



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



**CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL
DEL PROSPECTO CERRO POLCURA (36°02' - 36°00' S y 71°29'
- 71°32' W), PROVINCIA DE LINARES, REGIÓN DEL MAULE,
CHILE.**

Memoria para optar al título de Geólogo

Martín Arturo Urrutia Gómez

Profesor Patrocinante: Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmasso

Profesional Guía: Sr. Pablo Antonio Salas Reyes

Profesores Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado

Concepción, 2017

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.1.1 Objetivo General	1
1.1.2 Objetivos Específicos	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESO	1
1.3. FISIOGRAFÍA	2
1.4. CLIMA	3
1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO	4
1.5.1. Etapa Gabinete I	4
1.5.2. Etapa Terreno	4
1.5.3. Etapa Gabinete II	5
1.5.4. Etapa Laboratorio	5
1.5.5. Etapa Gabinete III	6
1.6. TRABAJOS ANTERIORES	6
1.7. AGRADECIMIENTOS	8
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. INTRODUCCIÓN	9
2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS	9
2.2.1. Formación Cura Mallín	9
2.2.2. Rodados Multicolores	11
2.2.3. Formación La Montaña	12
2.3. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS	13
2.3.1. Depósitos Aluviales	13
2.3.2. Depósitos Fluviales de Cauces Actuales	13
2.4. ROCAS INTRUSIVAS	13

2.4.1. Pórfido Andesítico	13
2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA	14
2.6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	14
3. GEOLOGÍA DEL PROSPECTO CERRO POLCURA	17
3.1. GENERALIDADES	17
3.2. ROCAS ESTRATIFICADAS	17
3.2.1. Secuencia Volcanoclástica Andesítica	17
3.2.1.1. Andesita de hornblenda	18
3.2.1.2. Tobas líticas con clastos andesíticos y tobáceos	20
3.2.2. Secuencia Volcánica Ácida	22
3.2.2.1. Volcanitas ácidas	22
3.2.2.2. Daci-andesita	23
3.2.3. Secuencia Sedimentaria	24
3.3. ROCAS INTRUSIVAS	26
3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	26
3.4.1. Familia de Orientación NNW-SSE	28
3.4.1. Familia de Orientación NE-SW	29
4. IDENTIFICACIÓN DE FASES MINERALES PARA EL MAPEO DE ALTERACIONES HIDROTÉRMICAS	30
4.1. ANÁLISIS DE MUESTRA ORIENTADA	31
4.1.1. Análisis y Preparación	31
4.1.2. Resultados	33
4.2. ANÁLISIS DE MUESTRA CON ORIENTACIÓN ALEATORIA	33
4.2.1. Análisis y Preparación	33
4.2.2. Resultados	34
4.3. RESULTADOS FINALES	35
4.3.1. Grupo de Caolín	36
4.3.2. Illita y Esmeclita	39
4.3.3. Clorita	39
4.3.4. Feldespatos	40
4.3.5. Minerales Metálicos	40

5. ALTERACIÓN HIDROTERMAL	42
5.1. ZONAS DE ALTERACIÓN	42
5.1.1. Silicificación	42
5.1.1.1. Silicificación intensa	42
5.1.1.2. Silicificación fuerte a moderada	45
5.1.2. Alteración Argílica Intermedia	47
5.1.3. Brecha Hidrotermal	49
5.1.3.1. Brecha hidrotermal con alteración supérgena	50
5.1.3.2. Brecha hidrotermal silicificada	51
5.1.4. Alteración Sub-propilítica	52
5.1.3. Alteración Supérgena	52
5.2. PARAGÉNESIS	52
6. DESARROLLO DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL	54
6.1. GENERALIDADES	54
6.2. DESARROLLO DE LA ALTERACIÓN	55
6.2.1. Etapa Temprana de Alteración	55
6.2.2. Etapa de Alteración Tardía y Mineralización	57
6.2.2.1. Brechización	57
6.2.2.2. Alteración supérgena	58
6.3. MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN	59
6.4. APLICACIÓN DE FILOSILICATOS EN LA VECTORIZACION DE ZONAS DE MAYOR T EN EL PROSPECTO	59
6.4.1. Antecedentes	59
6.4.2. Resultados	61
7. CONCLUSIONES	63
8. RECOMENDACIONES	66
9. REFERENCIAS	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página	
1.1	Mapa de la región del Maule con la ubicación y acceso del área de estudio.	2
1.2	Fotografía desde el Cerro Polcura.	3
1.3	Mapa del área de estudio y trabajos previos.	7
2.1	Mapa del marco geológico del prospecto Cerro Polcura escala 1:50.000.	10
2.2	Imagen satelital con la ubicación de la mina El Destino y Cerro Polcura.	15
3.1	Mapa de la geología del prospecto Cerro Polcura escala 1:10.000.	18
3.2	Afloramiento de tobas líticas.	21
3.3	Afloramiento de lavas dacíticas a rio-dacitas.	22
3.4	Fotografías de rodados de volcanitas ácidas.	23
3.5	Afloramiento en corte de camino de la secuencia sedimentaria.	25
3.6	Fotografías con muestras de roca de la secuencia sedimentaria.	26
3.7	Mapa de lineamientos a escala regional, escala 1:250.000.	27
3.8	Mapa de lineamientos a escala local, escala 1:75.000.	28
4.1	Esquema de incidencia y dispersión de rayos-X que generan la difracción.	31
4.2	Resultados obtenidos en análisis de DRX con orientación aleatoria.	35
4.3	Difractogramas de muestra orientada con lectura de caolinita.	37
5.1	Mapa de alteraciones hidrotermales escala 1:10.000.	43
5.2	Vetilla de sílice coliforme en forma de calcedonia.	47
5.3	Fotografías de roca con alteración argílica intermedia.	48
5.4	Afloramiento de brecha hidrotermal con alteración supérgena.	50
5.5	Fotografías de muestras de brecha hidrotermal.	51
5.6	Cuadro paragenético de los minerales de alteración hidrotermal.	53
6.1	Esquema teórico con la relación intrusión porfírica y <i>lithocap</i> .	54
6.2	Diagrama de asociación mineral en la zonas de alteración hidrotermal con las sub-etapas que las forman.	56
6.3	Sección transversal de un conducto de brecha de erupción hidrotermal.	57
6.4	Muestras de brecha hidrotermal silicificada.	58
6.5	Esquema de emplazamiento de fluidos hidrotemales por control litológico.	60
6.6	Esquema transversal de un depósito epitermal con zonación de alteraciones.	61
6.7	Mapa del prospecto Cerro Polcura con la distribución de arcillas.	62
7.1	Secciones transversales representativas del sistema Cerro Polcura.	65
	Mapa del prospecto Cerro Polcura con alteraciones hidrotermales y secciones transversales representativas del sistema. Escala 1:10.000.	FT

*FT = Fuera del Trabajo.

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotografía		Página
3.1	Vista general de andesitas de hornblenda en secciones transparentes.	19
3.2	Secciones transparentes de andesitas de hornblenda.	20
3.3	Secciones transparentes de toba lítica.	21
3.4	Secciones transparentes de daci-andesita.	24
5.1	Secciones transparentes de roca con silicificación intensa.	44
5.2	Secciones transparentes con piritita en silicificación intensa.	45
5.3	Sección transparente con ocurrencia de sílice.	46
5.4	Secciones transparentes con sericitita.	49

TABLAS

Tabla		Página
4.1	Resultados de minerales de arcilla obtenidos en el análisis de DRX.	33
4.2	Resumen de lecturas de caolinita en los difractogramas.	37
4.3	Resultado de porcentajes aproximados de illita en interstratificación de illita-esmectita.	39

ANEXO I Descripciones Petrográficas Muestra de Mano

ANEXO II Descripciones Petrográficas al Microscopio

ANEXO III Difractogramas Fracción Arcilla

ANEXO IV Difractograma Roca Total

RESUMEN

El prospecto Cerro Polcura se ubica en el sector precordillerano de la región del Maule, en la provincia de Linares. Posee una cubierta de alteración hidrotermal que fue estudiada entre las décadas de 1930 y 1940 debido a su aparente potencial aurífero. Algunos de estos estudios determinaron contenidos de oro en las distintas labores artesanales encontradas en el cerro. En el presente trabajo se realizó un mapeo geológico del prospecto y la caracterización del ambiente en el cual se generó la alteración hidrotermal. Las litologías que componen el área corresponden a una secuencia volcano-sedimentaria que se correlaciona con la Formación Cura-Mallín (Oligoceno tardío – Mioceno superior), que varía de andesitas de hornblenda y tobas líticas a daci-andesitas, donde las primeras actúan como roca caja del depósito. Por otra parte, rocas más jóvenes, correlacionables con la Formación La Montaña (Plesitoceno – Holoceno), ocurren como una secuencia sedimentaria en los alrededores del prospecto.

Mediante difracción de rayos X (DRX). Se identifican los minerales que conforman la alteración (en fases finas $< 2 \mu\text{m}$ (arcilla) y fases gruesas $> 2 \mu\text{m}$). Para las fases tamaño arcilla se utilizó el método de DRX por muestra orientada. Se reconocen minerales del grupo de la illita (illita, esmectita), grupo del caolín (caolinita) y cloritas. Para las fases de tamaño $> 2 \mu\text{m}$ se utilizó el método de DRX por muestra pulverizada de orientación aleatoria. Minerales fundamentales para la determinación de pH, como alunita, no fueron identificados posiblemente por encontrarse bajo el límite de detección de la técnica, aunque fue posible corroborar la presencia de otros minerales que componen las rocas del área. En estudios de lámina delgada se identifica una alteración de silicificación muy abundante, con cuarzos que poseen distintas texturas y ocurrencias. Estas características son indicativas de la profundidad de formación de esta alteración. Así, para el prospecto Cerro Polcura, se estima una profundidad de formación que varía entre un ambiente epitermal intermedio a somero (~ 500 m de profundidad bajo la paleosuperficie).

Con estos resultados se puede concluir que la cubierta de alteración hidrotermal del prospecto corresponde a un ambiente epitermal, específicamente a un *lithocap*, que está formado principalmente por alteraciones de silicificación que varía de moderada a intensa, una alteración argílica intermedia rica en arcillas, caolinita y cuarzo, y una zona sub-propilítica distal. Dentro de los cuerpos que constituyen la alteración de silicificación, se encuentra un cuerpo de sílice masivo (silicificación intensa), que se asocia a una falla entre dos unidades litológicas distintas. Por otra parte, cuerpos de brecha silicificados son reconocidos cerca de estas zonas de alteración y fueron interpretados como de origen de erupción hidrotermal. Parte de estas brechas están afectadas por una alteración supérgena rica en limonitas y caolinita.

Finalmente, se utilizaron los resultados obtenidos de fases minerales tamaño arcilla para identificar la ubicación más probable de la fuente de donde provienen los fluidos hidrotermales. A partir del diagrama de Corbett y Leach (1998) y el estudio de depósitos epitermales de Hedenquist (2000). Los resultados finales se resumen en el mapa a escala 1:10.000 y las secciones transversales que acompañan este texto.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo General

Caracterizar la geología y los principales procesos hidrotermales que ocurren en el depósito de Cerro Polcura, con el fin de visualizar su potencial prospectivo.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Reconocer las unidades formales que componen el área de estudio a escala 1:50.000 a partir de la extrapolación de información obtenida de trabajos previos.
- Caracterizar la geología del área a escala 1:10.000.
- Caracterizar litológica y mineralógicamente las unidades que comprende el prospecto Cerro Polcura.
- Determinar las alteraciones hidrotermales que afectan al prospecto e identificar las condiciones físico-químicas (temperatura, pH, etc.) bajo las cuales se desarrollaron.
- Proponer un modelo geológico conceptual del depósito que permita identificar las zonas de mayor interés económico para futuros trabajos de prospección en el área.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESO

El prospecto Cerro Polcura se ubica en la región del Maule, en la zona precordillerana de la provincia de Linares, 65 km al sureste de Talca, capital regional. Se encuentra en el cuadrante $36^{\circ}02' - 36^{\circ}00' S$ y $71^{\circ}29' - 71^{\circ}32' W$, aproximadamente a 290 km al sur de Santiago (Figura 1.1).

Desde el sector Miraflores, 6 km al norte de Longaví por Panamericana Sur, se accede al prospecto por la ruta L-49 en dirección este por 20 km de asfalto hasta los pies del Cerro Polcura. Dentro del cerro el acercamiento al prospecto es por caminos secundarios de ripio y huellas forestales de buen acceso durante todo el año.

1.3. FISIOGRAFÍA

La región del Maule es parte de la zona volcánica central del sur de Chile, la cual se caracteriza, a grandes rasgos, por una serie de unidades morfoestructurales de orientación general N-S, entre

El Cerro Polcura es parte de la serranía Lomas de Polcura, que se encuentra seccionada al oriente y al norte por el Río Achibueno. Limita al oeste con un extenso llano integrado por una amplia gama de depósitos fluviales, aluviales y fluvioaluviales del Cuaternario (Figura 1.2); y con la particular presencia del Cerro Mesamávida, de aproximadamente 150 m de altura con respecto al llano, que corresponde a uno de los cerro islas característicos del paisaje del Valle Central en esta región.



Figura 1.2 Fotografía desde el Cerro Polcura con vista hacia el oeste.

1.4. CLIMA

El clima de la zona está determinado por la existencia de un verano determinadamente seco, con fuerte radiación solar y un invierno húmedo, lluvioso y frío; la primavera y el otoño proporcionan un carácter transicional. La menor elevación que alcanzan ambas cordilleras en la Región del Maule, favorece el dominio de un clima templado cálido con lluvias invernales y estación seca en gran parte del territorio. La Cordillera de la Costa controla que la acción moderadora del mar se haga sentir en el Valle Central y determina una significativa amplitud de temperaturas anuales. La ubicación precordillerana del prospecto promueve este tipo de clima, con algunas variaciones entre templado cálido y frío, y no la tundra de alta cordillera.

Las lluvias son casi exclusivamente ciclónicas y abundantes en el periodo de invierno, y superan los 1000 mm anuales en la precordillera. El total de precipitaciones entre mayo y agosto alcanza el

70% a 75% del total anual, lo que indica que en esta zona las lluvias no invernales son anómalas. La estación seca dura de 4 a 6 meses, entre el periodo de octubre y marzo, donde llueve menos de 40 mm mensuales y las temperaturas alcanzan sus niveles más altos, situación que tiende a desarrollar un paisaje semiárido en los cordones montañosos o colinas que enmarcan al Valle Central. Las temperaturas medias en la región varían entre 13° y 15° C, sin embargo, en los meses de enero y febrero se han registrado temperaturas absolutas entre 35° y 38° C en la depresión intermedia y el sector precordillerano, que incluso superan las temperaturas de la zona central del país en periodo de verano. En julio se producen las temperaturas más bajas, que llegan excepcionalmente hasta -4° y -5° C (Mapas de Chile, 2001).

1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.5.1. Etapa Gabinete I

Esta etapa contempló la recopilación y revisión bibliográfica de informes de exploración efectuados en el sector Cerro Polcura, y trabajos sobre la geología y cartografía del área de estudio a una mayor escala. Se revisaron diferentes estudios teóricos sobre formación y exploración de depósitos epitermales, reconocimiento de alteración hidrotermal y métodos analíticos para la preparación de este trabajo.

1.5.2. Etapa Terreno

En esta etapa se realizó una campaña de terreno de 4 días en el mes de enero de 2016. Consistió en 3 días de visita al prospecto Cerro Polcura, con el fin de reconocer el terreno y hacer el levantamiento geológico del área, a escala 1:5.000 y 1:10.000. Se consideró litología, alteración hidrotermal, mineralización y estructuras, que fueron representadas sobre imágenes satelitales para ambas escalas respectivamente. Por otra parte, se recolectaron muestras de roca para caracterizar la litología y la alteración hidrotermal en muestra de mano y estudios de corte transparente, y posteriores análisis de laboratorio.

También se hizo una visita de 1 día al prospecto vecino El Destino, ubicado a 10 km al oeste de Cerro Polcura, donde se recopiló información geológica para comprender el contexto mineralógico en el que se encuentran los depósitos minerales de la región del Maule.

1.5.3. Etapa Gabinete II

Se describieron macroscópicamente las rocas recopiladas en la etapa de terreno I y se seleccionaron 6 muestras para la confección de cortes transparentes y 2 muestras para cortes transparente pulido, para caracterizar microscópicamente las unidades geológicas del área, las alteraciones hidrotermales y la mineralización.

Se digitalizaron los mapas geológicos hechos en terreno, con la aplicación ArcMap del *software* cartográfico ArcGIS 10.1. Se agregó la información obtenida en la descripción de muestras de mano, incluyendo litologías, alteración hidrotermal y estructuras.

A falta de unidades litológicas formales descritas para esta zona, se realizó una recopilación bibliográfica y cartográfica de trabajos adyacentes al área del prospecto, con el fin de extrapolar la información e identificar las unidades formales que actúan en el sector, y luego definir la temporalidad de las rocas observadas en Cerro Polcura.

1.5.4. Etapa Laboratorio

Se seleccionaron 15 muestras de roca descritas macroscópicamente y microscópicamente, y con respecto a su ubicación en el área, para obtener una lectura de minerales tamaño arcilla por difracción de rayos X (DRX), con el fin de reconocer las asociaciones minerales producidas por la alteración hidrotermal. La preparación de las muestras se efectuó por el procedimiento de Moore y Reynolds (1989) en el instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) en la Universidad de Concepción, Concepción. Luego de una etapa de chancado de las muestras, se separa la fase arcilla de otras fases de mayor tamaño y se lee la muestra por cuatro tratamientos distintos: seco, etilenglicol, calentada a 375 °C y 550°C. La lectura de las muestras se realizó en el equipo D4 Endeavor (Bruker) del instituto GEA, que utiliza radiación CuK alpha 1 con filtro de Ni, $\lambda = 1,5506$ Angstrom, a 40 kV y 20 mA. La información se toma entre 2° Y $45^\circ 2\theta$, con un *scan step* de 0,02 y un *step duration* de 0,5 s. La interpretación de los cuatro tratamientos se hizo en el *software* Bruker EVA, y en conjunto permiten el reconocimiento de las fases minerales de arcilla.

Por otra parte, se seleccionaron 15 muestras de las anteriores para un análisis de roca total por DRX, con la intención de reconocer minerales que no fueron observados en muestra de mano y en cortes transparentes. La preparación se llevó a cabo por el procedimiento de Poppe y otros (2001) en el instituto GEA. Las muestras son pulverizadas y enviadas directamente a su lectura en el

mismo equipo utilizado para la fase mineral de arcilla. La interpretación de los datos se realizó en el *software* Bruker EVA.

1.5.5. Etapa Gabinete III

Esta última etapa consistió en la interpretación de los resultados obtenidos en la etapa de laboratorio. Se integraron los nuevos datos a los mapas, donde se confeccionó un mapa de alteraciones hidrotermales y un mapa descriptivo sobre la ubicación espacial de las fases arcillas para vectorizar a grandes rasgos la proveniencia de los fluidos. También, se elaboró un modelo geológico conceptual del prospecto Cerro Polcura, que incluye litologías, alteración hidrotermal y probables zonas de mineralización.

1.6. TRABAJOS ANTERIORES

Entre las décadas del 30' y 40' del siglo pasado, algunos ingenieros de mina realizaron informes inéditos preliminares sobre la alteración que afecta al Cerro Polcura, e intentaron determinar el potencial económico del prospecto. El primero de estos trabajos es de Tartakowsky (1937), quien visita la zona para describirla a grandes rasgos. Identifica una litología original granítica, fuertemente meteorizada a caolinita, en la cual se distribuyen irregularmente partículas de oro fino, provenientes de la lixiviación de vetas ricas en piritas auríferas. También obtiene leyes de oro que fluctúan entre 0,4 y 9 gr/ton, en muestras originarias de trabajos antiguos como piques, galerías y socavones. El mismo año, Maureira (1937), proporciona un informe más detallado del yacimiento a partir de un muestreo sistemático en las labores previas del prospecto. Obtiene leyes de oro que varían entre 1,6 y 4,2 gr/ton con *peaks* anómalos de hasta 20 gr/ton en dos muestras de socavones con pirita aurífera. La descripción litológica de Cerro Polcura es la misma identificada por Tartakowsky (1937), a la que adiciona un sistema de vetillas de dirección norte-sur, de aprox. 1 cm de espesor, que generan las zonas de enriquecimiento. Posteriormente, Flores (1949), mejora la descripción de la litología del prospecto con estudios de láminas delgadas. La litología circundante al yacimiento corresponde a lavas y rocas con textura porfídica, sometidas a distintos grados de caolinización. En las zonas de mayor alteración se observa abundantes limonitas secundarias, mientras que las más frescas están cloritizadas y piritizadas. Flores (1949) también reevalúa los resultados de leyes de oro especificados por Maurerira (1937), con nuevos valores que promedian 2,6 gr/ton.

El área en la que se encuentra el Cerro Polcura se ha visto exenta de trabajos geológicos que describan formalmente las unidades litológicas observadas en terreno. Sin embargo, algunos autores definieron unidades formales en zonas adyacentes (Figura 1.3). Gajardo (1981) describe formalmente por primera vez las rocas conglomerádicas de la Formación La Montaña, la cuales previamente habían sido reconocidas por Muñoz-Cristi (1960). Sin embargo, los trabajos de Varela y Moreno (1982) y Muñoz y Niemeyer (1984) profundizan en la descripción de esta formación tanto en su génesis, litología y temporalidad. Por otra parte, estos autores también reconocen en las cercanías del Cerro Polcura, que las rocas volcánicas y volcanoclásticas corresponden a la Formación Cura-Mallín descrita previamente por González-Ferran y Vergara (1962). Finalmente Hauser (1986) describe las litologías semi- y no consolidadas en el área.

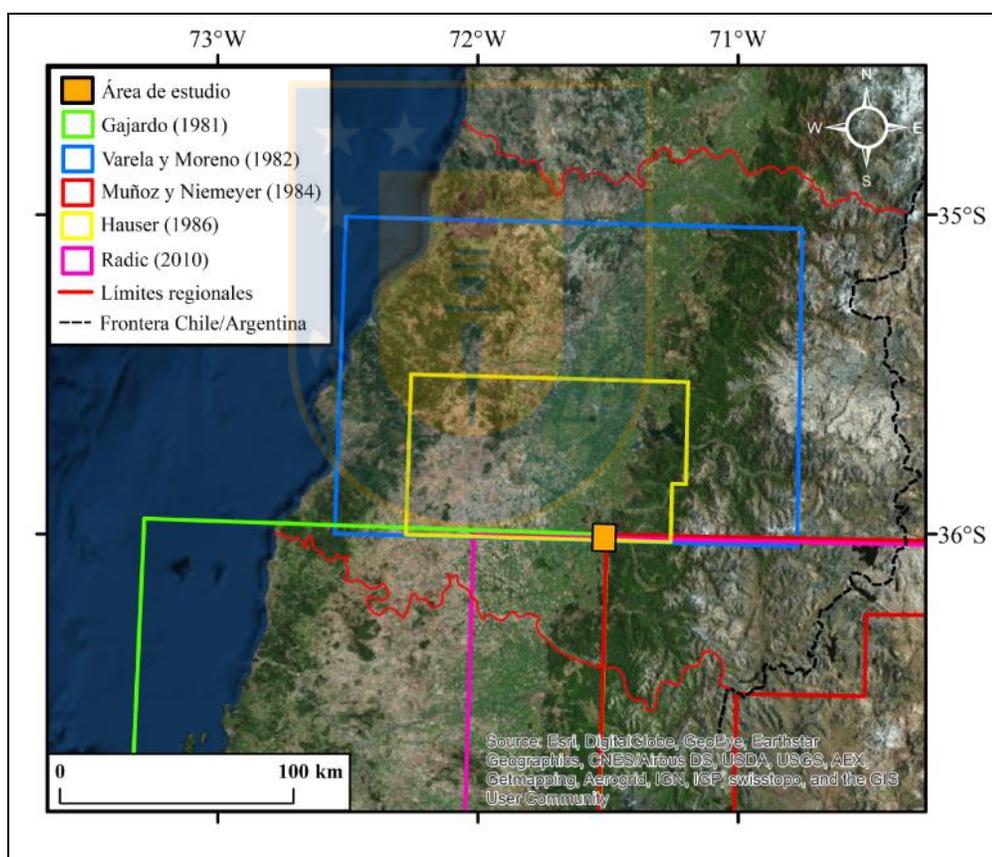


Figura 1.3 Mapa de la relación entre el área de estudio y los trabajos previos efectuados en la Región del Maule.

