



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



Mineralogía de alteración y mineralización en rocas del Valle El Volcán, sector Cajón del Maipo, Chile Central (33°50'S)

Trabajo de Habilitación Profesional para optar al Título de Geólogo

Antonia Belén Oñate Carrasco

Profesor Guía : Dr. Osvaldo Patricio González Maurel

Profesor Co-Guía : Dr. Alfonso Encinas Martin

Profesor Comisión : MSc. Abraham Elias González Martínez

Concepción, 2025

A mis padres,

Angela y Ricardo

A mi hermano,

Benjamín

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	2
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	6
2. MARCO TEÓRICO	8
2.1. MARCO TECTÓNICO	8
2.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
2.2.1. ROCAS ESTRATIFICADAS	11
2.2.1.1. Cuenca de Neuquén	11
2.2.1.1.1. Formación Río Colina (Calloviano–Oxfordiano)	11
2.2.1.1.2. Formación Río Damas (Kimmeridgiano–Titoniano)	11
2.2.1.1.3. Formación Lo Valdés (Hauteriviano)	11
2.2.1.1.4. Formación Colimapu (Campaniano–Maastrichtiano)	12
2.2.1.2. Cuenca de Abanico	12
2.2.1.2.1. Formación Abanico (Eoceno Superior y el Mioceno Inferior)	12
2.2.1.2.2. Formación Farellones (Mioceno)	12
2.2.2. ROCAS INTRUSIVAS	13
2.2.2.1. Intrusivos del Mioceno Medio – Superior	13
2.3. METAMORFISMO	13
3. METODOLOGÍA	15
3.1. ANÁLISIS DE IMÁGENES ESPECTRALES	15
3.1.1. GOOGLE EARTH ENGINE	15
3.1.2. MISION SATELITAL UTILIZADA (SENTINEL–2)	16
3.1.3. PREPARACIÓN DE COLECCIONES DE IMÁGENES	17
3.1.3.1. Corrección Radiométrica	18
3.1.3.2. Corrección Atmosférica	18

3.1.4. PROCESAMIENTO DE DATOS	18
3.1.4.1. Combinaciones de bandas	19
3.1.4.2. Cocientes de bandas	19
3.2. TRABAJO EN TERRENO	20
3.3. GABINETE	21
4. RESULTADOS.....	22
4.1. APLICACIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES.....	22
4.2. PETROGRAFÍA.....	24
4.2.1. ZONA OCCIDENTAL – SECTOR EL VOLCÁN SUR.....	25
4.2.2. ZONA CENTRAL.....	31
4.2.3. ZONA ORIENTAL – SECTOR BAÑOS MORALES NORTE.....	36
5. DISCUSIÓN.....	43
5.1 CONTRASTE ENTRE IMÁGENES ESPECTRALES Y CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA.....	43
5.2 PARAGÉNESIS DE ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN.....	45
5.3 CLASIFICACIÓN DEL DEPÓSITO: ¿PÓRFIDO O IOCG?.....	49
5.4 MODELO GENÉTICO.....	52
5.4.1 ETAPA 1	52
5.4.2 ETAPA 2	53
5.4.3 ETAPA 3	53
5.4.4 ETAPA 4	54
6. CONCLUSIONES	56
7. REFERENCIAS	58
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	3
Figura 2. Mapa morfoestructural de la Región Metropolitana de Santiago.....	8
Figura 3. Mapa geológico del segmento central de la Cordillera Principal entre 33°45' y 34°10'S.....	10
Figura 4. Columna estratigráfica de las unidades de la formación Abanico.....	14
Figura 5. Mapa de combinación de bandas (8, 12, 3) del satélite Sentinel-2.....	23

Figura 6.	Mapa de combinación de bandas (11, 4, 2) del satélite Sentinel-2	23
Figura 7.	Mapa de ubicación de los puntos de muestreo geológico en el Valle El Volcán.	24
Figura 8.	Señalética y elementos asociados al ingreso del Distrito Minero El Volcán.	25
Figura 9.	Fragmentos de andesita del punto EVS1	25
Figura 10.	Vista general y detallada del afloramiento en el punto EVS2.	26
Figura 11.	Muestras EVSM-2 y EVSM-3.	27
Figura 12.	Vista general del afloramiento EVS3.	27
Figura 13.	Muestras EVSM-5 y EVSM-11.....	28
Figura 14.	Microfotografías en luz reflejada polarizada (LPP) de la muestra EVSM-13..	28
Figura 15.	Microfotografías de la muestra EVSM-12 en luz polarizada plana (izquierda) y nicoles cruzados (derecha)..	29
Figura 16.	Muestras EVSM-13 y EVSM-15..	29
Figura 17.	Microfotografías de la muestra EVSM-9 en luz nicoles cruzados (izquierda) y luz polarizada plana (derecha). S.....	30
Figura 18.	Muestras de mano EVSM-9 y EVSM-6..	30
Figura 19.	Vista general del afloramiento EVS4.	31
Figura 20.	Afloramiento del punto BMS4.	32
Figura 21.	Microfotografías de la muestra BMSM-9 en nicoles cruzados (derecha) y luz polarizada plana (izquierda).	32
Figura 22.	Afloramiento del punto BMS3.	33
Figura 23.	Muestras de mano BMSM-6 y BMSM-7.....	33
Figura 24.	Afloramiento del punto BMS2.	34
Figura 25.	Muestras de mano BMSM-4 y BMSM-5.....	34
Figura 26.	Señalética de ingreso y afloramientos del punto BMS1.....	35
Figura 27.	Muestras de mano BMSM-1 y BMSM-2.....	35
Figura 28.	Afloramiento del sitio BMN-1 y camino de acceso.....	36
Figura 29.	Evidencias de alteración en rodados andesíticos del sitio BMN-2.	37
Figura 30.	Muestras de mano BMNM-1 y BMNM-6.....	37
Figura 31.	Afloramientos del punto BMN-3.....	38
Figura 32.	Muestras de mano BMNM-5 y BMNM-4.....	39
Figura 33.	Muestras de mano BMNM-7 y BMNM-9.....	39
Figura 33.	Afloramiento del punto BMN-4.....	40
Figura 35.	Afloramiento del punto BMN5.....	40

Figura 36. Muestras BMNM–11 y BMNM–12.....	41
Figura 37. Microfotografía de la muestra BMNM–11 observada en luz polarizada plana (izquierda) y nicoles cruzados (derecha).....	41
Figura 38. Vista general del punto BMN–6.....	42
Figura 39. Muestras de mano BMNM–14 y BMNM–13.....	42
Figura 40. Mapa de intensidad de alteración hidrotermal en el Valle El Volcán.	44
Figura 41. Mapa de distribución de asociaciones mineralógicas en el Valle El Volcán.....	46
Figura 42. Mapa de distribución de alteración hidrotermal en el Valle El Volcán.....	48
Figura 43. Modelo esquemático de sistemas magmático–hidrotermales que ilustra la relación entre depósitos tipo pórfido cuprífero (derecha) y depósitos tipo IOCG magmático–hidrotermales (izquierda).....	50
Figura 44. Etapa 1: Emplazamiento del intrusivo y liberación de fluidos magmáticos.....	52
Figura 45. Etapa 2: Pulsos hidrotermales con mayor contenido en azufre y cobre,	53
Figura 46. Etapa 3: Desarrollo de halos externos de alteración propilitica y arcilloso–sericítica.....	54
Figura 47. Etapa 4: Sobreimpresión supérgena en zonas estructuralmente permeables.....	55

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Distribución de las bandas en Sentinel–2.	17
Tabla 2. Resumen litológico y mineralógico de las muestras recolectadas por zona.....	24
Tabla 3. Cuadro comparativo de depósitos tipo pórfido e IOCG comparadas con las observaciones en terreno.	51

ÍNDICE DE ANEXOS

	Página
Anexo 1. Mineralogía secundaria y asociaciones paragéneticas en rocas del Valle El Volcán.	64
Anexo 2. Fichas de caracterización macroscópica y microscópica de muestras recolectadas en terreno.	65

RESUMEN

El Valle El Volcán se ubica en la Cordillera Principal de la Región Metropolitana, en un contexto estructuralmente complejo donde afloran rocas volcánicas y volcano-sedimentarias jurásico-cretácicas de la Formación Abanico. Estas unidades, afectadas por metamorfismo de muy bajo grado, albergan zonas de alteración hidrotermal que no han sido caracterizadas en detalle hasta la fecha. Por lo tanto, el presente trabajo tiene por objetivo estudiar la mineralogía secundaria, la distribución de la alteración y la posible génesis del sistema hidrotermal presente en el área.

Para ello se realizó una campaña de terreno y muestreo sistemático, complementado con análisis petrográfico e interpretación de imágenes satelitales Sentinel-2. Las observaciones en terreno permitieron delimitar zonas de alteración distribuidas en tres sectores principales, donde se reconocieron asociaciones minerales como epidota, clorita, calcita, actinolita, sericita y óxidos de hierro, además de presencia diseminada y en vetas de sulfuros de cobre. A nivel petrográfico, estas asociaciones reflejan condiciones de temperatura estimadas entre 250 y 400 °C, con circulación de fluidos salinos, oxidantes y de probable origen magmático profundo.

Los resultados obtenidos indican una correspondencia directa entre zonas de alteración y firmas espectrales en imágenes Sentinel-2, particularmente en las combinaciones de bandas 8-12-3 y 11-4-2, lo que valida el uso de sensores ópticos como herramienta para delimitar zonas de interés metalogénico. En términos genéticos, el sistema estudiado presenta mayores afinidades con depósitos tipo IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold), dada la abundancia de óxidos de hierro, la asociación con actinolita y la ausencia de estructuras stockwork cuarzosas típicas de sistemas porfídicos. No obstante, la presencia puntual de sericita y cuarzo sugiere una posible superposición de eventos hidrotermales.

Este trabajo representa un aporte al conocimiento de los sistemas hidrotermales de la Cordillera Principal y constituye una base para futuras campañas de prospección. Los resultados permiten proponer un modelo conceptual preliminar dominado por control estructural, fluidos oxidantes profundos y evolución multiepisódica del sistema, en un entorno litológico y metamórfico favorable para la preservación de mineralización tipo IOCG.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En Chile Central entre los 33°S y 35°S, cinco morfoestructuras se definen para representar la geología del sector, resaltando de oeste a este: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y el Antepaís. En particular, a lo largo de la Cordillera Principal afloran rocas sedimentarias y volcánicas, cuya morfoestructura que se subdivide en dos dominios: el dominio occidental, compuesto por las rocas volcánicas cenozoicas de la Cuenca de Abanico (Thiele, 1980; Fock, 2005), y el dominio oriental, compuesto por las rocas sedimentarias mesozoicas de la Cuenca de Neuquén (Thiele, 1980; Giambiagi et al., 2015). Una característica es la presencia del arco volcánico actual a lo largo de la Cordillera Principal, destacando el Complejo Volcánico San José en el área de estudio. Además, las rocas presentes a lo largo de la Cordillera Principal Occidental se caracterizan por notables zonas de mineralización y alteración hidrotermal, tales como cloritización, carbonatización y silicificación (Muñoz et al., 2010; Calderón, 2008). Un ejemplo representativo de estos procesos es el yacimiento de El Teniente, ubicado aproximadamente 15–20 km al sur del área de estudio, el cual se emplaza en rocas de la Formación Farellones (Klohn, 1960) y exhibe una intensa alteración hidrotermal asociada a mineralización de tipo pórfido cuprífero (De los Santos Valderrama, 2011). Pese a lo anterior, en la zona de estudio, la distribución geográfica, el origen de los fluidos hidrotermales y su relación con la generación de mineralización económica aún no han sido estudiados en detalle, lo que se refleja en la escasa cantidad de trabajos enfocados en esta temática (Muñoz et al., 2010; Calderón, 2008).

La zona de estudio corresponde al Valle El Volcán (33° 50'S, Cajón del Maipo), el cual es reconocido por su importancia histórica en la explotación artesanal de distintos minerales de interés económico. Uno de esos minerales es el cobre, cuyo apogeo ocurrió entre 1914 y 1958 (Espinosa, 2011). Estos minerales se distribuyen en vetas a lo largo de las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Abanico de edad Eoceno Superior–Mioceno Inferior (~37 Ma; Muñoz et al., 2006a, Mardones, 2021), rocas que a su vez son cortadas por cuerpos intrusivos que representan el desarrollo del arco volcánico Mioceno (Muñoz et al., 2006a).

La presente investigación busca comprender los procesos hidrotermales que han influido en la evolución mineralógica del Valle El Volcán. Para ello, se busca identificar, delimitar y caracterizar las zonas de alteración y mineralización presentes en el área de estudio. Eso se realizará a través del análisis detallado de la mineralogía y la paragénesis de dichas zonas, se pretende establecer su distribución espacial y su relación con los procesos geológicos que las originaron. De esta manera, la investigación contribuirá al conocimiento de la evolución hidrotermal de la región, proporcionando información relevante para futuras exploraciones geológicas y mineras.

Para alcanzar los objetivos propuestos, se combinará el trabajo de campo con técnicas de teledetección y análisis de laboratorio. Inicialmente se emplearán imágenes satelitales multispectrales para identificar y delimitar las zonas de alteración. Una vez identificadas las áreas de interés, se realizará un reconocimiento geológico para la recolección de muestras representativas. Obtenidas las muestras, se estudiará la petrografía a detalle en microscopio óptico. Finalmente, se integrarán estos resultados con información de estudios previos para obtener una interpretación detallada de los procesos hidrotermales en el área de estudio.

La hipótesis de esta investigación plantea que los procesos hidrotermales que han afectado a las rocas del Valle El Volcán han generado una zonación característica de alteración y mineralización. Se espera que la identificación y análisis de estas zonas permitan comprender la relación entre la mineralogía presente y las condiciones geológicas que dieron lugar a su formación.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Identificar los procesos hidrotermales y minerales secundarios que afectaron a las rocas del Valle El Volcán, para interpretar su génesis.

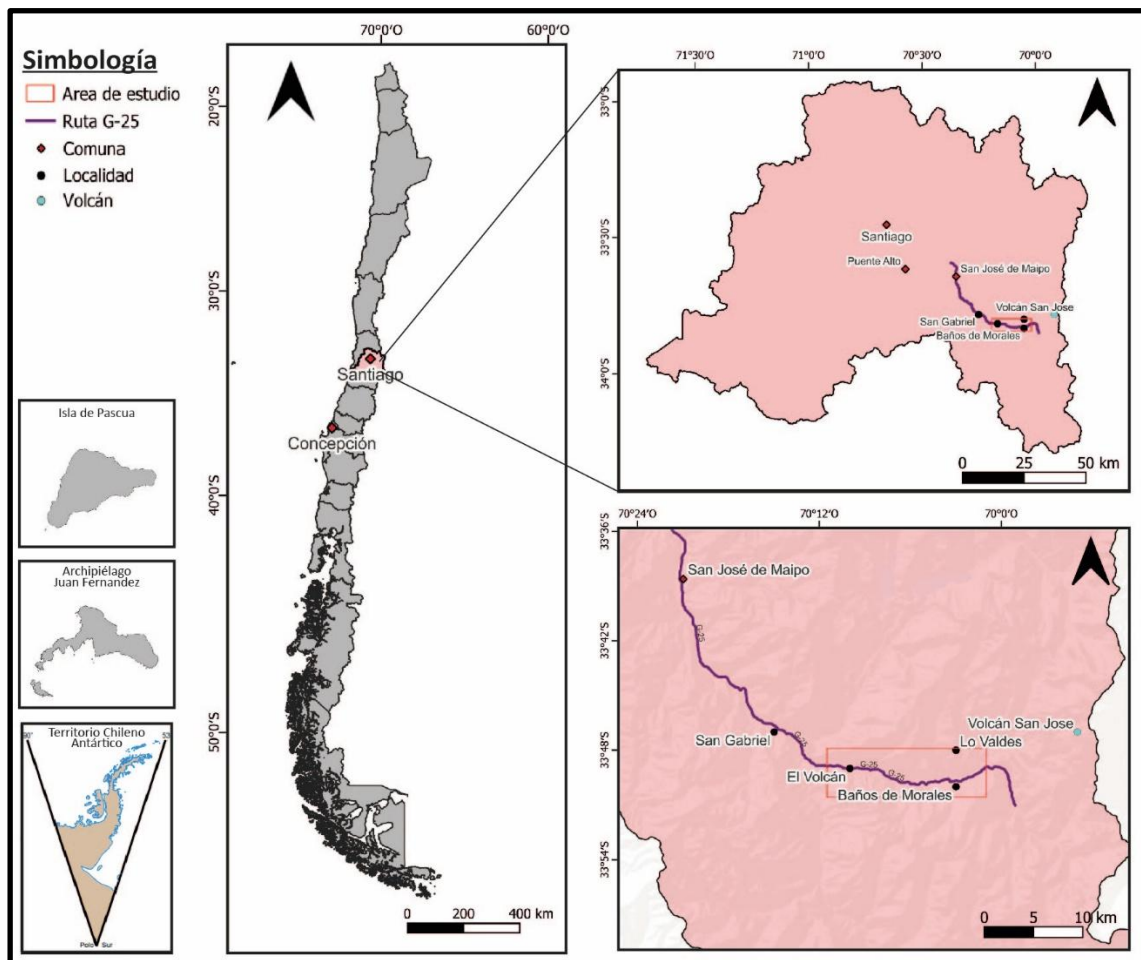
1.2.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- a. Identificar y delimitar las zonas de alteración en el Valle El Volcán.
- b. Caracterizar la zonación de la mineralización y alteración hidrotermal en el área de estudio.
- c. Contrastar datos obtenidos mediante imágenes espectrales con los análisis petrográficos.

