tanto en Cerro Negro como en Lo Aguirre no se define como un mineral característico.

A partir de las observaciones petrográficas realizadas en este trabajo y la mineralogía descrita por Boric (2002), también se interpreta la ocurrencia de dos tipos magnetitas. Una magnetita tipo I o de alteración temprana, asociada a la alteración de minerales ferromagnesianos (olivino principalmente) detectado en las rocas hospedantes de los sistemas La Cocinera y Resguardo, y la mineralización temprana de magnetita tipo II o de ganga, asociada a los primeros estadios de la precipitación de cobre en los sistemas Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde, producto de una alteración propilítica.

Hematita- Fe_3O_4

Así como en el distrito Quitalcura, Boric (2002) define para El Soldado dos tipos de hematita. La primera de ellas como una hematita de grano fino que rodea granos de bornita o bornita-calcosina intercrecida. El autor explica esta textura como una cristalización del exceso de hierro que conlleva el reemplazo hipógeno de pirita-calcopirita por bornita-calcosina. La segunda hematita reconocida por Boric (2002) fue definida como hematita especular, esta variedad se presenta en cristales bien desarrollados asociados con calcopirita, pirita, calcita y localmente bitumen, las relaciones de corte revelan que esta especularita sería depositada posterior a la mineralización de calcopirita-pirita. En la misma línea, Saric *et al.* (2003) en Lo Aguirre,

reconocen la presencia de hematita rellenando vetillas y en diseminación fina como ganga junto a pirita, en núcleos mineralizados de bornita, calcosina y calcopirita. De la misma forma, Saric *et al.* (2003) determinan un aumento progresivo de calcita y hematita hacia zonas mineralizadas mientras que la epidota disminuye, lo anterior sugiere que los cambios de presión (CO₂) y/o fugacidad de oxígeno pudieron haber jugado un rol preponderante en la precipitación de sulfuros de cobre.

De la misma forma, la hematita I reconocida en Quitacura no se considera un mineral crítico asociado al principal evento de mineralización de cobre. Esta hematita I sería parte de un proceso de alteración temprano de la roca hospedante caracterizado por aumento en las condiciones oxidantes. En contraparte, la hematita tipo II o acicular si representa un mineral clave en la paragénesis de este tipo de depósitos. La hematita II pobremente desarrollada identificada en este trabajo, es un mineral de ganga ampliamente distribuido en los depósitos Cu-(Ag) con mineralización de sulfuros de alta ley (bornita-calcosina), y en base a relaciones texturales (Fig 3.62) su origen posiblemente corresponda al exceso de hierro producto del enriquecimiento de cobre a partir de pirita-calcopirita planteado por Boric (2002). Además, se coincide con Saric *et al* (2003) del aumento evidente de hematita-calcita y menor epidota hacia los cuerpos mineralizados, por lo que no sería raro pensar que las condiciones fisicoquímicas expuestas por Saric sean un mecanismo de precipitación válido de cobre.

Por lo tanto, la hematita II sería parte del evento de alteración principal en el distrito Quitacura, caracterizado por una alteración propilítica de baja temperatura junto a una paragénesis calcita-cuarzo-clorita-feldespatos potásico- calcosina-bornita.

Calcita - CaCO₃

Se reconoce que la calcita es el mineral de ganga más abundante y recurrente acompañando los minerales de cobre en los depósitos del distrito Quitacura, Cerro Negro, El Soldado y Lo Aguirre, rellenando espacios abiertos junto a minerales de cobre, principalmente en forma de vetillas, vetas, amígdalas y poros de rocas clásticas.

En Cerro Negro la calcita junto a sulfuros de cobre, rellena los poros de la matriz de la Brecha Diablo como diseminación fina (Müher *et al.*, 1996) y se considera como el principal mineral de ganga. También Boric (2002) y Saric *et al* (2003), reconoce a la calcita como parte del evento hidrotermal principal de la mineralización de cobre primario en El Soldado y Lo Aguirre respectivamente.

La abundancia de calcita posiblemente tenga su origen en las bajas concentraciones de titanio que posean las rocas hospedantes. En rocas con bajos contenidos de titanio, existe la posibilidad de liberación de calcio en solución, debido a que el Ca^{2+} se combina con Ti^{+4} generando esfero, pero debido a que existiría carencia de titanio, se producen condiciones de inestabilidad, que posibilita la liberación de calcio a la fase fluida precipitando como carbonato, especialmente calcita (López, 2002). Pese a lo anterior, en El Soldado se identifica rutilo como un mineral de alteración recurrente, así como también se reconoce una carbonatación bien desarrollada (Boric, 2002), por lo que esta idea no respalda de manera sólida el desarrollo profuso de calcita en Quitacura. En la misma línea, Saric *et al.* (2003), plantean que, en Lo Aguirre, la ocurrencia de calcita sugiere que la caída de la temperatura, uno de los mecanismos más importantes de precipitación de sulfuros en depósitos de origen hidrotermal, no habría jugado un papel importante. Sin perjuicio de lo anterior, en el distrito Quitacura, la calcita se considera un mineral guía de este tipo de depósitos.

En este trabajo se considera y reconoce que este mineral forma parte de sucesivas inyecciones de fluidos hidrotermales con alto contenido de calcio que precipitan como carbonato en forma de calcita, incluyendo el evento propilítico principal asociado a la mineralización, y eventos de carbonatación en sectores cercanos a la falla principal que permitió el desarrollo de lugares geométricos disponibles para la depositación de este mineral.

Cuarzo - SiO_2

Como se indicó en capítulos anteriores el cuarzo forma parte de la paragénesis principal asociada a la mineralización de cobre en Quitacura junto a calcita y adularia rellenando vetas y vetillas, definiendo una asociación paragenética del tipo propilítica de baja temperatura. Asimismo, se identifica cuarzo asociado al evento hidrotermal temprano junto a clorita, smectita, epidota, bornita y calcopirita.

El cuarzo se manifiesta como parte de un evento de silicificación asociado al desarrollo de brechas del tipo hidrotermal al interior de estructuras mineralizadas, descrita en Templo y Carolina específicamente.

En condiciones similares a las que se observan en Quitacura, Boric (2002), reconoce al cuarzo como un mineral periódico en este tipo de asociaciones minerales, pero es considerado como un mineral de ganga de baja abundancia. El mismo autor,

describe la presencia de cuarzo asociado a la etapa diagenética temprana junto a bitumen (Boric, 2002).

El cuarzo sin duda es un mineral que precipita a lo largo de todos los estadios de evolución de los fluidos responsables de la mineralización en Quitacura, y se considera parte importante y característica de la asociación paragenética de estos depósitos.

Adularia - KAlSi_3O_8

Este feldespato potásico de baja temperatura forma parte de la ganga asociada a la mineralización de cobre caracterizada por el intercrecimiento de bornita y calcosina, junto a la precipitación de calcita y menores cantidades de cuarzo. En la misma línea, se desprende que esta paragénesis formaría parte de la asociación mineral de alteración hipógena más superficial y de menor temperatura de estos sistemas, y que definiría la etapa tardía del evento hidrotermal principal asociado a la mineralización.

Si bien el feldespato potásico de baja temperatura (adularia y microclina) ha sido identificado como mineral de ganga en depósitos estratoligados Cu-(Ag) (Boric *et al.*, 2002; Oliveros *et al.*, 2007; Saric *et al.*, 2003), no se define como un mineral característico de la paragénesis de este tipo de depósitos. Sin embargo, en el presente trabajo se sugiere que la adularia es un mineral guía, y que como bien indica Boric *et al.*, 2002, se asocia íntimamente con las zonas de alta ley de cobre caracterizadas por intercrecimiento de bornita-calcosina.

4.1.2 Precipitación de plata en depósitos estratoligados: distrito Quitacura.

En la presente memoria se identificaron fases minerales de plata en sulfuros de cobre, específicamente en la asociación bornita-calcosina (capítulo 4.5). Se reconocieron sulfuros, telururos y selenuros de plata al interior de calcosina intercrecida con bornita hipógena, que se respalda además en la fuerte correlación entre el cobre y la plata en los depósitos estudiados (Gráfico 3.1). Por lo tanto, es necesario analizar su ocurrencia, posible mecanismo de precipitación y la relación con la génesis de este tipo de depósitos. En Mantos Blancos, Reich *et al.*, (2013) reportan concentraciones elevadas de plata y oro en calcopirita y bornita. De la misma forma, se plantea que hay una fuerte correlación entre el arsénico con la plata y el oro en la calcopirita, mientras que en la bornita no se observa esta correlación, pero sí una estrecha relación con el telurio (Reich *et al.*, 2013).