Radic (2010) estudia el desarrollo de cuencas cenozoicas entre los 36-39° S, formadas en un contexto extensional en un sistema de *rift*, y reconoce rasgos estructurales en el área mediante un estudio tectonoestratigráfico de estas depresiones.

1.7. AGRADECIMIENTOS

La realización de esta memoria fue posible gracias a la iniciativa de Pablo Salas, quien entregó su apoyo en todo momento, como compañero y guía en terreno, hasta profesor de modelos hidrotermales. Y que, por supuesto, confió en mí para la elaboración de este proyecto. También, de forma muy especial, a Andrew Hodgkin, quien nos acompañó en terreno y que en todo momento mostró una gran motivación por este trabajo, por su ayuda y preocupación incondicional pese a la distancia, y por sus consejos basados en la experiencia. Un especial agradecimiento al profesor Osvaldo Rabbia, que acogió este trabajo y confió en su buena realización, poniendo a disposición la utilización de las herramientas del instituto GEA.

Tampoco hubiese sido posible este trabajo sin el apoyo del personal del Instituto GEA, especialmente a Mónica Uribe por su paciencia y buena disposición, a Miriam Oliva por su cariño y amabilidad, y a Emiliano Navarrete, Gloria Muñoz, Miguel Jofré y Juanito Herrera, quienes me acogieron como un colega por casi un mes, con buena conversación y un café.

Por supuesto agradecer a todos los docentes, tanto del Departamento de Ciencias de la Tierra como del Instituto GEA, por todos estos años de estudio, quienes fueron un importante apoyo no solo en el ámbito académico sino también en el diario vivir. Especialmente a los profesores Luis Quinzio, Abraham González, Oscar Figueroa, Andrés Tassara, Verónica Oliveros, Laura Hernández y Oscar Jerez. También, al personal del Departamento de Ciencias de la Tierra, con especial cariño a Mauricio Espinoza y Lucy Henríquez, con quienes siempre la conversación ha sido grata.

Agradecer a todos los compañeros y amigos en Concepción, quienes fueron mi familia y apoyo en distintos momentos de esta etapa universitaria, particularmente a Diego, Jorge, Camila, Darwin, Dante, María Jesús, Phillippe, Juan Ignacio, Álvaro, Fabián y Juan Pablo. Y por supuesto a los de siempre, Critóbal, José Ignacio y Carlos.

Finalmente a mi familia, a quienes les dedico con gran amor este trabajo, a mis papás Arturo y Angélica, mi segunda mamá María Angélica, mi hermano, amigo y conviviente Joaquín, mi hermanita Angélica, y a Paulina para que este sea el principio del futuro.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

El segmento que abarca la Región del Maule presenta escasa información geológica, en parte por el poco interés de estudiar la depresión intermedia, amplia en esta zona. El enfoque principal de las investigaciones se encuentra en los sectores asociados a las cordilleras de la Costa y de los Andes. Las hojas geológicas de Niemeyer y Muñoz (1983) y Gajardo (1981) presentan información insuficiente del contexto geológico en que se enmarca el prospecto Cerro Polcura, sin embargo, a partir de extrapolación de datos de ambos documentos y otras publicaciones complementarias es posible generar una descripción más detallada.

Las unidades litológicas en las que se enmarca el Cerro Polcura abarca un área de aproximadamente 40 km², dentro del cuadrante 36°0,2'-36°00' y 71°29'-71°32'. La edad de estas unidades varía desde el Oligoceno tardío hasta la actualidad y corresponden a rocas de origen volcánico, volcanoclástico y sedimentario (Figura 2.1).

2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.2.1. Formación Cura Mallín (González-Ferrán y Vergara, 1962) Oligoceno tardío-Mioceno inferior

Designada así según el estero del mismo nombre por González-Ferrán y Vergara (1962). Fue definida como “una sucesión de sedimentitas clásticas continentales e intercalaciones de volcanitas queratófiras y porfiritas cuarcíferas, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior” sobre la base de dos columnas estratigráficas ubicadas en los ríos Queuco y La Polcura. Sin embargo, en trabajos posteriores, se amplían sus características litoestratigráficas, se modifican sus relaciones estratigráficas con unidades adyacentes y se obtienen nuevos antecedentes de dataciones que permiten asignar una edad Terciario.

Niemeyer y Muñoz (1983) incluyen a la Formación Malla-Malla, definida como una “sucesión de sedimentitas clásticas continentales, en parte bituminosas” que sobreyace en un contacto pseudo-concordante sobre la Formación Cura Mallín (González-Ferrán y Vergara, 1962), ya que no se observa una discordancia real y las litologías son similares.

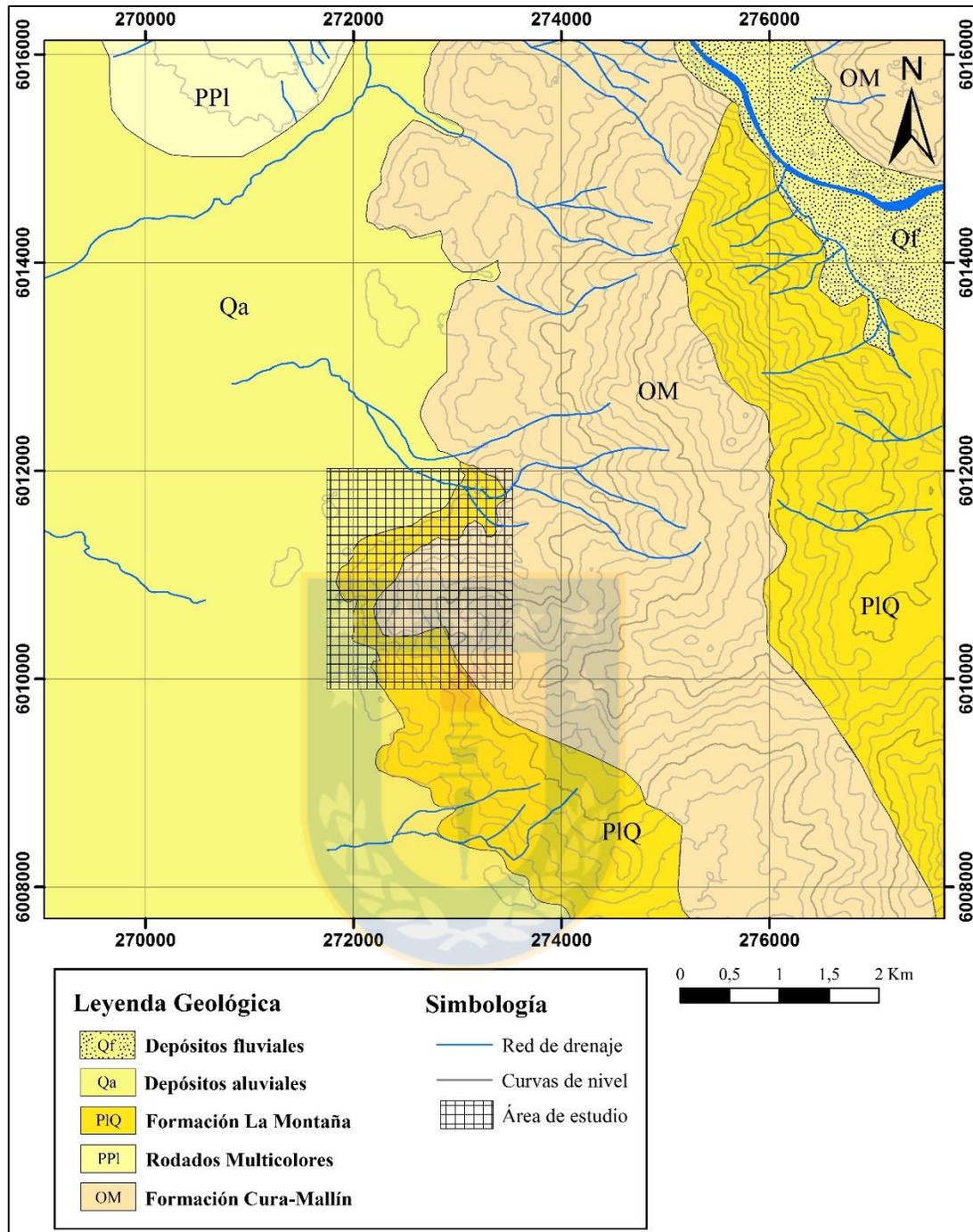


Figura 2.1 Mapa del marco geológico en el que se encuentra el prospecto Cerro Polcura. Escala 1:50.000. Elaboración propia a partir de información recopilada en Gajardo (1981), Varela y Moreno (1982), Muñoz y Niemeyer (1984), Hauser (1986), y Radic (2010).

Estos autores definen dos miembros concordantes y transicionales entre sí para la Formación Cura Mallín: uno inferior volcánico, Miembro Río Queuco, y otro superior sedimentario, Miembro

Malla-Malla (en reemplazo de la formación del mismo nombre). Sin embargo, más al sur, se reconoce que las facies de ambos miembros son contemporáneas y se interdigitan (Suárez y Emparan, 1997). El Miembro Río Queuco está integrado por tobas, brechas y subordinadamente areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lavas andesíticas. El Miembro Malla-Malla está compuesto por areniscas, conglomerados y lutitas, con menor participación de tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos, asociados a un ambiente fluvial y lacustre somero. Al sur de los 38° S, estos miembros son equivalentes a Miembro Guapitrío (volcánico) y Miembro Río Pedregoso (sedimentario) (Suárez y Emparan, 1995).

Se deposita sobre un basamento de variado origen y que presenta solo algunos afloramientos. Entre estos se encuentran rocas sedimentarias marinas jurásicas de Formación Nacientes del Biobío, rocas ígneas cretácicas de Intrusivos de la Cordillera Andina y el Complejo Plutónico Galletué, y rocas sedimentarias y volcánicas de edad Cretácico Superior-Terciario inferior como Unidad El Sauce, Estratos de Polcura-Cholguán, Complejo Vizcacha-Cumilao y la Serie Andesítica (Radic, 2010). La Formación Cura Mallín es cubierta concordantemente por una secuencia volcánica denominada Formación Trapa-Trapa de edad Mioceno medio, y parcialmente en discordancia angular por la Formación Cola de Zorro (Plioceno-Pleistoceno). Se correlaciona con las formaciones Lupica, Escabroso, Abanico y Coya-Machalí al norte de los 33° S.

Muñoz y Niemeyer (1984), corrigen la edad preliminar cretácica de la Formación Cura Mallín (González-Ferrán y Vergara, 1962) a partir de antecedentes paleontológicos y radiométricos, de los cuales se infiere una edad terciaria. Posteriormente, debido a la escases de fósiles en las secciones sedimentarias, Suárez y Emparan (1995) realizan un estudio detallado de dataciones K-Ar y relaciones estratigráficas. Determinan un rango de edad Oligoceno superior-Mioceno superior para el miembro volcánico y Mioceno superior para el miembro sedimentario, identificando una interferencia entre ambas unidades. Nuevas dataciones indican que la cuenca de Cura Mallín se formó después de un *hiatus* de 20 Ma, y que las rocas de la Formación Trapa-Trapa se depositaron dentro de la cuenca a una edad aproximada de $16,2 \pm 0,2$ Ma, restringiendo la evolución de la Formación Cura Mallín al Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Jordan y otros, 2001).

2.2.2. Rodados Multicolores (Hauser, 1986)

Esta unidad, definida por Hauser (1986), está representada morfológicamente por lomajes alargados en un eje este-oeste, en las cercanías de los ríos Putagán y Ancoa. Alcanzan cotas de

350-370 m s. n. m., y destacan Lomas de Putagán, Alto de El Nabo y Cerro Mesamávida. Está integrada por estratos macizos de conglomerados polimícticos con predominio de clastos andesíticos, bien redondeados, incluidos en una escasa matriz arenosa. Se ven afectados por una alteración muy intensa que les da un particular color anaranjado. Estos depósitos corresponden a flujos fluviotorrenciales de la zona andina, movilizados gravitacionalmente hacia el borde preandino, a lo largo del curso primitivo de los ríos Putagán y Ancoa; ocurridos en el Plio-Pleistoceno (Hauser, 1986).

2.2.3. Formación La Montaña (Gajardo, 1981) Pleistoceno-Holoceno

Conjunto de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas, limolitas y depósitos piroclásticos, semiconsolidados y alterados, designados como “Formación Morrena de la Montaña” por Muñoz-Cristi (1960) y posteriormente como Formación La Montaña (Gajardo, 1981; Muñoz y Niemeyer, 1984). Conforman una serranía baja, de lomajes redondeados desde Talca hacía el sur, que coincide con el denominado “Cono de Castillo-Polcura” por Varela y Moreno (1982).

Gajardo (1981) describe estas rocas como un conjunto glacial y glacio-lacustre, sin embargo, Muñoz y Niemeyer (1984) deducen una importante influencia fluvial, como un sistema fluvio-glacial y fluvial actual. Estos depósitos están débilmente compactados y no cementados, en una estratificación poco desarrollada con capas lenticulares de areniscas, limolitas y cenizas, intercaladas en conglomerados arenosos. Estos últimos corresponden a la litología dominante y poseen un carácter oligomíctico, que presenta clastos redondeados a subredondeados, de forma subsférico hasta alargado y tamaño variable, en general 5 y 20 cm, englobados en una abundante matriz arcillo-limosa. La litología de los clastos es en su mayoría (80%) andesitas basálticas y basaltos, similares a las coladas de lavas de la Formación Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984). El resto de clastos (20%) corresponde a rocas intrusivas, piroclásticas y sedimentarias. Las areniscas contienen clastos subangulosos de rocas volcánicas, cuarzo, plagioclasa en matriz de arcilla y piroclastos.

Los sedimentos de la Formación La Montaña se disponen, en discordancia erosiva, sobre las rocas estratificadas e intrusivas del Mesozoico y Cenozoico, los sedimentos de la Formación Mininco (Gajardo, 1981), y sobre rocas de la Formación Cura Mallín y el Batolito Santa Gertrudis-Bullileo (Muñoz y Niemeyer, 1984). En general, no están cubiertos por otras unidades, salvo por depósitos

de arenas del Cono del río Laja, y por depósitos de terrazas fluvio-glaciales y depósitos fluviales actuales.

Muñoz-Cristi (1960), asigna una edad preliminar Cuaternario, sin describir su génesis ni relaciones de contacto. Varela y Moreno (1982) señalan que esta unidad se habría formado a partir de un cono proglacial asociado a un episodio glacial anterior a la última glaciación ocurrida en la zona, e infieren una edad Pleistoceno inferior para estas rocas. Posteriormente, la Formación La Montaña es agrupada en el conjunto de depósitos glaciares del Pleistoceno-Holoceno (SERNAGEOMIN, 2003).

2.3. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

2.3.1. Depósitos Aluviales

Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; en menor proporción fluvio-glaciales, deltaicos o indiferenciados. Abánicos mixtos de depósitos aluviales y fluvio-glaciales con interacción de depósitos volcanoclásticos.

2.3.2. Depósitos Fluviales de Cauces Actuales

Se trata, principalmente, de acarreo dentro y en la vecindad inmediata del cauce actual de los ríos principales. Consisten en ripios, gravas y gravas arenosas, uniformemente distribuidos a lo largo y ancho de la actual llanura de inundación de los ríos mayores. Localmente, en las vecindades del borde precordillerano, estos depósitos incorporan abundantes bolones. Los clastos polimícticos son muy bien redondeados, con superficies pulimentadas, duras y resistentes. En general, el diámetro de los rodados en los cauces de los ríos mayores disminuye desde el ámbito andino hacia el Valle Central. Los clastos mayores se disponen en una escasa matriz de arenas gruesas a gravilla, y conforman numerosas islas o bancos dispuestos aleatoriamente a lo largo y ancho de los cauces. Genéticamente esta unidad se vincula con los procesos de transporte y sedimentación actual.

2.4. ROCAS INTRUSIVAS

2.4.1. Pórfido Andesítico (Muñoz y Niemeyer, 1984) Mioceno superior-Plioceno

Cuerpos pequeños escasamente representables a escala del mapa en la Hoja Laguna del Maule (Muñoz y Niemeyer, 1984). Corresponden a cuerpos subvolcánicos y a conductos alimentadores de los centros efusivos de las coladas de lava y materiales piroclásticos de las formaciones Trapa-

Trapa y Campanario. Son andesitas de colores gris oscuro a verde claro, de textura porfídica, con cristales de plagioclasa y cantidades variables de anfíbola y/o clinopiroxeno, además de esfero, apatita y minerales opacos. La alteración de las rocas es localmente intensa, representada por clorita, calcita, epidota, sericita y zeolita. Intruye a las formaciones Trapa-Trapa y Cura-Mallín. A partir de esta relación de intrusión se infiere una edad máxima Mioceno superior. Sin embargo, algunos intrusivos de estas características también intruyen a la Formación Campanario (Mioceno superior), lo que sugiere un episodio de actividad durante el Mioceno inferior a medio.

2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

El límite preandino entre el Valle Central y la Cordillera Principal en la región del Maule se encuentra representado al norte de los 36° S por un fallamiento regional extensivo formado por los sistemas de falla San Ramón-Pocuro y Los Ángeles (Carter y Aguirre, 1965). Al sur de los 36° S las estructuras primitivas generadoras del plegamiento de las unidades volcánicas se encuentran obliteradas por la actividad erosiva y el grueso relleno sedimentario del Valle Central y solo se reconocen algunas fallas menores (Muñoz y Niemeyer, 1984). Las relaciones de corte indican que la deformación que generó los pliegues y fallas ocurrió durante Mioceno tardío-Plioceno (al norte de 36° S) y Mioceno medio a tardío (al sur de 36° S) (Jordan y otros, 2001).

La gran cuenca extensional de Cura-Mallín (Oligoceno-Mioceno), en las que se depositaron los sedimentos que constituyen las formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa, es parte de un sistema de *rift* que se ubica en los Andes del Sur, al sur de los 36° S. Radic (2010) señala que al menos hay tres subcuencas diacrónicas e independientes que conforman este sistema de *rift*, a las cuales ha denominado subcuenca Chillán, Lileo y Lonquimay. El Cerro Polcura se enmarca en el sector más noroccidental de la subcuenca Chillán, que abarca desde el Nevados de Longaví hasta el Complejo Volcánico Nevados de Chillán. Corresponde a un hemigraben de polaridad oeste y orientación general norte-sur, donde las fallas extensionales de los bordes de la subcuenca se han inferido a partir de los límites de afloramiento, espesor y distribución de los ambientes sedimentarios de las rocas de relleno y la asimetría de las subcuencas adyacentes, mientras que las fallas compresivas, producto de inversión tectónica, coinciden a gran escala con el borde activo del hemigraben.

2.6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Existe una amplia actividad minera en la región del Maule, especialmente en las medianías de la Cordillera de la Costa, sin embargo son muy inferiores en escala a sus contra parte del norte de

Chile. La mediana y pequeña minería son los principales actores en la zona, con producción tanto de recursos metálicos como no metálicos (Atlas de faenas mineras SERNAGEOMIN, 2012). La minería metálica está constituida principalmente por yacimientos de cobre, oro y plata, donde destacan Mina Las Palmas, Los Guindos y Chépica. Por otra parte, la minería no metálica es diversa, con producción de arenas silíceas, cuarzo, talco, arcillas, calizas, rocas y minerales de construcción.

Dentro de este trabajo se realizó una visita a la mina vecina El Destino, en el distrito Peumo Redondo, ubicada a 10 km al este del área de estudio, entre los esteros Vega de Salas y Pejerrey (Figura 2.2). A comienzos del siglo XX se realizaron labores artesanales en esta mina para la extracción de Au, las que posteriormente fueron abandonadas hasta la actualidad (Jaime Orrego, comunicación oral 2016).

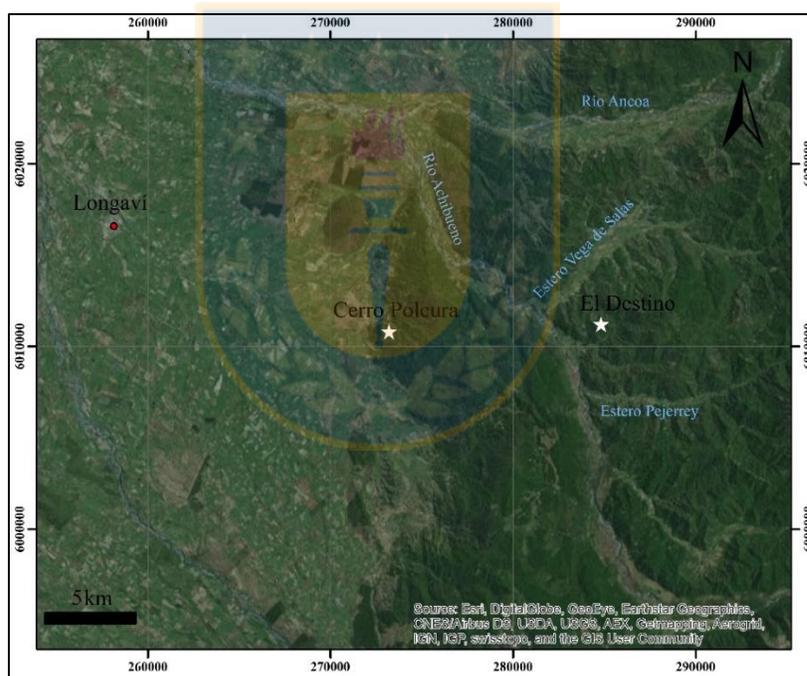


Figura 2.2 Ubicación de la mina El Destino con respecto a Cerro Polcura en una imagen satelital.

Las labores abandonadas que se observaron en terreno corresponden tanto a extracción a cielo abierto como en túneles. Se pudo constatar una fuerte alteración argílica, que alcanza los 10 m de profundidad en el rajo, con abundante reemplazo de caolinita, una fuerte limonitización y una escasa presencia de sílice o cuarzo en la roca caja, esto como indicativo de un efecto supérgeno importante en el depósito. Sin embargo, el cuarzo se presenta en vetillas tipo *stockwork* de

espesores centimétricos que en las zonas de extracción se encuentra asociado a vetillas ferruginosas y arcillosas. Pese a que la litología se encuentra muy obliterada por la alteración, fue posible identificar una roca intrusiva, específicamente de textura porfídica, con cristales de feldespatos aglomerados, muy afectados por la caolinización. En rodados cercanos al rajo, se encontraron muestras de granodiorita y hacia zonas distales se observa que el pórfido intruye a rocas andesíticas.