- d. Determinar la paragénesis de las zonas de alteración y mineralización, y evaluar la relación de la distribución espacial de ambas.
- e. Interpretar la génesis de los procesos hidrotermales que afectaron a las rocas del área de estudio.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se localiza en el valle El Volcán, parte del sector alto del Cajón del Maipo, en la Región Metropolitana de Chile, entre las coordenadas 33°50'–34°20'S (Figura 1). Este valle forma parte de la Cordillera Principal de los Andes y se encuentra inserto dentro del Geoparque Cajón del Maipo, reconocido por su diversidad geológica y su relevancia científica. El valle se sitúa a una altitud aproximada de 1.400 metros sobre el nivel del mar, presentando una morfología montañosa dominada por afloramientos volcánicos y sedimentarios cenozoicos al oeste y rocas mesozoicas al este, además de cuerpos intrusivos miocenos.



El acceso principal al área se realiza desde la ciudad de Santiago, recorriendo aproximadamente 60 km hacia el sureste por la ruta G-25, que atraviesa la localidad de San José de Maipo y continúa hasta el poblado de El Volcán. Desde allí y avanzando hacia el este, se utilizan caminos secundarios, senderos y huellas de arrieros para alcanzar los distintos puntos de interés geológico. La red de caminos, junto con la cercanía a zonas urbanas, facilita el ingreso para actividades de investigación, monitoreo y educación geológica. Además, su inclusión dentro del geoparque ha promovido el desarrollo de infraestructura básica y señalética que apoya el acceso seguro y el reconocimiento del valor patrimonial del área.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

En el Cajón del Maipo, particularmente en el sector del río El Volcán, se han desarrollado diversas investigaciones orientadas a la caracterización estratigráfica, sedimentológica y metamórfica de las unidades mesozoicas y cenozoicas. Estos estudios han permitido comprender los procesos volcánicos, tectónicos y de metamorfismo muy bajo grado que han afectado a esta región de la Cordillera Principal de Chile Central.

Klohn (1960) realizó uno de los primeros estudios geológicos detallados de la Cordillera de los Andes en Chile Central, describiendo y definiendo varias formaciones en el área, tales como Río Damas, Colimapu y Farellones. Su análisis litológico y estructural fue clave para establecer la base del conocimiento geológico regional y su evolución tectónica.

Aguirre (1960) llevó a cabo un estudio geológico pionero de los Andes de Chile Central entre los 32° y 34°30'S. Describió en detalle las secuencias sedimentarias y volcánicas de la Cordillera Principal, así como su evolución tectónica. Entre estas, definió por primera vez la Formación Abanico, unidad clave del dominio occidental en la Cordillera Principal.

Thiele (1980) presenta la primera carta geológica a escala 1:250.000 del sector que abarca la Cordillera Principal al este de Santiago. Integrando estudios previos y nuevos datos de terreno, como fósiles, dataciones y observaciones de terreno, describe a detalle a las unidades mesozoicas y cenozoicas, junto a estructuras andinas y cuerpos plutónicos. El trabajo identifica importantes yacimientos metálicos y no metálicos.

Fock (2005) estudió la evolución tectónica neógena de la Cordillera Principal entre 33° y 34°S mediante análisis termocronológicos, estructurales y estratigráficos, proponiendo un modelo de exhumación asociado a inversión de fallas normales mesozoicas. Identificó un sistema de corrimientos de vergencia este, entre ellos la Falla El Diablo, que puso en contacto rocas cenozoicas sobre unidades mesozoicas.

Muñoz et al. (2006a) realizaron un estudio petrológico y geoquímico de las rocas volcánicas de la Formación Abanico Este en el área de El Volcán. Su análisis geoquímico permitió proponer un origen común para estas rocas, marcado por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical.

Muñoz et al. (2006b) caracterizaron el metamorfismo de muy bajo grado en el sector occidental de la Cordillera Principal, al sur del río El Volcán. Identificaron minerales típicos de la facies prehnita–pumpellyita, lo que sugiere condiciones de enterramiento tectónico asociadas a la evolución estructural de la Formación Abanico durante el Oligoceno–Mioceno.

Calderón (2008) investigó el metamorfismo de muy bajo grado en secuencias mesozoicas del valle del río El Volcán (33°50'–34°S), concluyendo que las rocas de la Formación Abanico presentan condiciones de facies prehnita–pumpellyita, con desarrollo local de facies de transición hacia esquistos verdes.

Muñoz et al. (2010) ampliaron la caracterización del metamorfismo de facies prehnita–pumpellyita en la Cordillera Principal de Chile Central, detallando su distribución en las rocas volcánicas de la Formación Abanico.

Espinosa et al. (2011) incluyen al Valle El Volcán como un área de alto interés geológico, destacando los afloramientos de la Formación Abanico, que contienen vetas mineralizadas y evidencias de alteración hidrotermal. Resaltando su importancia por sus huellas de actividad minera histórica, con un gran valor educativo y patrimonial.

Salazar y Stinnesbeck (2015) redefinieron la Formación Lo Valdés con base en análisis sedimentológicos y paleontológicos, proponiendo una nueva subdivisión interna para esta unidad denominada la Formación Baños Morales. Además, establece una correlación tectónica con el arco magmático de la zona de subducción activa durante el Jurásico Superior.

Mardones et al. (2021) analizaron la arquitectura y evolución tectónica de la Cordillera Principal entre 33° y 35°S, identificando una inversión compresiva de cuencas mesozoicas durante el Mioceno. El estudio destaca la migración del frente orogénico y la reactivación de estructuras extensionales previas como clave en el levantamiento andino.

Henríquez (2022) llevó a cabo un estudio estratigráfico en el sector del río El Volcán, centrado en la caracterización de la Formación Río Damas. Propone una reinterpretación de los límites de esta formación, señalando su importancia en la evolución del arco volcánico del Mesozoico superior.

Piñeiro et al. (2024) se centraron en la caracterización de las relaciones de contacto entre unidades mesozoicas y cenozoicas en la Cordillera Principal entre 33° y 34°S.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi más profundo agradecimiento al Dr. Osvaldo González Maurel, profesor guía de esta memoria, por su constante apoyo. Su disposición a resolver mis preguntas, su actitud positiva ante cada desafío, su paciencia inagotable y su compromiso con el avance de este trabajo fueron fundamentales para desarrollarlo con confianza y claridad. Además, valoro sinceramente los buenos momentos compartidos durante todo este proceso, que no solo aportaron en lo académico, sino también en lo personal. También extendo mis agradecimientos a Tomás Piñeiro, por estar siempre disponible para responder mis dudas, por su orientación constante, sus valiosas correcciones y por entregar críticas constructivas que fortalecieron significativamente esta investigación. Además, su buen humor y las risas compartidas hicieron más grato todo este proceso. Asimismo, agradezco al Dr. Alfonso Encinas por su apoyo en la revisión de este trabajo y, especialmente, por facilitar el financiamiento para la elaboración de los cortes transparentes, lo que fue clave para el desarrollo del análisis petrográfico.

Extiendo también mi gratitud al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, por brindarme la formación académica y las herramientas necesarias para llevar a cabo este trabajo. Agradezco especialmente el acceso a laboratorios, equipos y bibliografía, así como el apoyo de docentes y funcionarios que, directa o indirectamente, contribuyeron a la realización de esta memoria.

Agradezco a mi familia por su apoyo incondicional, motivación constante y comprensión en los momentos de mayor exigencia académica. Sin ellos, este logro no habría sido posible. A mi mamá, por estar siempre ahí en los momentos en que todo se veía cuesta arriba, cuando pensé que no podría más. Gracias por entregarme la fuerza y la motivación necesarias para seguir adelante. A mi papá, por escucharme cuando necesitaba desahogarme sobre temas de la carrera que quizás no entendía del todo, pero que siempre recibía con atención y terminaban en una sonrisa. A ambos, les agradezco profundamente no solo por su amor incondicional, sino también por haberme formado con el ejemplo en los valores del esfuerzo y la perseverancia. Han sido y seguirán siendo el mayor pilar en mi vida.

También le doy gracias a mi hermano Benjamín, por regalarme esos momentos de alegría y distracción tan necesarios en medio de la presión universitaria.

Finalmente, a mis amigos, José, Constanza, Josefa y Fernando, gracias por acompañarme en este camino con su amistad, apoyo emocional y las muchas risas que ayudaron a aliviar el peso de este proceso académico.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. MARCO TECTÓNICO

Los Andes de Chile Central, aproximadamente entre los 33° y 34°S, están conformados por cinco unidades morfoestructurales dispuestas en dirección norte–sur: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 2). En el área de estudio afloran rocas de la Cordillera Principal, la cual se subdivide en un dominio Occidental, compuesto por rocas volcánicas cenozoicas de la Cuenca de Abanico, y un dominio Oriental, dominado por secuencias sedimentarias mesozoicas de la Cuenca de Neuquén intensamente deformadas, formando parte de la faja plegada y corrida de Aconcagua (Fock, 2005; Charrier et al., 2007).

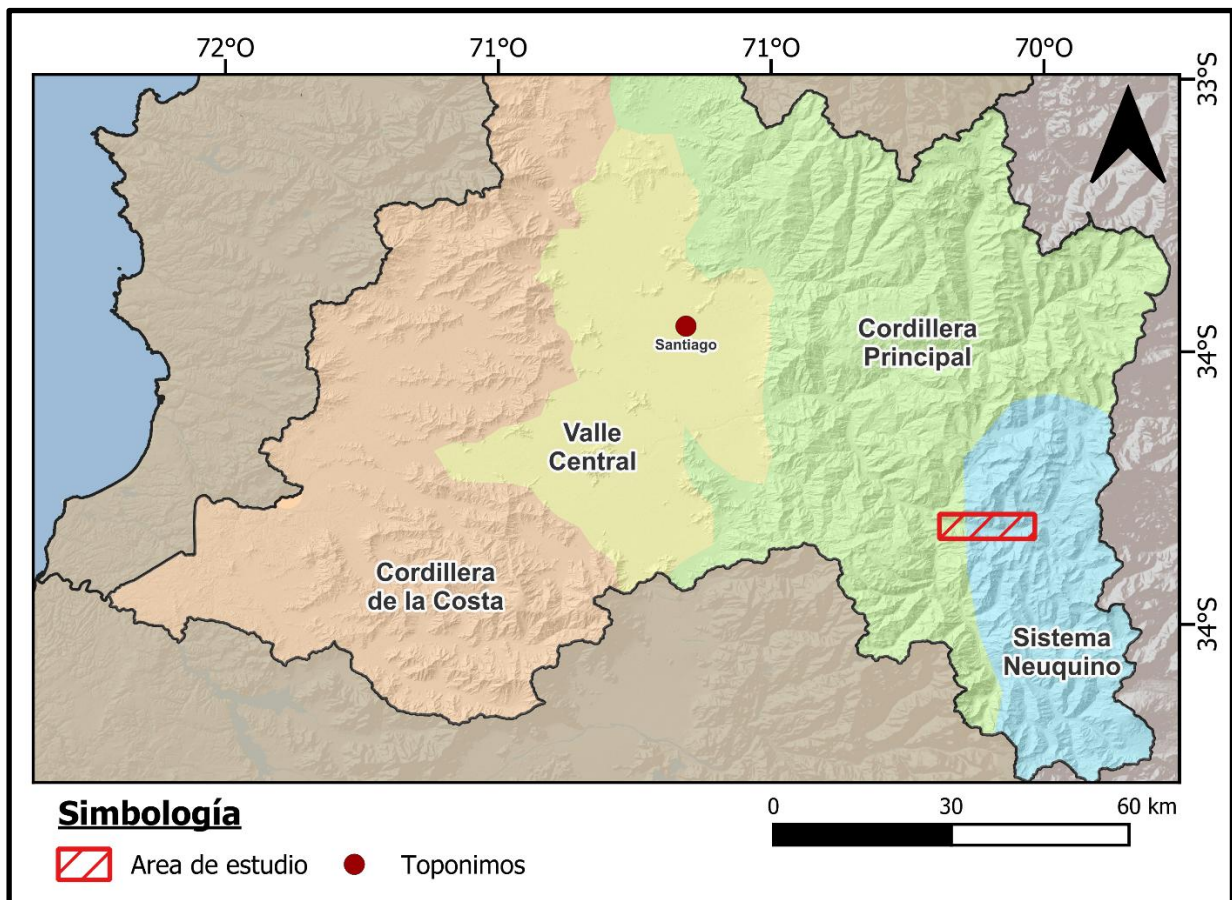


Figura 2. Mapa morfoestructural de la Región Metropolitana de Santiago. El área de estudio se encuentra indicada mediante un cuadro.

La Formación Abanico representa el principal relleno de la cuenca extensional homónima que se desarrolló durante el Eoceno medio a Mioceno temprano (Flynn et al., 2008). Esta se desarrolló en un contexto tectónico marcado por adelgazamiento cortical y subsidencia, asociado a una etapa de intraarco activo durante el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo Sudamérica (Farías et al., 2008; Charrier et al., 2009). Para entender la evolución tectónica de la Cuenca de Abanico se han propuesto, en estas últimas dos décadas, diversos modelos. Charrier et al. (2005) propuso que la cuenca, originada por fallamiento normal, fue invertida por compresión durante el Neógeno. Fock (2005) complementó este modelo al señalar que dicha inversión implicó la reactivación de fallas normales como fallas inversas y el desarrollo de pliegues apretados en los márgenes de la cuenca afectando unidades volcánicas y sedimentarias. Este proceso habría ocurrido entre 21 y 16 Ma, su progresión fue asincrónica, avanzando desde el norte hacia el sur y desde el arco hacia el antepaís, influida por el desplazamiento de la Dorsal de Juan Fernández (Ramos et al., 2002).