Además, Reich *et al.*, 2013, consideran que, debido a la ausencia de inclusiones visibles de minerales de plata y oro en los sulfuros, los metales preciosos y metaloides son incorporados mayoritariamente como parte de la estructura interna (soluciones sólidas) de la bornita y calcopirita, y localmente como inclusiones minerales. Conclusiones similares son las observadas por Maureira (2018) en los depósitos estratoligados Cu-(Ag) de Las Luces y Altamira, en donde se distinguen altos contenidos de plata en granos de bornita y calcosina (digenita), interpretando su ocurrencia similar a Reich, es decir, como “nano inclusiones invisibles”. En la misma línea, Reich interpreta, que la incorporación simultánea de elementos como el arsénico, antimonio o bismuto, puede aumentar significativamente la solubilidad de los metales preciosos en la solución sólida. Es así que este mismo autor atribuye al arsénico un rol importante con respecto a la solubilidad de la plata y el oro en sulfuros de cobre-hierro.

En base a los estudios realizados, Reich *et al.*, (2013), sugieren que en Mantos Blancos los metales Ag, Au, As y Cu provienen de una fuente magmática (cristalización de domo riolítico) y que son transportados por un fluido monofásico de baja densidad, y son particionados al interior de bornita y calcopirita a una temperatura estimada de 450°C. Es así, que se considera que la bornita por sobre la calcopirita, es uno de los mejores hospedantes de plata en diferentes tipos de depósitos minerales de cobre (Cook *et al.*, 2011; Reich *et al.*, 2013). Asimismo, las concentraciones de selenio y telurio son particularmente altas en bornita, considerándose posibles vectores de exploración (Cook *et al.*, 2011) Sin embargo, se concluye que, al descender la temperatura, la plata es particionada preferentemente al interior de calcosina en coexistencia con bornita (Cook *et al.*, 2011).

Los resultados obtenidos en este trabajo no permiten una comparación directa con las observaciones recopiladas en Mantos Blancos. Sin embargo, se sugiere que las fases de platas reconocidas podrían pertenecer a un sistema de evolución similar, pero con condiciones de menor temperatura que Mantos Blancos. Así también, en Quitalcura no fueron detectadas fases minerales de plata al interior de la bornita, salvo un par de granos en una muestra puntual (Capítulo 3.5). Es así, que se toma en consideración la premisa de que la bornita es un excelente *carrier* de metales preciosos (Cook *et al.*, 2011) y se coincide con Reich *et al.*, 2013, que la plata se presenta al interior de la bornita como nano inclusiones que estarían alojadas al interior de la estructura cristalina de los sulfuros de cobre y hierro.

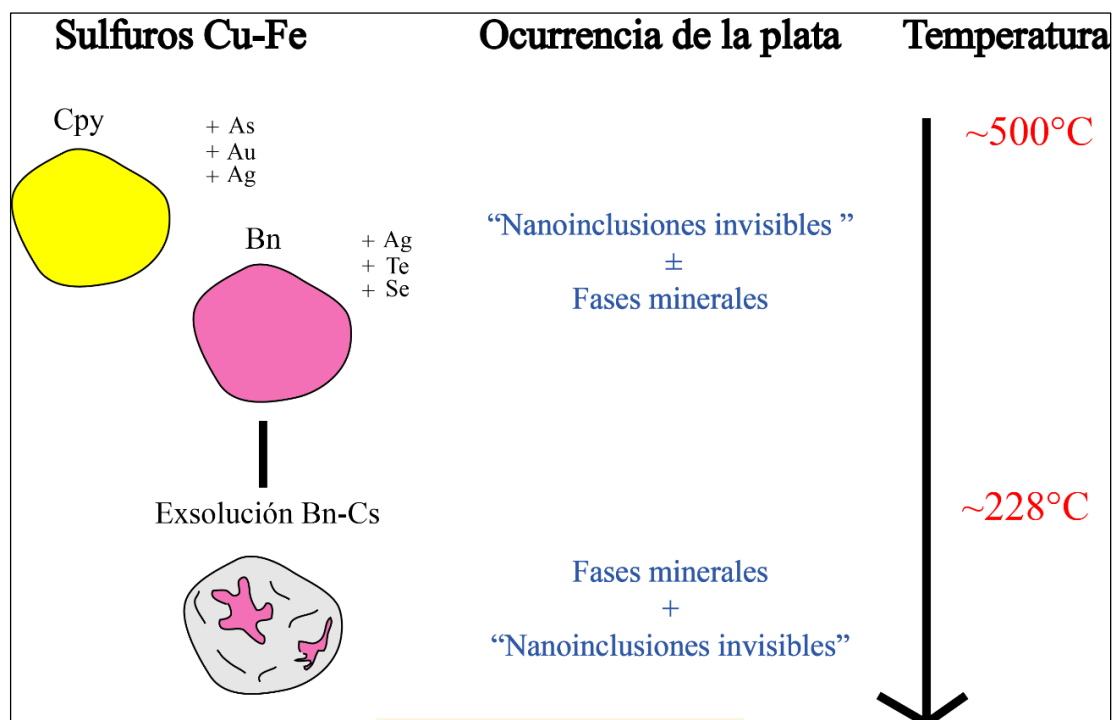


Figura 4.1: Modelo interpretado de la ocurrencia de la plata en sulfuros de cobre y hierro. Información compilada de Cook *et al.*, 2010; Cook *et al.*, 2011; Reich *et al.*, 2013; Maureira, 2018 y este trabajo. Temperatura de exsolución bornita-calcosina obtenida de Yund y Kullerud, 1966.

Entonces, una buena pregunta es por qué se reconocen fases minerales dentro de la calcosina intercrecida con bornita en los depósitos estratoligados Cu-(Ag) estudiados en el distrito Quitalcura. Una posible respuesta a esta incógnita se traduce en la caída abrupta de la temperatura, la composición del fluido mineralizante y la partición de la plata en la calcosina cuando se encuentra exsuelta con bornita.

En el depósito Cu-(Ag) de Tinnsjö en Noruega, se estudió la ocurrencia de una rara sulfosal llamada larosita al interior de sulfuros de cobre y hierro (Cook *et al.*, 2010). Este mineral se encuentra en paragénesis con wittichenita y stromeyerita, pero la diferencia radica en que estos dos últimos minerales de plata se encuentran restringidos exclusivamente a la calcosina, mientras que la larosita a la bornita. Estas relaciones texturales y asociaciones sugieren que tras sucesivas reacciones de exsolución de una bornita de mayor temperatura que se enfría y desestabiliza, se produce la exsolución simultánea de calcosina y otras fases minerales de elementos que fueron enriquecidos en la bornita inicialmente. (Cook *et al.*, 2010).

Por lo tanto, se sugiere que las fases minerales de plata identificadas en este trabajo posiblemente se generaron en condiciones similares a las reconocidas en Tinnsjö (Cook

et al., 2010). En la misma línea, se interpreta que en los depósitos estudiados en el distrito Quitalcura, la bornita es buen hospedante de plata, telurio y selenio tras un presunto aporte temprano de estos elementos. Asimismo, al descender la temperatura bajo los 220°C aproximadamente (Yund y Kullerud, 1966), se exsuelve la calcosina y posiblemente lo hacen de forma simultánea las fases minerales de plata (Fig. 4.1), que se restringen exclusivamente a la calcosina y exhiben típicas texturas de exsolución al interior de este mineral (Fig. 3.71). Lo anterior reafirma entonces la fuerte dependencia de la ocurrencia de la plata con la composición del fluido y la temperatura.

4.1.3 Alteración hidrotermal distrito minero Quitalcura.

La comparación mineralógica anterior permite, definir la mineralogía de alteración y ganga asociada a la mineralización en los depósitos minerales del distrito estudiado. Esta consiste en una paragénesis mineral temprana de clorita-epidota-smectita-calcita-cuarzo-albita-magnetita-calcopirita-bornita seguido de una etapa tardía principal, caracterizada por la asociación mineral calcita-cuarzo-feldespatos potásico-hematita-bornita-calcosina-minerales de plata (Fig. 4.2). En el cuadro paragenético de Corbet y Leach (1998), estas asociaciones minerales tempranas son características de una alteración propilítica de temperatura media que gradúa a una alteración propilítica de menor temperatura en condiciones de pH neutro, y localmente se desarrolla carbonatación, silicificación y sericitización (Fig. 4.3.). En base a los resultados obtenidos se distingue que las alteraciones hidrotermales anteriormente descritas se superponen al metamorfismo regional descrito por Levi *et al.*, 1988., específicamente a una facie de bajo grado o de esquistos verdes. Sin embargo, la facie de muy bajo grado de prehnita-pumpellita con amplia distribución en las secuencias mesozoicas de Chile Central (Levi *et al.*, 1988) no fue identificada en este trabajo, lo que sugiere que el nivel de enterramiento fue mayor o simplemente fueron obliteradas por las alteraciones hidrotermales principales en las cercanías de los cuerpos mineralizados.