3. GEOLOGÍA DEL PROSPECTO CERRO POLCURA

3.1. GENERALIDADES

El área que abarca el prospecto Cerro Polcura está constituido principalmente por rocas volcánicas andesíticas, piroclásticas, volcanoclásticas y brechas, en asociación con rocas sedimentaria como conglomerados, areniscas y lentes de lutita (Figura 3.1). Posibles rocas intrusivas no fueron reconocidas en terreno como consecuencia de una intensa alteración hidrotermal. Hacia el sur del área de estudio, limita con rocas volcánicas riolíticas y vitrofíricas muy frescas, en la cual es posible inferir una morfología de domo.

Si bien en este trabajo no se realizan dataciones, es posible asociar litológicamente a las rocas volcanoclásticas como parte de la Formación Cura-Mallín de edad Oligoceno tardío - Mioceno superior. Mientras que las rocas sedimentarias sin alterar se relacionan con la Formación La Montaña de edad Pleistoceno – Holoceno.

3.2. ROCAS ESTRATIFICADAS

Las rocas estratificadas del prospecto Cerro Polcura corresponden a una secuencia volcanoclástica andesítica, que se correlaciona con la Formación Cura-Mallín y se encuentra afectada por la acción hidrotermal. Es de origen piroclástico y epiclástico, que varía desde andesitas hasta tobas. Se encuentra cubierta por una secuencia sedimentaria, asociada a la Formación La Montaña, de carácter clástica con facies predominantes de conglomerados y areniscas, hasta lutitas más locales. Estas últimas se ubican en las zonas más distales del prospecto, en afloramientos frescos, con estratos bien desarrollados en algunos sectores pero con una débil compactación.

3.2.1. Secuencia Volcanoclástica Andesítica

Estas rocas son las de más amplia distribución en el área de estudio y afloran en la parte central del prospecto. Corresponden a una serie volcánica, de composición andesítica, que grada desde andesitas de hornblenda hasta tobas con líticos andesíticos. Se encuentra cubierta por rocas de la secuencia sedimentaria y presenta manteos cercanos a 30° SW.

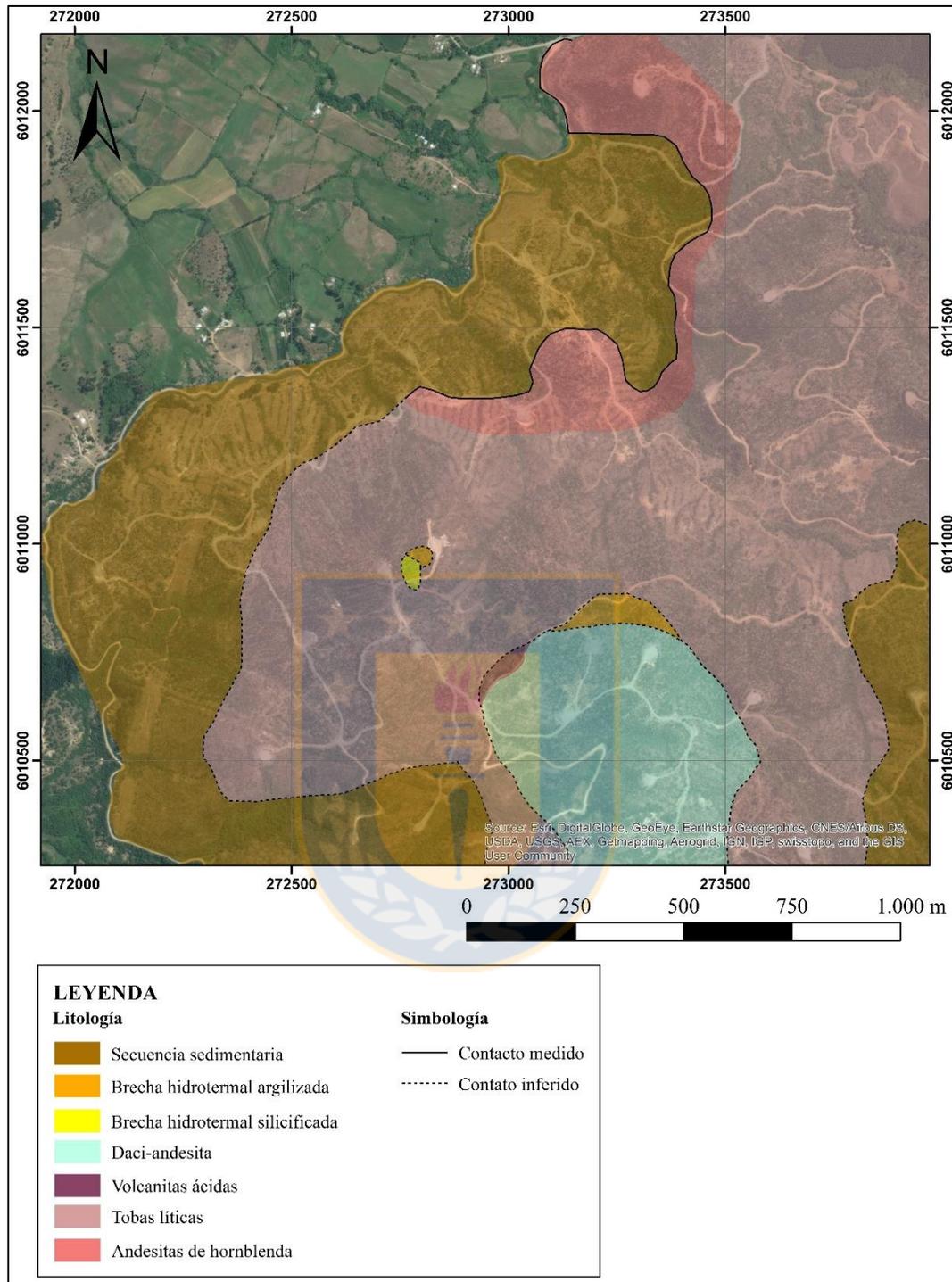
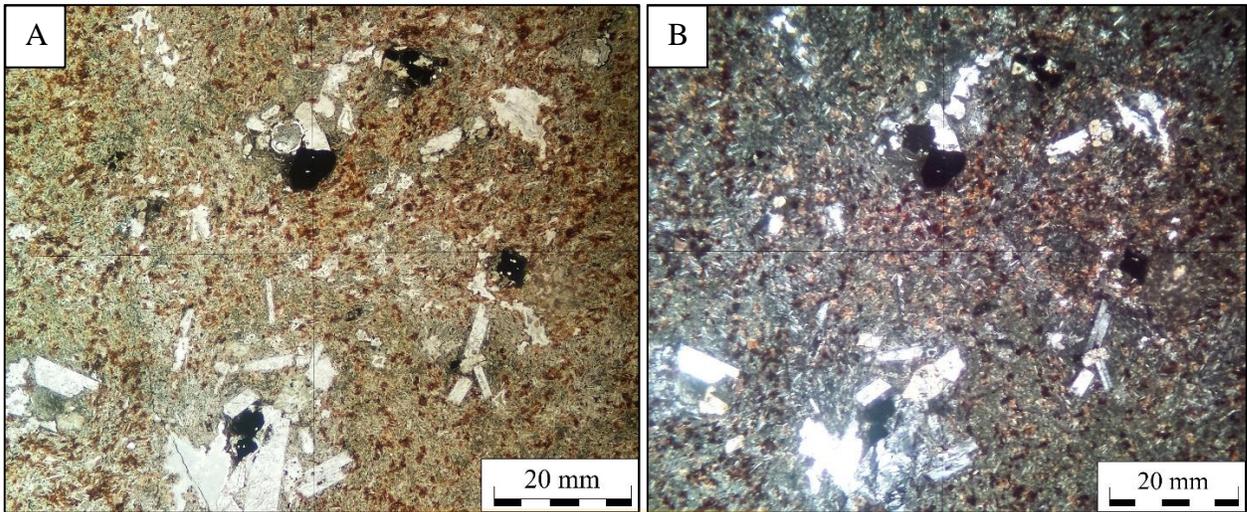


Figura 3.1 Mapa de la geología del prospecto Cerro Polcura, escala 1:10.000.

3.2.1.1. Andesita de hornblenda

La base de esta secuencia está compuesta principalmente por andesitas de hornblenda, de textura porfídica con masa fundamental hialopilitica (Fotomicrografías 3.1 a y b). Algunas presentan

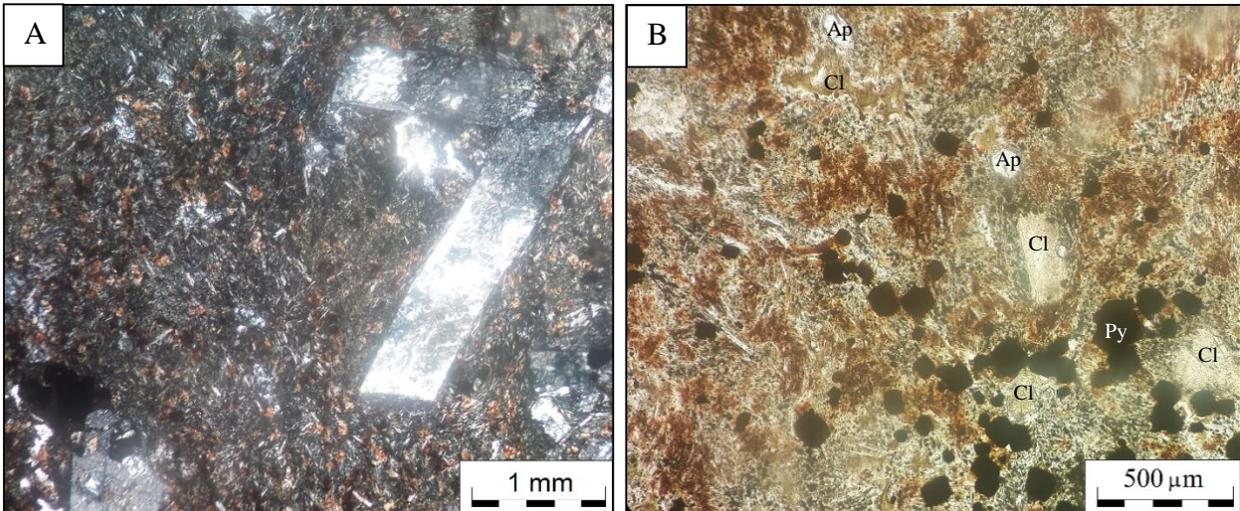
fenocristales de plagioclasas en cúmulos y vesículas. Estas rocas se ubican en las secciones más distales, al noroeste.



Fotomicrografía 3.1 Vista general de andesita de hornblenda en secciones transparentes. Se observa su textura porfídica y masa fundamental hialopilítica. **a)** Nicoles paralelo. **b)** Nicoles cruzados.

Los fenocristales de plagioclasa tienen un tamaño promedio de 2 mm, euhedrales, y varían entre 17% y 50% de la roca total. Están en su mayoría aislados, sin embargo, en algunas muestras domina una textura glomeroporfídica (Fotomicrografía 3.2a). Los cristales de la masa fundamental tienen un tamaño promedio de 0,2 mm, y se encuentran alineados en direcciones preferenciales alrededor de los fenocristales. En los intersticios entre estos, hay un intercrecimiento de cuarzo microgranular.

Los cristales de hornblenda se desarrollan tanto en fenocristales como en la masa fundamental, y se encuentran diseminados en la roca en un porcentaje aproximado de 7%. Están reemplazados por clorita secundaria de grano fino. Parte de esta clorita se ubica entre los intersticios de la masa fundamental, en asociación con el vidrio volcánico. Por otra parte, se observa un 15% de piritas euhedrales de tamaño promedio 0,1 mm, diseminadas en la roca en zonas oxidadas con tintes rojizos alrededor (Fotomicrografía 3.2b). El vidrio está desvitrificado y presenta oxidación que le da, en algunas partes, un color anaranjado rojizo a la masa fundamental.



Fotomicrografía 3.2 Secciones transparentes de andesita de hornblenda. **(a)** En nicoles cruzados donde se observa parte de la textura glomeroporfídica de los fenocristales de plagioclasas y su tamaño milimétrico. **(b)** En nicoles paralelos donde se observa la mineralogía y textura de la andesita de hornblenda. Ap: apatito, Cl: clorita, Pl: plagioclasa, Py: pirita.

3.2.1.2. Tobas líticas con clastos andesíticos y tobáceos

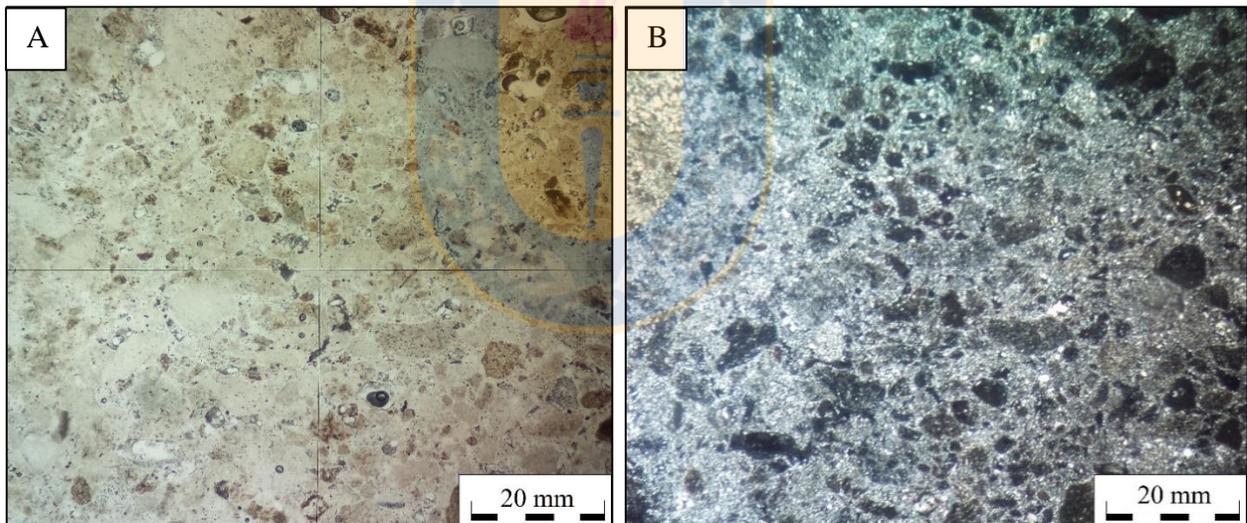
Sobre las andesitas se depositan rocas tobáceas de origen epiclástico y piroclástico. Mantean aproximadamente a 30° SW en aparente concordancia con las andesitas de hornblenda, y poseen estratificación centimétrica bien desarrollada en algunos sectores (Figura 3.2).



Figura 3.2 Afloramiento de tobas líticas donde se observa su estratificación y manteo.

Estas tobas están formadas por clastos polimícticos de tamaño lapilli, subredondeados, en su mayoría volcánicos de tipo epiclásticos. Son clasto soportado, con un cemento silíceo en forma de cuarzo microgranular (Fotomicrografía 3.3a). El tamaño de los clastos varía a lo largo del área, en las zonas más centrales y superiores van de 1 a 5 mm, mientras que hacia sectores distales, cercanos a la base de la secuencia, alcanzan un promedio de 5 cm, con bloques locales de andesita de hasta 20 cm. En algunos afloramientos se observa una laminación de estas rocas donde se intercalan tobas de lapilli fina con tobas de lapilli más gruesas.

Los clastos son en su mayoría irreconocibles debido a una fuerte silicificación que afecta a esta parte de la secuencia (Fotomicrografía 3.3b). Sin embargo, en algunos afloramientos donde la alteración no es tan pervasiva, es posible observar la textura de algunos clastos. Predominan los de litología volcánica, donde se observa una textura porfídica, con fenocristales euhedrales de plagioclasas en una masa fundamental afanítica. Posiblemente, estos fragmentos sean de variadas composiciones andesíticas.



Fotomicrografía 3.3 Secciones transparentes de toba lítica. **a)** En nicols paralelos donde se observa la textura clástica y en parte fragmental. **b)** Misma sección de (a) en nicols cruzados, se observa la fuerte silicificación de los clastos y el reemplazo por caolinita y arcillas.

La matriz es moderada o ausente, y está conformada por líticos y vidrio volcánico tamaño ceniza.

Esta secuencia volcanoclástica andesítica está principalmente afectada por una fuerte alteración argílica intermedia y una intensa silicificación. Las andesitas y tobas más distales de la secuencia se encuentran alteradas por una cloritización moderada. A su vez, en gran parte de esta secuencia,

preferentemente en las facies tobáceas, se observa una silicificación desde moderada a pervasiva, debido a su permeabilidad y mayor contenido en sílice. Se asocia a un cuerpo de sílice masivo. A lo largo de la serie, en las rocas ocurre una alteración argílica intermedia que se manifiesta en forma de arcillas de colores variados (blanco, verde, rosado y lila) y con abundante caolinita.

3.2.2. Secuencia Volcánica Ácida

3.2.2.1. Volcanitas ácidas

Se distribuyen como cuerpos alargados entre las tobas líticas y la daci-andesita. Sobreyacen a las tobas líticas de la secuencia volcanoclástica andesítica y se depositan en forma de flujos, de aproximadamente 30 m descritas en afloramiento como riódacíticas (Figura 3.3).



Figura 3.3 Afloramiento de lavas dacíticas a riódacíticas. Entre ambos flujos se encuentra una veta de cuarzo masivo o amorfo con dirección paralela a los flujos.

Son levemente porfídicas con fenocristales finos aparentemente de plagioclasa, obliterados por una fuerte silicificación, con una masa fundamental afanítica desvitrificada. La dirección de estos flujos es E-W. En algunos rodados hay evidencia de bandeamiento en las zonas internas del flujo y autobrecha en el exterior, con clastos tamaño bloque (Figura 3.4a y b). También se observan bandas de sílice entre flujos asociadas a la génesis magmática (Figura 3.3).

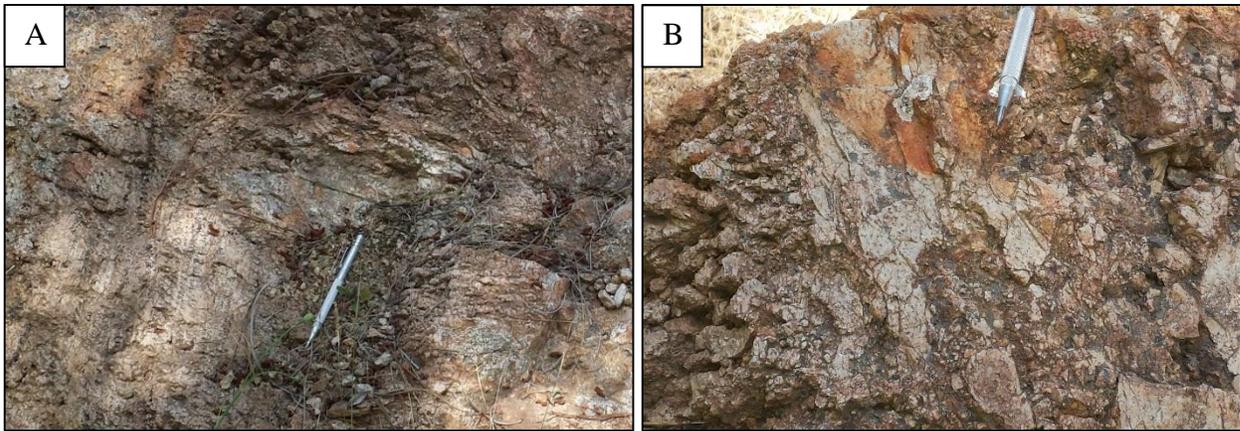


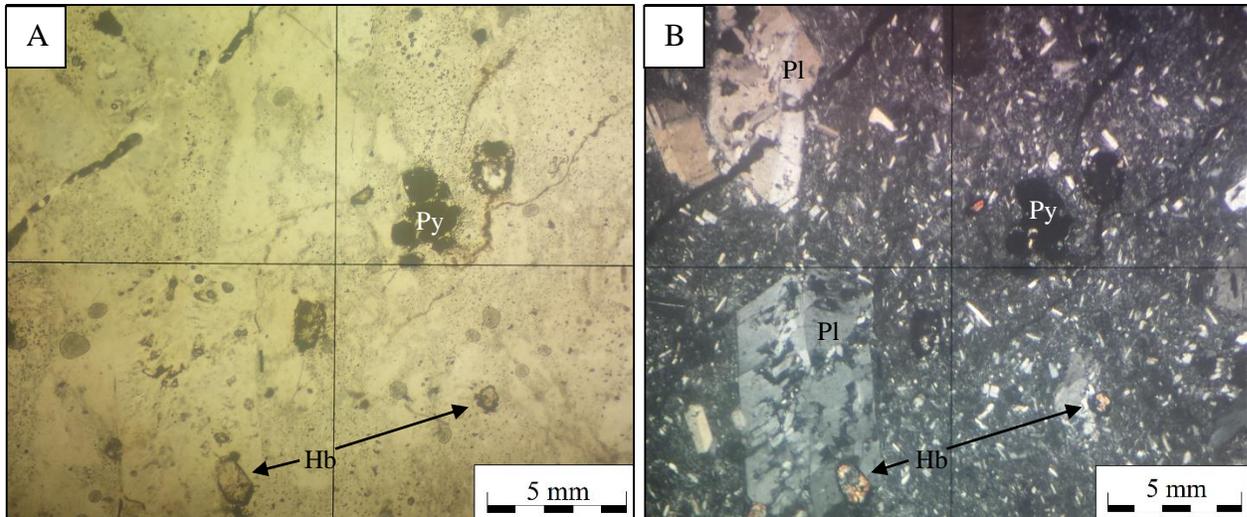
Figura 3.4 Fotografías de rodados de volcanitas ácidas. **(a)** Rodado de gran tamaño en el que se observa un bandeamiento en la parte interna en una zona más masiva, y una autobrechización hacia los bordes. **(b)** Autobrecha de los bordes con clastos de tamaños centimétricos. (Mismo rodado)

También se observan tobas cristalinas-vítreas que se ubican en concordancia sobre las tobas líticas. Poseen clastos milimétricos en una masa fundamental desvitrificada. Presentan aproximadamente un 15% de litofisas irregulares rellenas por arcillas y con halos oxidados (muestra 9-B, Anexo I). Los cristales son principalmente de cuarzo y en menor medida plagioclasa, en asociación con clastos de pómez. El análisis de roca total indica que estas rocas contienen plagioclasas sódicas y ortoclasas (ver capítulo 4.2.2). Se ubican en sectores más altos que el cuerpo de sílice masivo (ver capítulo 5.1.1) y se encuentran muy argilizadas por meteorización.

3.2.2.2. Daci-andesita

Esta litología se encuentra restringida a las zonas de mayor cota del prospecto, en el sector sureste. Corresponde a una roca volcánica de textura porfídica y composición daci-andesítica. Posee una coloración gris rosáceo en muestra de mano, con fenocristales de plagioclasas euhedrales (20%) en una masa fundamental con abundante plagioclasas euhedrales, hornblendas anhedrales (5%) y textura hialopilítica rica en vidrio.

Los fenocristales de plagioclasas tienen un tamaño promedio de 5 mm, con textura *sieve*, y se encuentran en una masa fundamental donde los cristales de plagioclasa poseen un tamaño promedio de 0,5 mm, euhedrales y desordenados dentro del vidrio volcánico. Los cristales de hornblenda varían en tamaño de 1 a 2 mm, y se distribuyen tanto en la masa fundamental como en asociación con los fenocristales de plagioclasa (Fotomicrografía 3.4 a y b). Están rodeados de una corona de reacción en sus bordes y algunos se encuentran moderadamente reemplazados a clorita.