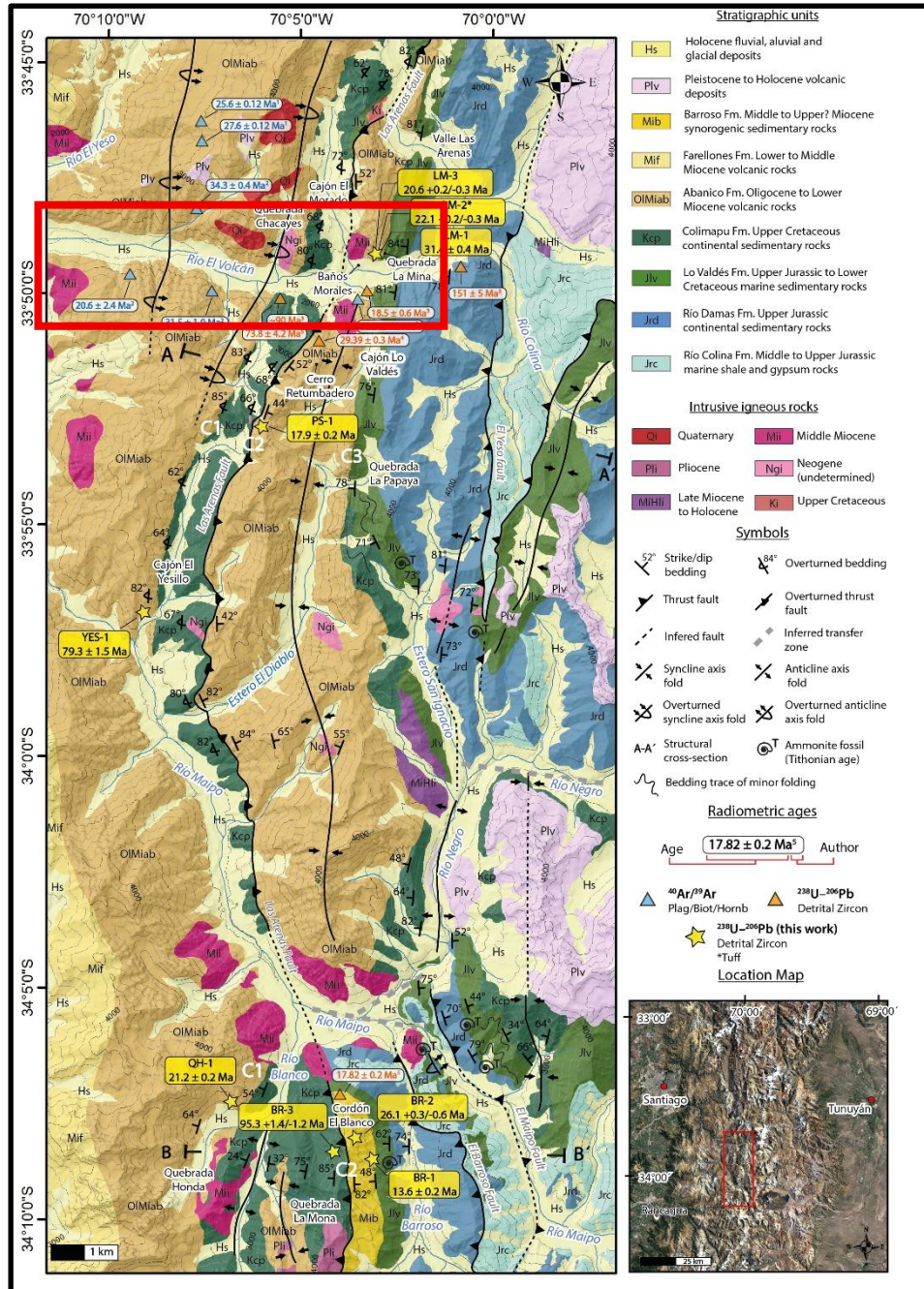
Por otro lado, Armijo et al. (2010) propusieron el modelo *West Andean Thrust*, compuesto por corrimientos de vergencia oeste que alcanzan desde el interior de la Cordillera Principal hasta el margen de la cuenca de Santiago. En la misma línea, Riesner et al. (2017) complementaron esta visión con un modelo en 33°50'S.

Finalmente, el modelo de Giambiagi et al. (2015), proponen una interpretación más integradora desde el punto de vista geomecánico. En este modelo, la deformación cortical se organiza sobre un despegue profundo que conecta la zona de subducción con el interior del continente, y que funciona como un plano basal de desacople a lo largo del cual se transfiere el acortamiento. En conjunto, estos trabajos desafían la idea de que la vergencia al este ha sido la única o dominante en el desarrollo del relieve andino en este sector (Charrier et al., 2005; Fock, 2005).

El Valle El Volcán está afectado por varias estructuras tectónicas de escala regional que marcan contactos entre unidades mesozoicas y cenozoicas. Entre ellas destacan la Falla Las Arenas, interpretada como una falla inversa de vergencia oriental, y las estructuras tradicionalmente conocidas como Falla El Diablo y Falla Chacayes–Yesillo, las cuales han sido reevaluadas recientemente, siendo esta última reinterpretada como un contacto deposicional (Piñeiro et al., 2024) (Figura 3).

2.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Para comprender la configuración geológica actual del área de estudio en el Valle El Volcán, resulta fundamental integrar la distribución espacial de las principales unidades litoestratigráficas y estructuras tectónicas que conforman este segmento de la Cordillera Principal (Figura 3).



2.2.1. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.2.1.1. Cuenca de Neuquén

2.2.1.1.1. Formación Río Colina (Calloviano–Oxfordiano)

La Formación Río Colina (González, 1963) corresponde a una secuencia marina con un espesor mínimo de 800 metros (Thiele, 1980). A la base se encuentra aparente concordancia sobre la Formación Nieves Negras y es concordante con la Formación Río Damas en el techo (Álvarez et al., 1997). Está compuesta por calizas, lutitas calcáreas oscuras, lutitas fisibles, areniscas y conglomerados finos (Thiele, 1980). Su edad fue asignada al Calloviano–Oxfordiano, en base a fósiles como *Ammonites Perisphinctidae* (Tavera, 1968).

2.2.1.1.2. Formación Río Damas (Kimmeridgiano–Titoniano)

La Formación Río Damas (Klohn, 1960), corresponde a depósitos continentales con más de 4.000 metros de rocas volcánicas y sedimentarias en el área del río El Volcán (Henríquez et al., 2022). Su contacto inferior con la Formación Río Colina ha sido reinterpretado como una discordancia tectónica, mientras que el superior es concordante con la Formación Lo Valdés (Henríquez et al., 2022). Estratigráficamente se divide en tres miembros: areniscas (78 metros), lavas andesíticas (824 metros) y conglomerados gruesos (3.320 metros) (Blair, 2009; Spalletti et al. 2011; Henríquez et al., 2022). Su edad ha sido determinada como Kimmeridgiano–Titoniano inferior, en base a su posición estratigráfica (Thiele, 1980) y análisis U–Pb en zircones (Aguirre et al., 2009; Mardones et al., 2021).

2.2.1.1.3. Formación Lo Valdés (Hauteriviano)

La Formación Lo Valdés (González, 1963) es una secuencia marina de ~1.350 metros de espesor, en concordancia con la Formación Río Damas en la base y en contacto erosivo con la Formación Colimapu en el techo (Thiele, 1980; Mardones et al., 2021). Presenta tres miembros: uno inferior con conglomerados y areniscas calcáreas, uno intermedio dominado por lavas andesíticas, y uno superior con areniscas cuarcíticas, niveles fosilíferos y flujos volcánicos (Salazar y Stinnesbeck, 2015; Mardones et al., 2021). Contiene abundantes fósiles, principalmente Ammonites, de géneros como *Pavlovia*, *Virgatosphinctes* y *Blanfordiceras*, los cuales permitieron asignarle una edad Titoniano superior a Hauteriviano (Thiele, 1980; Salazar y Stinnesbeck, 2015).

2.2.1.1.4. Formación Colimapu (Campaniano–Maastrichtiano)

La Formación Colimapu (Klohn, 1960) es una sucesión de depósitos continentales lacustres, con un espesor de hasta 3.000 metros en su localidad tipo (Thiele, 1980; Encinas et al., 2024). Su base es concordante con la Formación Lo Valdés y su techo subyace discordantemente a la Formación Abanico (Thiele, 1980; Mardones et al., 2021). Se divide en tres miembros: uno basal con areniscas y conglomerados finos, uno intermedio con tobas y niveles volcánicos, y uno superior con conglomerados gruesos (Encinas et al., 2024; Henríquez et al., 2024). Aunque originalmente se le asignó una edad Hauteriviana–Albiana (Thiele, 1980), dataciones U–Pb en zircones detríticos sitúan su sedimentación en el Campaniano–Maastrichtiano (Henríquez et al., 2024).

2.2.1.2. Cuenca de Abanico

2.2.1.2.1. Formación Abanico (Eoceno Superior y el Mioceno Inferior)

La Formación Abanico (Aguirre, 1960) es una unidad continental de aproximadamente 3.300 metros de espesor (Thiele, 1980). Su contacto basal es mayoritariamente tectónico con unidades mesozoicas, aunque localmente se apoya en discordancia erosiva (Godoy et al., 1999; Mardones et al., 2021). El contacto superior con la Formación Farellones varía entre transicional y fallado (Charrier et al., 2002; Muñoz et al., 2006a; Encinas et al., 2024). Está compuesta por lavas básicas a intermedias, piroclastos ácidos y sedimentos continentales fluviales y lacustres (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003). Su edad varía entre 34 y 17,9 Ma, según dataciones K–Ar, Ar/Ar y U–Pb en plagioclasas y zircones, es decir entre el Eoceno Superior y el Mioceno Inferior (Gana y Wall, 1997; Mardones et al., 2021; Piñeiro et al., 2024). Presenta intensa deformación y alteración hidrotermal, destacando procesos de zeolitización y cloritización (Fock, 2005; Muñoz et al., 2010).

2.2.1.2.2. Formación Farellones (Mioceno)

La Formación Farellones (Klohn, 1960) es una unidad volcánico–continental de aproximadamente 2.000 metros de espesor (Thiele, 1980). Su contacto con la Formación Abanico fue reinterpretado como un contacto transicional o pseudoconcordante influenciado por fallas reactivadas (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002). Está compuesta por lavas, tobas, ignimbritas y brechas volcánicas, con un miembro inferior riolítico–dacítico y otro superior andesítico–basáltico (Rivano et al., 1990). Se le asigna una edad Miocena mediante dataciones K–Ar (Thiele, 1980; Beccar et al., 1986).

2.2.2. ROCAS INTRUSIVAS

2.2.2.1. Intrusivos del Mioceno Medio – Superior

Conjunto de cuerpos intrusivos emplazados durante el Mioceno Medio a Superior, con edades que varían entre 13 y 8 Ma. Los intrusivos se disponen siguiendo una alineación norte–sur, desde el borde oriental de la Depresión Central hacia la actual localización del arco volcánico andino. La disposición estructural de estos intrusivos sugiere que su emplazamiento estuvo controlado por fallas preexistentes, reactivadas durante la inversión tectónica del Neógeno (Muñoz et al., 2010).

Entre los principales cuerpos destacan el Plutón San Gabriel, ubicado en la confluencia de los ríos Volcán, Yeso y Maipo, y el Plutón La Gloria en el sector del río Colorado (Thiele, 1980). Las litologías predominantes en estos intrusivos incluyen granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas, de composición intermedia a ácida, asociadas a una evolución magmática típica de ambientes de arco (Fock, 2005; Calderón, 2008).

2.3. METAMORFISMO

En el Valle El Volcán (33°50'S), las rocas de la Formación Abanico muestran un metamorfismo de muy bajo grado, caracterizado por el desarrollo de asociaciones minerales correspondientes a la facies prehnita–pumpellyita (Muñoz et al., 2006a; Muñoz et al., 2010). Este metamorfismo afecta principalmente a lavas porfídicas, tobas y volcanoclásticos básicos a intermedios, los cuales conservan buena parte de sus texturas primarias y evidencian un patrón evolutivo geoquímico calcoalcalino típico de magmatismo de arco, con enriquecimiento progresivo en elementos LILE y LREE hacia niveles superiores (Muñoz et al., 2006a).

Las asociaciones minerales secundarias incluyen clorita–esmectita, pumpellyita, epidota, actinolita, albita, prehnita y carbonatos, cuya distribución varía con la litología, posición estratigráfica y cercanía a intrusivos (Figura 4). Las composiciones de minerales como clorita y titanita, junto al escaso grado de deformación registrado, permiten interpretar el proceso metamórfico como regional y no penetrativo. Las condiciones de presión y temperatura estimadas, entre 193 y 309°C y de 0,6 a 3,0 kbar, se ajustan a un escenario de enterramiento progresivo, probablemente seguido por una etapa de actividad térmica local vinculado al magmatismo mioceno (Calderón, 2008; Muñoz et al., 2010).

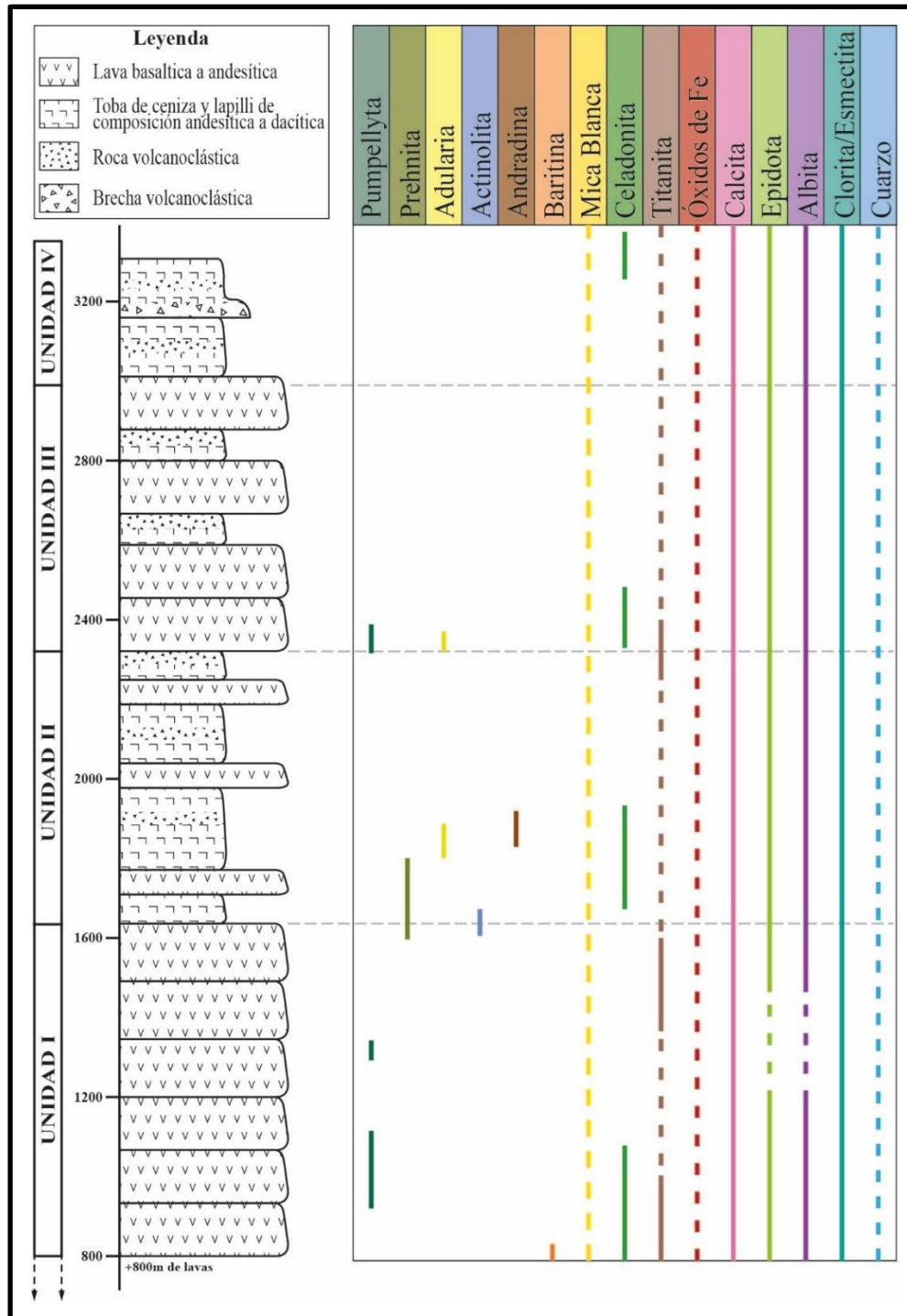


Figura 4. Columna estratigráfica de las unidades de la formación Abanico. Distribución de minerales secundarios (Líneas sólidas y segmentadas indican mayor y menor abundancia respectivamente). Modificado de Muñoz et al. (2006b) y Muñoz et al. (2010).

3. METODOLOGÍA

3.1. ANÁLISIS DE IMÁGENES ESPECTRALES

Una imagen espectral es una representación digital de la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie terrestre, captada por sensores remotos en distintas longitudes de onda del espectro electromagnético. Cada imagen está compuesta por múltiples bandas espectrales, y cada banda contiene información específica sobre la interacción de la energía con los objetos del terreno, como cuerpos de agua, vegetación o suelos desnudos. Estas imágenes, obtenidas desde plataformas satelitales como Landsat, Sentinel o MODIS, constituyen la base para estudios ambientales, geológicos, agrícolas y climáticos, entre otros (Purkis y Klemas, 2011).

El procesamiento de imágenes satelitales incluye una serie de etapas orientadas a mejorar la calidad de los datos y extraer información relevante desde las imágenes crudas. Entre los pasos fundamentales se encuentran la corrección radiométrica, que ajusta las diferencias en iluminación solar y respuesta del sensor; la corrección atmosférica, que elimina el efecto de partículas y gases en la atmósfera; y la georreferenciación, que posiciona la imagen en coordenadas geográficas reales. A partir de estas imágenes procesadas se pueden calcular distintos índices espectrales, como el NDVI para vegetación o el NDWI para cuerpos de agua, permitiendo cuantificar y monitorear características biofísicas del paisaje (Purkis y Klemas, 2011).