Mineral Eventos	EVENTO MET. REGIONAL EVENTO DIAGENÉTICO	EVENTO DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL			EVENTO SUPÉRGENO	
		ETAPA DE MINERALIZACIÓN TEMPRANA	ETAPA DE MINERALIZACIÓN PRINCIPAL	ETAPA DE MINERALIZACIÓN TARDÍA	ETAPA DE ENRIQUEC. SECUNDARIO	ETAPA DE OXIDACIÓN
Facies esquistos verdes	————					
Bitumen-Py. Framboidal	— — —					
Clorita II - Sm		————				
Epidota		— — — — —				
Albita		— — — — —				
Magnetita II		————				
Hematita II			————			
Calcita		————	————	————		
Cuarzo		————	————	————		————
Adularia			————	————		
Sericita			— — — — —			
Baritina				— — — — —		
Pirita		————				
Calcopirita		————				
Esfalerita			— —			
Bornita			————			
Galena			— —			
Calcosina			————		— — — — —	
Minerales de Ag			————		— — — — —	
Covelina					— — — — —	
Limonitas						————
Oxidados Cu						————

Figura 4.2: Cuadro paragenético generalizado de los depósitos estudiados en el distrito Quitalcura. Válidos para los sistemas de minas La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde.

Asimismo, la geoquímica que caracteriza la alteración en zonas mineralizadas de este tipo de depósitos, entrega algunas consideraciones importantes. Según la matriz de Pearson presentada en el capítulo 4.3. existe una marcada afinidad entre los elementos traza cobre, plata y potasio. Asimismo, existe un aumento anómalo del Sr^{+2} , Rb^{+} y Ba^{+2} en zonas mineralizadas asociadas a la precipitación de feldespato potásico, lo que resalta la afinidad geoquímica entre estos elementos y el potasio.

La relación $\text{Na}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ es baja en las muestras analizadas en el frente mineralizado de los depósitos estudiado en Quitalcura, lo que indica un claro dominio del ion K^{+} sobre el ion Na^{+} , sugiriendo un aporte importante de este elemento en el sistema, que se refleja en la mineralización de feldespato potásico de baja temperatura o adularia. En El Soldado, Boric *et al.*, 2002, concluyen que la mineralización hidrotermal de cobre está asociada con un aumento relativo de sodio asociado a la albitización y con un decaimiento del potasio en la roca hospedante, Sin embargo, esta relación es inversa en zonas de alta ley de cobre asociado a la precipitación de feldespato potásico. Lo anterior coincide con la relación sodio y potasio observada en Quitalcura

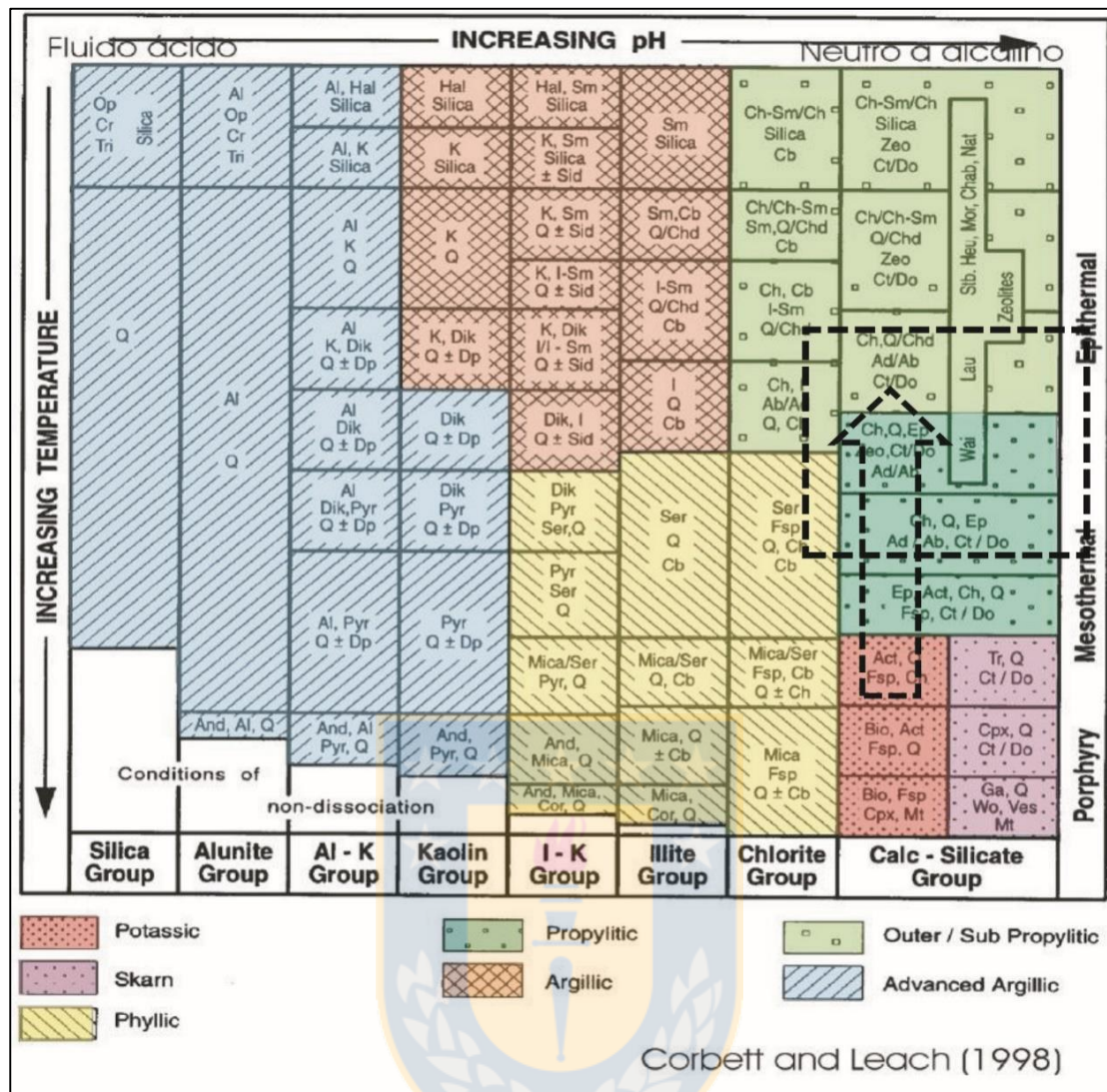


Figura 4.3: Alteraciones observadas en los depósitos del distrito Quitalcura. Modificado de cuadro de alteraciones hidrotermales en función de pH y temperatura (Corbet y Leach, 1998).

De igual forma, se puede notar en el cuadro de alteraciones de la figura 5.3, que la alteración propilítica de mayor temperatura incluye en un ensamble mineralógico con actinolita. Este mineral no fue identificado en Quitalcura, pero si ha sido reportado en los niveles más profundos de Carolina de Michilla en el norte (Trista-Aguilera, 2007) y en Cerro Negro en Chile Central (Müher *et al.*, 1996). Lo anterior permite sugerir que los fluidos responsables del desarrollo de estas asociaciones minerales observadas en la alteración de este tipo de depósitos, tendrían una fuerte dependencia de la temperatura o bien se trataría de sistemas de alteración sobreimpuesto a otros formados a mayor profundidad y a temperaturas más elevadas.

Por último, se advierte que las alteraciones observadas en los sistemas Carolina y Templo-Rosario corresponden a asociaciones minerales de alteración y mena de mayor temperatura, pero siguen dentro del rango de una alteración propilítica. Sin embargo, no se considera prudente ahondar en su análisis, ya que para el autor estos dos sistemas corresponden claramente a diferentes niveles de exposición, y se necesitan mayores elementos para poder discernir si efectivamente corresponde a una porción más profunda de los depósitos estratoligados Cu-(Ag) descritos en este trabajo o bien son sistemas totalmente independientes. Además, se pone en especial consideración el sistema Templo, que posiblemente podría tratarse de una porción muy distal de un sistema con mineralización tipo IOCG, debido a su mayor contenido de especularita y fases minerales de mayor temperatura, sin embargo, no existen pruebas concluyentes para demostrarlo.

4.2 EDAD DE MINERALIZACIÓN DEL YACIMIENTO Y RELACIONES METALOGÉNICAS.

4.2.1 Edad de mineralización de los depósitos estudiados en distrito Quitalcura.

Las dataciones realizadas a través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespato potásico secundario rellenando vetillas y amígdalas, permitió acotar un rango de edad estimado de 98 a 107 Ma. Debido a la estrecha relación que se determinó entre el feldespato potásico de baja temperatura (adularia±microclina) y los minerales de mena de alta ley de cobre (bornita-calcosina), se sugiere este rango de edad como una edad mínima para la mineralización.