Fotomicrografía 3.4 Secciones transparentes de daci-andesita. Se observa la mineralogía general de la roca, su textura y el tamaño de los cristales. Pl: plagioclasa, Hb: hornblenda, Py: pirita. a) Nicoles paralelos. b) Nicoles cruzados.

Posee trazas de cuarzo microgranular en intersticio y, pese a que no se observa abundante cuarzo en muestra de mano o al microscopio, es posible identificarlo por los análisis de DRX. También, contiene pirita (10%) en cristales cúbicos de aproximadamente 4 mm, diseminados en toda la roca. La daci-andesita se encuentra relativamente fresca en afloramientos, afectada levemente por una argilización superficial de baja temperatura.

3.2.3. Secuencia Sedimentaria

Estas rocas afloran principalmente en el sector noroccidental del área, en forma de conglomerados y areniscas, con manteo aproximado de 45° SW (Figura 3.5). Se encuentran sobre la secuencia volcanoclástica andesítica. En el sector sur del área ambas secuencias están en contacto por falla.

La secuencia en general es una intercalación entre conglomerados y areniscas. Los conglomerados predominan hacia la base, son clasto soportado, con una matriz arenosa poco abundante. Los clastos son líticos oligomícticos, de andesitas con diferentes texturas, subredondeados a subangulosos y de tamaños centimétricos, en algunos casos con bolones decimétricos. Estos clastos



Figura 3.5 Afloramiento en corte de camino de la secuencia sedimentaria. Se observa su estratificación y manteo.

están afectados por una alteración clorítica \pm epidota, que proporciona las tonalidades verdosas de la roca. En el sector noroccidental del área, se observa localmente una variación a rocas más brechosas en un afloramiento de clastos líticos decimétricos, predominantemente angulosos, de carácter volcánicas andesíticas y tobáceas (Figura 3.6a). Estas brechas tienen clastos con alteración clorítica y clastos frescos.

En las zonas donde predominan las capas de areniscas, la matriz de estas rocas es más homogénea y carbonatada (Figura 3.6b). Las areniscas son de grano medio a grueso, de color amarillento en zonas argilizadas. Presentan laminación en la mayoría de los afloramientos. Varían a areniscas conglomerádicas con clastos monomíticos de andesita, subangulosos y de tamaño máximo 1 cm. En algunos rodados cercanos se observan rocas sedimentarias finas como lutitas y areniscas de grano fino.

Las rocas de esta secuencia se encuentran relativamente frescas con presencia local de argilización superficial. La cloritización solo afecta a los clastos, lo que indica una procedencia de rocas más antiguas afectadas por alteración hidrotermal.

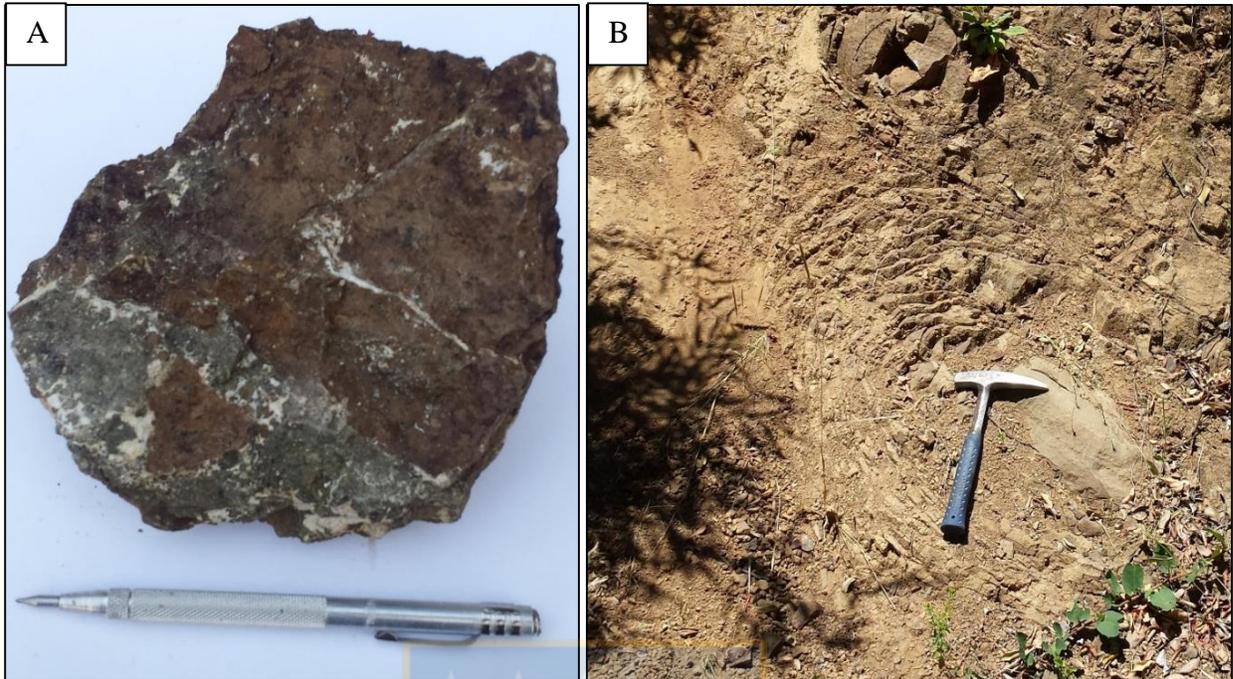


Figura 3.6 Fotografías con muestras de roca de la secuencia sedimentaria. (a) Muestra brecha sedimentaria con clastos angulosos de carácter andesítico y tobáceo. Los clastos de andesita presentan una cloritización moderada. (b) Afloramiento de la secuencia sedimentaria en una zona donde abundan los estratos de arenisca.

3.3. ROCAS INTRUSIVAS

En el área no fue posible identificar afloramientos de rocas intrusivas *in situ*, sin embargo, Muñoz y Niemeyer (1984) describen cuerpos intrusivos en forma de pórfido andesítico, de edad Mioceno superior-Plioceno, que intruyen a las rocas de la Formación Cura Mallín, estas últimas representadas por la secuencia volcanoclástica andesítica en el prospecto.

3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Para este trabajo se reconocieron las estructuras del área a través de los lineamientos observados en imágenes satelitales (DEM y fotografía). Sin embargo, en terreno se reconocieron dos fallas.

Las estructuras a escala de estudio se encuentran subordinadas a un sistema estructural de mayor envergadura que ocurre al oriente y sur del prospecto (Figura 3.7). Estos lineamientos de gran escala son coincidentes, a su vez, con el borde occidental preandino, en el límite con el Valle Central.

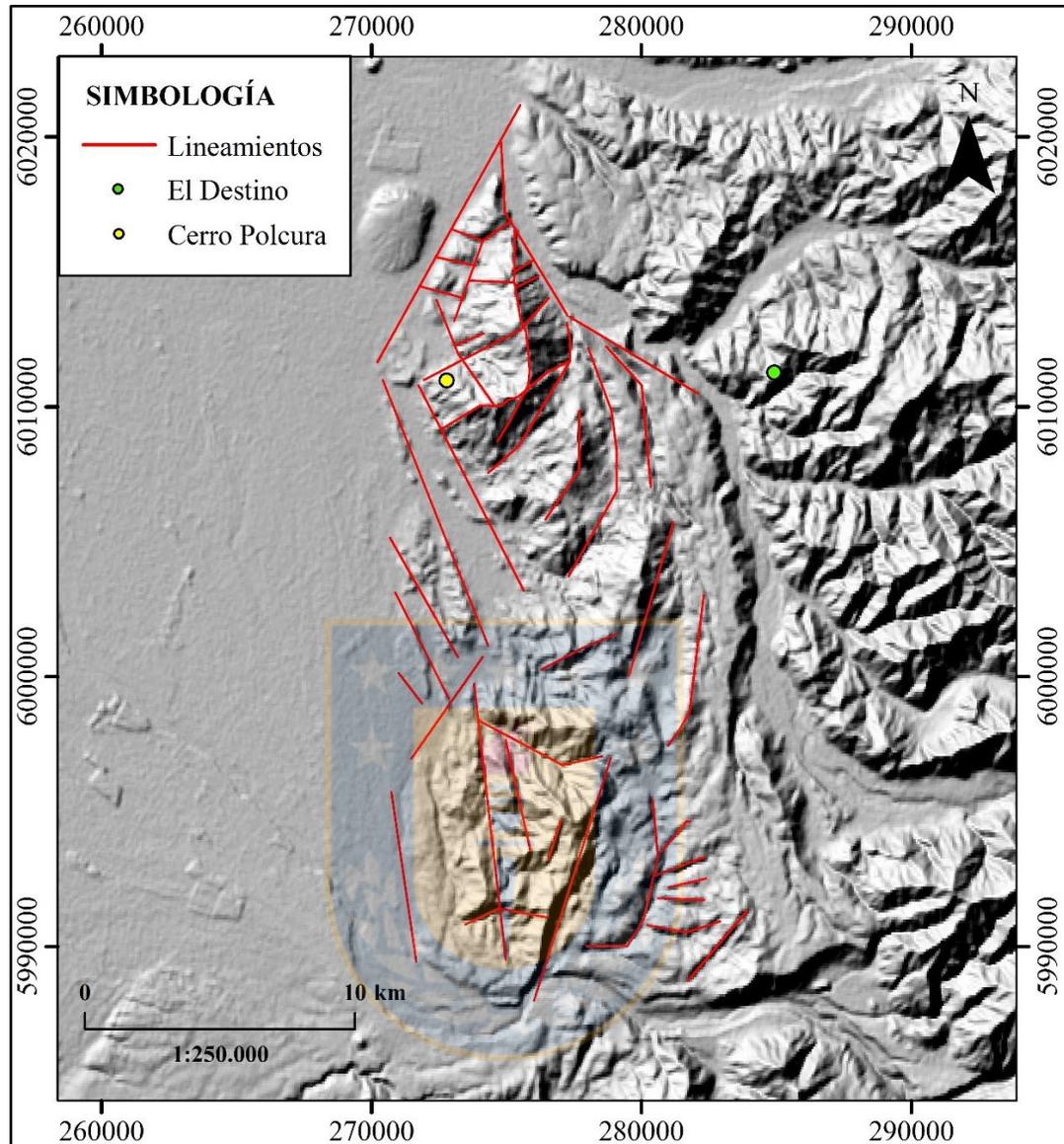


Figura 3.7 Mapa representativo sobre imagen DEM de los lineamientos a escala regional. Escala 1:250.000.

A grandes rasgos se observa que el área de estudio se encuentra dentro de un bloque estructural con dos familias de lineamientos principales. Un sistema NNE-SSW a NE-SW que se curva producto de un desplazamiento sinistral generado por el segundo juego estructural de sentido NNW-SSE, este último como principal representante del límite entre el Valle Central y la Precordillera.

En la Figura 3.8, en una imagen ampliada del prospecto, se observan dos familias estructurales principales: de orientación preferencial NNW-SSE y de orientación preferencial NE-SW.

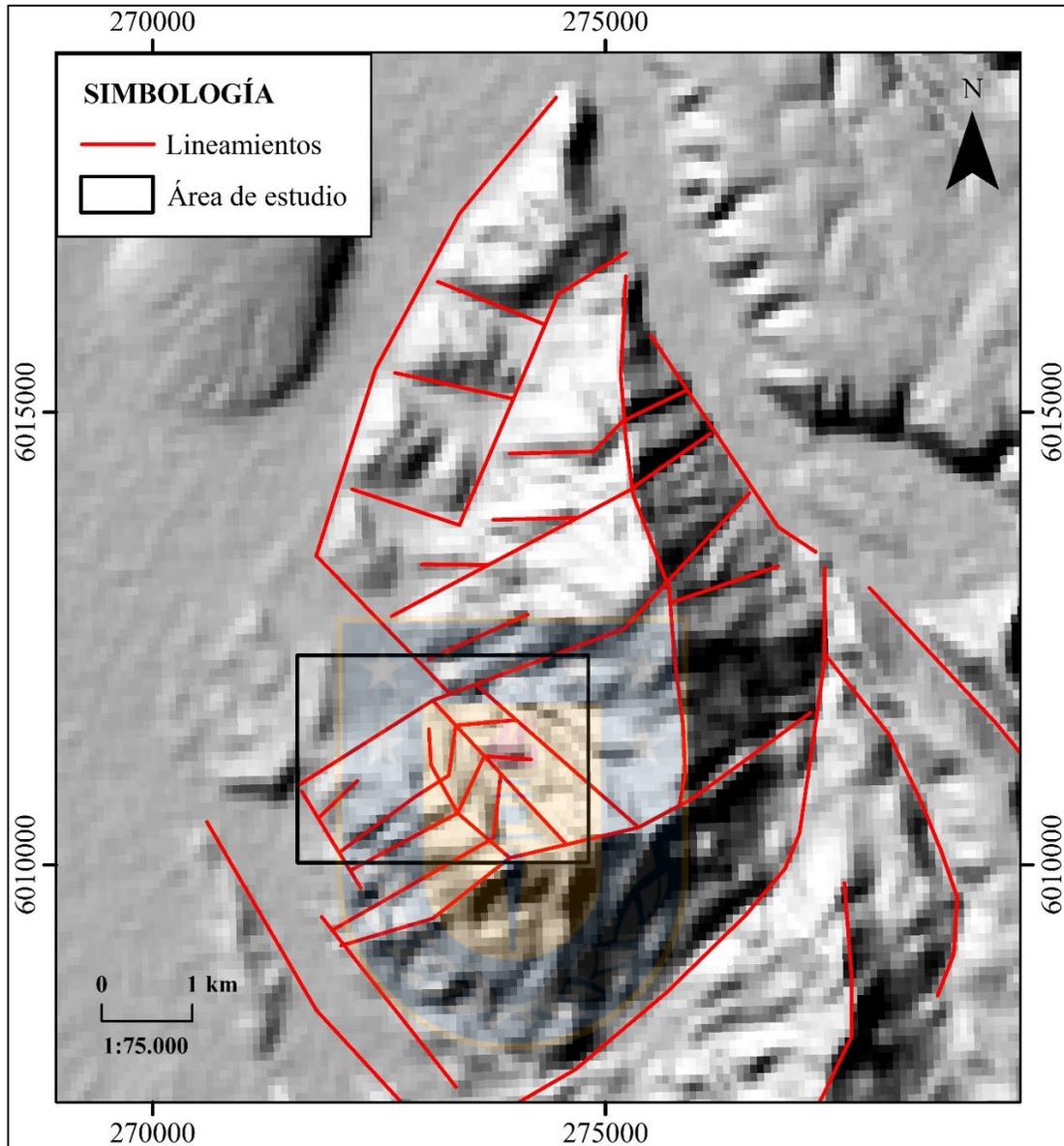


Figura 3.8 Mapa representativo sobre imagen DEM de los lineamientos a escala local. Escala 1:75.000.

3.4.1. Familia de Orientación NNW-SSE

Son los lineamientos dominantes en el prospecto, tienen una orientación levemente curvada hacia el oriente, y se segmenta en lineamientos menores paralelos. En imágenes DEM, se reconoce que parte de estos lineamientos son coincidentes con la distribución de las cimas de mayor altura en el área. A su vez, forman parte del límite entre el Cerro Polcura y el Valle Central.

Una falla menor medida en terreno de $N80^{\circ}W/52^{\circ}SW$, podría estar asociada a esta familia de estructuras. Debido a la fuerte alteración supérgena que afecta el área no fue posible identificar el mecanismo de esta falla.

3.4.2. Familia de Orientación NE-SW

Este segundo juego estructural, en imágenes DEM, presenta un rumbo aproximado $N45E$, y se observa asociado a la familia NNW-SSE en forma de pequeños lineamientos. Una segunda falla medida en terreno, ubicada en el contacto entre la secuencia volcanoclástica andesítica y la secuencia sedimentaria, estaría asociada a esta familia estructural. Una silicificación extrema afecta a las tobas exactamente en el límite entre ambas litologías que genera esta falla, mientras que las areniscas de la secuencia sedimentaria se encuentran frescas.



4. IDENTIFICACIÓN DE FASES MINERALES PARA EL MAPEO DE ALTERACIONES HIDROTERMALES

Para realizar el mapeo de alteraciones hidrotermales que afectan a un prospecto, es necesario identificar asociaciones minerales características para cada alteración (Corbett y Leach, 1998), que permitan delimitar la ubicación y extensión de cada una. A su vez, el reconocimiento de los minerales que componen las alteraciones y su ubicación dentro de un *lithocap*, es indicativo de la dirección en que es posible encontrar la zona rica en metales del depósito (Hedenquist y otros, 2000).

Las observaciones de terreno y los estudios petrográficos, tanto macro como microscópicos, no siempre son suficientes para el reconocimiento de la mineralogía total de una roca. La presencia de fases minerales tamaño arcilla ($< 2 \mu\text{m}$), muy comunes en este tipo de depósitos, son irreconocibles por los métodos mencionados. Por otra parte, minerales reconocibles al microscopio pueden quedar sin identificación por su bajo contenido modal o por muestras que han sido estudiadas solo macroscópicamente. La identificación de estos minerales, en este trabajo, se realiza a partir de difracción de rayos X (DRX). Este método es atractivo debido a que se requiere poca cantidad de material y no destruyen las fases minerales (Poppe y otros, 2001), además de ser una herramienta de bajo costo y de rápida entrega de resultados.

La técnica de DRX se fundamenta en radiaciones electromagnéticas de rayos-X, similares a la luz pero de menor longitud de onda ($10 - 0,001 \text{ nm}$), que al incidir en los átomos de una estructura cristalina generan una dispersión. La mayoría de las dispersiones generadas interfieren entre sí y son eliminadas (interferencias destructivas), sin embargo, la difracción ocurre cuando la dispersión se encuentra en una cierta dirección paralela a la de la dispersión de otro plano atómico (Figura 4.1). De esta forma, la reflexión combinada genera un realce del frente de ondas donde se refuerzan mutuamente unas a otras (interferencias constructivas).

El análisis de DRX considera que las estructuras atómicas poseen planos cristalográficos espaciados a una longitud específica, en la que los rayos-X se difractarán en un patrón único y característico para cada mineral. La relación que existe entre la longitud de onda de los rayos-X, el espaciamiento cristalino y ángulo de incidencia, se basa en la ley de Bragg:

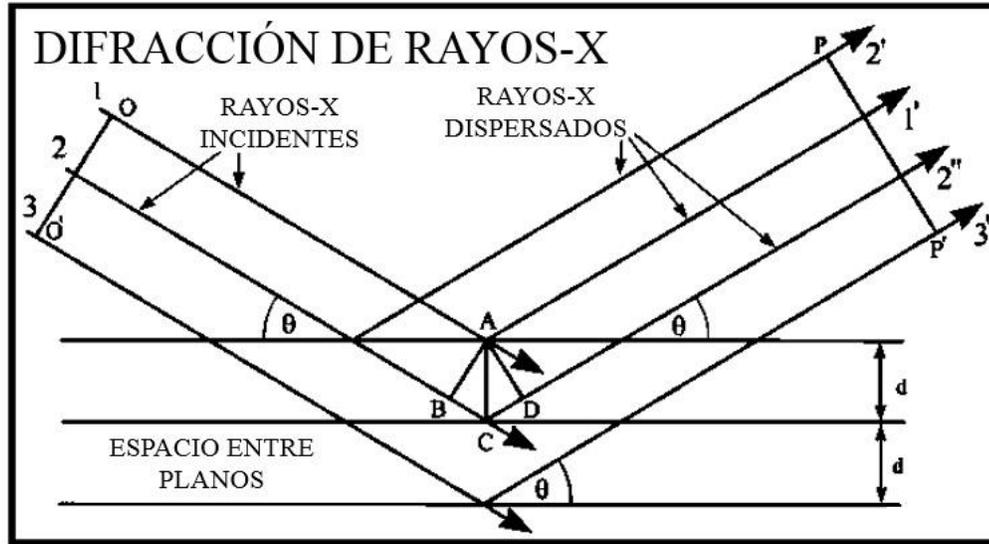


Figura 4.1 Esquema de incidencia y dispersión de rayos-X que generan la difracción.

Ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d(\text{sen}\theta)$$

d = Espacio entre planos de la estructura cristalina.

θ = Ángulo de incidencia de rayo-X.

λ = Longitud de onda del haz incidente.

n = Cero o número entero. Razón entre los caminos ópticos y las longitudes de ondas que indica que éstas están en fase.

El análisis por DRX es flexible en términos de reconocimiento de fases minerales. Para este trabajo se realizan dos métodos distintos: 1) Reconocimiento de fases minerales tamaño arcilla por medio de análisis de muestra orientada; y 2) reconocimiento de mineralogía de roca total (sin arcillas) por análisis de polvo de roca con orientación aleatoria.

4.1. ANÁLISIS DE MUESTRA ORIENTADA

4.1.1. Análisis y Preparación

Los minerales tamaño arcilla, específicamente filosilicatos, se caracterizan por tener una forma plana, donde las capas cristalográficas se ubican paralelas a esa dirección preferencial. La

diferencia entre estos minerales es el espaciamiento entre capas o planos, que es característico para cada uno, sin embargo algunos individuos pueden poseer un espaciamiento similar entre sí en algunas condiciones, para lo cual se aplican distintos tratamientos que mejoran la identificación.

La preparación de las muestras se hace según el procedimiento de Moore y Reynolds (1989). En primer lugar, se separa la fracción fina (limo y arcilla) del total de la muestra por medio de decantación gravitacional en agua destilada a partir de 100 gr de roca molida (la muestra no debe ser pulverizada ya que la fricción puede generar cambios de fase). Para aumentar la efectividad de la disgregación de la roca, en esta etapa las muestras se dejan decantar en recipientes plásticos al mismo tiempo que se les aplica ultrasonido. Así, las fases finas quedan retenidas en suspensión dentro del agua, mientras que el material grueso decanta. Una vez que se obtiene la fracción fina de la muestra se separa la fase limo de arcilla (tamaño de material $< 2 \mu\text{m}$). Debido a que ambas fracciones se mantienen en suspensión, la decantación gravitacional no es una alternativa óptima. Sin embargo, es posible decantar la fase limo por centrifugación, con la obtención del material arcilloso retenido en suspensión. Las muestras se montan en una centrifugadora dentro de tubos de ensayo, y los parámetros utilizados en la máquina obedecen a la ley de Stokes, expresión numérica que describe una partícula empujada por gravedad pero cuya caída es resistida por un fluido viscoso. El resultado en el tubo de ensayo es un líquido sobrenadante donde se encuentran las partículas $< 2 \mu\text{m}$, más un material al fondo que contiene las partículas $> 2 \mu\text{m}$.

Para montar la muestra orientada existen distintos métodos, para este estudio se realizó por el método de filtrado. El líquido sobrenadante es vertido en un filtro de miliporo en una bomba de vacío, el filtro retiene las partículas de arcilla a medida que el agua se va almacenando en el recipiente de la bomba. Finalmente, las arcillas retenidas y orientadas se montan en un portaobjeto.

Para el reconocimiento y distinción de las fases minerales, se deben aplicar cuatro tratamientos a las muestras para su lectura en DRX: seco, etilenglicol, calentada a $375 \text{ }^\circ\text{C}$ y a $550 \text{ }^\circ\text{C}$. Cada mineral responde de forma característica para cada uno, y las lecturas de los tratamientos en conjunto permiten la identificación de las fases minerales de arcilla.