3.1.1 GOOGLE EARTH ENGINE

Google Earth Engine (GEE) es una plataforma de análisis geoespacial en la nube desarrollada por Google, diseñada para el procesamiento y visualización de grandes volúmenes de datos satelitales. Su principal fortaleza radica en la integración de un vasto archivo de imágenes históricas (como *Landsat*, *Sentinel*, *MODIS*, entre otros) con una API de programación en *JavaScript* o *Python*, lo que permite realizar análisis ambientales, geológicos y climáticos sin necesidad de infraestructura computacional local (Purkis y Klemas, 2011).

La arquitectura de GEE está basada en objetos geoespaciales como *Image*, *ImageCollection*, *Feature* y *Geometry*, lo que permite al usuario realizar operaciones complejas mediante scripts breves y eficientes. Por ejemplo, es posible importar una colección de imágenes Sentinel-2, filtrar

por una región de interés, fechas específicas y porcentaje de nubosidad, y calcular automáticamente índices espectrales como NDVI (Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada) o NDWI (Índice de Diferencia Normalizada del Agua). Estos procesos pueden luego visualizarse dinámicamente en el visor de la plataforma o exportarse como capas ráster para su uso en SIG tradicionales.

Una de las aplicaciones más destacadas de GEE en ciencias de la Tierra es el análisis multitemporal, que permite observar cambios en el uso de suelo, cobertura vegetal o cuerpos de agua a lo largo de años o incluso décadas. Además, la plataforma es especialmente útil para el monitoreo de eventos extremos como incendios forestales, erupciones volcánicas, inundaciones o sequías, al facilitar la integración de imágenes de alta resolución temporal y espacial con técnicas automatizadas de detección de cambios (Genzano et al., 2020).

En estudios recientes, GEE ha sido utilizado para detectar anomalías térmicas mediante algoritmos como el *Normalized Hotspot Index* (NHI), basado en imágenes del infrarrojo de onda corta (SWIR) y térmicas, permitiendo una evaluación precisa de zonas activas en volcanes y campos geotérmicos (Harris, 2013). Esta capacidad de construir productos espectrales personalizados ha potenciado su uso en investigaciones sobre alteración hidrotermal, monitoreo hídrico y caracterización geológica a gran escala.

3.1.2. MISION SATELITAL UTILIZADA (SENTINEL-2)

La misión *Sentinel-2*, desarrollada por la Agencia Espacial Europea en el marco del programa Copernicus, representa una innovación significativa en la observación óptica terrestre. Conformada por dos satélites gemelos, *Sentinel-2A* y *Sentinel-2B*, esta misión ofrece datos multispectrales de alta resolución espacial, abarcando 13 bandas en el visible, infrarrojo cercano (NIR) e infrarrojo de onda corta (SWIR) (Tabla 1). Las bandas varían en resolución desde los 10 hasta los 60 metros, con una capacidad de revisita de hasta 5 días, lo que permite un monitoreo temporal mucho más frecuente que otros sistemas (Paepen y Wens, 2017).

Desde el punto de vista geológico, *Sentinel-2* es especialmente útil para estudios detallados en zonas con alta heterogeneidad litológica o estructural. Las bandas B11 (1.61 μm) y B12 (2.19 μm), por ejemplo, son fundamentales para la identificación de minerales arcillosos y otras fases

hidratadas, mientras que las bandas en el visible y NIR permiten una evaluación precisa de la cobertura vegetal y del estado de la superficie. Esto es crucial en situaciones donde la vegetación puede ocultar alteraciones hidrotermales o superficies de interés. Además, su resolución espacial de 10 metros en las bandas visibles y NIR permite una discriminación mucho más fina de unidades litológicas o geoformas pequeñas, lo que favorece la cartografía a escalas intermedias o locales (Ruiz y Prol, 1995).

Tabla 1. Distribución de las bandas en Sentinel-2. Extraído de GEE.

SENTINEL-2		
Banda	Resolución (m)	Longitud de onda (µm) S2A/S2B
B1 – Aerosol	60	0,4439 / 0,4423
B2 – Azul	10	0,4966 / 0,4921
B3 – Verde	10	0,560 / 0,559
B4 – Rojo	10	0,6645 / 0,665
B5 – Red edge 1	20	0,7039 / 0,7038
B6 – Red edge 2	20	0,7402 / 0,7391
B7 – Red edge 3	20	0,7825 / 0,7797
B8 – NIR 1	10	0,8351 / 0,833
B8A – NIR 2	20	0,8648 / 0,864
B9 – Vapor de agua	60	0,945 / 0,9432
B10 – Cirrus	60	1,3735 / 1,3769
B11 – SWIR 1	20	1,6137 / 1,6104
B12 – SWIR 2	20	2,2024 / 2,1857

Las imágenes *Sentinel-2* también permiten calcular múltiples índices espectrales, como el NDVI para vegetación, NDWI para cuerpos de agua, o índices de quemas y estrés hídrico como el NBR. En conjunto con análisis multivariados como el Análisis de Componentes Principales (ACP) o el uso de cocientes de bandas, es posible detectar zonas de alteración hidrotermal asociadas a sistemas epitermales o volcánicos, como ha sido demostrado en estudios internacionales aplicados a ambientes similares al del Altiplano Andino (Chuvieco, 1995).

3.1.3. PREPARACIÓN DE COLECCIONES DE IMÁGENES

El procesamiento digital de imágenes es una etapa crítica para garantizar la calidad y utilidad de los datos satelitales en estudios geológicos. A través de una serie de transformaciones aplicadas a las imágenes crudas capturadas por sensores remotos, es posible corregir interferencias, mejorar el contraste, y facilitar la interpretación espectral y espacial de los elementos presentes en la superficie terrestre. En el ámbito geológico, estas correcciones son especialmente relevantes para la identificación de alteraciones minerales, discriminación litológica y reconocimiento estructural. A continuación, se describen las etapas fundamentales de este procesamiento.

3.1.3.1. Corrección Radiométrica

La corrección radiométrica tiene como objetivo eliminar las distorsiones generadas por el sensor y la plataforma satelital, garantizando que los valores digitales registrados en cada píxel representen de forma precisa la energía reflejada por la superficie terrestre. Estos errores pueden estar asociados a la sensibilidad variable del detector, condiciones de calibración del instrumento, o a la geometría de adquisición de la imagen. Este tipo de corrección es indispensable cuando se busca comparar imágenes adquiridas en fechas diferentes o realizar análisis multitemporales, ya que garantiza la coherencia en los niveles de reflectancia observados (Chuvieco, 1995).

Una imagen radiométricamente corregida permite evaluar con mayor precisión las firmas espectrales. Además, constituye el paso previo a la transformación de los valores digitales en reflectancia aparente o reflectancia de superficie.

3.1.3.2. Corrección Atmosférica

La corrección atmosférica se orienta a eliminar los efectos de la atmósfera terrestre sobre la señal capturada por el sensor, principalmente debido a la dispersión y absorción de la radiación solar por partículas, aerosoles y vapor de agua. Este fenómeno puede alterar significativamente los valores espectrales registrados, especialmente en las bandas del espectro visible y del infrarrojo cercano, dificultando la comparación entre distintos sitios o momentos (Chuvieco, 1995). La aplicación de una corrección atmosférica adecuada permite interpretar con mayor fidelidad las diferencias espectrales entre unidades litológicas o zonas de alteración, evitando errores que podrían derivarse del análisis de valores distorsionados por condiciones atmosféricas variables.

Una de las técnicas más empleadas en ambientes áridos y semiáridos es la sustracción del objeto oscuro (Dark Object Subtraction, DOS), que asume que ciertos elementos del terreno deberían tener una reflectancia cercana a cero (como sombras profundas o cuerpos de agua) y utiliza su señal como base para estimar la influencia atmosférica en la imagen completa (Chuvieco, 1995).

3.1.4. PROCESAMIENTO DE DATOS

El realce espectral comprende un conjunto de técnicas aplicadas al procesamiento digital de imágenes satelitales con el objetivo de interpretar las características específicas del terreno, en

función de sus propiedades espectrales. Estas técnicas permiten resaltar variaciones en la reflectancia asociadas a diferencias composicionales, estructurales o superficiales, que no siempre son evidentes en las imágenes originales.

3.1.4.1. Combinaciones de bandas

Las combinaciones de bandas consisten en la asignación selectiva de distintas longitudes de onda a los canales de color rojo, verde y azul (RGB) en una imagen compuesta. En lugar de representar la imagen en colores naturales, se utilizan combinaciones en falso color que permite visualizar la información espectral de una manera más informativa y diferenciada, destacando materiales o coberturas que reflejan de forma distinta en cada porción del espectro electromagnético (Ayala y Echeverría, 2021).

El objetivo de este método es facilitar la discriminación visual de los elementos del paisaje mediante contrastes de color intensificados, los cuales reflejan diferencias en la composición o estado fisicoquímico de la superficie terrestre. Además, la combinación de cocientes en imágenes RGB permite recoger información de 6 bandas en una sola imagen, la combinación de cocientes disminuye los efectos de la vegetación y pone de relieve la alteración de elementos ferruginosos (Ayala y Echeverría, 2021).

En estudios geológicos, las combinaciones de bandas son utilizadas para realzar zonas de alteración hidrotermal, diferenciar unidades litológicas y mapear estructuras tectónicas. De esta forma, constituyen una herramienta fundamental para la exploración mineral, la cartografía geológica regional y la interpretación geomorfológica en ambientes de difícil acceso.

3.1.4.2. Cocientes de bandas

Los cocientes de bandas, también conocidos como índices espectrales simples, consisten en dividir el valor digital de una banda por el de otra, generando una nueva imagen en la cual se maximizan las diferencias espectrales entre dos rangos del espectro electromagnético. Esta técnica es especialmente útil para eliminar efectos asociados a la iluminación solar, la topografía o la variabilidad atmosférica (Ruiz y Prol, 1995).

Además, al reducir la redundancia de información entre bandas adyacentes, los cocientes de bandas permiten construir índices que destacan aspectos clave del paisaje geológico o geomorfológico (Elizalde, 2016).

3.2. TRABAJO EN TERRENO

El trabajo de campo constituye una etapa fundamental dentro de la caracterización geológica del área de estudio, permitiendo la observación directa de las unidades litoestratigráficas, sus relaciones de contacto, estructuras y alteraciones superficiales. La campaña fue realizada durante el mes de enero y tuvo una duración de tres días consecutivos, en los cuales se recorrió sistemáticamente el área seleccionada, abarcando sectores claves del Valle El Volcán y sus alrededores.

Durante esta campaña se efectuaron un total de 14 puntos de control estratégicamente distribuidos a lo largo de toda el área de estudio. Estos fueron seleccionados sobre la base de antecedentes geológicos previos, observaciones preliminares en imágenes satelitales y la accesibilidad en terreno. En cada uno de estos sitios se realizaron descripciones macroscópicas detalladas de los afloramientos, registrando aspectos como tipo litológico, color, granulometría, textura, estructuras sedimentarias o volcánicas, tipo y grado de alteración, presencia de minerales accesorios o indicadores, así como la orientación de estructuras si correspondía. Para cada parada se levantó un registro fotográfico georreferenciado con ayuda de GPS, asegurando así la trazabilidad de cada observación.

Adicionalmente, se recolectaron 42 muestras representativas de distintas unidades litoestratigráficas y zonas de interés particular, destinadas a un posterior análisis petrográfico en gabinete. Estas muestras fueron seleccionadas con el objetivo principal de representar el grado, tipo y distribución espacial de la alteración hidrotermal y mineralización presentes en el área. Se priorizó la recolección de muestras que evidenciaran texturas de reemplazo, presencia de minerales secundarios como epidota, clorita, calcita, óxidos de hierro o sílice, así como vetillas o zonas de brechificación relacionadas con procesos hidrotermales. La intención fue construir un registro litológico capaz de reflejar las variaciones laterales y verticales en la intensidad y naturaleza de estos procesos.

3.3. GABINETE

La etapa de gabinete tuvo como finalidad principal el análisis y la sistematización de la información recolectada durante el trabajo de campo, con el propósito de caracterizar de forma detallada la alteración hidrotermal y los procesos mineralizadores presentes en el área de estudio. Esta fase se llevó a cabo en varias etapas, iniciando con la descripción preliminar de todas las muestras recolectadas y culminando con el análisis petrográfico de cortes delgados seleccionados.

El proceso se inició con la descripción macroscópica de las 42 muestras obtenidas en terreno. Esta descripción incluyó la clasificación litológica general, textura, granulometría, presencia de vetillas, minerales secundarios observables y evidencias macroscópicas de alteración, tales como zonas de recristalización, reemplazo mineral, oxidación o disolución. Cada muestra fue fotografiada en alta resolución, rotulada e incorporada a una base de datos digital con su correspondiente localización georreferenciada.

A partir de este análisis preliminar, se realizó una selección de 10 muestras consideradas representativas de los distintos estilos de alteración observados, con énfasis en aquellas que presentaban texturas de alteración bien desarrolladas o zonas de mineralización incipiente. Estas muestras fueron enviadas a laboratorio para la elaboración de cortes transparentes pulidos, con el objetivo de ser analizadas en microscopía óptica.

El análisis petrográfico en cortes transparentes permitió identificar con mayor precisión las asociaciones mineralógicas presentes, especialmente aquellas correspondientes a fases secundarias producto de la alteración hidrotermal. Se reconocieron minerales como clorita, epidota, calcita, sericita y cuarzo secundario. Además, se analizaron texturas clave como reemplazo, zonación mineral, bordes de reacción y el desarrollo de vetillas o microfracturas rellenas.

Finalmente, todas las muestras fueron georreferenciadas y representadas espacialmente mediante el uso de un sistema de información geográfica (QGIS). Se generó un mapa temático que muestra la distribución de las muestras analizadas, codificadas según tipo litológico, grado de alteración y presencia de minerales clave.

4. RESULTADOS

4.1. APLICACIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES

Con el objetivo de identificar zonas con alteración hidrotermal se utilizaron combinaciones específicas de bandas espectrales de la misión Sentinel-2, seleccionadas por su efectividad en resaltar firmas espectrales asociadas a minerales secundarios típicos de estos ambientes, como óxidos de hierro, filosilicatos y zonas de silicificación. Las combinaciones aplicadas fueron extraídas de trabajos previos realizados en contextos geológicos similares.

Se realizaron dos combinaciones de bandas que permitieron construir un modelo preliminar de distribución espacial de alteración hidrotermal en la zona de El Volcán. Su aplicación facilitó la identificación de patrones coherentes con la estructura regional, las litologías expuestas y los principales controles geológicos. Los contrastes espectrales observados permiten inferir no solo la ubicación de zonas alteradas, sino también la existencia de variabilidad litológica, lo que sirvió como insumo base para la planificación del trabajo de campo y posterior correlación petrográfica.

La primera combinación Sentinel-2 corresponde a la asignación RGB del NIR (B8), el SWIR2 (B12) y el rojo (B3). Fue seleccionada por su capacidad para detectar minerales hidratados y arcillas, ya que presentan alta reflectancia en el NIR y alta absorbancia en el SWIR. Esta configuración genera una fuerte respuesta en tonos verdes en las zonas alteradas, lo que facilita su delimitación visual (Mia y Fujimitsu, 2012). En la zona de estudio, esta combinación resulta especialmente efectiva para mapear alteraciones hidrotermales debido a que resalta los minerales en el máximo de su reflectancia (Figura 5). En las imágenes, específicamente en el extremo oeste del área, se identificó con claridad extensas zonas con tonalidades verde intenso, las cuales se interpretan como indicadoras de alteración propilítica, caracterizada por la presencia de clorita, epidota y carbonatos. Adicionalmente, se observaron anomalías de color verde ligeramente azulado hacia zonas al este del valle, que al comparar con la estratigrafía coincide con la extensión de la Formación Lo Valdés.

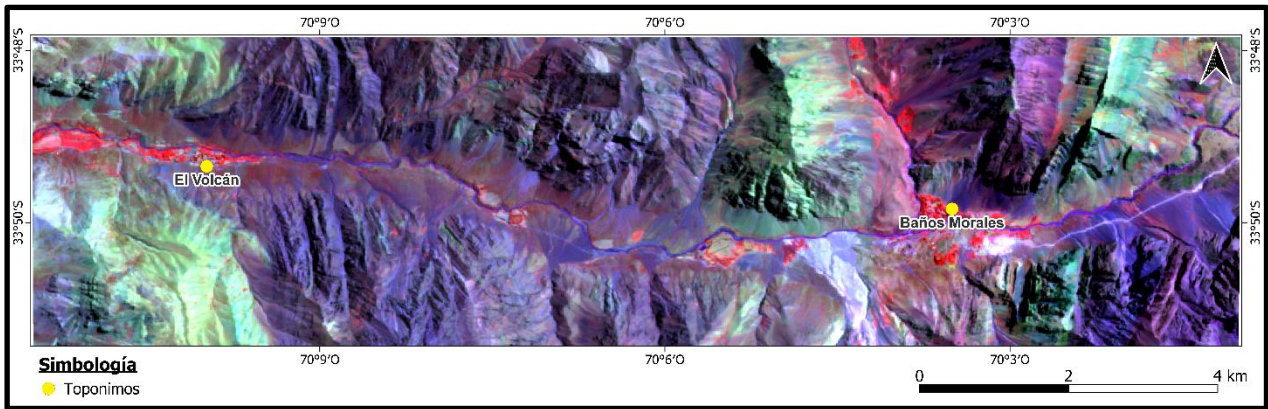


Figura 5. Mapa de combinación de bandas (8, 12, 3) del satélite Sentinel-2, generado en Google Earth Engine.