Es así que se construye un cuadro geocronológico (Fig. 4.4) compilando las edades de depositación de las formaciones Cretácicas (Boyce, 2015), de los cuerpos intrusivos pertenecientes al Complejo Plutónico Illapel (Morata *et al.*, 2010, Ferrando, 2014), metamorfismo de bajo grado con mineralización de adularia en el sector Chacana (Fuentes *et al.*, 2005) y edades de mineralización de mena en depósitos estratoligados de la región de Valparaíso obtenidos en este estudio y de otros autores (Boric *et al.*, 2002) y además de los encontrados en el límite de la región de Valparaíso y Metropolitana (Makshev y Zentilli, 2002 en Saric *et al.*, 2003).

hospedantes de edad Cretácica, y en general contemporánea al metamorfismo de carga regional y el magmatismo intrusivo Cretácico.

Un punto importante a discutir es la similitud de edades (Fig. 4.4) de mineralización en las secuencias mesozoicas al oeste del Complejo Plutónico Illapel como El Soldado (Boric *et al.*, 2002) y los depósitos del distrito Quitalcura situados en Las Chilcas al este del CPI. Esta situación podría tener implicancias claves a la hora de entender la génesis de este tipo de depósitos. Es por lo anterior que a continuación se revisan algunos antecedentes de la posible relación que guardan los depósitos estratoligados con los depósitos tipo IOCG y el magmatismo de edad Cretácica.

4.2.2 Consideraciones metalogénicas de los depósitos estudiados.

En el norte de Chile está bien documentada la posible relación de los depósitos IOA, IOCG y estratoligados Cu-(Ag) más conocidos como *Chilean Manto Type*. Vivallo y Henríquez (1998) realizan una comparación entre depósitos estratoligados Cu-(Ag) hospedados en rocas volcánicas y depósitos IOCG hospedados en granitoides. Ambos depósitos se encuentran separados por una distancia del orden de 1000 m. Estos autores establecen que las relaciones espaciales de depósitos IOCG vetiformes restringidos al ambiente plutónico y los estratoligados asociados a las rocas volcánica e intruidas por dichos plutones, junto a las relaciones temporales deducidas a partir de la geocronología de la alteración asociada a la mineralización, permiten sugerir que ambos depósitos tendrían un origen hidrotermal común y genéticamente relacionados al magmatismo intrusivo de edad jurásica. Esta idea se respalda además por la composición isotópica de minerales de ganga y mena, que revelan la derivación de fluidos hidrotermales a partir de una fuente magmática (Vivallo y Henríquez, 1998).

Por lo tanto, Vivallo y Henríquez (1998) sugieren que las soluciones hidrotermales evolucionaron de una zona de alta temperatura, condicionada por las etapas póstumas en la cristalización/enfriamiento de los plutones, hacia otra más superficial y de menor temperatura, controlada por la interacción con las rocas volcánicas. Los yacimientos IOCG se formaron en zonas de mayor temperatura (300-400°C) a partir de soluciones magmáticas en equilibrio con magnetita y condiciones de pH neutro a ligeramente alcalino. Estas soluciones migraron hacia zonas más superficiales y condiciones oxidantes, con hematita estable, y más baja temperatura (<300°C) para dar origen a los depósitos estratoligados (Fig. 4.5) Asimismo, se desprende que el magmatismo Jurásico

que da origen al batolito homónimo, es también el responsable del evento metalogénico regional que da origen a los depósitos IOA, IOCG y estratoligados (Vivallo y Henríquez, 1998).

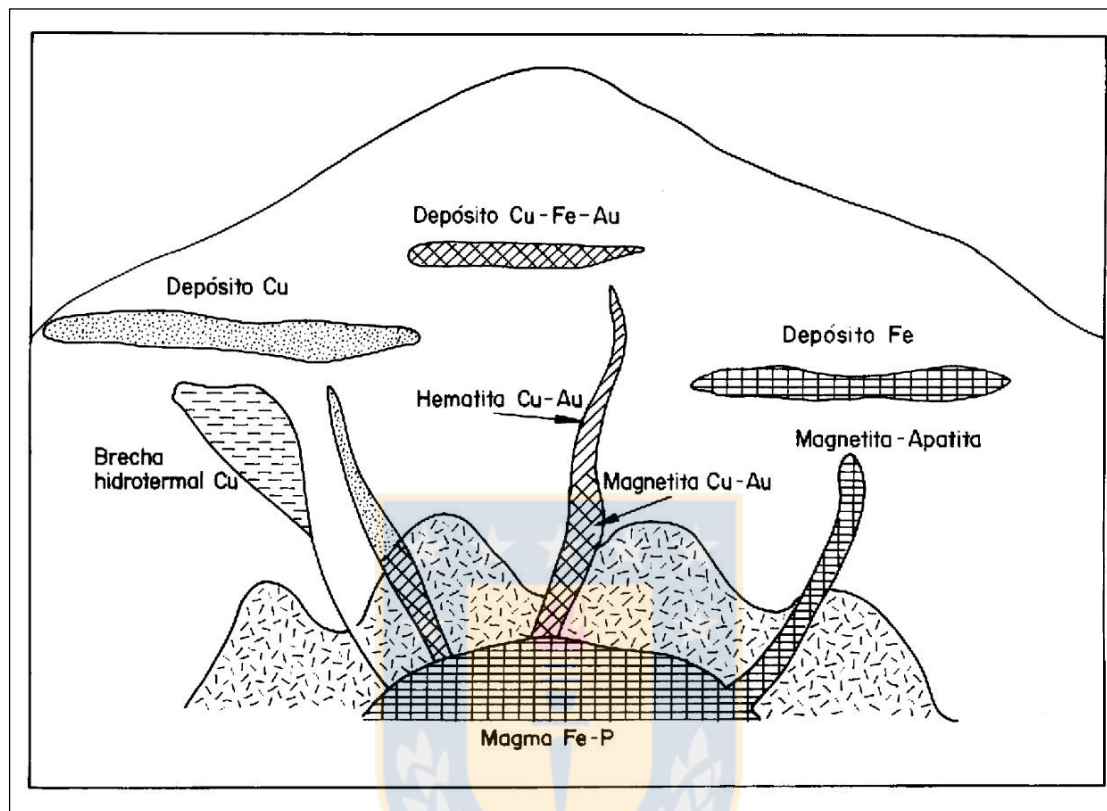


Figura 4.5: Esquema que muestra la relación temporal y espacial de depósitos IOCG, IOA y estratoligados Cu-(Ag), tomado de Vivallo y Henríquez (1998).

El análisis anterior es extrapolable al contexto metalogénico existente en la región de Valparaíso. El Complejo Plutónico Illapel representa la expresión del magmatismo Cretácico que sería la fuente de los fluidos hidrotermales que generarían depósitos estratoligados de cobre (Ej. El Soldado y Quitalcura) distales a su fuente. Por lo tanto, un punto pendiente, es comprender si el emplazamiento de depósitos IOCG en las unidades intrusivas del CPI, tiene relación con los depósitos estratoligados distales.

En trabajos más recientes, Barra *et al.*, (2017) utilizan las razones isotópicas del sistema Re-Os para poder determinar la fuente de los metales y la edad de la mineralización en el llamado “Clan IOCG”, grupo que incluye una serie de depósitos del tipo IOA, IOCG y estratoligados ubicados en el norte de Chile y con una clara relación espacial.

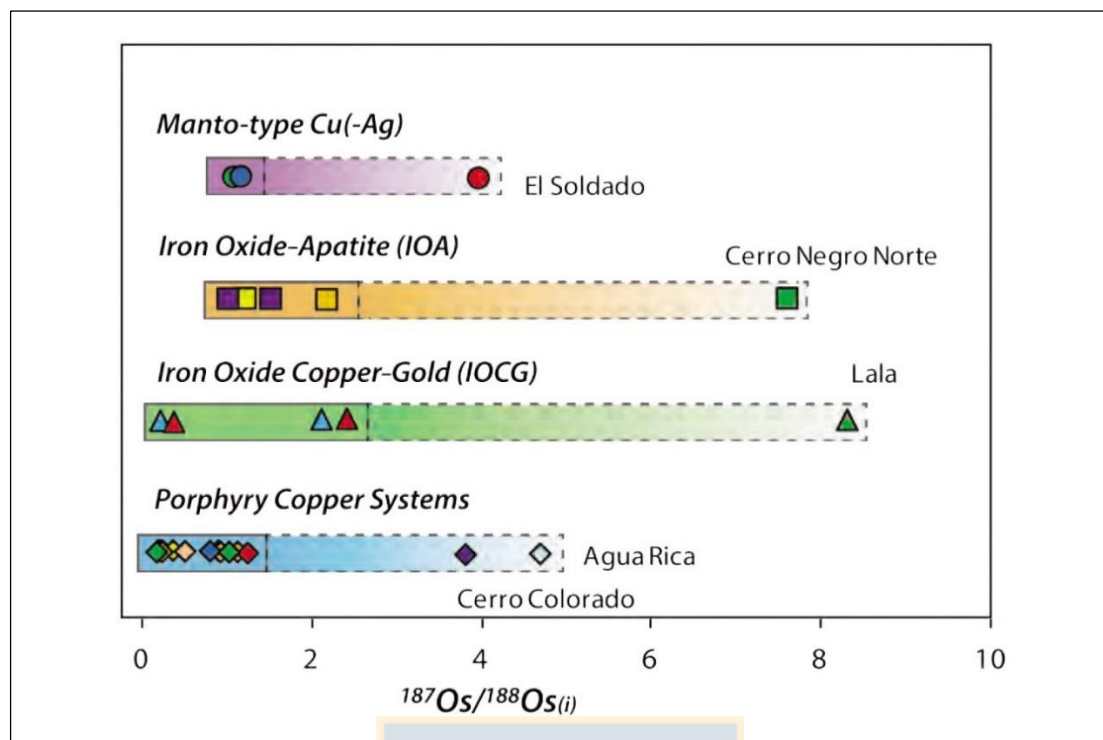


Figura 4.6: Comparación entre de rangos de Os inicial entre los depósitos del clan IOCG y pórfidos de cobre andinos. Se observa claramente un traslape entre los diferentes depósitos en valores menores a 3. Figura tomada de Barra *et al.*, 2017.