4.1.2. Resultados

Se analizaron 15 muestras por DRX. Los difractogramas que se obtuvieron en este estudio se encuentran en el anexo III, con la respectiva explicación de cada lectura. El resultado de los minerales identificados se resume en la tabla 4.1.

Tabla 4.1 Resultados de minerales de arcilla obtenidos en el análisis de DRX para cada muestra.

Muestra	Litología	Arcillas Identificadas
2-B	Andesita de Hornblenda	Esmectita-Clorita
3-C	Toba lítica	Esmectita-Caolinita
4-A	Irreconocible	Caolinita
5-A	Toba lítica	Caolinita-Esmectita
9-B	Irreconocible	Caolinita-Illita
10-A	Irreconocible	Caolinita
13	Brecha hidrotermal	Caolinita
14-A	Toba lítica	Caolinita-Illita
15-B	Brecha hidrotermal	Caolinita-Esmectita-Illita/Esmectita
23-B	Brecha piroclástica lítica	Esmectita-Caolinita
24-A	Vetilla de cuarzo	Illita/Esmectita
24-B	Toba cristalina vítrea	Illita/Esmectita-Caolinita
28	Brecha hidrotermal	Caolinita
29-A	Daci-andesita	Caolinita-Esmectita-Illita
29-B	Daci-andesita	Caolinita-Illita

4.2. ANÁLISIS DE MUESTRAS CON ORIENTACIÓN ALEATORIA

4.2.1. Análisis y Preparación

Es posible identificar la mineralogía de roca total de una muestra por medio de un análisis de DRX. Este método es cualitativo y entrega una lectura de la mineralogía general de la roca con exclusión (en la mayoría de los casos) de las fases minerales tamaño arcilla. Por otra parte, la identificación de cantidades y elementos específicos dentro de las estructuras cristalinas de los minerales no son reconocidos y deben ser estudiados con otras herramientas. Sin embargo, entrega información importante sobre los minerales que no se identificaron por otros métodos.

Se deben considerar algunos impedimentos:

- La heterogeneidad del material disminuye la detección.
- El método se fundamenta en que la incidencia de los rayos-X tiene igual posibilidad de difractar cualquier cara de la estructura cristalina del mineral. Es inevitable que algunos minerales tiendan a generar una orientación preferencial. La mayoría de los cristales tienden quebrarse o tienen un clivaje preferencial sobre algún plano, que dificulta una disposición aleatoria, lo mismo ocurre con los minerales de arcilla que siempre tenderán a orientar su plano basal (Moore y Reynolds, 1989).
- El límite de detección es de un 2%.

- La lectura de los difractogramas está sujeta completamente al criterio del operario.

La preparación de muestra se realiza según el procedimiento de Poppe y otros (2001). 30 gr de muestra chancada son triturados en un molino de bolas para generar un polvo de 200# Tyler, luego se monta en un soporte de muestra donde la superficie debe quedar regular pero sin aplastar o deformar el polvo, para evitar posibles orientaciones preferenciales de los cristales. La lectura se obtiene a partir del *software* Bruker EVA.

4.2.2. Resultados

Se analizaron 15 muestras, misma cantidad que para el análisis orientado, sin embargo, las muestras 24-B y 29-B fueron reemplazadas por las muestras 3-B y 8-A. En las primeras se espera un mejor resultado de arcillas, debido a su ubicación con respecto a las zonas de alteración hidrotermal, mientras que en el segundo par, pese a su alto contenido en cuarzo, se espera una lectura de otros minerales como alunita, pirofilita o minerales de mena.

Los difractogramas de análisis de polvo se encuentran en el anexo IV. En la Figura 4.2 se muestra un resumen de estos resultados, donde se indican los minerales reconocidos para cada muestra y su litología correspondiente. La identificación de minerales se dificulta por la interferencia de diversos *peaks* o predominancia de algún mineral en concreto. En muestras con una amplia variedad de minerales o varios tipos de arcillas las reflexiones de ondas pueden interferir entre sí. Interferencias más severas ocurren en rocas con abundante cuarzo o feldespatos. En estos casos los *peaks* de ondas de los minerales de arcilla serán retenidos en el *background* del difractograma (Moore y Reynolds, 1989). De la misma forma diversos minerales pueden compartir un mismo *peak*.

Por esta razón, en la Figura 4.2, se identifica con colores la claridad con que se manifiestan los *peaks* con los que fue leído cada mineral en particular. El color verde indica minerales identificados con total seguridad, mientras que el color rojo corresponde a aquellos minerales donde solo algunos *peaks* logran ser coincidentes o estos son poco intensos. El color amarillo es un nivel de claridad intermedio, donde la mayoría de los *peaks* (no todos) son correspondientes.

Muestras	Litología	Cuarzo	Anortita	Albita	Ortoclasa o Sanidina	Hornblenda	Pigeonita	Clorita	Calcita	Diopsido	Caolinita	Halloysita	Pirita	Hematita	Brookita	Goethita	Laumontita
2-B	Andesita de Hornblenda	Verde	Verde		Amarillo	Verde	Verde	Amarillo				Verde					Rojo
3-B	Toba litica	Verde										Verde					
3-C	Toba litica	Verde															
4-A	Irreconocible	Verde															
5-A	Toba litica	Verde												Rojo			
8-A	Irreconocible	Verde									Amarillo						
9-B	Irreconocible	Verde	Verde	Verde								Amarillo				Amarillo	
10-A	Irreconocible	Verde	Verde	Verde													
13	Brecha hidrotermal	Verde								Verde							
14-A	Toba litica	Verde	Amarillo	Verde						Verde							
15-B	Brecha hidrotermal	Verde															
23-B	Brecha piroclástica litica	Verde															
24-A	Vetilla de cuarzo	Verde								Amarillo							
28	Brecha hidrotermal	Verde	Verde	Verde						Verde							
29-A	Daci-andesita	Verde	Verde							Verde	Amarillo						

Figura 4.2 Resultados de minerales obtenidos en análisis de polvo con orientación aleatoria por DRX. Los colores indican nivel de seguridad en la lectura de los difractogramas. Verde: total seguridad, Amarillo: muy posible, Rojo: poco probable.

4.3. RESULTADOS FINALES

Los resultados obtenidos por medio del análisis de muestra orientada indican que los minerales de fase arcilla del prospecto son principalmente clorita, grupo de caolín, grupo de esmectita, illita, e interstratificación de estos últimos. Por otra parte, los resultados conseguidos por el análisis de muestra con orientación aleatoria permiten distinguir a la halloysita dentro del grupo de caolín.

También, a partir de este último método, es posible identificar otras fases minerales. Éstas corresponden a la distinción de los minerales feldespatos en anortita, albita y ortoclasa (o sanidina), el reconocimiento de minerales metálicos como pirita, óxidos como hematita, brookita y goethita, y finalmente otros minerales accesorios como pigeonita, diópsido o laumontita. A continuación se detallan los minerales identificados y su implicancia en el prospecto.

4.3.1. Grupo de Caolín

La identificación de caolinita se realizó con exactitud debido al ordenamiento característico en su lectura. Sin embargo, la actividad hidrotermal genera distintos minerales de este grupo, donde los más característicos son: caolinita, dickita y halloysita. Estos minerales presentan una lectura muy similar, y que se dificulta aún más con la presencia de otras fases minerales. El mineral más común de este grupo es la caolinita pero en ocasiones la dickita es el mineral dominante. Estos no pueden ser diferenciados únicamente por su reflexión basal, para ello es necesario complementar el análisis con un estudio de reflexión no basal o de roca total (Hillier, 1999). Por otra parte, la halloysita es un mineral con un hábito predominante fibroso y no plano, lo que impide la orientación de los cristales (Moore y Reynolds, 1989). En casi todas las muestras se identificaron minerales de este grupo, es muy probable que dickita sea más abundante en zonas más profundas del depósito, debido a las características de la alteración hidrotermal observada, como representante de una zona de mayor T en el ambiente epitermal. Aunque este trabajo solo se enfoca en afloramientos superficiales.

a) Caolinita

Es el mineral de arcilla más abundante de la zona de alteración y se extiende a lo largo de todo el *lithocap*. Se observa en afloramientos, muestras de mano y en microscopio. Es un mineral característico en *lithocaps*, donde forma parte de una alteración argílica intermedia, o avanzada en caso de coexistir con alunita. Es importante considerar que la caolinita se forma tanto en ambiente supérgeno como hidrotermal, producto de la meteorización, o a partir de la acción de fluidos hidrotermales de pH moderadamente bajos (pH 4) y en ambientes de baja T (<150-200 °C) respectivamente (Corbett y Leach, 1998). La caolinita hidrotermal, en este depósito, reemplaza principalmente a fenocristales de plagioclasas y a los clastos de tobas y brechas, pero también a la matriz en las zonas más alteradas.

La distinción del origen de la caolinita se realiza por análisis geoquímico. Sin embargo, según Moore y Reynolds (1989), la forma de los *peaks* de caolinita en los difractogramas, especialmente a los 7,2 Å, permite hacer una interpretación aproximada de su origen. Mientras más agudo sean éstos, más probable que estén relacionados a una acción hidrotermal, por otro lado, si presentan *peaks* suaves, el origen probablemente es supérgeno. En la Figura 4.3 se muestran dos difractogramas como ejemplos de *peak* de caolinita agudo y suave.

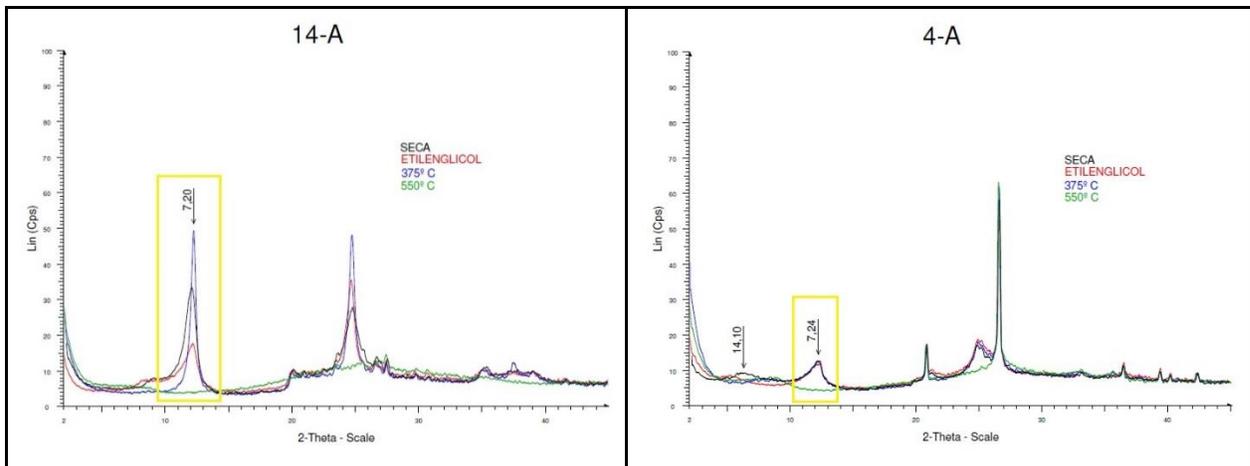


Figura 4.3 Difractogramas de muestra orientada con lectura de caolinita. En los recuadros amarillos se ubica el *peak* de 7,2 Å, donde se observa en la muestra **14-A** *peak* agudo y **4-A** *peak* suave.

En la tabla 4.2 se resume las lecturas de caolinita en los difractogramas, en los cuales se interpreta su origen supérgeno o hidrotermal, por medio de la forma que posee el *peak* a los 7,2 Å.

Tabla 4.2 Resumen de lecturas de caolinita en los difractogramas. Forma del *peak* a 7,2 Å.

Muestra	Forma del <i>peak</i>	Origen
3-C	Suave	Supérgeno
4-A	Suave	Supérgeno
5-A	Suave	Supérgeno
9-B	Agudo	Hidrotermal
10-A	Agudo	Hidrotermal
13	Agudo	Hidrotermal
14-A	Agudo	Hidrotermal
15-B	Suave	Supérgeno
23-B	Agudo	Hidrotermal
24-B	Suave	Supérgeno
28	Agudo	Hidrotermal
29-A	Agudo	Hidrotermal
29-B	Agudo	Hidrotermal

b) Dickita

Tanto caolinita como dickita se detectan en un análisis por DRX de muestra orientada, sin embargo, ambos presentan exactamente los mismos patrones en los difractogramas y no son diferenciables. El análisis por DRX de muestra con orientación aleatoria permite hacer una distinción entre los minerales del grupo del caolín, pero debido a los factores de error explicados para este análisis y la abundante identificación de esta fase mineral en el análisis de muestra orientada, se constata que por este método no fue posible leer estos minerales para todas las muestras. De este modo, en el primer análisis, se asume como caolinita todos los *peaks* que muestren sus respectivos patrones, sin descartar la presencia de dickita en el prospecto.

La dickita ocurre hacia las zonas someras de un depósito (rango epitermal-mesotermal) afectado por una alteración hidrotermal, los minerales más característicos productos de fluidos con pH ~ 4 son caolinita, dickita y pirofilita. En superficie, el mineral representativo es caolinita, debido a su baja T de formación. En el otro extremo, a profundidades mesotermales, se observa un dominio de pirofilita producto de mayores T (<200-250 °C). La dickita representa una zona transicional entre ambos minerales, y se forma en niveles epitermales más profundos en un rango de T entre caolinita y pirofilita (Corbett y Leach, 1998).

c) Halloysita

Este mineral polimorfo de caolinita es posible reconocerlo por medio del análisis de polvo con orientación aleatoria, con el cual se identifica en cuatro muestras de este trabajo. En estas mismas muestras se observa caolinita por el método de muestra orientada. La halloysita requiere tratamientos especiales para ser identificada por medio de análisis de muestra orientada debido a su hábito no plano (Moore y Reynolds, 1989), así se infiere que la caolinita reconocida con este último método para las cuatro muestras no corresponde a halloysita, sin embargo, no se puede descartar su presencia para este prospecto.

Este mineral se encuentra principalmente en rocas afectadas por una argilización de baja T (acción supérgena), sin embargo también puede indicar alteración hidrotermal de muy baja T (<150 °C) con pH intermedio (3-4) (Corbett y Leach, 1998).

4.3.2. Illita y Esmectita

Estos minerales de arcilla son productos de la alteración de fluidos hidrotermales de pH menos ácido (pH 4-6). Sin embargo, su principal característica es reflejar los rangos de temperatura en que se formaron, que en un depósito mineral, son relevantes como indicadores de cercanía a la fuente mineralizante y su profundidad (Steven y Ratté, 1960; Steiner, 1968; Corbett y Leach, 1998). A baja T se forma esmectita (<100-150 °C), en un rango medio se observa la interlaminación illita-esmectita (100-200 °C), donde el contenido de esmectita se reduce con el aumento de T, y finalmente illita aparece a mayores T (200-250 °C) (Corbett y Leach, 1998).

Moore y Reynolds (1989), ejemplifican los *peaks* para porcentajes aproximados del contenido de illita en caso de interstratificación. Al comparar la forma en los *peaks* con los de aquellos difractogramas, se determina el porcentaje aproximado de illita en las muestras con interstratificación de illita-esmectita. En la tabla 4.3 se resume el porcentaje de illita de las muestras que contienen illita-esmectita.

Tabla 4.3 Resumen de los porcentajes aproximados de illita en interstratificación illita-esmectita obtenidos por comparación según Moore y Reynolds (1989)

Muestra	Porcentaje de illita (%)
15-B	50
24-A	70
24-B	90
29-B	Patrón de <i>peaks</i> no coincidentes

4.3.3. Clorita

Se forma en zonas donde los fluidos hidrotermales se encuentran neutralizados con un pH cercano a 6 (Corbett y Leach, 1998). Es producto de la alteración de minerales ferro-magnesianos en un rango muy amplio de T que abarca desde la zona de transición hipógeno-mesotermal hasta la superficie. Similar a lo que ocurre con la interlaminación de illita/esmectita, la esmectita puede acompañar a la clorita como indicativo de bajas T (Kristmannsdotter, 1984 en Corbett y Leach, 1998).

4.3.4. Feldespatos

La fuerte alteración que afecta al área solo permite inferir, tanto en afloramientos como en muestra de mano, la presencia de minerales de este grupo. Los estudios microscópicos tampoco permiten entregar tanto detalle sobre estos minerales debido el fuerte reemplazo que ocurre en ellos. Los análisis de DRX permiten hacer una descripción más específica sobre las especies de feldespatos que componen las rocas.

a) Feldespato plagioclasa

La muestra de andesita de hornblenda (2-B), correspondiente a la base de la Secuencia Volcanoclástica Andesítica, muestra la presencia clara de anortita. Esto indica que la roca, pese a estar afectada por alteración hidrotermal (con ocurrencia de clorita y calcita), se encuentra moderadamente fresca. Sin embargo, es la única muestra en la que la plagioclasa ocurre en forma de anortita.

En la mayoría de las muestras solo se reconoce la forma de los cristales de plagioclasas conservados y la fuerte alteración que las afecta oblitera el contenido de plagioclasas por completo. Algunas muestras con fuerte alteración argílica o silicificación arrojan resultados de albita en DRX, como remanentes de una leve albitización de las plagioclasas en esas rocas a las cuales se sobre impusieron las alteración actuales. Por otra parte, la daci-andesita, que se encuentra en su mayoría fresca, también muestra una composición albitica de sus plagioclasas, debido a un carácter más alcalino en su origen.

b) Feldespato potásico

Las muestras que, pese a su intensa alteración, también presentan feldespatos potásicos en forma de ortoclasa o sanidina, se debe a que el feldespato potásico se pueden mantener inalterados o argilizados en distintos grados a arcillas o sericita.

4.3.5. Minerales Metálicos

Los resultados del análisis de polvo con orientación aleatoria no entregan nueva información sobre los minerales metálicos que ocurre en el prospecto. Minerales como piritita, hematita y goethita son identificados en muestras de mano y microscopio. Aparece en una muestra brookita, polimorfo de baja temperatura del rutilo, el cual también se observa en varias muestras en microscopio.

Otros minerales metálicos típicos de este tipo de alteración, como calcopirita, bornita, enargita o jarosita, posiblemente no fueron identificados debido a su bajo o nulo contenido en las rocas. Los análisis de muestras al microscopio en luz reflejada son un mejor método para identificar estos minerales.



5. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

El área de estudio en el Cerro Polcura se caracteriza por una cobertura de intensa alteración hidrotermal, que afecta a la secuencia volcanoclástica andesítica. Predomina una silicificación de intensidad variable que ocurre con distintas texturas de cuarzo, a la cual se sobre impone una alteración argílica intermedia con predominio de caolinita y otros minerales de arcilla. El sistema se encuentra englobado por una alteración sub-propilítica en zonas más distales y correspondientes a la base de la secuencia (Figura 5.1). Asociado a la actividad de los fluidos hidrotermales ocurren cuerpos de brechas que se encuentran fuertemente alterados y que son el foco principal de antiguas labores mineras artesanales. A toda la zona alterada se sobre-impone una alteración supérgena que se reconoce por la abundante limonitización de algunos sectores y a su vez una alteración argílica de baja T producto de la meteorización, que se traduce en un mayor nivel de arcillas.

5.1. ZONAS DE ALTERACIÓN

5.1.1. Silicificación

Es la alteración dominante en el prospecto y ocurre en el centro de la secuencia volcanoclástica andesítica, se extiende por más de 1.500 m en dirección NW-SE. Es posible distinguir distintas intensidades de alteración que gradan desde muy intensa, donde ocurre un núcleo de sílice masivo que oblitera por completo la textura original de la roca, a zonas de intensidad fuerte o moderada que disminuyen su magnitud hacia sectores más periféricos del cuerpo silíceo. Por otra parte, dentro del prospecto se observan distintas texturas en que ocurre la sílice, los cuales se relacionan con la intensidad de la silicificación. Esta alteración se divide en dos sub-zonas con respecto a su intensidad:

5.1.1.1. Silicificación intensa

La zona de mayor intensidad ocurre como un núcleo silíceo con a lo menos 30 m de espesor, que se emplaza en dirección NE-SW en las tobas líticas de la secuencia volcanoclástica andesítica. Altera intensamente a las rocas y oblitera por completo la textura original, que imposibilita el reconocimiento de minerales preexistentes. Forma un cuerpo de sílice masivo, sin oquedades o *vuggy silica*. En corte transparente pulido se observa un 83% de cuarzo microgranular. El resto está formado por un 15% de pirita y 2% de hematita.

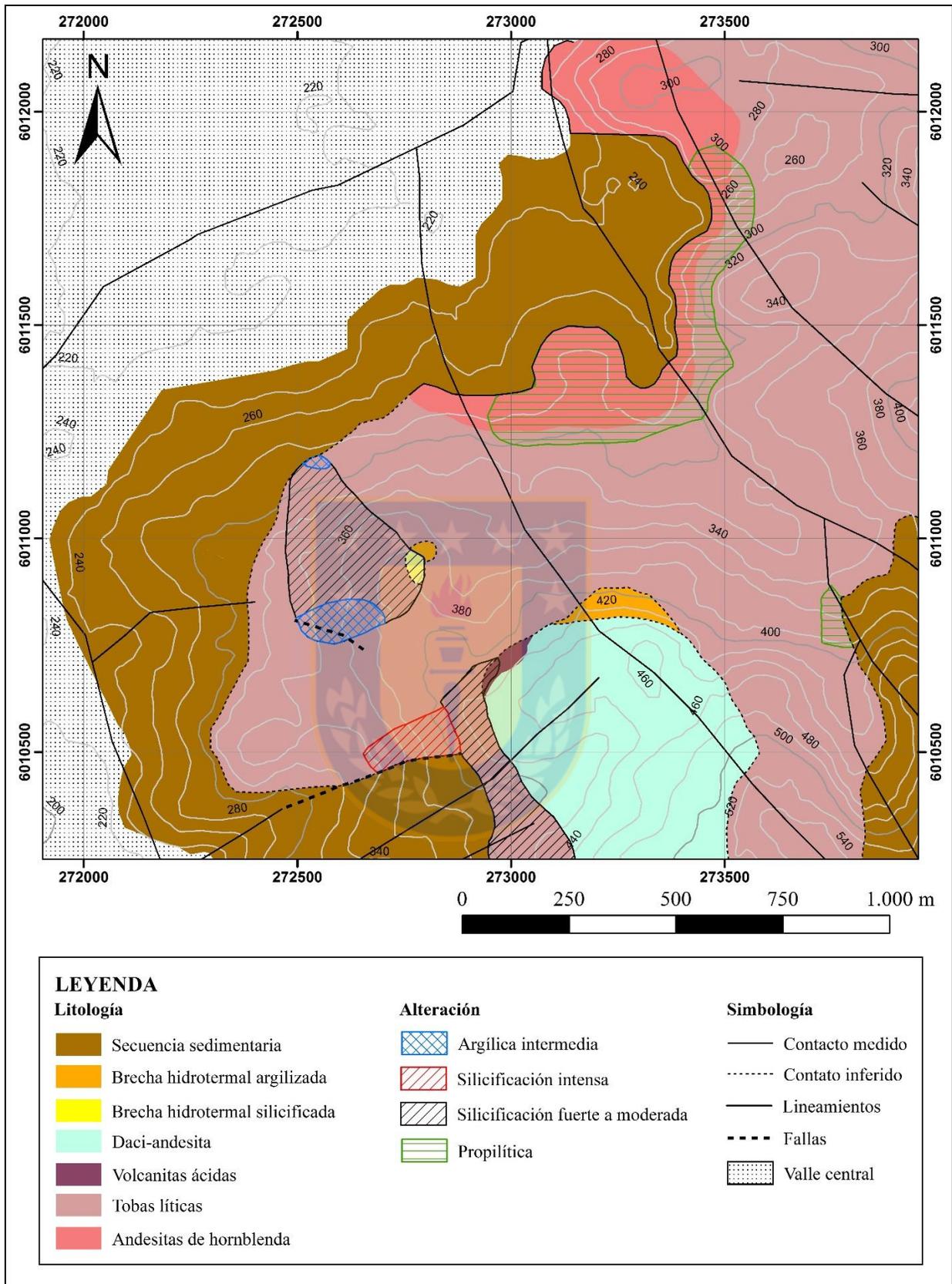
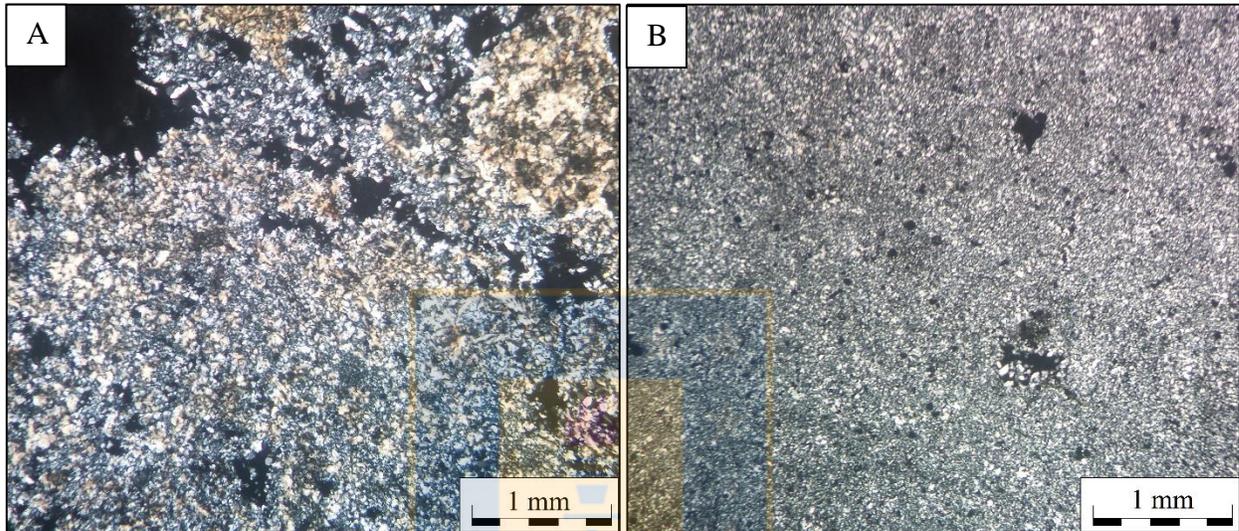


Figura 5.1 Mapa de alteraciones hidrotermales. Escala 1:10.000.