La segunda combinación de Sentinel-2 se asignó las bandas SWIR1 (B11), el rojo (B4) y el azul (B2) a los canales RGB respectivamente. Esta fue utilizada por su efectividad en resaltar óxidos de hierro y zonas con sílice secundaria (Moradi y Boomeri, 2017). Esta combinación permite distinguir materiales férricos y síliceos a través de tonalidades blanquecinas, marrón claro y rosadas, lo cual resulta útil para discriminar entre diferentes tipos de alteración (Figura 6). En el sector oeste del valle, esta combinación evidenció patrones color beige claro, crema y ocre que fueron interpretadas como rocas asociadas a alteración filica, dominada por sericita, cuarzo y óxidos de hierro, probablemente vinculada a la circulación de fluidos hidrotermales ácidos a lo largo de planos de debilidad estructural o contactos entre unidades volcánicas y cuerpos intrusivos. Algunas áreas blanquecinas extendidas podrían reflejar niveles más ricos en sílice, lo que sugiere la presencia de unidades litológicas diferenciadas.

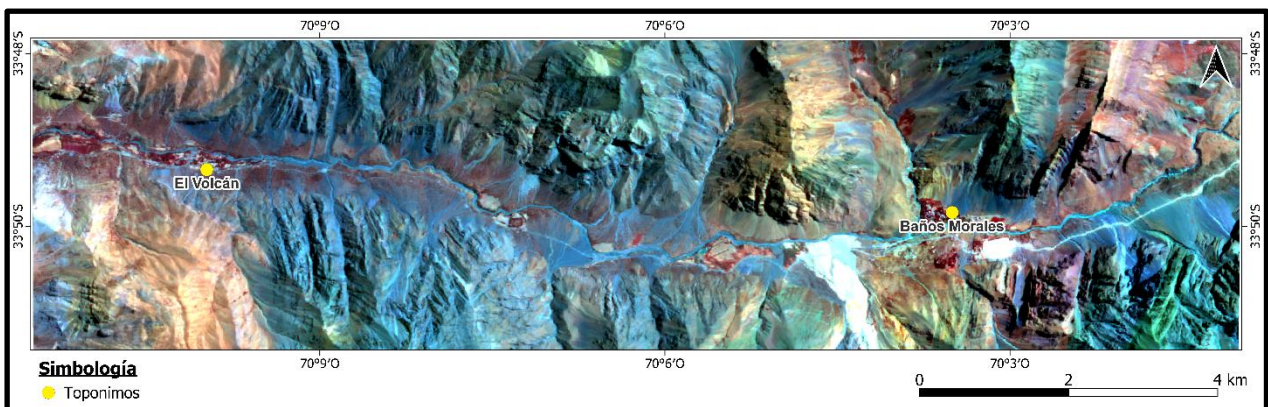


Figura 6. Mapa de combinación de bandas (11, 4, 2) del satélite Sentinel-2, generado en Google Earth Engine.

4.2. PETROGRAFÍA

Durante la campaña de terreno realizada en enero, se efectuaron 14 puntos de control distribuidos a lo largo del Valle El Volcán. En total, se recolectaron 42 muestras representativas, priorizando aquellas que evidenciaban alteración, mineralización o contacto con cuerpos intrusivos. Para su interpretación, se dividió el área de estudio en tres zonas principales: occidental (EVS), central (BMS) y oriental (BMN), de acuerdo con la ubicación de los puntos de muestreo en terreno (Figura 7). Esta zonación permite describir la progresión de las características petrográficas desde las zonas más mineralizadas hacia las de menor alteración.

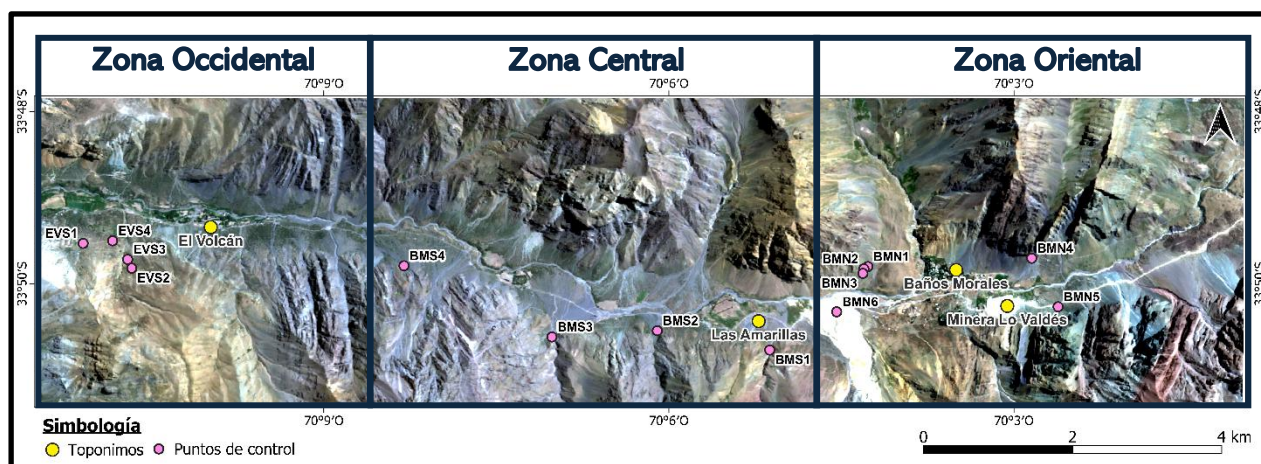


Figura 7. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo geológico en el Valle El Volcán.

A modo de síntesis, en la Tabla 2 se presenta un resumen general de las muestras recolectadas por zona del Valle El Volcán, considerando las litologías observadas y sus principales silicatos, carbonatos y minerales metálicos (cobre, hierro, manganeso). Se priorizó el elemento que nos permita analizar el comportamiento de las fases de alteración más que estrictamente la clasificación del grupo mineral.

Tabla 2. Resumen litológico y mineralógico de las muestras recolectadas por zona. La información completa, incluyendo códigos de puntos y muestra con descripciones petrográficas detalladas, se encuentra disponible en el Anexo 1.

Zona	Formación	Roca Caja	Silicatos	Carbonatos	Minerales de Cobre	Minerales de Hierro	Minerales de Manganeso
Occidental	Abanico	Andesitas, brechas, intrusivo	Epidota	Calcita	Crisocola, Calcopirita	Especularita, Magnetita, Pirita, Limonita	Pirolusita
Central	Abanico, Colimapu	Andesitas, intrusivo	Epidota	Calcita	Crisocola	Especularita, Pirita, Hematita	Pirolusita
Oriental	Abanico, Lo Valdés, Río Damas	Andesitas, brechas, sedimentos	Epidota, Arcilla	Calcita	—	Especularita, Pirita, Limonita	Pirolusita

4.2.1. ZONA OCCIDENTAL – SECTOR EL VOLCÁN SUR

La zona occidental está ubicada en el Distrito Minero El Volcán, el cual se compone por el poblado minero El Volcán presentando distintos piques mineros (Figura 8). Se encuentra comprendida por los puntos EVS1 a EVS4, se caracteriza por presentar el mayor grado de complejidad en cuanto a mineralogía, estilos de alteración y preservación de texturas originales.



Figura 8. Señalética y elementos asociados al ingreso del Distrito Minero El Volcán, sector que concentra antiguos piques mineros y labores asociadas a la actividad extractiva histórica del área.

El punto EVS1 se sitúa en un sector de andesitas de color verdoso, donde se reconocen pátinas superficiales de epidota junto con clorita y calcita en bajo volumen (Figura 9). La alteración observada es leve y se encuentra restringida a bordes de fracturas.



Figura 9. Fragmentos de andesita del punto EVS1, con tonalidades verdosas y patinas de epidota superficial.

Ubicado al sureste, el punto EVS2 corresponde a una zona donde se preservan pirquenes mineros abandonados, contruidos sobre andesitas. La roca original se encuentra intensamente obliterada por alteración hidrotermal e intensamente brechizada (Figura 10). Se observaron vetillas y rellenos de calcita y yeso, así como zonas de diaclasas con clorita y arcillas.

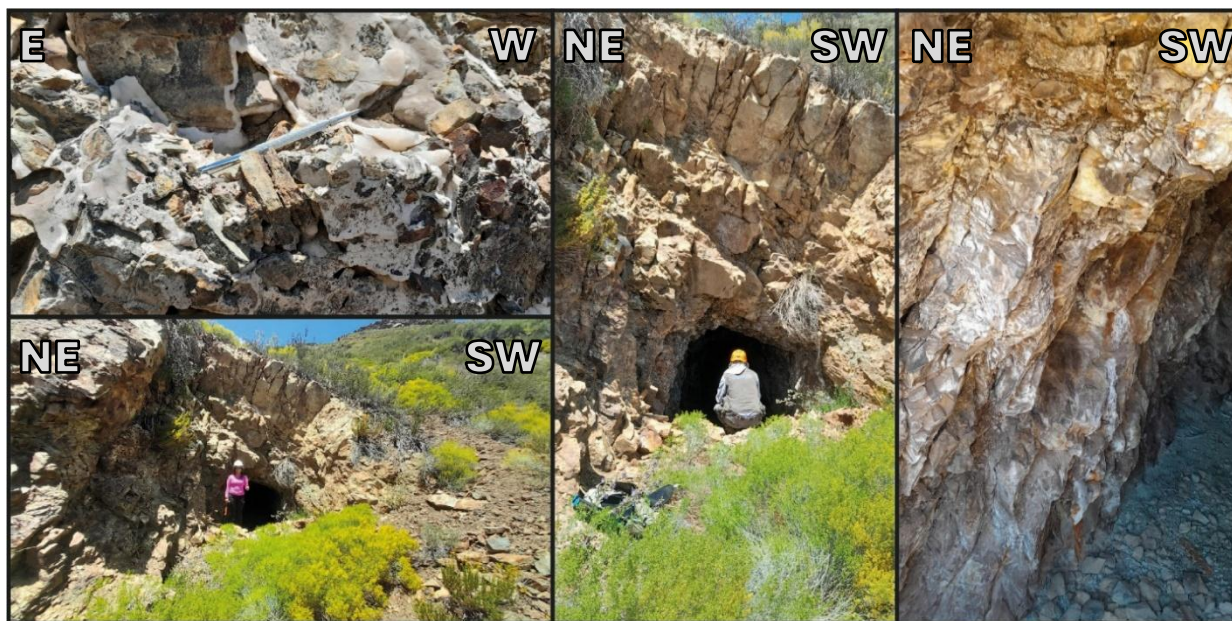


Figura 10. Vista general y detallada del afloramiento en el punto EVS2. Se aprecian labores mineras abandonadas en andesitas intensamente fracturadas y alteradas, con desarrollo de vetillas y rellenos de calcita, yeso y arcilla.

Entre las muestras recolectadas en este punto, destaca EVSM-2, la cual corresponde a una roca intensamente obliterada, con alteración vetiforme de crisocola y calcita. A su vez, la muestra EVSM-3 presenta una mineralización diseminada de especularita y limonita (Figura 11).

El punto EVS3 se localiza sobre una zona de brechización, donde aflora una unidad volcánica andesítica completamente obliterada por procesos de alteración hidrotermal. El afloramiento permite observar un sistema con zonación espacial en la alteración y mineralización, con una distribución concéntrica en torno a un núcleo fuertemente mineralizado (Figura 12).



Figura 11. Muestras EVSM-2 y EVSM-3. Corresponden a rocas obliteradas del punto EVS2, con mineralización vetiforme (crisocola, calcita) y diseminada (especularita, limonita). Para más detalles revisar Anexo 2.



Figura 12. Vista general del afloramiento EVS3, donde afloran andesitas intensamente alteradas y mineralizadas.

El núcleo de la zonación mineralizado está compuesto por diseminaciones de especularita (hematita especular) y magnetita, acompañada de calcopirita como el sulfuro de cobre más abundante, con proporciones menores de pirita (Figura 13). Mediante cortes transparentes, se observaron además bornita, calcosina y covelina, las cuales reemplazan parcialmente a la calcopirita (Figura 14).

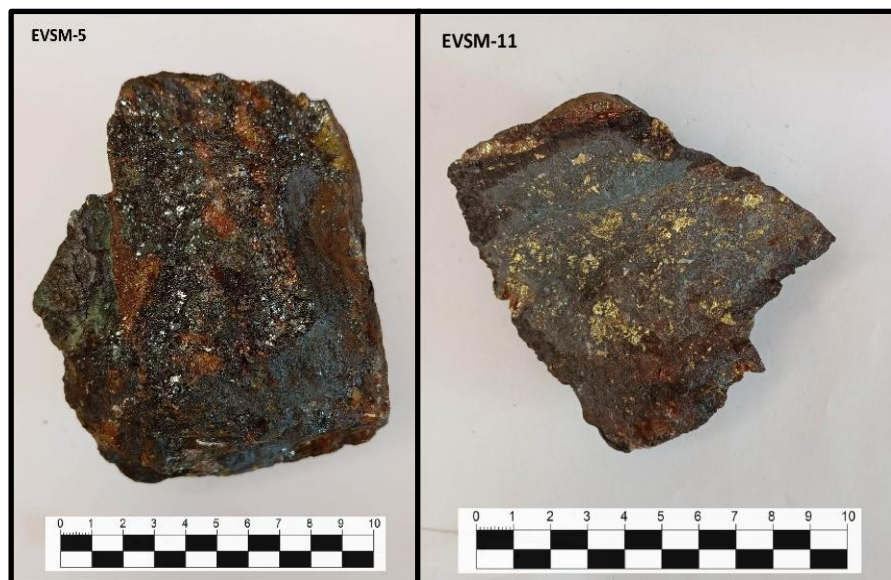


Figura 13. Muestras EVSM-5 y EVSM-11. EVSM-5 presenta especularita, magnetita, hematita en vetas rojizas y calcopirita en vetillas y diseminada. EVSM-11 muestra calcopirita y especularita. Para más detalles revisar Anexo 2.

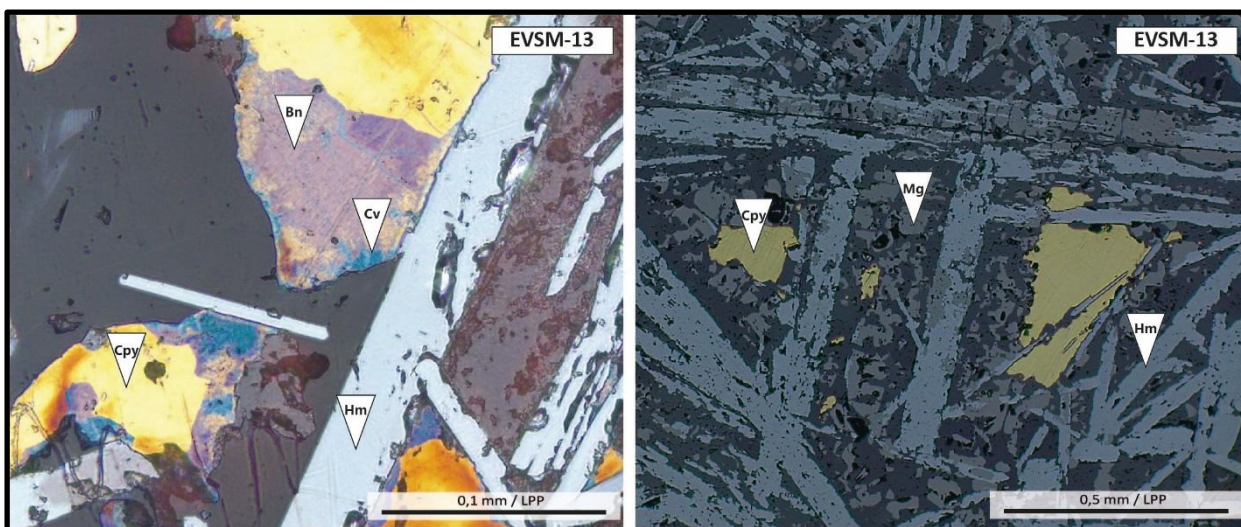


Figura 14. Microfotografías en luz reflejada polarizada (LPP) de la muestra EVSM-13. A la izquierda, se observa una asociación de bornita (Bn), covelina (Cv), calcopirita (Cpy) y hematita (Hm). A la derecha, se distingue una textura entrelazada dominada por hematita especular (Hm) con inclusiones de calcopirita (Cpy) y magnetita (Mg).