Los resultados obtenidos por Barra *et al.*, (2017) coinciden con las observaciones reportados por Vivallo y Henríquez, repitiéndose la relación espacial y genética entre depósitos IOA, IOCG, estratoligados Cu-(Ag) y una fuente magmática común. En síntesis, el origen de estos depósitos deriva principalmente del enfriamiento de plutones con una contribución moderada de la lixiviación de rocas volcánicas hospedantes, es decir, una fuente mixta. La idea anterior está soportada por una buena correlación entre las edades de mineralización y la geocronología de intrusivos (Barra *et al.*, 2017).

Edades geocronológicas obtenidas en el marco del desarrollo del Mapa Metalogénico de la región de Valparaíso en los depósitos con mineralización tipo IOCG del distrito Los Molinos, han reportado edades que oscilan entre 104 y 115 Ma en minerales de alteración asociados a la mineralización de mena (Mapa Metalogénico región de Valparaíso, en preparación). Estos depósitos están emplazados en granitoides del Complejo Plutónico Illapel (Fig 4.7).

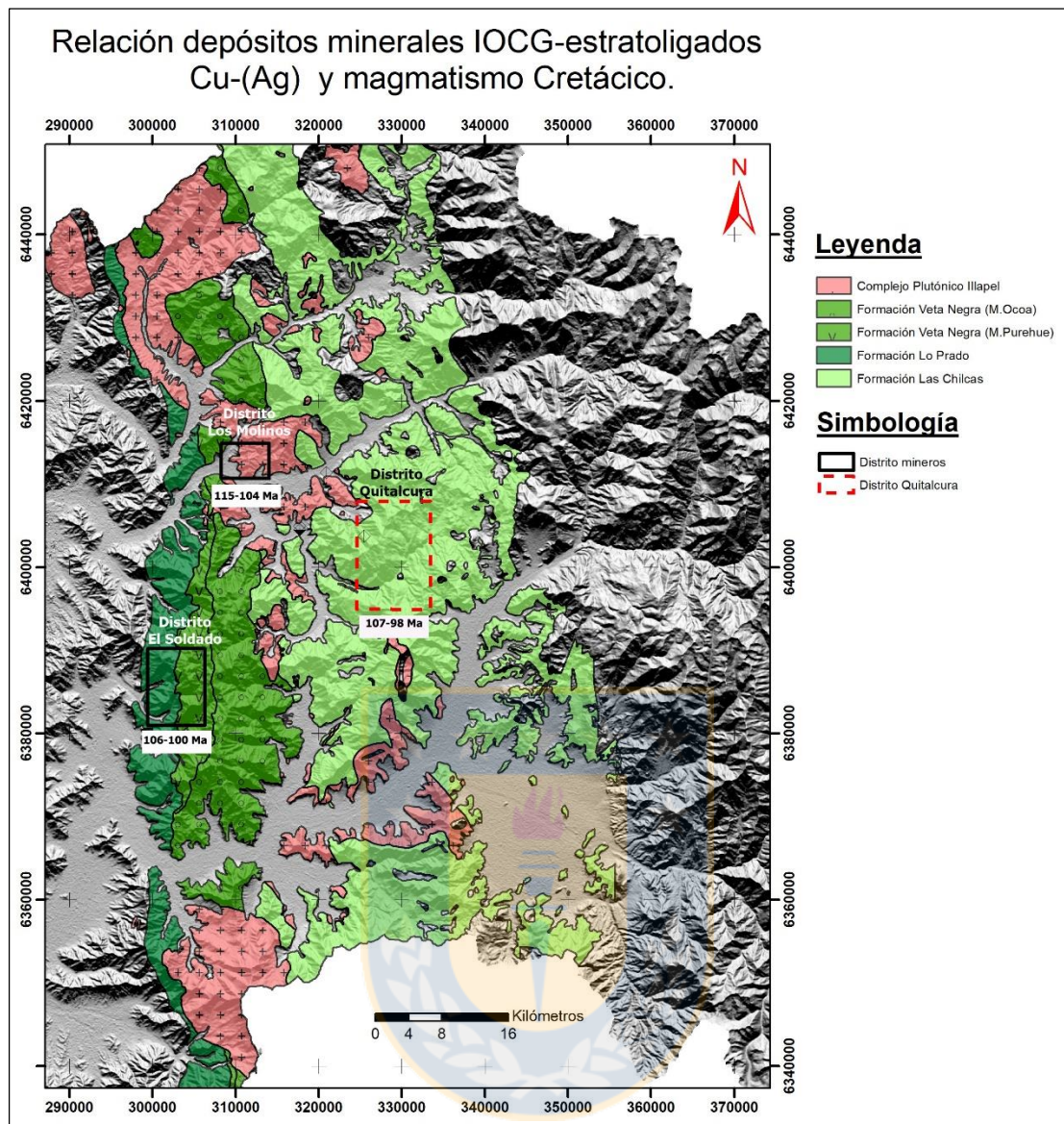


Figura 4.7: Mapa que muestra las edades de mineralización en los depósitos tipo IOCG en distrito Los Molinos y en los depósitos estratoligados en los distritos El Soldado y Quitalcura. Mapa Modificado de Mapa Metalogénico región de Valparaíso, en preparación. Edades compiladas de Boric *et al.*, 2002, Mapa Metalogénico región de Valparaíso (en preparación) y este trabajo.

La distancia que existe entre los depósitos IOCG del distrito Los Molinos, y los depósitos estratoligados del distrito El Soldado y Quitalcura es bastante extensa (Fig 4.7), por lo tanto no se considera comparable con las relaciones espaciales descritas por Vivallo y Henríquez (1998) y Barra *et al.* (2017), sin embargo, si existe una relación temporal evidente, que además se correlaciona con las edades de las unidades MU, TU y MTU del Complejo Plutónico Illapel (Fig. 4.4), que oscilan entre los 117 y 100 Ma aproximadamente (Morata *et al.*, 2010; Ferrando, 2014). Por lo tanto, se sugiere que

claramente el magmatismo cretácico expresado en el desarrollo del Complejo Plutónico Illapel, tiene una influencia en la génesis de los depósitos estratoligados Cu-(Ag) e IOCG de la región, sin embargo, al tratarse en general de depósitos de pequeña a mediana minería los datos geo-cronológicos de los mismos son escasos. Sin perjuicio de lo anterior, se considera que a pesar de las pocas edades que se conocen, esta información sería un punto de partida interesante para análisis más acabados, incluyendo estudios con depósitos espacialmente cercanos, y así poder establecer relaciones más concretas como las estudiadas en el norte de Chile, ya que en opinión del autor son procesos geológicos similares, pero que se replican a una menor escala.

4.3 MODELO GENERALIZADOS DE DEPÓSITOS MINERALES EN DISTRITO QUITALCURA

Como se mencionó anteriormente, la mineralización observada en el distrito Quitalcura, refleja las etapas tardías y de menor temperatura del evento de mineralización principal en los depósitos estratoligados Cu-(Ag), pero la caracterización de este nivel, resulta clave para su entendimiento y exploración.

En primer lugar, se considera que las rocas hospedantes de la mineralización corresponden en su mayoría a andesitas, andesitas basálticas, brechas volcánicas y tobas. Lo anterior sugiere que estas asociaciones litológicas corresponderían a la base de la Formación Las Chilcas en su dominio volcánico (Rivano *et al.*, 1993) o la denominada Formación Cerro Morado (Boyce, 2015). La edad máxima de depositación estimada para esta formación (Boyce, 2015) es de 115 Ma aproximadamente, por lo que existe un rango de tiempo considerable entre la depositación de las rocas hospedantes y la mineralización, en torno a los 8 Ma aproximadamente. Por lo tanto, se sugiere que la mineralización se hospedo en rocas con una marcada componente volcánica, producto de la actividad magmática de un arco volcánico cercano. Esta información se respalda además por los diagramas discriminantes incluidos en el capítulo 3.3.