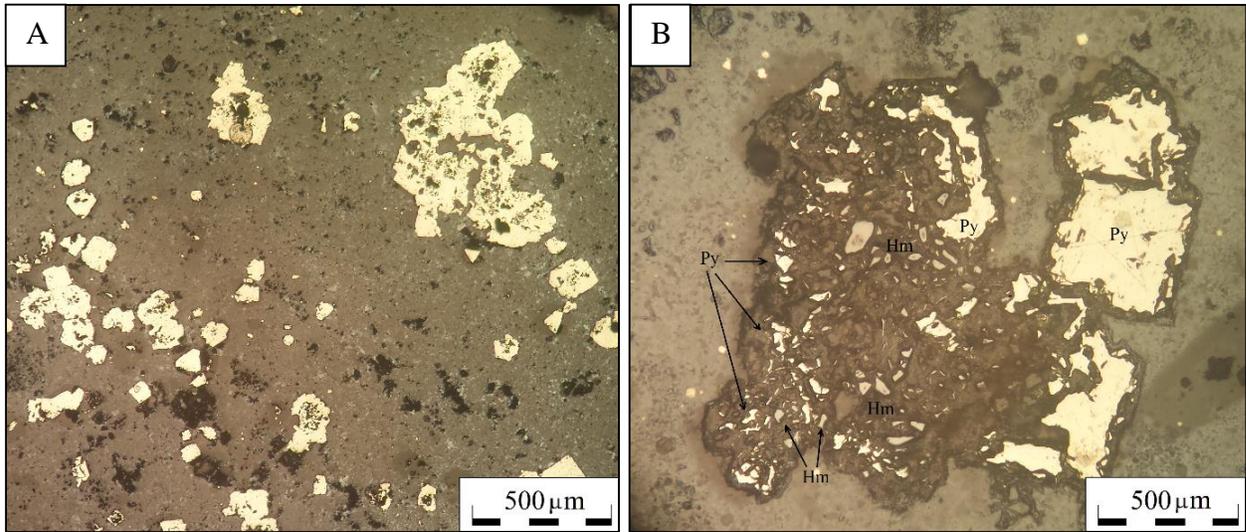
Esta zona presenta una textura de cuarzo micro-cristalino y en mosaico (Fotomicrografía 5.1a y b). Según Camprubí y Albinson (2006), esto indica que el cuarzo proviene de una sílice amorfa que recrystalizó a una textura anhedral, similar a un rompecabezas o mosaico, generado en un ambiente epitermal a profundidades someras (< 500 m). Por otra parte, el cuarzo de textura cristalina fina, a diferencia de los cristales de grano grueso, indica una profundidad somera de formación pero a su vez una baja T.



Fotomicrografía 5.1 Secciones transparentes de roca con silicificación intensa. **a)** Textura de cuarzo micro-cristalino en nicoles cruzados. **b)** Textura de cuarzo en mosaico en nicoles cruzados. Ambas imágenes corresponden a la misma muestra, la cual forma parte del cuerpo de sílice masivo con silicificación intensa.

Los cristales de piritas tienen tamaños entre 0,1 y 1 mm aproximadamente, son en su mayoría euhedrales y se encuentran diseminados dentro de la roca. Los cristales más finos varían de euhedral a sub-euhedral y forman cumulos irregulares localmente (Fotomicrografía 5.2a). Estas rocas muestran zonas con una leve oxidación posterior a los fluidos hidrotermales, que en muestra de mano se identifica por un color rojizo pálido. En estas zonas las piritas se encuentran levemente lixiviadas, donde cristales de hematita de tamaños no superiores a los 0,2 mm reemplazan parte de un cristal milimétrico de pirita (Fotomicrografía 5.2b).

Este cuerpo de sílice masiva producto de una intensa alteración se encuentra en el contacto por falla entre las rocas de la secuencia volcanoclástica andesítica y la secuencia sedimentaria, donde



Fotomicrografía 5.2 Secciones transparentes con pirita en silicificación intensa. (a) Piritas diseminadas. Cristales euhedrales y agregados irregulares. (b) Cristal euhedral de pirita (Py) parcialmente reemplazado por hematita (Hm).

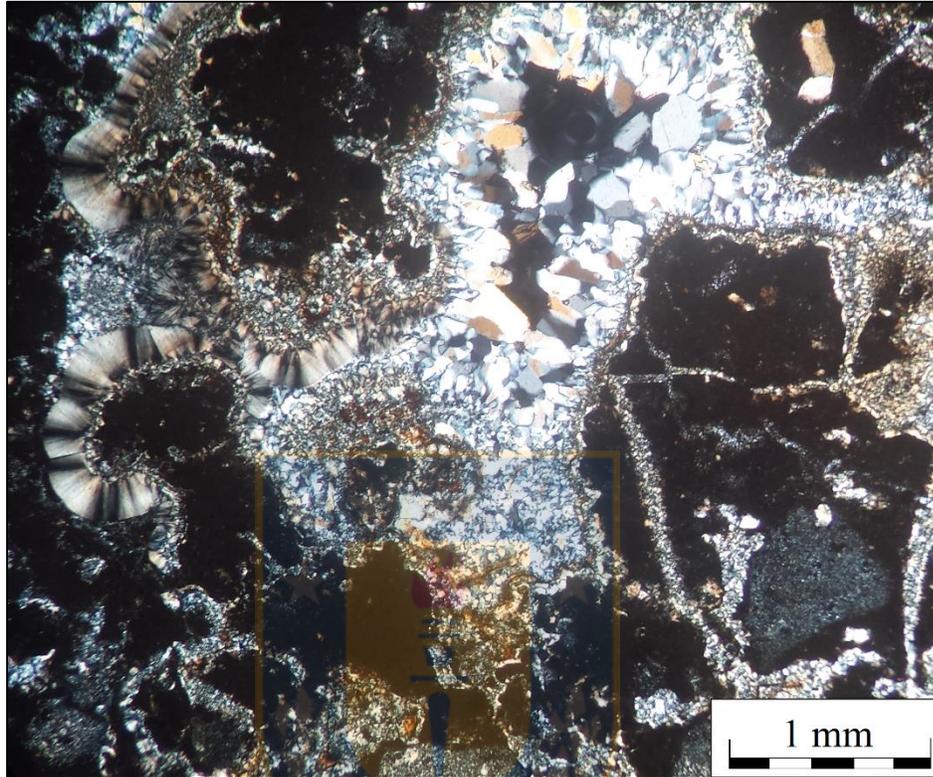
esta última se muestra totalmente fresca. No existe una relación directa entre la alteración hidrotermal y la falla observada en terreno, la cual es posiblemente posterior.

5.1.1.2. Silicificación fuerte a moderada

En zonas donde la silicificación es menos pervasiva o masiva, es posible identificar una variedad de texturas silíceas: sílice amorfa que rellena intersticios de la matriz, cristales de cuarzo de grano grueso bien formados en bordes de cavidades en textura “diente de perro” y sílice amorfa en forma de calcedonia que ocurre en vetillas bandeadas o coliformes de espesores centimétricos, todos en coexistencia con masas de sílice micro-cristalina y en mosaico como fondo general en las rocas que muestra una transición con la zona de silicificación intensa (Fotomicrografía 5.3). Estas rocas poseen una coloración blanquecina, rojiza o café amarillento en muestra de mano, en parte debido a una superposición de una alteración argílica intermedia con arcillas de distintos colores. Predomina un reemplazo general de los componentes principales de la roca por cuarzo micro-cristalino y de mosaico, pero con la textura original reconocible.

Los cuarzos cristalinos de tamaño grueso se forman en los bordes de aberturas o cavidades en forma de “diente de perro” que hacia la matriz de la roca ocurren como cuarzo de textura micro-cristalina, mientras que la sílice en forma de calcedonia ocurre como relleno de espacios vacíos de contacto entre clastos de la roca original. En muestra de mano se observa vetillas centimétricas de calcedonia

(Figura 5.2). Según Camprubí y Albinson (2006), estas texturas mixtas de sílice, donde ocurre simultáneamente cuarzo micro-cristalino o en mosaico con cristales de cuarzo grueso y calcedonia, corresponden a un ambiente epitermal de profundidad intermedia (500-1.000 m).



Fotomicrografía 5.3 Sección transparente con ocurrencias de sílice. Se observa sílice amorfa (a la izquierda) y cuarzo diente de perro (en el centro). A su vez se observa el relleno de cuarzo microcristalino en bordes de clastos, fracturas y espacios. Imagen en nicoles cruzados.

La mayoría de las rocas silicificadas muestran una textura de sílice masiva, micro-cristalina o en mosaico, pero a su vez, de intensidad fuerte a moderada con la textura original de la roca reconocible. Es decir, las texturas descritas anteriormente no son excluyentes entre sí, y es común observar su ocurrencia simultánea en el prospecto. Esto se debe a una transición entre las distintas intensidades dentro de la misma zona de alteración.



Figura 5.2 Vetilla de sílice coliforme en forma de calcedonia.

Los minerales metálicos en esta alteración corresponden a aproximadamente un 10% de piritas, las cuales son reemplazadas por un 3% de hematitas, simultáneamente con goethita inferior al 2%. Al igual que en la silicificación intensa, los cristales de pirita se encuentran tanto frescos como lixiviados. Las piritas frescas están diseminadas en la roca y ocurren como cristales subhedrales de tamaños milimétricos y en granos subhedrales finos que no superan los 0,1 mm. En zonas donde la silicificación se encuentra sobreimpuesta por una alteración argílica intermedia, los cristales de pirita se observan leve o completamente lixiviados, donde ocurre un reemplazo por cristales micrométricos de hematita. En las zonas de lixiviación completa de las piritas, conviven hematita y pequeños vestigios de pirita ($< 0,1$ mm) en una goethita de fondo. En muestra de mano estas mineralizaciones se observan como *boxwork* de piritas con un halo de goethita y hematita.

5.1.2. Alteración Argílica Intermedia

Esta alteración está fuertemente relacionada con las brechas hidrotermales y con la zona de silicificación fuerte a moderada. En esta última se sobreimpone con distintas intensidades, y afecta levemente a las rocas en las zonas periféricas y ocurre en forma muy intensa hacia zonas más céntricas del prospecto, cercano a las brechas hidrotermales. En general los componentes originales

de la roca están fuertemente reemplazados por arcillas y cuarzo, y solo se reconocen algunas texturas primarias debido al carácter fragmental de las rocas afectadas. Les otorga un color blanco, blanco amarillento y anaranjado (Figura 5.3a).

Esta alteración está conformada por caolinita, cuarzo, illita y esmectita. La asociación principal de caolinita-cuarzo se observa tanto en muestras de mano como al microscopio (Figura 5.3b). Además, a partir de los análisis de DRX, se establecen las asociaciones caolinita-esmectita-cuarzo y caolinita-illita-cuarzo, con interestratificación de illita-esmectita en algunas muestras. A su vez, se reconoce localmente caolinita/halloysita-cuarzo. Por otra parte, los análisis de DRX indican la presencia de feldespato potásico (ortoclasa o adularia) asociado en las rocas de esta alteración, donde coexisten con albita. Estos minerales se encuentran especialmente en las brechas hidrotermales, las cuales están intensamente argilizadas.

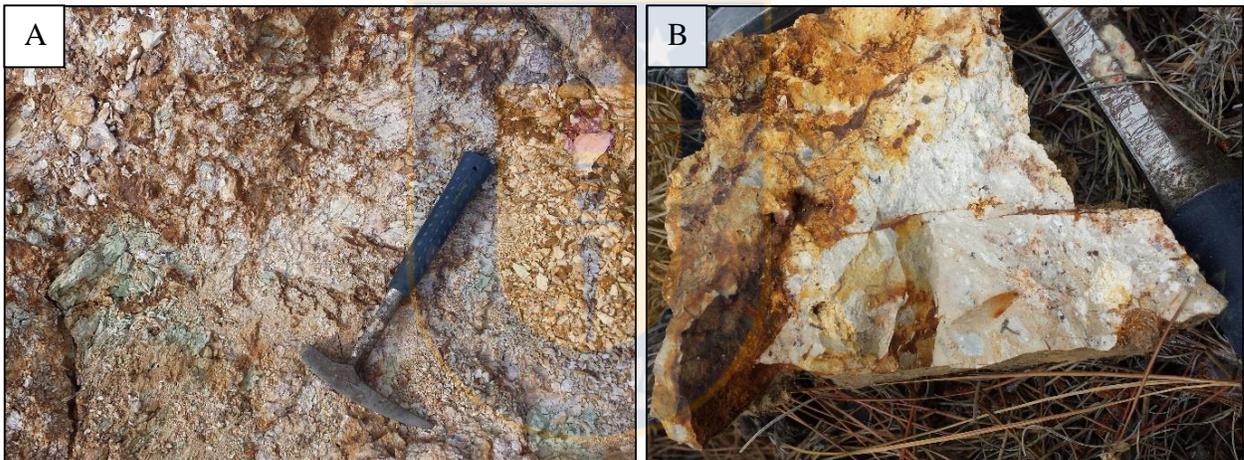
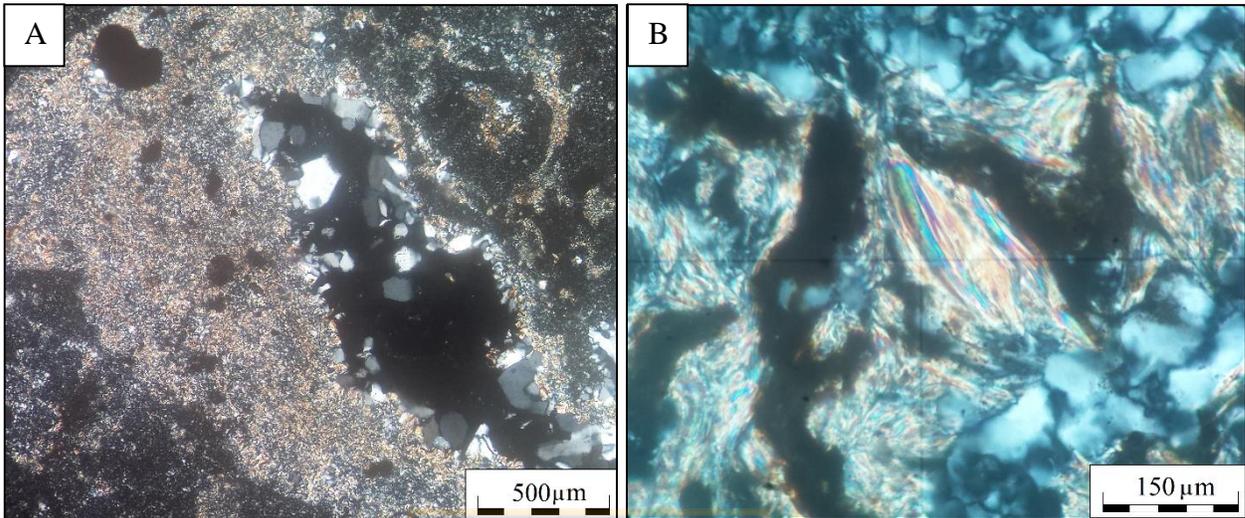


Figura 5.3 Fotografías de roca con alteración argílica intermedia. (a) Imagen de afloramiento con alteración argílica intermedia pervasiva. Se observa abundante caolinita y arcillas de colores verdosos y rosados. (b) Toba lítica con alteración argílica intermedia representada por el reemplazo de caolinita y arcillas en los clastos y cristales de la roca, en una matriz de cuarzo masivo.

Localmente, se observa sericita asociada a la alteración argílica intermedia, específicamente en las rocas donde esta se superpone a la silicificación. La plagioclasa que conforma la masa fundamental de los clastos se encuentra intensamente reemplazada por sericita, y a su vez envuelta en cuarzo microgranular (Fotomicrografía 5.4a). Por otra parte, muscovitas más gruesas con hábito de flama se depositan en intersticios y cavidades, donde alcanza hasta un 5% de la roca (Fotomicrografía 5.4b). Si bien el contenido de sericita podría indicar una superposición de las alteraciones observadas sobre una alteración fílica previa, el contenido de sericita y su ocurrencia,

indicaría que son parte de la alteración argílica intermedia como producto de la fuerte formación de arcillas.



Fotomicrografía 5.4 Secciones transparentes con sericita. **a)** En nicotes cruzados de un clasto de toba lítica con un completo reemplazo por cuarzo-sericita, producto de la descomposición de las plagioclasas de la masa fundamental. **b)** Cristales en flama de sericita relleno de cavidades o intersticios de la masa sílicea de la alteración de silicificación.

En muestras de mano se observa que las zonas con mayor contenido de cuarzo y sericita tienen cristales de pirritas muy fina (micrométricos) diseminadas, mientras que en las zonas afectadas intensamente por la formación de caolinita-cuarzo-arcilla, las pirritas se encuentran completamente lixiviadas. Macroscópicamente presenta *boxwork* de pirritas con halos y rellenos de limonitas, en ocasiones con goethita y hematita. En general la cantidad de *boxworks* es $< 5\%$ y el mineral metálico que domina estas rocas es el rutilo que rellena las cavidades entre clastos en forma de coágulos irregulares.

5.1.3. Brecha hidrotermal

Dentro del área se observan 2 afloramientos de brechas hidrotermales: uno de ellos alargados y con una fuerte alteración supérgena, y uno cilíndrico con alteración y supérgena pero asociado con un pequeño cuerpo de brecha hidrotermal silicificado. Este último, independiente de la alteración, presenta características diferentes en su textura original con los cuerpos de brechas más meteorizados. De esta forma se dividen en dos tipos de brechas, representados respectivamente por la alteración que los afecta como su característica más distintiva.

5.1.3.1. Brecha hidrotermal con alteración supérgena

Estas rocas corresponden a la secuencia volcanoclástica andesítica y se ubican hacia las zonas de mayor altura del prospecto. Se observan en 2 afloramientos con aparente forma tabular en orientación noroeste. Asociadas a estas rocas se encuentran pequeñas labores mineras abandonadas (Figura 5.4). En ellas se identifica una alteración argílica intermedia a la cual se ha sobreimpuesto una fuerte alteración supérgena. Gracias a la textura fragmental de estas rocas es posible identificar sus rasgos originales pero no necesariamente todos sus componentes.



Figura 5.4 Muestra de canal vertical dentro de uno de los pequeños túneles abandonados en el prospecto.

Son clasto soportado, con clastos angulosos a sub angulosos de 0,5 cm hasta 5 cm ($\bar{x} = 2$ cm) extremadamente argilizados a caolinita, lo que impide reconocer su composición original (Figura 5.5a). La matriz es de color anaranjado debido a una fuerte limonitización, producto, en parte, a la

lixiviación de pirita fina (< 1 mm) diseminadas en la matriz y localmente en algunos clastos. Estas se reconocen a través de cavidades tipo *boxwork*, cúbicas, desde donde se genera la limonitización. Si bien, la matriz está fuertemente alterada, el contenido de *boxwork* de pirita no supera el 5%, esto puede deberse a un bajo contenido original en piritas o al relleno de estas cavidades. En el área donde ambas brechas (meteorizada y silicificada) se conectan, se observa una leve silicificación de esta brecha (Figura 5.5b), en la cual los clastos están mejor conservados y coexisten clastos angulosos y redondeados.

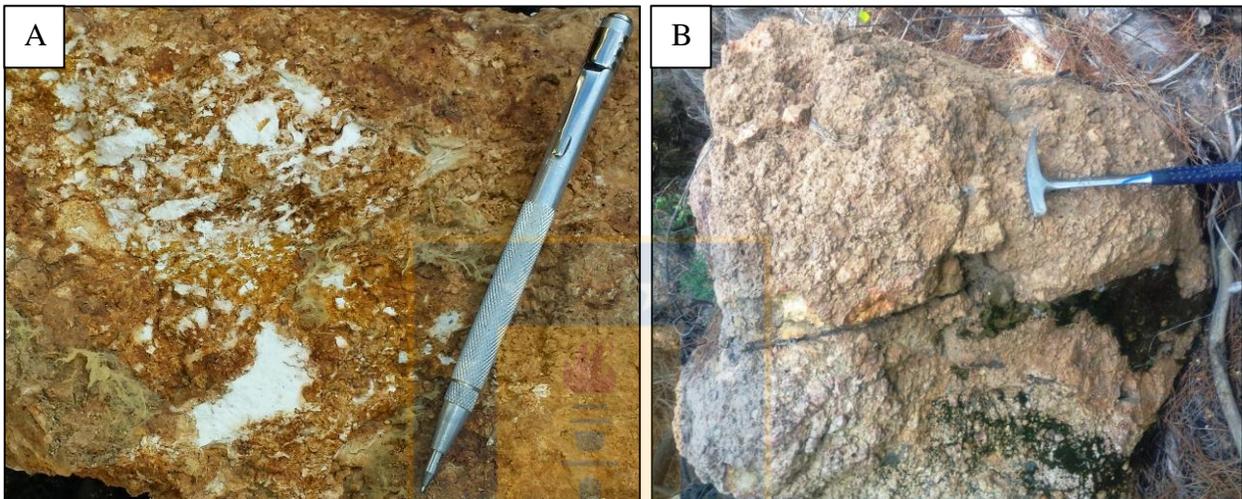


Figura 5.5 Fotografías de muestras de brecha hidrotermal. (a) Brecha hidrotermal con una alteración argílica intermedia y una posterior alteración supérgena muy intensa, donde los clastos están completamente reemplazados por caolinita y la matriz alterada a limonitas. Mantiene su textura original pero la mineralogía inicial está completamente obliterada. (b) Rodado cerca del afloramiento con una argilización menos intensa y leve silicificación que permite una mejor identificación de los clastos.