Dentro del mismo punto EVS-3 se identificaron óxidos secundarios de hierro y cobre, los cuales se presentan como pátinas rojizas, anaranjadas y verdosas sobre superficies meteorizadas de las rocas. En observaciones petrográficas en cortes transparentes, se identifican minerales como limonita y crisocola ocupando intersticios y bordes de grano en la matriz obliterada (Figura 15).

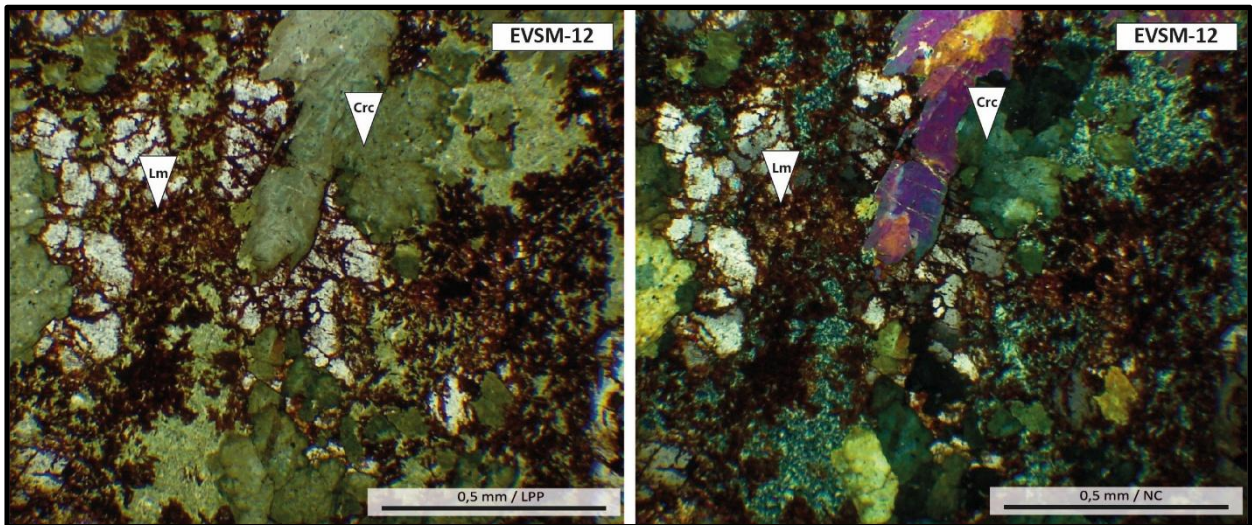


Figura 15. Microfotografías de la muestra EVSM-12 en luz polarizada plana (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Se observa abundante limonita (Lm) de color pardo rojizo y cristales elongados de crisocola (Crc) con tonos verdosos y azulados. Estas fases se encuentran rellenando y reemplazando una matriz fuertemente alterada.

Esta mineralización no se restringe a las rocas volcánicas, sino que también afecta a un cuerpo intrusivo tonalítico a granodiorítico, expuesto en el mismo afloramiento, el cual presenta zonas de mineralización de calcopirita (Figura 16).

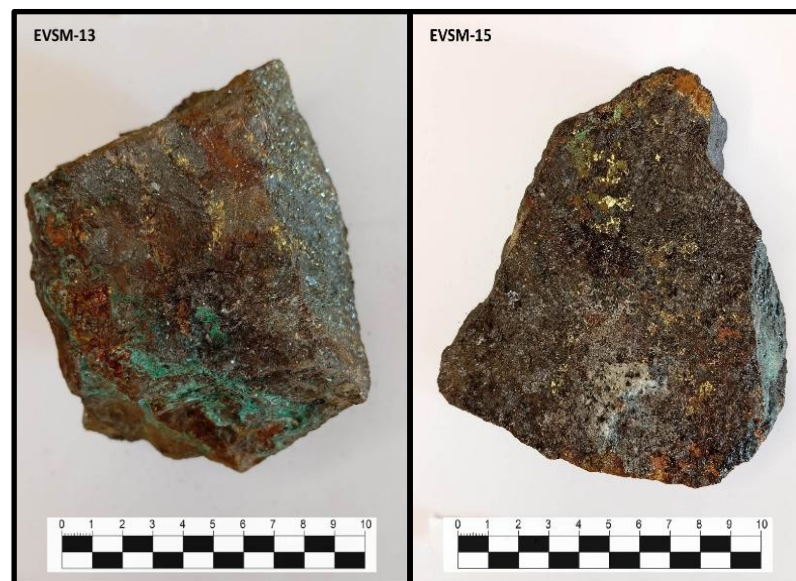


Figura 16. Muestras EVSM-13 y EVSM-15. EVSM-13 presenta una mineralización de especularita, calcopirita y magnetita diseminada, además de óxidos como crisocola y limonita. EVSM-15 es una andesita basáltica asociada a un intrusivo, que presenta abundante especularita y calcopirita diseminada. Para más detalles revisar Anexo 2.

En el margen del afloramiento, las rocas muestran una transición hacia zonas con predominio de minerales secundarios de baja temperatura, con predominio de arcillas y clorita. Las muestras extraídas fueron observadas en corte delgado, presentando una asociación mineral compuesta por pirofilita, clorita, sericita y arcillas, finamente distribuidas en una matriz obliterada (Figura 17).

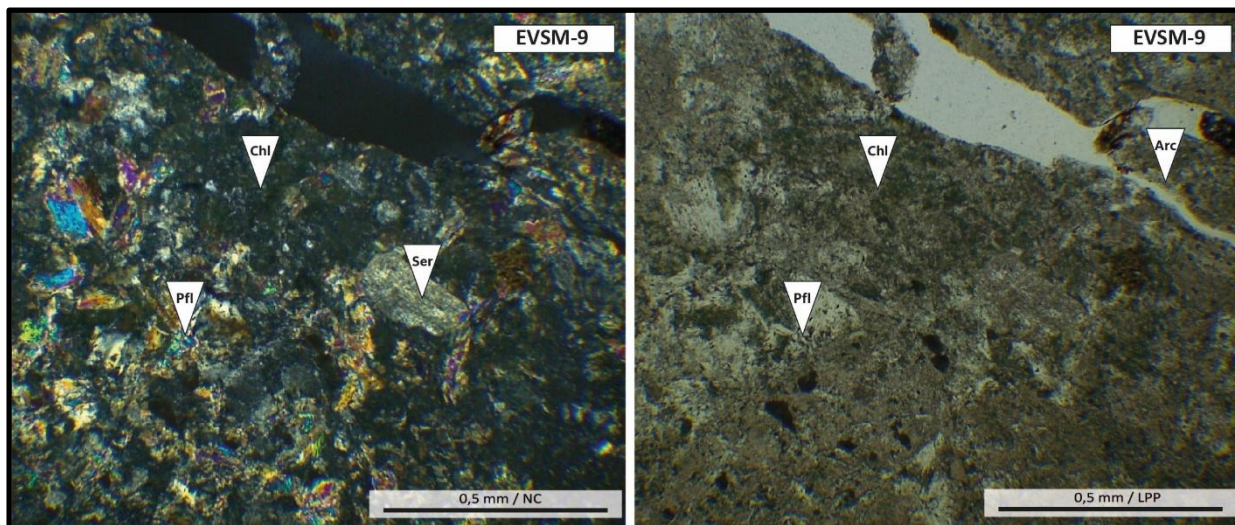


Figura 17. Microfotografías de la muestra EVSM-9 en luz nicoles cruzados (izquierda) y luz polarizada plana (derecha). Se identifican cristales finos de pirofilita (Pfl), clorita (Chl), sericita (Ser) y agregados de arcillas (Arc), distribuidos sobre una matriz obliterada.

Alejado del núcleo, afloran andesitas con amígdalas mineralizadas y dendritas de manganeso (Figura 18). En estos niveles se observa una disminución progresiva del grado de alteración, conservándose en algunos casos la textura porfídica primaria.



Figura 18. Muestras de mano EVSM-9 y EVSM-6. EVSM-9 presenta una superficie amarillenta, pátinas verdosas y presencia de dendritas de manganeso. EVSM-6 corresponde a una andesita con amígdalas mineralizadas, con textura porfídica parcialmente conservada. Para más detalles revisar Anexo 2.

Finalmente, situado al noroeste de EVS3, el punto EVS4 corresponde a andesitas grisáceas (Figura 19), donde la alteración se reduce a la presencia de pirolusita en forma de incrustaciones esféricas o dendríticas.



Figura 19. Vista general del afloramiento EVS4, compuesto por andesitas meteorizadas, con alteración limitada a la presencia de pirolusita.

4.2.2. ZONA CENTRAL

La zona central del valle El Volcán está representada por los puntos de muestreo BMS4 a BMS1, distribuidos en dirección oeste a este a lo largo del sur del eje medio del valle. Esta zona marca una transición entre el núcleo hidrotermal intensamente alterado del sector EVS (occidente) y las zonas menos afectadas del oriente.

En el punto más occidental de la zona central, BMS4, afloran andesitas intensamente alteradas (Figura 20a), con desarrollo de vetillas de epidota, calcita y crisocola (Figura 21), acompañadas de pátinas rojizas de hematita. Además, al observar la ladera norte del valle es posible observar un pliegue volcado de gran magnitud (Figura 20b), indicando intensa actividad estructural en el área.

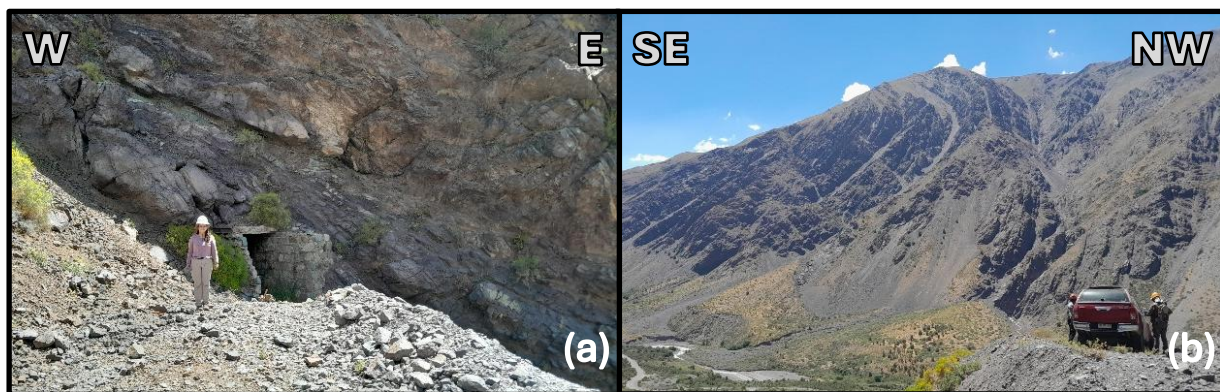


Figura 20. Afloramiento del punto BMS4. (a) Andesitas intensamente alteradas con vetillas de epidota, calcita y crisocola, junto a pátinas de hematita. (b) Vista panorámica de la ladera norte del valle, donde se identifica un pliegue volcado de gran escala.

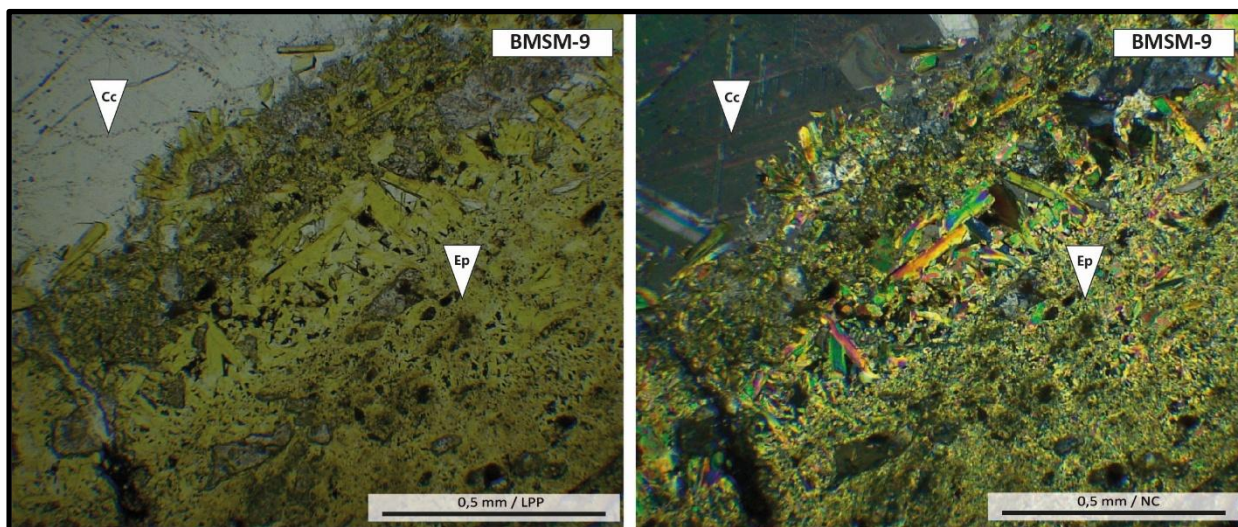


Figura 21. Microfotografías de la muestra BMSM-9 en nicoles cruzados (derecha) y luz polarizada plana (izquierda). Se observa una vetilla compuesta por cristales de epidota (Ep) con alta birrefringencia y hábito prismático, junto con agregados de calcita.

Hacia el este se ubica BMS3, donde aflora un cuerpo intrusivo de tonalidad verdosa y aspecto meteorizado, interpretado como una diorita o tonalita (Figura 22), en base a la observación de una textura fanerítica con cristales de plagioclasa y cuarzo visibles a escala de mano. Adyacente al intrusivo, las andesitas hospedan vetillas de epidota y calcita similares a las de BMS4, pero con menor desarrollo (Figura 23).



Figura 22. Afloramiento del punto BMS3, corresponde a un cuerpo intrusivo de aspecto verdoso y meteorizado, interpretado como diorita o tonalita.



Figura 23. Muestras de mano BMSM-6 y BMSM-7. BMSM-6 corresponde a una andesita con vetillas de calcita y epidota, visibles como pequeñas bandas que cortan la matriz. BMSM-7 es un intrusivo diorítico microcristalino, con coloraciones rojizas atribuibles a meteorización. Para más detalles revisar Anexo 2.

En BMS2, afloran andesitas moderadamente alteradas, con vetillas de epidota, calcita y presencia puntual de crisocola en fisuras abiertas (Figura 24). A nivel textural, la roca conserva su estructura porfídica, aunque con alteración parcial de feldespatos y desarrollo de clorita en la matriz.



Figura 24. Afloramiento del punto BMS2, donde se exponen andesitas con alteración moderada, vetillas de epidota y calcita, y presencia localizada de crisocola.

La siguiente figura presenta dos muestras recolectadas en este afloramiento, que ilustran las características mineralógicas observadas en terreno (Figura 25).

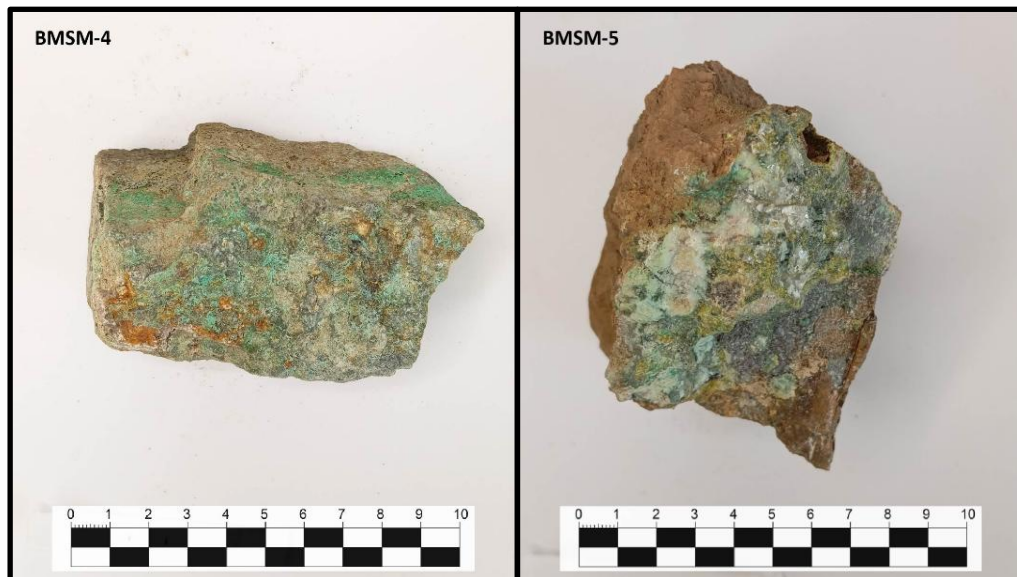


Figura 25. Muestras de mano BMSM-4 y BMSM-5. BMSM-4 corresponde a una andesita gris con mineralización de crisocola, abundante arcilla y limonita. BMSM-5 es una andesita con epidota, calcita y crisocola diseminadas en la matriz. Para más detalles revisar Anexo 2.