Los depósitos cobre-plata hospedados en estas rocas volcánicas son en su mayoría vetiformes y localmente estratiformes, dependiendo de la permeabilidad de la roca caja. No obstante, en general, la mineralización es de carácter infiltracional, de alto contenido de cobre, pero muy local y de poco desarrollo.

Los depósitos están constituidos por calcopirita, bornita y calcosina como principales minerales de mena, y la ganga corresponde a feldespato potásico, cuarzo, calcita, hematita y pirita. La roca caja presenta alteración a clorita, sericita, epidota, albita, feldespato potásico, baritina y minerales de origen supérgeno. Las asociaciones minerales permiten acotar una alteración del tipo propilítica de baja temperatura ($<300^{\circ}\text{C}$), y localmente carbonatación, silicificación y sericitización.

Sobre el nivel hipógeno descrito anteriormente se desarrolla un nivel mixto con sulfuros primarios oxidados y minerales oxidados de cobre, malaquita y crisocola principalmente. El evento supérgeno incluye un enriquecimiento secundario incipiente. Este nivel mixto rara vez supera los 10 m de potencia.

No se identificaron rasgos típicos de alteración de facie prehnita-pumpellita asociada a un metamorfismo de muy bajo grado (Levi *et al.*, 1988), debido posiblemente a la cercanía con el cuerpo mineralizado, sin embargo, se sugiere que, si existen indicios de alteración por metamorfismo de bajo grado de esquistos verdes, a la que se sobreimpone la alteración propilítica mencionada.

Aunque no se pudo obtener sondajes ni acceso subterráneo a la mayoría de los depósitos, la mina Vizcachas sí permitió identificar una zonación vertical que es claramente comparable a la descrita por Boric *et al.* (2002) en El Soldado (Fig. 4.8). Se reconoce entonces, que en general los depósitos estudiados tienen un nivel inferior menos desarrollado con abundante pirita y menor calcopirita, y que hacia niveles más someros gradan a una zona con mayor abundancia de cobre y condiciones oxidantes, plasmado en la asociación calcopirita, bornita, calcosina y hematita. Este último nivel tiene una amplia distribución y mejor desarrollo en Quitacura.

Esta zonación respalda la idea de que la evolución de los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización en los depósitos de Quitacura, proviene de zonas profundas y de mayor temperatura hacia niveles someros y de menor temperatura, atravesando posiblemente un frente redox que permite la precipitación de la mena en niveles hospedantes permeables.

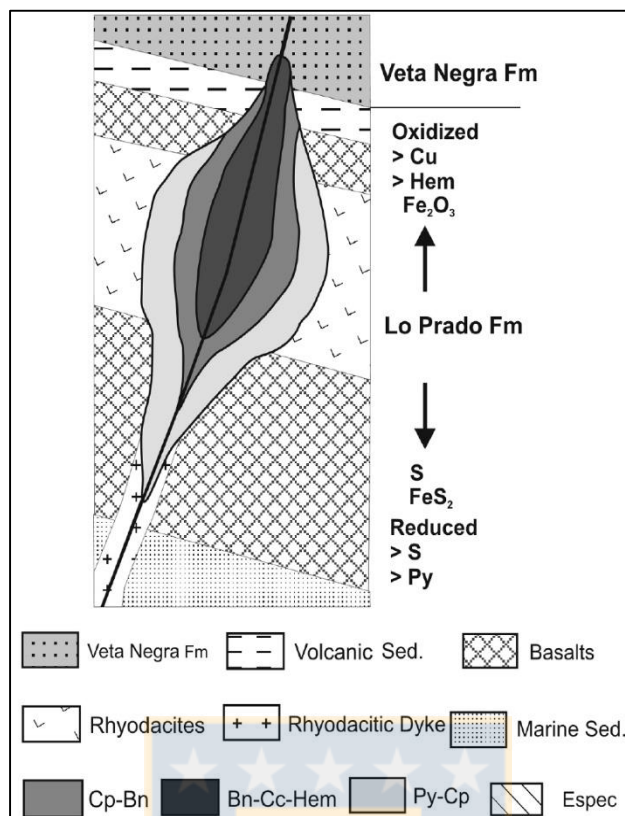


Fig 4.8: Esquema del perfil de la zonificación de minerales de mena y ganga en El Soldado (Boric *et al.*, 2002).

El control de la mineralización en los depósitos estratoligados es principalmente litológico, siendo las rocas clásticas como tobas, areniscas tobáceas y brechas volcánicas buenos hospedantes de la mineralización, desarrollando localmente niveles estratiformes alimentados por vetas. En la misma línea, el control estructural juega un rol fundamental en el desarrollo de la mineralización.

Los sistemas de fallas en estos depósitos constituyen los canales principales para el paso de los fluidos hidrotermales. Se coincide con Boric *et al.*, 2002 y Orrego *et al.*, 2011, que en general la mineralización ocurre a través de sistemas transtensivos que generan *jog* dilataciones o un espacio geométrico favorable para la depositación de la mena. Lo anterior, reafirma que estos depósitos se habrían generado en un contexto extensional previo a la transición a un régimen compresivo en el límite Cretácico Inferior-Superior. Las edades de mineralización obtenidas en esta memoria respaldarían el contexto extensivo en el que se desarrollaron, previo a la transición acotada por Arancibia (2004).

Se reconoce lo complejo de la génesis de los depósitos estratoligados Cu-(Ag). Sin embargo, la datación de minerales de alteración asociados a la mineralización permite obtener algunas luces del origen de los metales y los posibles mecanismos de transporte y precipitación de estos.

Actualmente existe un consenso en torno a un origen epigenético para los depósitos estratoligados, que se reafirma con los análisis realizados en este trabajo. Sin embargo, el punto de mayor controversia se centra el origen de los metales. Por un lado, existe la idea de un origen magmático/hidrotermal asociado a cuerpos intrusivos profundos y de grandes dimensiones que serían la fuente metálica principal (Holmgren, 1987; Vivallo y Henríquez, 1998), esta idea se complementa con mecanismos de precipitación condicionados por el contacto con zonas de abundante materia orgánica y actividad biogénica (Wilson y Zentilli, 1999; Boric *et al.*, 2002) o también como mezcla de fluidos al entrar en contacto con aguas meteóricas (Maksaev y Zentilli; 2002). Asimismo, una segunda idea, plantea que los metales derivan de la lixiviación de las rocas volcánicas hospedantes, los que serían removilizados y transportados por fluidos hidrotermales (Sato, 1984; Westra; 1988; Sillitoe, 1992 en Boric *et al.*, 2002). Por último, se define un origen restringido a cuerpos intrusivos subvolcánicos en las cercanías de los depósitos (Chávez, 1985; Palacios, 1990; Espinoza *et al.*, 1996 en Maksaev y Zentilli, 2002).

Aunque en este trabajo no se incluyó un estudio isotópico de los minerales de mena y alteración, se interpreta un posible origen en base al estudio geocronológico realizado. Por lo tanto, se sugiere que la génesis de este tipo de depósitos está condicionada fuertemente por la influencia del magmatismo cretácico, específicamente por cuerpos intrusivos profundos del Complejo Plutónico Illapel. Con respecto al origen de los metales se propone un origen derivado de una fuente magmática profunda similar al planteado por Vivallo y Henríquez (1998), pero que, debido al transporte considerable de fluidos hidrotermales a zonas someras, estos entran en contacto con aguas meteóricas o también en ambientes de depositación con abundante materia orgánica. Es por lo anterior que por ejemplo en El Soldado (Boric *et al.*, 2002), los resultados isotópicos muestran una fuerte componente radiogénica (Fig. 4.6), pero, la geocronología de la mineralización refleja la influencia del magmatismo Cretácico. Asimismo, tampoco se descarta y se desconoce la influencia relativa de la lixiviación de la roca caja como fuente de metales. La heterogeneidad de resultados isotópicos obtenidas en este tipo de depósitos

y la correlación temporal con el metamorfismo regional de muy bajo grado, respaldan su influencia.

Por último, se piensa que los cuerpos subvolcánicos identificados en las cercanías de los depósitos no tienen una influencia en la génesis de los mismos. Estos cuerpos subvolcánicos son generalmente estériles y la geocronología en Quitalcura reveló un origen posterior a la mineralización. Posiblemente estos cuerpos intrusivos utilizaron los mismos canales por los que circularon los fluidos hidrotermales y no necesariamente tiene una implicancia genética con el depósito mineral.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Se concluye que, en base a las características geológicas de los depósitos estudiados en este trabajo, los depósitos del sistema La Cocinera, Cobriza-Resguardo y Vizcachas-Loma Verde corresponde a un nivel común y característico de yacimientos minerales del tipo estratoligados Cu-(Ag). Este nivel hipógeno correspondería a la parte más somera del modelo clásico de un depósito estratoligado Cu-(Ag) o *Chilean Manto Type* (Maksaev y Zentilli, 2002; Boric *et al.*, 2002) y se caracterizaría por una alteración hidrotermal de baja temperatura que incluye entre otros, feldespatos potásicos, mineral de alteración y ganga clave para los estudios geocronológicos de este tipo de depósitos, debido a la escasez de minerales apropiados para este tipo de análisis. La mineralización de cobre de alta ley (bornita-calcosina) se presenta principalmente en forma de vetas y localmente en mantos alimentados por vetas, con un fuerte control litológico-estructural. Estas zonas mineralizadas de alta ley coinciden con anomalías elevadas de potasio, bario, rubidio y estroncio.