5.1.3.2. Brecha hidrotermal silicificada

Estas rocas se encuentran muy restringidas dentro de la secuencia volcanoclástica andesítica, en asociación estrecha con las brechas hidrotermales meteorizadas, en el centro del prospecto. Tienen una coloración parda rojiza y anaranjado debido a la limonitización y con zonas blanquecinas. Son clasto soportado, sin matriz, y cemento silíceo en aproximadamente un 10%. El tamaño de los clastos es variable entre 0,2 y 3 cm, con aparentes gradaciones en la selección. Son clastos líticos sub angulosos a redondeados, con el tipo predominante andesita e inferior al 5% de tobas, sin embargo, un alto porcentaje (~30%) de clastos están obliterados por la alteración. Localmente se observan cavidades de *boxwork* de pirita dentro de algunos clastos, y leves alteración de sulfuros

que componen parte del cemento. En la muestra 15-C (Anexo I) se observan trazas de alunita en cavidades que indican la actividad de una alteración argílica avanzada posterior a la silicificación de las rocas. Esta brecha corresponde a la fase previa y más fresca de la brecha meteorizada que domina el sistema.

5.1.4. Alteración Sub-propilítica

Esta alteración envuelve a las alteraciones anteriores, distribuyéndose en las zonas periféricas del prospecto. Se observa en zonas de topografía más baja hacia el norte y al este. Afecta específicamente a las andesitas de la parte basal de la secuencia volcanoclástica andesítica. Otorga coloraciones oscuras y verdosas, tanto en fenocristales como en la masa fundamental. Está compuesta principalmente por una cloritización intensa y calcita muy local o en pequeños rellenos.

La clorita ocurre como reemplazo en fenocristales de hornblendas y como agregados microcristalinos en la masa fundamental de las andesitas. La calcita rellena intersticios en las andesitas y en algunas brechas actúa como cemento. Tanto la calcita como la albita son escasas debido a que la alteración es de intensidad leve y las plagioclasas ocurren en forma de anortitas frescas o levemente reemplazadas a arcilla. En el análisis de DRX se observa una probable presencia de zeolitas (laumontita) y diópsido relicto en estas rocas. Asociado a esta alteración se encuentran piritas en cristales euhedrales diseminados en la roca.

5.1.5. Alteración Supérgena

Esta alteración es producto de la acción de aguas meteóricas, está caracterizada por la presencia de una limonitización muy intensa con jarosita, goethita y en menor medida arcillas, que predomina principalmente en las brechas hidrotermales, donde la permeabilidad de las brechas funciona como canales para el descenso de aguas meteóricas.

5.2. PARAGÉNESIS

En la figura 5.6 se resume la temporalidad de la génesis mineralógica que ocurre con las alteraciones hidrotermales. A partir de los patrones de zonación que ocurren en el prospecto, es posible inferir que la alteración sub-propilítica es la primera en ocurrir, que posteriormente ocurre en paralelo a las otras alteraciones como respuesta a la neutralización de los fluidos. En rocas sedimentarias más jóvenes, ubicadas en los sectores periféricos del área, se observan clastos alterados con abundante clorita como relictos de las rocas afectadas por esta alteración. Con el

progresivo ascenso de los fluidos hidrotermales, ocurre una lixiviación de las rocas en capas preferenciales de la secuencia volcanoclástica andesítica, y se forman grandes cuerpos de moderada a intensa silicificación, asociados a un núcleo silíceo central. Casi en paralelo ocurre la depositación de sulfuros, principalmente pirita, en estrecha relación con el cuarzo microgranular, y en menor medida óxidos como hematita. Simultáneamente a la silicificación, se sobreimpone la caolinita, que genera la alteración argílica en las rocas, en la que progresivamente comienzan a ocurrir los minerales del grupo de la illita (illita, esmectita, illita/esmectita ± sericita), estos minerales se sobreponen tanto a la alteración argílica intermedia como a la sub-propílica y silicificación. Por medio de técnicas de campo se observó alunita muy escasa, que se encuentra asociada a la caolinita y silicificación. En la etapa temprana de la alteración supérgena, la pirita y hematita son parcialmente reemplazadas por goethita. La alteración supérgena posterior, queda evidenciada por la lixiviación completa de sulfuros y reemplazo de hematita por goethita y jarosita.

MINERALOGÍA		MAGMÁTICA	ALTERACIÓN HIDROTHERMAL			ALTERACIÓN SUPÉRGENA
			Sub-prop.	Silicificación	Argílica Intermedia	
No Metálicos	Cuarzo	-----	-----	-----		
	Anortita	-----				
	Albita	-----			-----	
	Feldespato potásico	-----			-----	
	Hornblenda	-----				
	Clorita	-----				
	Calcita	-----				
	Alunita			-----		
	Sericita				-----	
	Illita			-----		-----
	Esmectita			-----		-----
	Caolinita				-----	-----
	Metálicos	Rutilo	-----			
Pirita				-----		
Hematita				-----		
Jarosita						-----
Goethita						-----

Figura 5.6 Cuadro paragenético de los minerales que conforman las distintas etapas de formación y alteración del prospecto.

6. DESARROLLO DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

6.1. GENERALIDADES

Las alteraciones hidrotermales dominantes en el prospecto Cerro Polcura son de tipo argílica intermedia y silicificación. Ambas alteraciones corresponden a las descritas para grandes masas de alteración producidas por agentes hidrotermales en las zonas más superficiales de un depósito de tipo epitermal. Sillitoe (1995), define *lithocap* como grandes masas de pirita, alteración argílica avanzada y alteración argílica, localizadas entre los ambientes de intrusivos subvolcánicos y la paleosuperficie (Figura 6.1). Pese a que muchos *lithocaps* son estériles, son un importante objetivo de exploración para depósitos epitermales y tipo pórfido. Los depósitos de alta sulfuración pueden ser encontrados dentro de los *lithocaps*, mientras que los depósitos de baja sulfuración pueden existir en los bordes de los depósitos. Se relaciona con intrusiones pórfiricas tanto espacialmente, como temporal y genéticamente. Así, la formación de un depósito epitermal de alta sulfuración de Au, está estrechamente vinculado a un depósito de pórfido de Cu (Sillitoe, 2010).

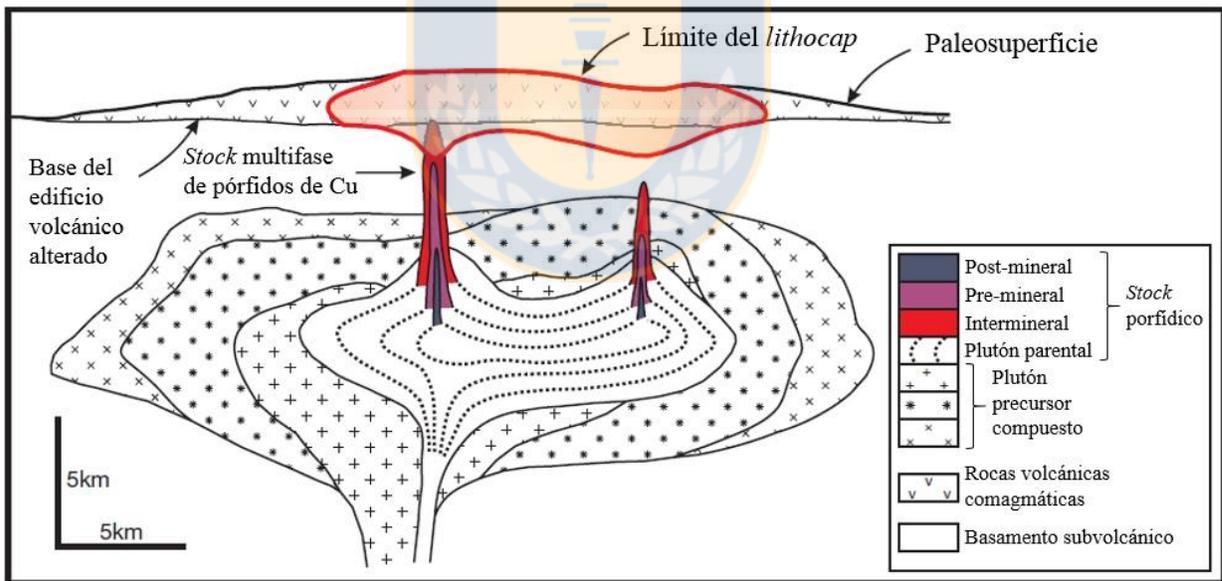


Figura 6.1 Esquema teórico con la relación entre intrusión pórfirica y *lithocap*. Modificado de Sillitoe (2010).

El desarrollo de un *lithocap* ocurre desde los fundidos de la cámara magmática, de la cual provienen los pulsos pórfiricos, que se separan en una fase líquida y una fase vapor. La diferencia de densidad entre ambas fases permite que el vapor (menos denso) ascienda a mayor velocidad que el líquido (más denso). El vapor alcanza niveles someros y es absorbido en las aguas subterráneas y

meteóricas, y acidifica el medio. Esta progresiva neutralización del pH y disminución de su T genera una zona de alteración hidrotermal somera o *lithocap*, donde las asociaciones minerales características son: cuarzo-alunita, argílica marginal (intermedia) y propilítica periférica (Corbett y Leach, 1998). Si bien la fase vapor genera una alteración superficial, el contenido en metales es mínimo, por lo tanto en esta primera etapa el *lithocap* es estéril. La fase líquida y de mayor densidad permanece en profundidad, hasta que la cristalización del fundido o esfuerzos tectónicos la expulsan hacia superficie. Al igual que la fase vapor, su ascenso resulta en una neutralización del pH por contacto con la roca caja y en una disminución de su T. Sin embargo, esta fase es rica en metales, por lo que al llegar a la zona de *lithocap*, se manifiesta como una mineralización que se superpone a la alteración hidrotermal previa.

6.2. DESARROLLO DE LA ALTERACIÓN

6.2.1. Etapa temprana de alteración

Las asociaciones minerales descritas por Corbett y Leach (1998) que forman un *lithocap*, y que corresponden a la etapa inicial de ascenso de la fase vapor, son las siguientes:

Cuarzo-alunita: Se caracteriza por un núcleo de sílice donde predomina casi en su totalidad el cuarzo (\pm cristobalita, tridimita y sílice amorfa). Puede mostrar características de *vuggy* producto de la lixiviación ácida proveniente del vapor, y gradada hacia su periferia a zonas con contenido de alunitas

Argílica marginal: Envuelve marginalmente a la zonación cuarzo-alunita. Predominan los minerales del grupo del caolín que gradan a minerales del grupo de la illita (illita, esmectita y sericita).

Propilítica periférica: Se ubica en las zonas más distales de la alteración, donde la asociación mineral es epidota/actinolita-albita-clorita-carbonato o también, denominada sub-propilítica en niveles someros por su asociación clorita-carbonato.

Estas mismas asociaciones minerales se reconocieron para el prospecto Cerro Polcura, y es posible identificar distintas sub-etapas en su formación asociadas a un respectivo pH y T de los minerales que las conforman. Se observan 4 sub-etapas (Figura 6.2)

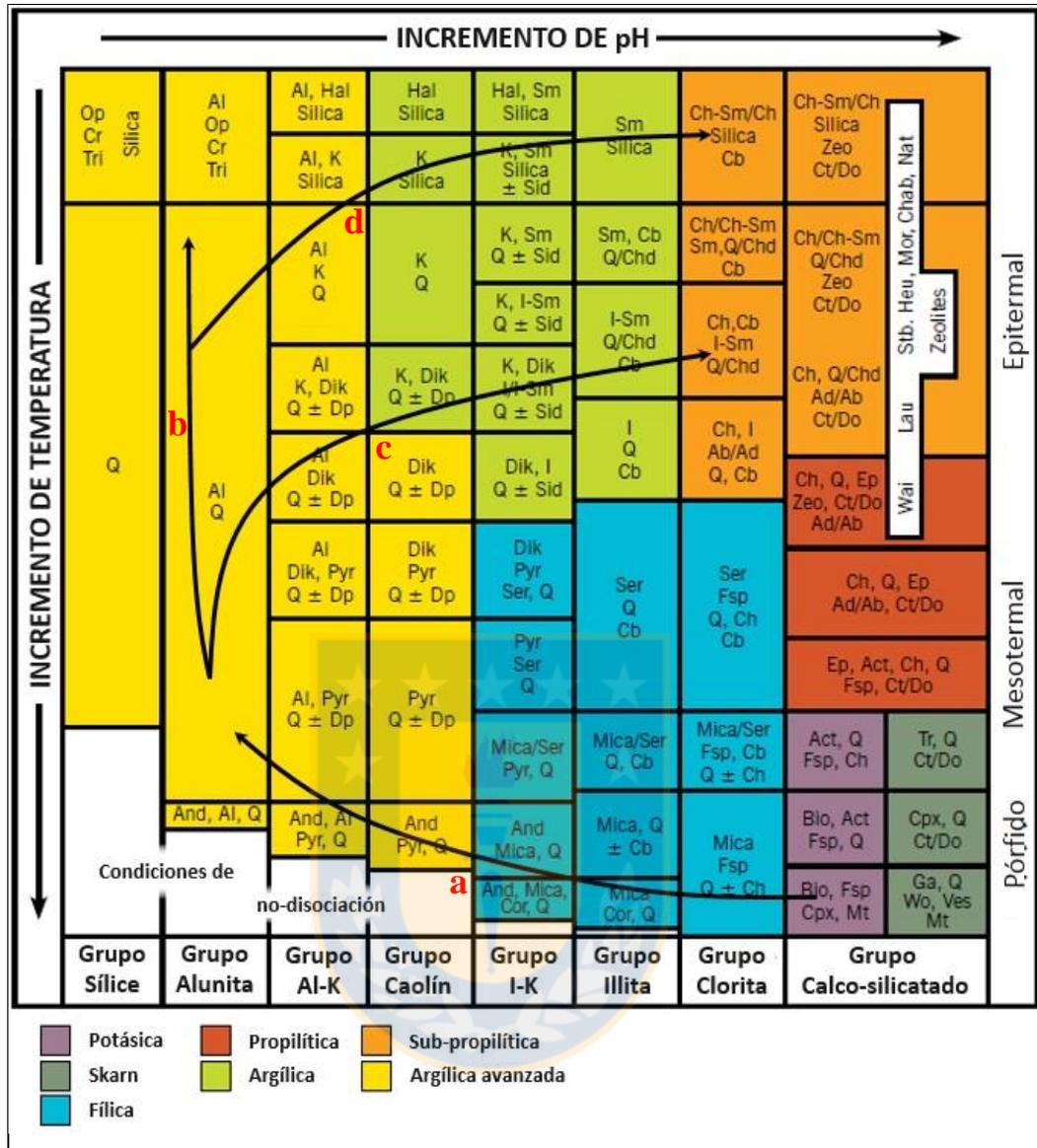


Figura 6.2 Diagrama de asociación mineral en las distintas zonas de alteración hidrotermal, en relación con el pH y la T. Las flechas indican sub-etapas que forma la etapa temprana de alteración. Modificado de Corbett y Leach (1998)

La primera sub-etapa (a) corresponde a la alteración producida por los fluidos hidrotermales a niveles hipógenos, y se relaciona con el cuerpo porfídico bajo el *lithocap*. Los fluidos ascienden por conductos estructurales o se expanden lateralmente por las capas más permeables de roca. Esta solución ácida, lixivia todos los componentes de la roca caja menos sílice, rutilo y zircón, esta interacción genera la segunda sub-etapa (b) donde se forma el núcleo de sílice, que en Cerro Polcura ocurre como un cuerpo silíceo masivo. Las siguientes sub-etapas (b y c) se distinguen por su profundidad pero ocurren en paralelo. Los fluidos precipitan cuarzo y algo de pirita en el núcleo

central silíceo, al mismo tiempo que forma un borde de caolinita (\pm alunita observada en campo), y minerales del grupo de la illita a medida que el fluido se neutraliza hacia zonas sub-propilíticas de dominio clorita \pm carbonato. Las asociaciones minerales que predominan en el prospecto son caolinita-cuarzo, caolinita-esmectita-cuarzo, caolinita-illita-cuarzo y caolinita-illita/esmectita-cuarzo (\pm calcedonia), esto indica que en superficie se observa una zona media del *lithocap* o niveles epitermales medio a superiores.

6.2.2. Etapa de alteración tardía y mineralización

6.2.2.1. Brechización

La fase líquida y rica en metales utiliza los mismos conductos que la fase vapor o bien se expande lateralmente por las capas más permeables. El aumento de T tanto de la roca caja como del fluido en estas zonas más someras produce una acumulación de energía, y la sobrepresión de los fluidos termina en un fracturamiento hidráulico que se evidencia en una brechización de la roca caja (Figura 6.3).

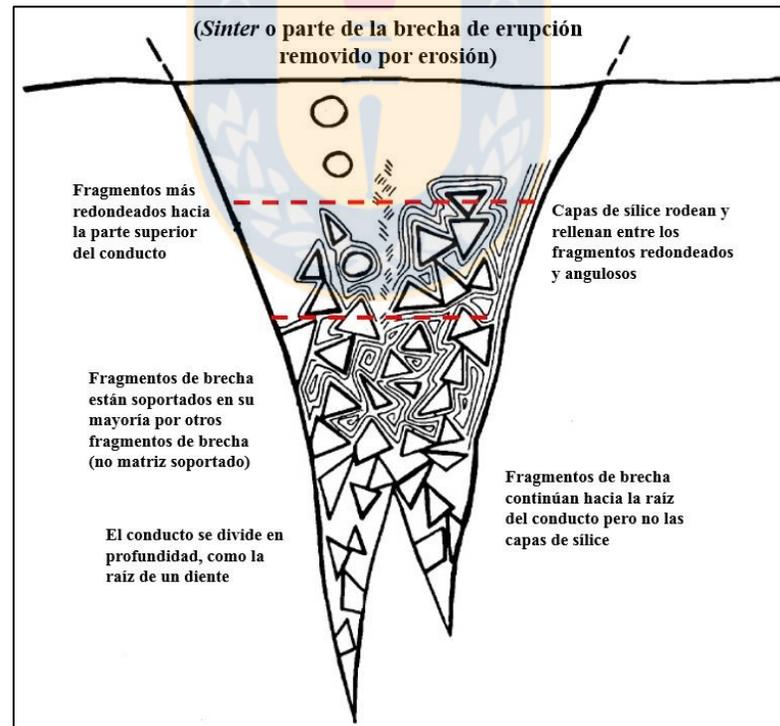


Figura 6.3 Sección transversal idealizada de un conducto de brecha de erupción hidrotérmal del rajo Iwashita, en el yacimiento Iwato. Profundidad aproximada del conducto 50 m. Modificado de Izawa (1989).

La brecha resultante, que en el prospecto se encuentra como cuerpos circulares dentro del *lithocap*, sirve como un canal de ascenso más fácil para la fase líquida. Así, el fluido deposita los metales, en forma de sulfuros y Au, en la matriz de la brecha y en las cavidades o fracturas del núcleo silíceo. Sulfatos como alunita o barita también pueden ser depositados en espacios abiertos a partir del líquido en esta etapa.

Las características que se observa en los afloramientos de brechas hidrotermales en el prospecto Cerro Polcura, corresponden a aproximadamente la zona marcada con líneas rojas del conducto de brecha en la figura 6.3. Los clastos van de subredondeados a angulosos, clasto-soportados y con una “matriz” de fragmentos de menor tamaño. En las muestras que no están afectadas por la alteración supérgena, los clastos son bordeados por un cemento silíceo que, a su vez, rellena algunas cavidades (Figura 6.4a y b).

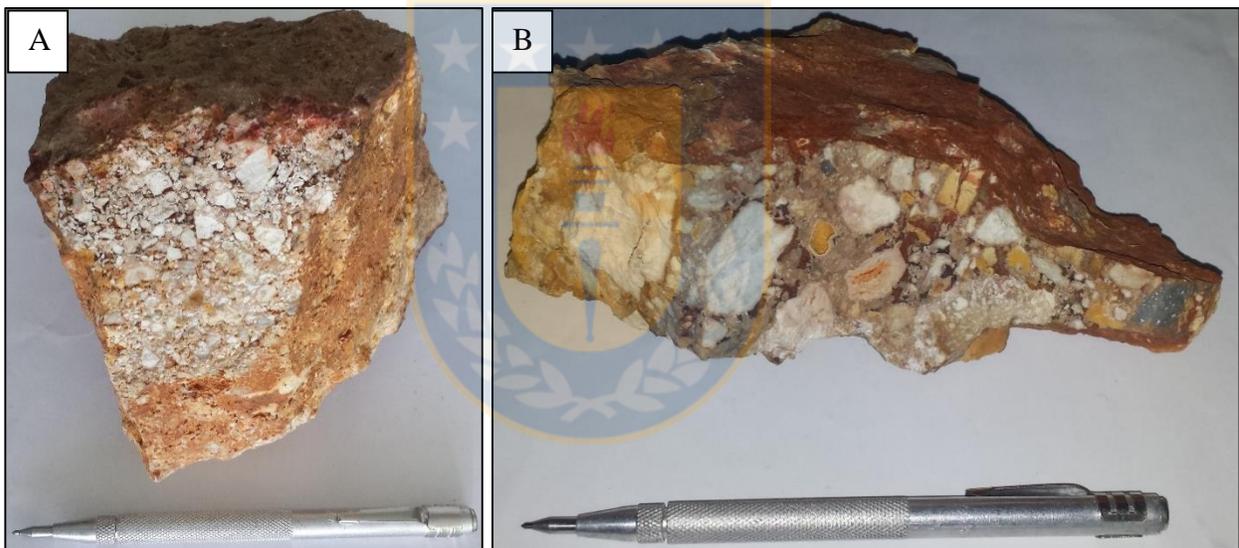


Figura 6.4 Muestras de brecha hidrotermal silicificada. **a)** Clastos subredondeados, clasto soportados, sin matriz y cemento silíceo. **b)** Clastos subredondeados a subangulosos, clasto soportado, con matriz de clastos más finos y rellenos de sílice, con cemento silíceo.

6.2.2.2. Alteración supérgena

Finalmente, cuando la actividad hidrotermal se debilita, las brechas sirven como canales para el descenso de aguas meteóricas, proceso que oxida intensamente las rocas silicificadas. Las piritas se descomponen en goethita y hematita, el Au es re-depositado en las zonas de brechas o en zonas de fracturas en conjunto con las gohetitas o arcillas. Esta alteración se observa en la mayoría de las brechas hidrotermales del prospecto, donde los clastos de mayor tamaño se encuentran fuertemente

alterados a caolinita y arcillas, y en la “matriz” de clastos más finos predomina una limonitización con goethita, hematita, y algunos *boxworks* de piritas.