El punto más oriental del sector, BMS1 representa el límite entre la zona central y la oriental del valle (Figura 26). Afloran andesitas grises de textura masiva, con vetillas de calcita y

diseminaciones de pirolusita, especularita, pirita y calcopirita (Figura 27). La alteración y mineralización se restringe principalmente a pequeñas vetas de epidota.

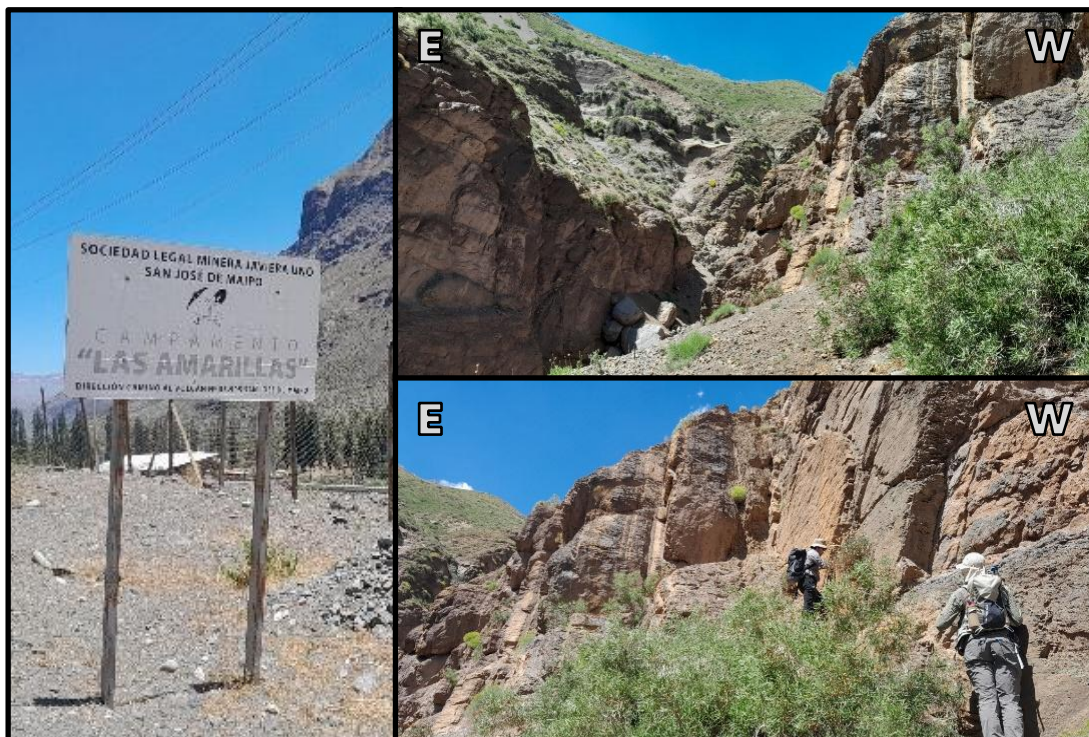


Figura 26. Señalética de ingreso y afloramientos del punto BMS1, ubicados dentro del área privada de “Las Amarillas”. Las rocas presentan vetillas de calcita y diseminaciones de minerales como pirolusita, especularita, pirita y calcopirita.



Figura 27. Muestras de mano BMSM-1 y BMSM-2. BMSM-1 corresponde a una roca meteorizada, presenta una veta de pirolusita. BMSM-2 es una roca meteorizada de color verdoso, que presenta una vetilla de calcopirita. Para más detalles revisar Anexo 2.

4.2.3. ZONA ORIENTAL – SECTOR BAÑOS MORALES NORTE

La zona oriental del valle El Volcán, comprendida por los puntos de muestreo BMN1 a BMN6, ubicados en las cercanías del sector de Baños Morales. Esta zona se caracteriza por el predominio de andesitas, brechas hidrotermales y rocas sedimentarias.

En el sitio BMN–1, se recorrió un afloramiento con múltiples rodados de andesita, afectados por vetas de epidota y calcita en grado moderado, acompañadas por especularita, lo que evidencia una alteración hidrotermal con fuerte componente férrico (Figura 28). La textura porfídica de las lavas se encuentra parcialmente obliterada por la alteración, y se observan además zonas con oxidación superficial incipiente.



Figura 28. Afloramiento del sitio BMN–1 y camino de acceso. En el lugar se identificaron rodados de andesita con vetas de epidota, calcita y especularita, que reflejan una alteración hidrotermal con componente férrico, además de signos de oxidación superficial y preservación parcial de la textura porfídica.

En el sitio BMN2 se reconocieron rodados andesíticos de tonalidad verdosa que presentan vetillas rellenas de calcita, acompañadas por vetillas de especularita y óxidos de manganeso, probablemente pirolusita. Se observaron además pátinas verdes asociadas a epidota similares a EVS1, diseminaciones finas de pirita cúbica de hábito milimétrico y sectores con desarrollo de pátinas arcillosas (Figura 29).

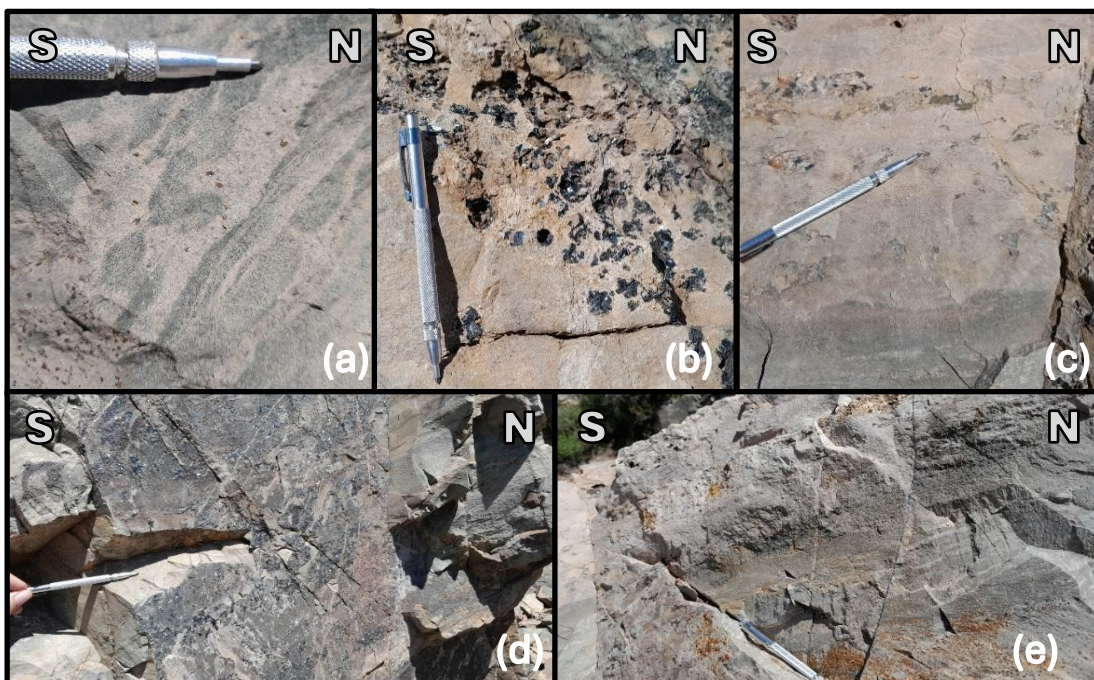


Figura 29. Evidencias de alteración en rodados andesíticos del sitio BMN-2. (a) Roca con vetillas rellenas de calcita y pátinas de epidota. (b) Amígdalas rellenas con óxidos de manganeso, probablemente pirolusita. (c) Superficie alterada con disseminaciones finas de pirita cúbica de hábito milimétrico. (d) Red de vetillas de calcita y especularita. (e) Desarrollo de vetillas de calcita y pátinas de arcilla.

Entre los rodados asociados a este afloramiento, se registraron ejemplares con rasgos distintivos de alteración, destacando el desarrollo de epidota en forma de cúmulos y pátinas verdes en superficies meteorizadas (Figura 30).

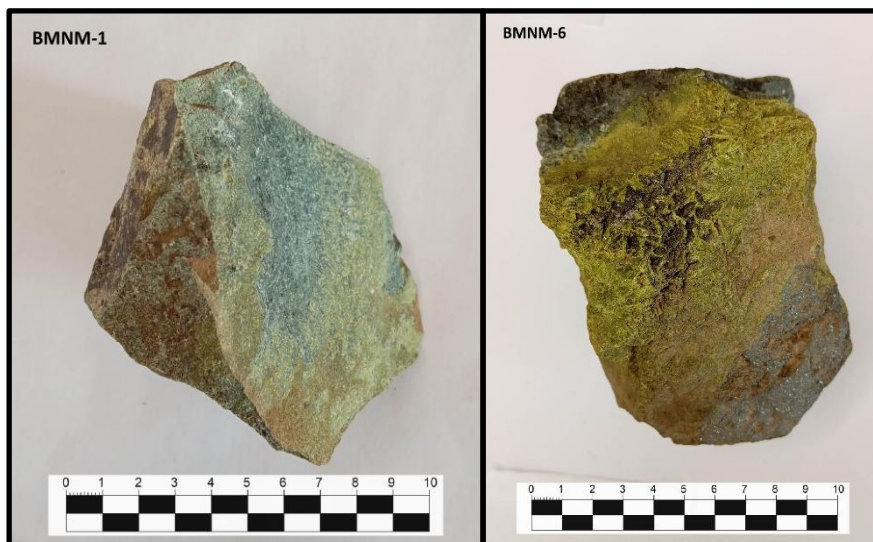


Figura 30. Muestras de mano BMNM-1 y BMNM-6. BMNM-1 presenta pátinas de epidota. Mientras que BMNM-6 muestra epidota de tonalidad verde amarillenta, concentradas en forma de cúmulos y recubrimientos superficiales. Para más detalles revisar Anexo 2.

El punto BMN-3 exhibió un afloramiento rojizo intensamente meteorizado, con evidencias de brechización en rocas sedimentarias y relleno de calcita (Figura 31a). Las rocas mostraban intensa oxidación, presumiblemente por hematita (Figura 31b). Hacia niveles superiores, se observaron diques que cortan la secuencia (Figura 31c).

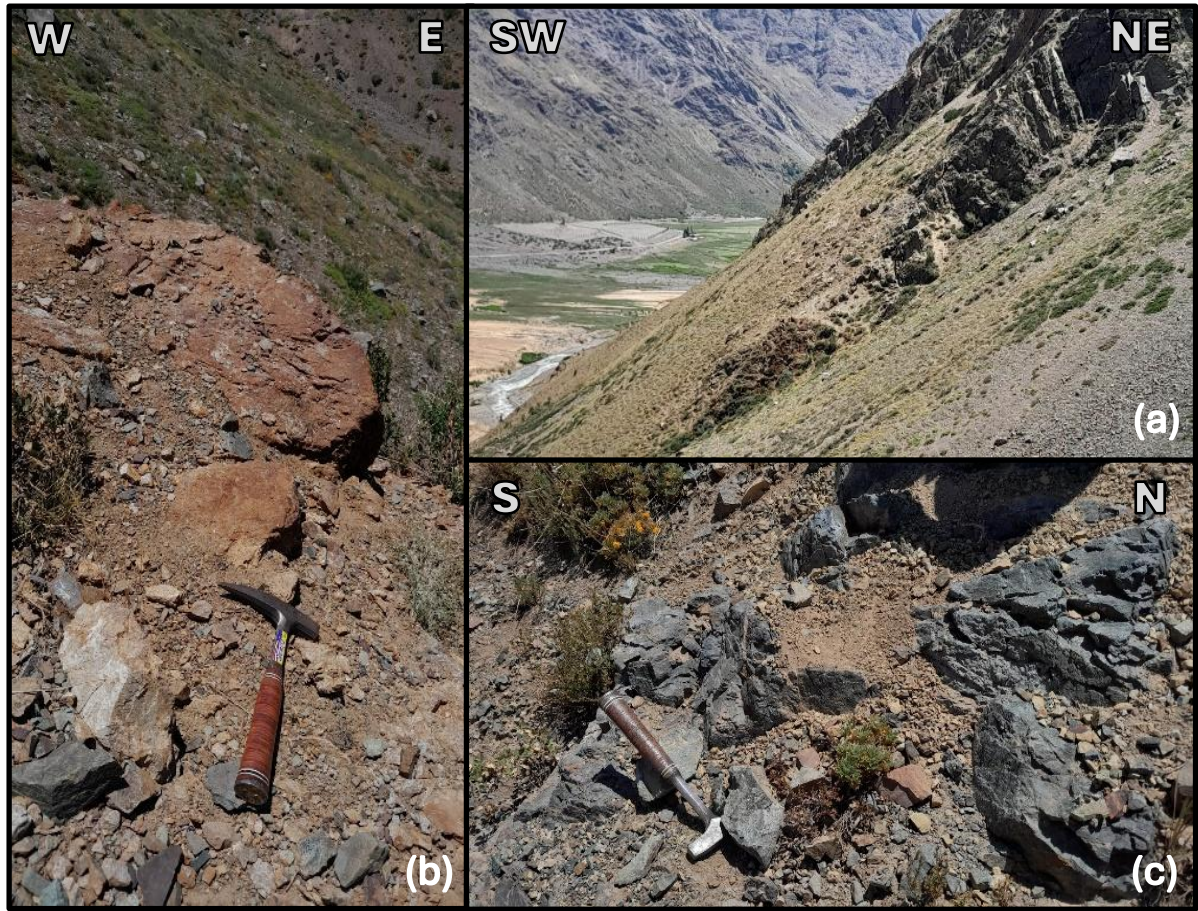


Figura 31. Afloramientos del punto BMN-3. (a) Vista general del afloramiento. (b) Se identifican rocas sedimentarias brechizadas con relleno de calcita, intensamente meteorizadas y oxidadas. (c) Además, se observan diques de composición diorítica.

En el afloramiento se recolectaron fragmentos que reflejan no solo el grado de meteorización, sino también la presencia de brechización hidrotermal (Figura 32). Los componentes líticos corresponden predominantemente a areniscas, las cuales se reconocen por su textura clástica. Estos fragmentos presentan formas subangulosas a subredondeadas y tamaños que varían entre 2 a 10 centímetros. En varios sectores, la matriz presenta vetillas de calcita, hematita y limonita.



Figura 32. Muestras de mano BMNM-5 y BMNM-4. Ambas exhiben una coloración rojiza intensa por la meteorización avanzada. BMNM-5 presenta textura brechosa con matriz fina y zonas de relleno blanquecino atribuibles a calcita. BMNM-4 muestra además una superficie homogéneamente oxidada. Para más detalles revisar Anexo 2.

En BMN-4, hacia el este, afloran andesitas afectadas por vetillas de calcita, epidota y limonita, con diseminaciones de pirita y especularita (Figura 33). A diferencia de los puntos anteriores, aquí se observó una relación entre los minerales de alteración y el tipo de mineralización: mientras las vetas de calcita se asocian a la presencia de pirita, las de epidota tienden a concentrar especularita.



Figura 33. Muestras de mano BMNM-7 y BMNM-9. BMNM-7 corresponde a una andesita, con una vetilla compuesta por calcita y arcilla, y mineralización de pirita. BMNM-9 es una andesita que presenta vetillas de epidota y calcita, así como alteración a arcilla y óxidos en bordes. Para más detalles revisar Anexo 2.

Además, el afloramiento se encuentra afectado por fracturación moderada y es posible observar el contacto de las rocas volcánicas de la Formaciones Abanico y las lutitas de la Formación Lo Valdés (Figura 34b).