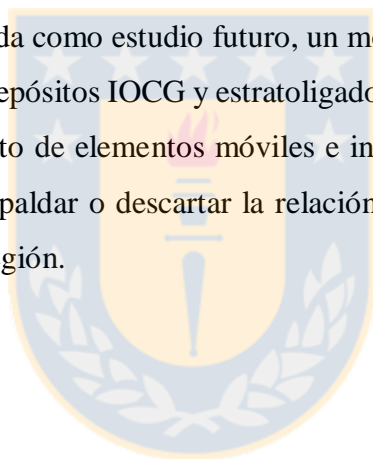
Asimismo, se comprueba la estrecha relación entre el cobre y la plata en este tipo de depósitos. Se identificaron fases minerales de plata al interior de la calcosina primaria intercrecida con bornita. Estas fases minerales corresponden a los minerales stromeyerita, cervelleita, naumannita y hessita; fases minerales que coinciden con la mineralogía y condiciones de formación de la mineralogía alteración y mena descrita.

En base a los datos obtenidos y estudios anteriores, se plantea que la mineralización en Quitalcura es contemporánea al emplazamiento de los cuerpos plutónicos pertenecientes al Complejo Plutónico Illapel (CPI), los cuales constituirían una de las fuentes metálicas principales. Por lo anterior se considera que estos depósitos se ubican distales a la

posición del CPI. De la misma forma, la actividad magmática y tectónica del Cretácico inferior y la parte baja del Cretácico superior, sumado a las evidentes relaciones metalogénicas con los depósitos cupríferos Cretácicos hospedados en las secuencias mesozoicas, permite caracterizar este periodo como una etapa metalogénica fértil en la región (Mapa Metalogénico región de Valparaíso, en desarrollo).

A modo de recomendación, se sugiere un mapeo a escala menor de las formaciones mesozoicas en la región y particularmente el Complejo Plutónico Illapel, ya que la comprensión geológica detallada y extensión de los afloramientos de estas unidades, permitirá entender de mejor forma la expresión y génesis de los depósitos de cobre generados en este periodo, incluyendo a los depósitos estratoligados Cu-(Ag). Además, se propone integrar la adularia como mineral de alteración característico de este tipo de depósitos, debido a las implicancias que tiene en estudios geocronológicos de la mineralización en los *Chilean Manto Type* y su consecuente comprensión genética.

También se recomienda como estudio futuro, un modelamiento geoquímico en la región de Valparaíso de los depósitos IOCG y estratoligados espacialmente relacionados. El estudio del comportamiento de elementos móviles e inmóviles permitirá, junto a los análisis geocronológicos, respaldar o descartar la relación que se sugiere que existe en este tipo de depósitos en la región.



6. REFERENCIAS.

ÅBERG, G; AGUIRRE, L.; LEVI, B. y NYSTRÖM, J. 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile: Geological Society. Special Publications. Vol. 16: 185-193. Londres.

AGUIRRE, L.; FERAUD, G.; MORATA, D.; VERGARA, M. y ROBINSON, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. Tectonophysics. Vol. 313: 433-447.

ALCÁZAR, J. y ZAMORA, A. 2007. Proyecto Cuprífero Boris Angelo, Distrito Las Minillas, Comuna de Putaendo, Región de Valparaíso (Inédito). Grupo Minero Las Cenizas: 8 pp. Cabildo.

ALISTE, N.; PÉREZ, E. y CARTER, W. 1960. Definición y edad de la Formación Patagua, Provincia de Aconcagua, minerales. Instituto de Ingenieros de Minas de Chile, año 15. No. 71: 40-51. Santiago.

ARANCIBIA, G. 2004. Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). Journal of South American Earth Sciences. Vol. 17: 209-226.

ARAYA, M. y FIGUEROA, J. 2009a. Proyecto Cuprífero Boris Angelo. Etapa III y Final. Grupo Minero Las Cenizas (Inédito): 17 pp. Cabildo.

ARAYA, M. y FIGUEROA, J. 2009b. Proyecto Cuprífero Boris Angelo. Resultados obtenidos de la campaña de sondajes 2008-2009. Fase 2. Estado de Avance. Grupo Minero Las Cenizas (Inédito): 23 pp. Cabildo.

ARREDONDO, C.; MOSCOSO, R.; PRIETO, X.; ORTEGA, R.; CARRASCO, R.; VIVALLO, W.; MATEO, L.; PANTOJA, G.; ULLOA, M.; ERCILLA, O. y RIDELLE, E. 2017. Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Recursos Minerales y Energéticos. No. 35: 134 pp., 2 mapas escala 1:500.000, 1 CD con anexos. Santiago.

BARRA, F.; REICH, M.; SELBY, D.; ROJAS, P.; SIMON, A.C.; SALAZAR, E. y PALMA, G. 2017. Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotopes approach: Ore Geology Reviews. Vol. 81: 62–78.

BORIC, R. 1985. Geología y yacimientos metálicos del distrito Talcuna, IV Región de Coquimbo. Revista Geológica de Chile. Vol. 25-26:57-75. Santiago.

BORIC, R.; DÍAZ, F. y MAKSAEV, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 40: 246 pp. Santiago.

BORIC, R., 2002. Geology, mineral zoning and lithochemistry of hydrothermal alteration at the El Soldado manto type copper deposit, Chile. Unpublished MSc thesis, Dalhousie University (Inédito): 250 pp. Halifax.

BORIC, R.; HOLMGREN, C.; WILSON, N.S.F.; ZENTILLI, M. 2002. The Geology of El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile. *In* Hidrotermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits: a global perspective (Porter, T.M.; editor). *PGC Publishing*. Vol. 2: 163-184. Adelaide.

BÖRGEL, J. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar: 393 pp. Santiago.

BOYCE, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile central durante el Cretácico medio-tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias mención Geología, Universidad de Chile (Inédito): 304 pp. Santiago.

CARTER, W. y ALISTE, N. 1961. Geology and ore deposits of the Ñilhue quadrangle, Aconcagua province, Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas (Inédito): 189 pp. Santiago.

CARTER, W. y ALISTE, N. 1962. Cuadrángulo Ñilhue, Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas (Inédito). Santiago.

CAMUS, F.; SARIC, N. y SKEWES, M. A. 1986. El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Region de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*: 95-101. Santiago.

CAMUS, F. 1990. Geological characteristics of Stratabound Deposits Associated with Lacustrine Sediments, Central Chile. *In*: Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Editores). *Stratabound Ore Deposits in the Andes. Special Publication N° 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Springer-Verlag: 449-462.

CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogeny in Chile. *In*: Moreno, T y Gibbons, W. (Editores). *Geology of Chile*, Geological Society: 21-116. Londres.

COOK N. J.; CIOBANU C. L.; PEDERSEN O. S.; LANGERUD T. H. y KARLSEN O. A. 2010. A new occurrence of larosite from the Tinnsja° Cu–Ag deposit, Telemark County, Norway. I. Paragenesis and chemical composition. *Can. Mineral*. Vol. 48, 1569–1573.

COOK, N.J.; CIOBANU, C.L.; DANYUSHEVSKY, L.V. y GILBERT, S. 2011. Minor and trace elements in bornite and associated Cu-(Fe) sulfides: A LA-ICP-MS study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75: 6473–6496.

CORBETT, G. J., y LEACH, T. M. 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6*.

ELGUETA, S.; HODGKIN, A.; RODRIGUEZ, E. y SCHNEIDER, A. 1990. The Cerro Negro Mine, Chile, Mineralization in a Volcanoclastic Environment. In: Fontboté. L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E. y Frutos, J. (Editores) *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Special Publication N° 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Springer-Verlag: 463-472.

ESPIÑEIRA, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: Aspectos Cronológicos y Geoquímicos. Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile (Inédito): 146 pp. Santiago.

FERRANDO, R. 2014. Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel 31°25'-32°30'S: Implicancias acerca de sus mecanismos de emplazamiento y su relación con la evolución tectónica regional. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias mención Geología, Universidad de Chile (Inédito): 150 pp. Santiago.

FERRANDO, R.; ROPERCH, P.; MORATA, D.; ARRIAGADA, C.; RUFFET, G. y CORDOVA, M. L. 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 50: 12-26.