6.3. MORFOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN

Los depósitos formados en un ambiente epitermal están fuertemente asociados a una fuente de fluidos hidrotermales hipógena, en la cual puede ocurrir una actividad mineralizante en profundidad en un sistema de pórfido. Estos fluidos al ascender se emplazan en rocas más superficiales y forman un depósito en un ambiente epitermal. Corbett y Leach (1998), indican tres posibles métodos de emplazamiento para estos fluidos: por control litológico, por control estructural y un control compuesto litológico/estructural.

El prospecto Cerro Polcura, pese a mostrar un sistema estructural con tendencia NW, en general no posee una congruencia notable entre la alteración hidrotermal o la mineralización y alguna estructura dominante. Sin embargo, se observa que las zonas alteradas se encuentran asociadas a la Secuencia Volcanoclástica Andesítica, específicamente a los niveles de tobas líticas, y en menor medida a las tobas cristalinas-vítreas y lavas dacíticas a riódacíticas. Esto es evidencia de un control litológico, donde los fluidos hidrotermales se han propagado a lo largo de las capas más permeables, como lo son las rocas piroclásticas (White, 1991) (Figura 6.5).

El control litológico ocurre cuando los fluidos hidrotermales migran hacia superficie por alguna estructura dilatante donde posteriormente se expanden de forma lateral por alguna capa permeable de la roca caja, como rocas piroclásticas de grano grueso o sedimentos permeables (White, 1991). En muchos depósitos con este emplazamiento, la mineralización ocurre posterior a la alteración y se concentra en el núcleo de sílice residual brechizado o fracturado, o en la zona de alteración cuarzo-alunita (Corbett y Leach, 1998).

6.4. APLICACIÓN DE FILOSILICATOS EN LA VECTORIZACIÓN DE ZONAS DE MAYOR T EN EL PROSPECTO

6.4.1. Antecedentes

Los minerales del grupo de la illita y de la caolinita generan una zonación característica dentro de un *lithocap*, que en el diagrama de Corbett y Leach (1998) se observa verticalmente (Figura 6.2):

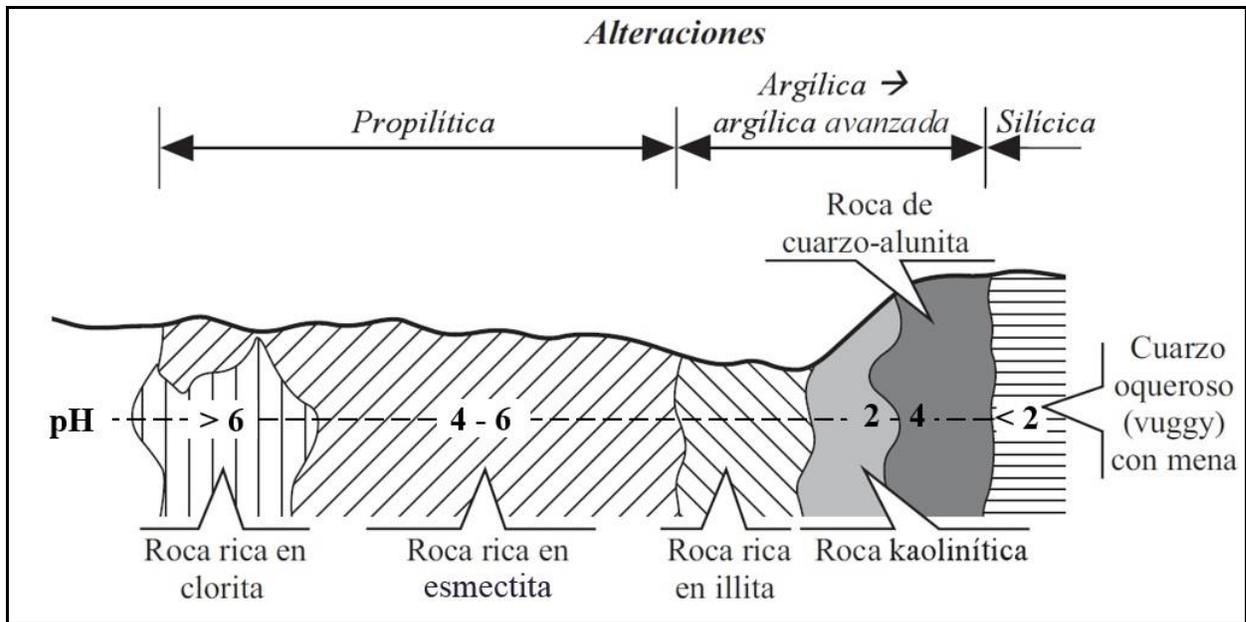


Figura 6.6 Esquema transversal de un depósito epitermal, que muestra la zonación de alteración desde la fuente de los fluidos hacia zonas más distales. Modificado de Steven y Ratté (1960), en Hedenquist y otros (2000).

También, la identificación de caolinita hidrotermal es indicativo de zonas hidrotermales someras y cercanas al conducto principal de los fluidos, donde el ambiente es más ácido.

6.4.2. Resultados

Los resultados se incluyen en un mapa de escala 1:5.000 (Figura 6.7) que abarca la zona central de las alteraciones hidrotermales del prospecto. Se indica la lectura de illita, esmectita, illita/esmectita y caolinita, en el punto donde se recolectó la muestra, para observar la distribución de estos minerales y su relación con las zonas de alteración hidrotermal.

Se observa que la illita y caolinita, de T más altas y de mayor cercanía a la fuente de fluidos hidrotermales, se encuentran cerca de los cuerpos de brechas. A su vez, un tercer resultado de illita se encuentra cerca de la zona con silicificación fuerte a moderada. Las muestras que presentan la interestratificación illita/esmectita, ocurren sobre la silicificación fuerte a moderada, que se ubica próxima a las brechas hidrotermales y al cuerpo de sílice masiva. Finalmente, se reconocen tres muestras con esmectitas, una de ellas en coexistencia con clorita en el sector norte, que forma parte de la zona de alteración sub-propilitica. Las otras, se encuentran en el sector oeste, dentro de la zona donde se sobre-impone la alteración argílica intermedia sobre la silicificación fuerte a moderada, también distal al centro de proveniencia de los fluidos.

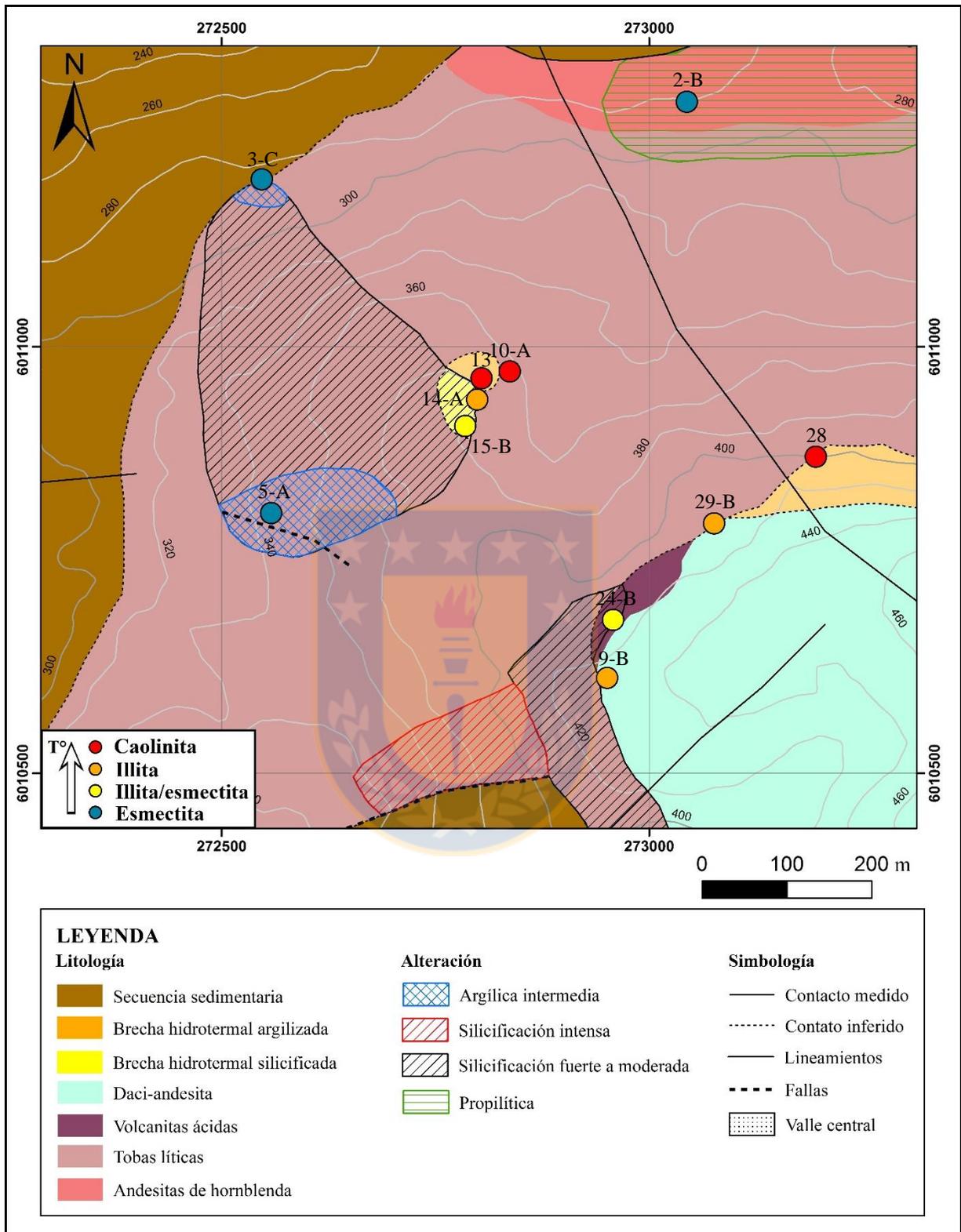


Figura 6.7 Mapa del centro del prospecto Cerro Polcura, con la distribución de las lecturas de minerales de fase arcilla y su relación con las zonas de alteración.

7. CONCLUSIONES

El área de Cerro Polcura se encontraba exenta de trabajos geológicos previos, y solo se habían realizado estudios económicos entre los años 30' y 40' del siglo pasado, donde se describe de forma muy básica su litología. En el presente trabajo, a partir de las descripciones litológicas, tanto de terreno como en lámina delgada, y con el respaldo de bibliografía que hace referencia a la región del Maule, se llega a la conclusión de que la secuencia de rocas que actúa como caja del depósito se correlaciona con la Formación Cura-Mallín, de edad Oligoceno tardío-Mioceno inferior.

A partir de las observaciones en terreno, muestras de mano, láminas delgadas y análisis de DRX, se concluye que la alteración hidrotermal en el prospecto está formada por una silicificación que varía de moderada a intensa y que es ubicua en el área, una alteración argílica intermedia que se sobre-impone localmente a la silicificación, y una zona propilítica ubicada en la periferia del terreno.

La ocurrencia y textura que presenta el cuarzo en la silicificación es variable. Estas características son indicios de la profundidad a la que se formó esta alteración hidrotermal. Hedenquist (2000) y Camprubí y Albinson (2006), resumen las profundidades de formación de las distintas ocurrencias del cuarzo y sus texturas dentro de los depósitos epitermales. Así, para el prospecto Cerro Polcura, se estima una profundidad de formación que varía entre un ambiente epitelmal intermedio a somero (~500 m de profundidad bajo la paleosuperficie), donde la alteración hidrotermal observada sería parte de un *lithocap*.

La mineralogía es significativa para determinar las condiciones de temperatura y pH de los fluidos mineralizantes. A partir de la técnica de DRX se identificaron las fases minerales que componen la roca total. Las fases $> 2 \mu\text{m}$ se analizaron en DRX por muestra de orientación aleatoria y se comprueba que este método no es preciso para la determinación de una mineralogía de roca total de una muestra. Minerales fundamentales para la determinación de pH, como alunita, no fueron identificados, posiblemente por encontrarse bajo el límite de detección de la técnica. Las fases $< 2 \mu\text{m}$ o tamaño arcilla, se analizaron en DRX por muestra orientada. Se constata que este método es efectivo para el reconocimiento de filosilicatos. Minerales del grupo de la illita, fundamentales para identificar T de formación, fueron determinados en forma precisa. A su vez, se pudo distinguir el

origen hidrotermal o supérgeno de la caolinita, importante para establecer temperatura y pH de formación.

Los depósitos epitermales ocurren a temperaturas que van de 160° a 270°C, a profundidades variables entre 50 y 700 m (Hedenquist, 2000). Sin embargo, se clasifican según la forma en que ocurre el azufre en epitermales de alta o baja sulfuración. Esta distinción se observa en el pH (ácido o neutro) de los fluidos mineralizantes. A diferencia de la temperatura, este último parámetro no queda del todo claro en este trabajo. La difícil localización de minerales de pH característico no proporciona antecedentes necesarios para clasificar a este depósito epitermal según su estado de sulfuración.

Dentro del *lithocap* se observan cuerpos de brecha hidrotermal afectados por la silicificación y por una alteración supérgena rica en limonitas y caolinita producto de la meteorización. Las características que presentan estas brechas corresponden a un origen por erupción hidrotermal (Izawa, 1989). Las arcillas encontradas en estas muestras son illitas e interstratificación illita/esmectita, que corroboran su directa relación con los fluidos hidrotermales.

El emplazamiento de los fluidos hidrotermales no parece tener un control estructural y más bien presenta las características de un control litológico, donde la permeabilidad de las rocas tobáceas de la secuencia volcanoclástica facilitaron el desplazamientos de los fluidos.

Finalmente, se concluye que el prospecto corresponde a un depósito epitermal *a priori* de alta sulfuración, desarrollado en la zona media de un *lithocap*, con pH 4-6 y $T > 100-150$ °C, donde la factibilidad de encontrar oro se encuentra dentro del espacio asociado a las brechas hidrotermales, tanto en éstas como en su roca caja silicificada. En la Figura 7.1 están representadas 2 secciones transversales, de direcciones NW-SE y NE-SW, donde se proyecta la relación de la alteración hidrotermal con la roca caja, la proveniencia de los fluidos y las zonas de mayor interés económico del prospecto.

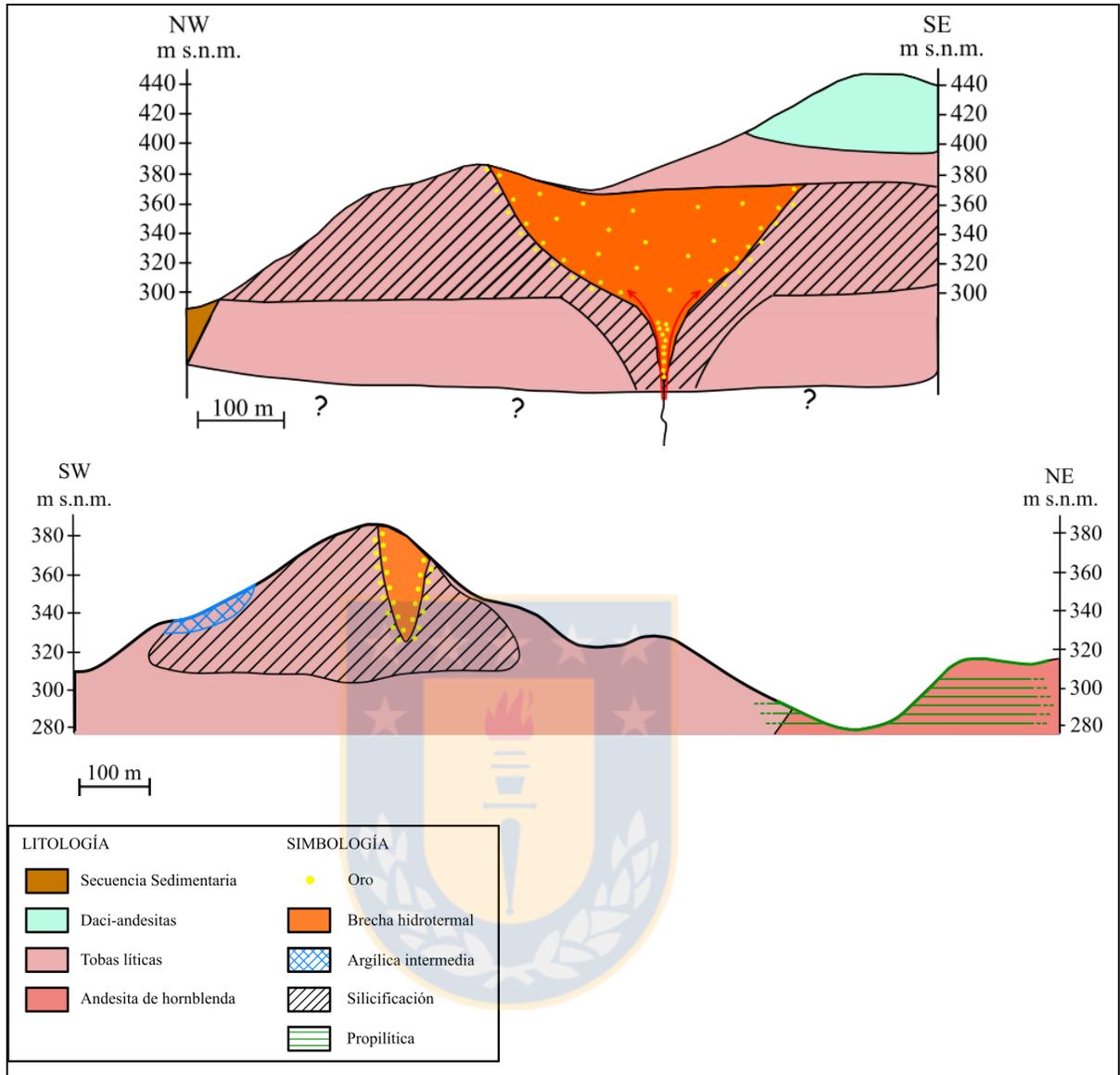


Figura 7.1 Secciones representativas del sistema Cerro Polcura. Muestra la interacción entre la litología de la roca caja y la alteración hidrotermal, con la procedencia de los fluidos hidrotermales (flechas rojas) y las zonas de interés aurífero.

8. RECOMENDACIONES

Para un estudio más detallado que resuelva los problemas encontrados en este trabajo, se sugiere lo siguiente:

- Realizar geoquímica de quebradas para determinar con seguridad la presencia de oro y su ubicación dentro del prospecto, con intenciones de ubicar un futuro sondaje.
- Realizar un estudio geoquímico de espectrometría infrarroja de reflectancia (EIR), en una distribución enmallada en el área más prospectiva. Esta técnica tiene mejor sensibilidad que la DRX con minerales de fracción arcilla, tanto del grupo de la illita como de caolín, y otros minerales como alunita e incluso limonitas. A su vez, permite la detección de un mayor número de muestras en terreno, con una mejor distribución de los puntos y en menor tiempo de preparación que DRX. De esta forma se acotaría con mayor exactitud las características de pH y T del depósito, y apoyaría la vectorización de las zonas ricas en oro.
- Una vez realizada una distribución más homogénea de puntos e identificados los mejores sitios de sondaje, potenciar la información con geofísica por medio de la técnica de polarización inducida. Ya que no se reconocieron vetas mineralizadas en terreno, esta técnica podría indicar zonas ricas en pirita como parte de algún conducto de mineralización. A su vez, puede mejorar el reconocimiento de las áreas silicificadas (identificación de un *vuggy silica*).
- Proyectar la posibilidad de que este ambiente hidrotermal de *lithocap* esté asociado a un cuerpo porfídico en profundidad, correspondiente a un franja metalogénica de edad aparente Mioceno (temprano a medio). Actividad que así como en el norte de Chile, con ejemplares como Pascua-Lama o El Indio, se extienda hacia el sur y promueva la minería en las regiones del Maule y Biobío.

8. REFERENCIAS

- CAMPRUBÍ, A. Y ALBINSON, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. **58** (1): 27-81.
- CARTER, W. Y AGUIRRE, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **76**: 651-664.
- CORBETT, G. Y LEACH, T. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. *Economic Geology, Special Publication*. N° **6**: 238 pp.
- FLORES, H. 1949. Mina de Oro Cerro Polcura. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 3 pp. Santiago.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, Región del Bío Bío. Carta Geológica de Chile: 1:250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. N° **4**: 32 pp. Santiago.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. Y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones*. Vol. **24**: 119 pp. Santiago.
- HAUSER, A. 1986. Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*. N° **27**: 69-83. Santiago.
- HEDENQUIST, J; ARRIBAS, A. Y GONZALEZ-URIEN, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*. Vol. **13** (2): 45-77.
- HILLIER, S. 2002. Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD). *Clay Mineral Cements in Sandstones: Special Publication*. Vol. **34**: 213-251.
- IZAWA, E. Y CUNNINGHAM, C. 1989. Hydrothermal breccia pipes and gold mineralization in the Iwashita orebody, Iwato deposit, Kyushu, Japan. *Economic Geology*. N° **84** (3): 715-724.

- JORDAN, T; BURNS, W; VEIGA, R; PÁNGARO, F; COPELAND, P; KELLEY, S. Y MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. N° **20** (3): 308-324.
- MAPAS DE CHILE. 2001. Clima Región del Maule. Recuperado de http://www.mapasdechile.com/clima_region07/index.htm
- MAUREIRA, B. 1937. Informe sobre el yacimiento aurífero Cerro Polcura, provincia de Linares. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 3 pp. Santiago.
- MOORE, D. Y REYNOLDS, R. 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press: 378 pp. New York.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1960. Contribución al Conocimiento Geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. *Revista Minerales*. Vol. **15** N° **69**: 28-47. Santiago.
- MUÑOZ, J. Y NIEMEYER, H. 1984. Hoja Laguna del Maule: regiones del Maule y del BioBio. Carta Geológica de Chile 1: 250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. N° **64**: 98 pp. Santiago.
- NIEMEYER, H. Y MUÑOZ, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío-Bío. Carta Geológica de Chile: 1:250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. N° **57**: 52 pp.
- POPPE, L; PASKEVICH, V; HATHAWAY, J. Y BLACKWOOD, D. 2001. A Laboratory Manual for X-Ray Diffraction. U.S. Geological Survey Open-File Report: 87 pp.
- RADIC, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39 S). *Andean geology*. N° **37** (1): 220-246. Santiago.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital*. N° **4** (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- SERNAGEOMIN. 2012. Atlas de Faenas Mineras, Regiones Del Maule, Del Biobío, De La Araucanía, De Los Lagos, Del General Carlos Ibañez del Campo y Región de Magallanes y de La Antártica Chilena (Versión Actualizada). *Servicio Nacional de Geología y Minería*. N° **10**: 92 pp. Santiago.

SILLITOE, R. 1995. Exploration of porphyry copper lithocaps. *Proceedings of Pacific Rim Congress*. Vol. **95**: 527-532.

SILLITOE, R. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*. Vol. **105**, (1): 3-41.

SUÁREZ, M. Y EMPARAN, C. (1995). The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. N° **8** (1): 17-31.

SUÁREZ, M. Y EMPARÁN, G. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Biobío. Mapa escala: 1:250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. N° **71**: 105 pp.

TARTAKOWSKY, A. 1937. Mineral aurífero de Cerro Polcura. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 1 p. Santiago.

VARELA, J. Y MORENO, H. 1982. Los Depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Bio-Bio. Congreso Geológico Chileno. N° 3. Actas **2**: 280-306. Concepción.

WHITE, N. 1991. High sulfidation epithermal gold deposits: characteristics and a model for their origin. *Geological Survey of Japan Report*. Vol. **277**: 9-20.