FIGUEROA, J.; MORALES, S.; CARRILLO-ROSÚA, J.; MORENO, V. y RUIZ, M. 2010. Boris Angelo Cu-(Ag) Deposit, Coastal Cordillera, Central Chile. Preliminary data. *Macla, Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*. Vol. 13: 83-84.

FUENTES, F.; FÉRAUD, G.; AGUIRRE, L. y MORATA, D. 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology*. Vol. 214: 157– 177.

GANNA, P.; WALL, R.; GUTIÉRREZ, A. y YAÑEZ, G. 1994. Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W. Congreso Geológico Chileno No. 7. Actas, Vol. 1: 43-46. Concepción.

GANNA, P., WALL, R. y GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 1, Escala 1:100.000, 1 Mapa, 1 Anexo. Santiago.

HOLMGREN, C., 1987. Antecedentes para un modelo genético del yacimiento El Soldado, V región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica Chilena*. Vol. 30: 3-18. Santiago.

KOEPPEL, W. 1936. Climatología. Fondo de Cultura Económica: 478 pp. Ciudad de México.

KIGAM-SERNAGEOMIN (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Servicio Nacional de Geología y Minería). 2007. Cooperative report on the DB compilation and geochemical exploration in the San Felipe, Los Andes, and Petorca Provinces, Region V, Chile. Korea–Chile Cooperative Project (Inédito): 92 pp.

LAGNO, L. 2009. Evaluación distrito Guayacán. Informe ENAMI (Inédito): 56 pp. Chile.

LEVI, B. y AGUIRRE, L. 1981. Ensilic spreading – subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *Journal of Geological Society*. Vol.138: 75 – 81. Londres.

LEVI, B.; NYSTRÖM, J.; PADILLA, H. y VERGARA, M.1988. Facies de alteración regional en las secuencias volcánicas Mesozoicas y Cenozoicas de Chile Central. *Revista Geológica de Chile*. Vol.15: 83-88. Santiago.

LÓPEZ, E. 2002. Caracterización petrográfica, estudio de la alteración hidrotermal-metasomatismo potásico y mineralización del distrito de la mina Mantoverde, III región de Atacama, provincia de Chañaral, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Católica del Norte (Inédito): 124 pp.

MAKSAEV, V. y ZENTILLI, M., 2002. Chilean strata-bound Cu- (Ag) deposits: An Overview. In: Porter, T.M. (Editor). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing. Vol. 2: 185-205. Adelaida.

MAUREIRA, I. 2018. Estudio comparativo entre los depósitos Altamira y Las Luces, Cordillera de la Costa, región de Antofagasta: implicancias para el origen de los depósitos estratoligados de Cu-(Ag). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile (Inédito): 91 pp. Santiago.

MOLINA, P. 2014. Geocronología y condiciones de cristalización de circones del Plutón Caleu: Evidencias de su prolongada evolución tardimagmática. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile (Inédito): 146pp. Santiago.

MORATA, D.; VARAS, M.I.; HIGGINS, M.; VALENCIA, V. y VERHOORT, J. 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircón U-Pb geochronological constraints. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, No. 7. Brasilia.

MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. In: Ericksen, G.; Cañas, M y Reinemund, J. (editores). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*. Vol.11:59-90.

MÜHR, R.; AMIGO, A.; PEREIRA, C.; DÍAZ, J.; GREGO, R.; INJOQUE, J.; MARTÍNEZ E.; MORA, R. POBLETE, J.; ROJAS, F. y TOLOZA, R. 1996. Geología del Distrito Minero Cerro Negro-Catemu. *Revista Comunicaciones*. Vol. 47: 3-29. Santiago.

MUNIZAGA, F.; REYES, J. y NYSTRÖM, J. 1994. Razones isotópicas de S de los sulfuros del distrito minero Cerro Negro: un posible indicador de los depósitos estratoligados de Cu hospedados en rocas sedimentarias lacustres. *Revista Geológica de Chile*. Vol.21(2) :189-195.

OLIVEROS, V.; TRISTÁ-AGUILERA, D.; FÉRAUD, G.; MORATA, D.; AGUIRRE, L. y KOJIMA, S. 2007. Time-relationships between volcanism–plutonism–alteration in Cu-stratabound ore deposits: the Michilla district, northern Chile. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological approach. *Miner Deposita*. Vol. 43(1): 61-78.

ORREGO, E.; DÍAZ, A. y CAUTIN, O. 2011. Estimación de recursos geológicos mineros, para la construcción de planta procesadora de sulfuros en el área de cabildo, V región. Informe N°12, ENAMI (Inédito): 65 pp.

ORTEGA, R.; MOSCOSO, R.; MATEO, L.; ARREDONDO, C.; CARRASCO, O.; PANTOJA, G. y ERCILLA, O. 2016. Recursos minerales del sector noroccidental de la región de Valparaíso. Estudio preliminar: 91 pp. Santiago.

ORTEGA, R.; ARREDONDO, C.; MATEO, L.; MOSCOSO, R.; PANTOJA, G. y AGUILA, B. Mapa Metalogénico región de Valparaíso, en preparación.

PARADA, M.A.; FÉRAUD, G.; FUENTES, F.; AGUIRRE, L.; MORATA, D. y LARRONDO, P. 2005a. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 162: 273-287.

PASKOFF, R. 1993. Geomorfología de Chile semiárido. Dpto. de Publicaciones Universidad de La Serena: 321 pp. Santiago.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *F. Petrol.* Vol. 25: 956-983.

PEARCE, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D.A (editor). *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada. Short Course Notes. Vol 12. :79-133.

PIRACÉS, F. y MAKSAEV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región. Instituto de Investigaciones Geológicas: 135 pp. Santiago.

REICH, M.; PALACIOS, C.; BARRA, F. y CHRYSOULIS, S. 2013. “Invisible” silver in chalcopyrite and bornite from the Mantos Blancos Cu deposit, northern Chile. *Eur J Mineral.* Vol. 25(3): 453-460.

REYES, E. 1979. Geología y potencial minero del sector Mantos de Ñilhue, V región - Comuna de Catemu. Compañía Minera Catemu Ltda. Empresa Nacional de Minería: 27 pp. Santiago.

RIVANO, S.; SEPULVEDA, P.; HERVE, M. y PUIG, A., 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° latitud sur, Chile. *Andean Geology*. Vol. 24: 63-74. Santiago.

RIVANO, S.; GODOY, E.; VERGARA, M. y VILLARROEL, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol.17(2): 205-214. Santiago.

RIVANO, S., SEPÚLVEDA, P.1991. Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°69: 132 pp. Mapa escala 1:250.000. Santiago.

RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R. y ESPÍNEIRA, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°73. Santiago.

RIVANO, S. 1996. Geología de las hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería: 202 pp. Santiago.

SARIC, N.; KREFT, C. y HUETE, C. 2003. Geología del Yacimiento Lo Aguirre, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 30(2): 317-331. Santiago.

SERRANO, M. 1977. Informes preliminares sobre algunas minas del área de atracción de Planta Catemu, Provincia de San Felipe. Empresa Nacional de Minería: 80 pp. Santiago.

THOMÁS, H.1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile. Vol.2: 86 pp. Santiago.

TOLOZA, L. 2017. Geología, alteración y mineralización del yacimiento estratoligado de mina Rafaela, Cabildo, V región. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile (Inédito):73 pp. Santiago.

TRISTÁ-AGUILERA, D. 2007. Procesos geológicos involucrados con la formación de los minerales de mena primarios de los yacimientos estratoligados de Cu: el caso del yacimiento Lince-Estefanía, distrito Michilla, segunda región de Antofagasta, Chile. Ph.D. thesis, Universidad Católica del Norte (Inédito): 250 pp. Antofagasta.

VARAS, M.I.; MORATA, D.; ARRIAGADA, C.; FERRANDO, R. y HIGGINS, M. 2009. Distribución y características morfológicas de los enclaves máficos del borde sur del Complejo Plutónico Illapel (CPI). In Congreso Geológico Chileno, No. 12. Santiago.

VARGAS, M. 2015. Estudio de mineralización y distribución de Ag en el sector Los Bronces del complejo porfídico Cu-Mo Río Blanco-Los Bronces, Región Metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile (Inédito): 125 pp. Santiago.

VIVALLO, W. y 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*. Vol.25(2): 199-228. Santiago.

WALL, R.; GANA, F. y GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla: regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General

Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.00, 20 p: 1 mapa plegado. SERNAGEOMIN. Santiago.

WILSON, N.S.F y ZENTILLI, M. 1999. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology*. Vol.94: 1115-1136.

WILSON, N; y ZENTILLI, M. 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile. *International Journal of Coal Geology*. Vol. 65:158-169.

WOOD, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 50: 11-30.

YUND R. A. y KULLERUD G. 1966. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. *J. Petrol.* Vol. 7: 454-488.