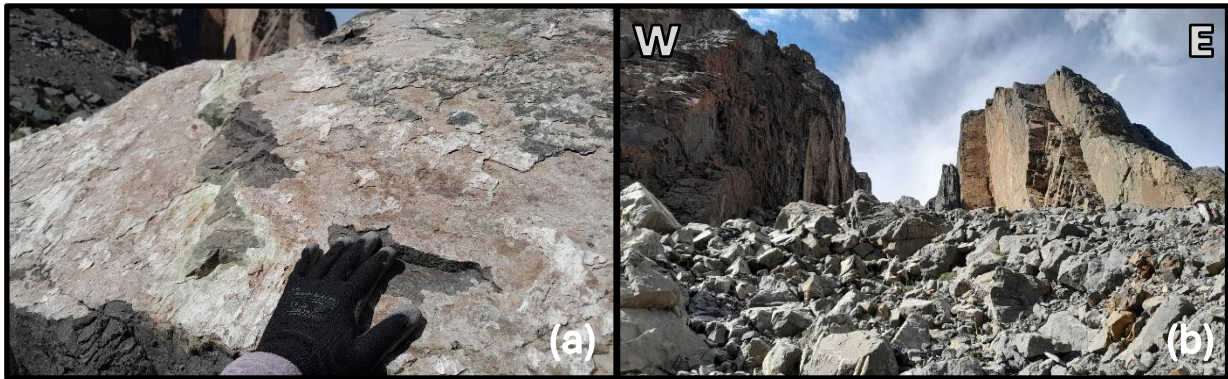


Figura 33. Afloramiento del punto BMN-4. (a) Rodados de andesitas con vetillas de calcita. (b) Contacto entre las andesitas de la Formación Abanico y las lutitas de la Formación Lo Valdés.

Al sur del punto anterior, se encuentra el punto BMN5, ubicado a un costado de la Minera Lo Valdés (Figura 35a, b), expone andesitas y pillow lavas verdosas correspondientes a la base de la Formación Lo Valdés (Figura 35c). A su vez, se observaron miarolas, que representan zonas de mayor porosidad (Figura 35d).

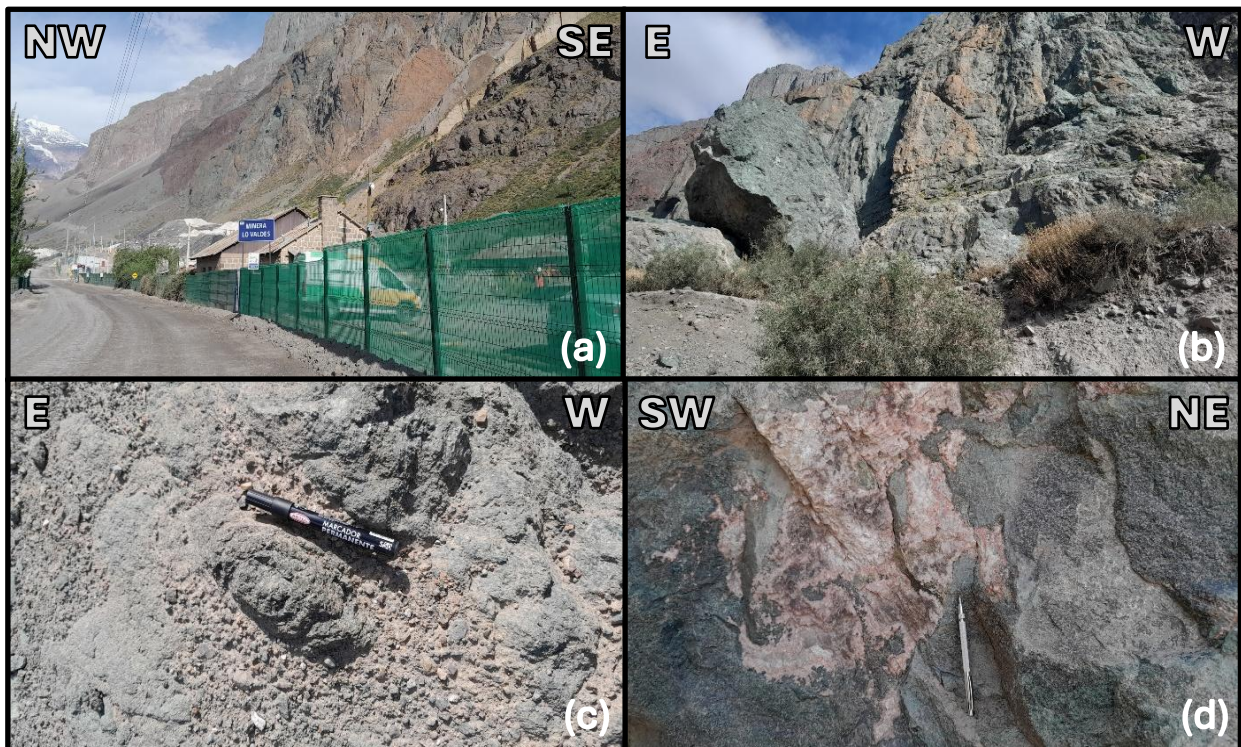


Figura 35. Afloramiento del punto BMN5. (a) Señalética de ingreso a la Minera Lo Valdés. (b) Vista panorámica hacia el sureste de los afloramientos de andesitas verdosas. (c) Estructuras de pillow lavas. (d) Miarolas desarrolladas en andesitas.

Las andesitas aflorantes en el punto BMN5 conservan su coloración verdosa con pátinas asociadas a la acumulación de epidota (Figura 36), presentan vetillas de calcita junto a minerales secundarios como sericita. En estas rocas, la alteración es leve, permitiendo reconocer la textura porfídica original. Es posible identificar cristales de cuarzo tipo II y estructuras vetiformes asociadas, como se evidencia en las microfotografías correspondientes (Figura 37).

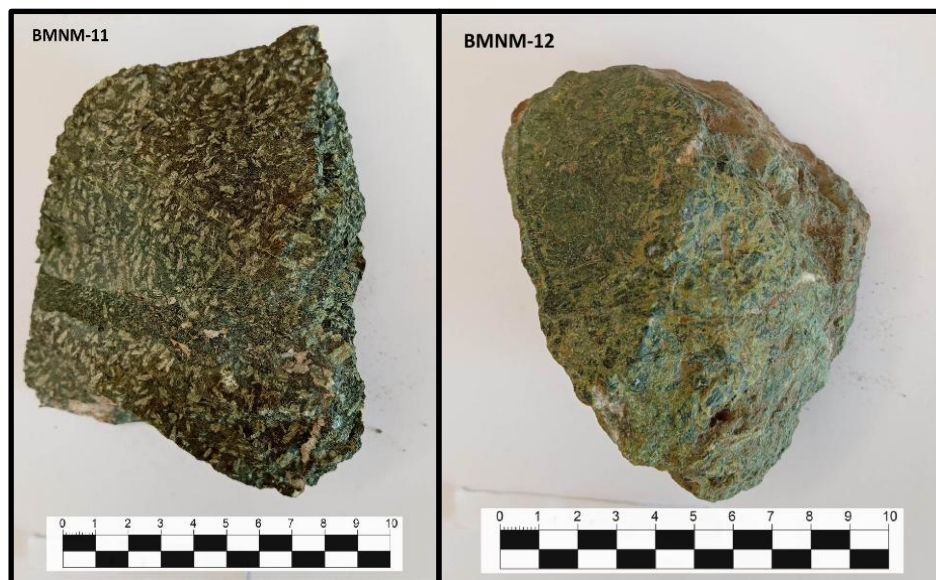


Figura 36. Muestras BMNM-11 y BMNM-12. BMNM-12 es una andesita verdosa con pátinas verdes asociadas a acumulación de epidota, mientras que BMNM-11 muestra una textura porfídica levemente obliterada por alteración. Para más detalles revisar Anexo 2.

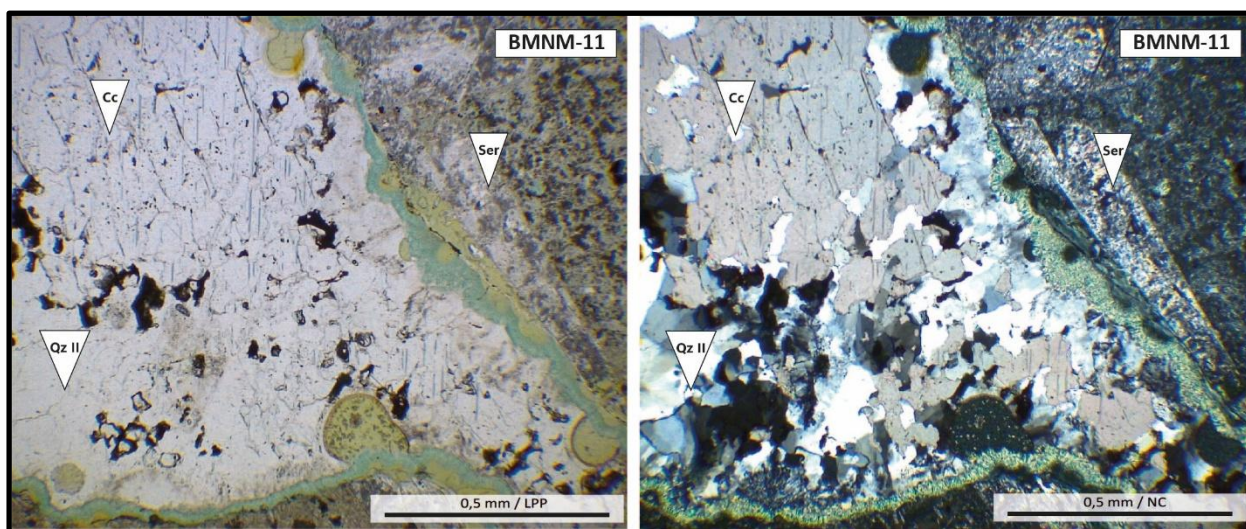


Figura 37. Microfotografía de la muestra BMNM-11 observada en luz polarizada plana (izquierda) y nicoles cruzados (derecha). Se distingue una vetilla de calcita (Cc) asociada a cuarzo secundario (Qz II) y reemplazos de sericita (Ser).

El último punto, BMN6, está localizado al sur de Baños Morales, corresponde a un afloramiento de roca intensamente alterada, donde la litología original fue completamente obliterada por procesos de sulfuración (Figura 38). Se identificó una matriz pulverulenta amarilla a blanquecina, con alto contenido de azufre libre, arcillas y óxidos (Figura 39). No fue posible reconocer estructuras primarias ni texturas originales, lo que indica una alteración de grado pervasivo.

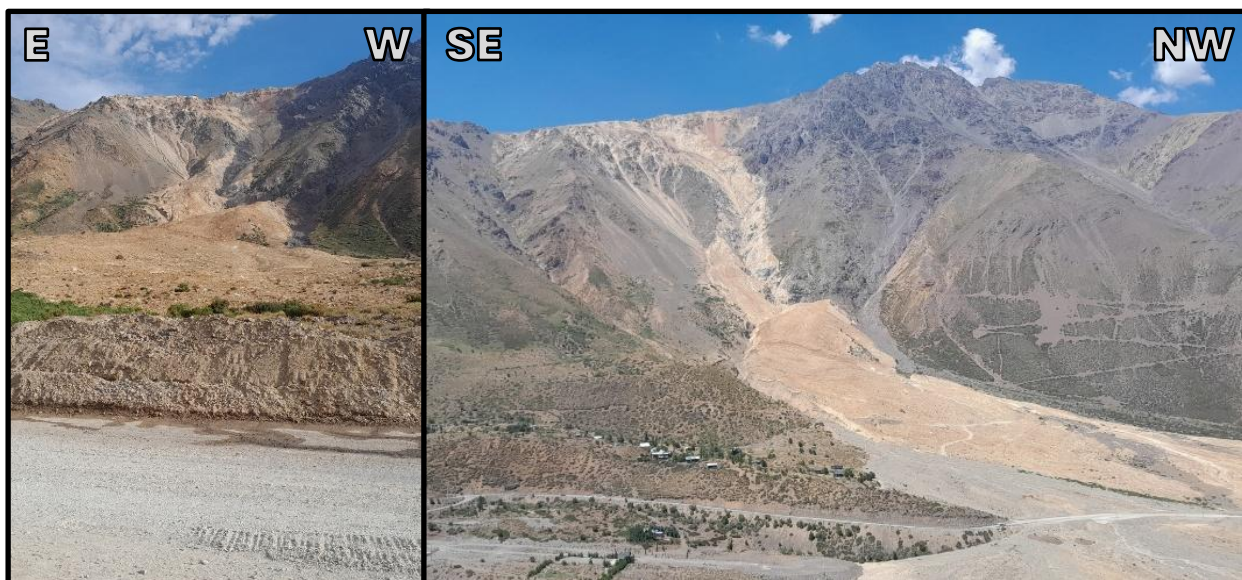


Figura 38. Vista general del punto BMN-6. El afloramiento muestra un cuerpo de roca intensamente alterada por procesos de sulfuración, sin preservación de texturas originales.



Figura 39. Muestras de mano BMNM-14 y BMNM-13. BMNM-14 exhibe una textura masiva con fracturación irregular, mientras que BMNM-13 presenta una coloración amarilla intensa asociada a una matriz rica en azufre, óxidos y arcillas. Para más detalles revisar Anexo 2.

5. DISCUSIÓN

5.1 CONTRASTE ENTRE IMÁGENES ESPECTRALES Y CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

La validación del uso de imágenes satelitales en exploración geológica requiere comprender si las anomalías efectivamente reflejan los procesos de alteración hidrotermal en terreno. Este análisis se enfoca en la relación entre los datos obtenidos con el satélite Sentinel-2, mediante combinaciones de bandas diseñadas para resaltar minerales secundarios, y la información petrográfica recopilada en el Valle El Volcán. Evaluar si las diferencias en la reflectancia de imágenes corresponden efectivamente a zonas alteradas identificadas en terreno permitirá confirmar su utilidad como insumo previo a campañas geológicas. Esta comparación ayudará a interpretar con mayor precisión la distribución espacial de la alteración, como también valorar el potencial de la teledetección como herramienta predictiva en contextos volcánicos e hidrotermales complejos.

Inicialmente, en la zona occidental (EVS), las imágenes espectrales en las zonas resaltadas en las combinaciones de bandas 8-12-3 y 11-4-2 del satélite Sentinel-2 exhiben tonalidades verdes intensas y manchas de colores beige y ocre, respectivamente. Petrográficamente presenta una mineralogía dominada por epidota, clorita, calcita y óxidos de hierro como hematita, limonita y magnetita, además de la presencia significativa de crisocola, pirita, calcopirita y bornita en muestras como las observadas en EVS-3. Esta asociación mineral concuerda con ambientes de alteración intermedia a avanzada, y sugiere una zonación hidrotermal bien desarrollada, con evidencia de reemplazos, vetillas y mineralización diseminada. Cabe destacar que sectores en la ladera norte del Valle El Volcán presentan patrones cromáticos similares en las imágenes espectrales, por lo que no se descarta que dichas zonas compartan un grado comparable de alteración. Esto abre la posibilidad de extrapolar la asociación hacia esta área (Figura 5 y 6).

En la zona central del valle (BMS), las imágenes espectrales reflejaron adecuadamente una alteración de menor intensidad en comparación con el sector occidental (Figura 40). Las señales espectrales fueron más tenues y correspondían a sectores puntuales, tanto en la combinación 8-12-3 como en la 11-4-2. Petrográficamente, las rocas corresponden a rocas andesíticas que presentan vetas de 2 mm de espesor de epidota, calcita y óxidos de hierro, pero aún conservaban parcialmente

su textura porfídica. Esta alteración es más localizada y menos penetrativa, lo que se traduce en una respuesta espectral moderada. La correlación entre firmas espectrales atenuadas y mineralogía secundaria incipiente refuerza la utilidad de las imágenes para discriminar áreas con distinta magnitud de intensidad hidrotermal.

En la zona oriental (BMN), las combinaciones 8–12–3 y 11–4–2 mostraron anomalías de tonalidades verdosas y beige en torno a BMN–1, BMN–2 y BMN–3. En 8–12–3, los tonos verdes se relacionan con alteración propilítica (epidota, clorita), mientras que en 11–4–2 los tonos beige indican posibles zonas con óxidos y carbonatos. Estas firmas coinciden con lo observado en terreno, donde las andesitas están alteradas por vetas de ~2–3 mm epidota, calcita, especularita, pirolusita y con sectores intensamente brechizados en BMN–3 (Figura 40).

Adicionalmente, se identificaron casos puntuales donde las imágenes espectrales mostraron una extremadamente alta reflectancia sin que esto se tradujera en una zonación hidrotermal clara en terreno (Figura 40). Un ejemplo destacado es el punto BMN–6, donde aflora una roca intensamente alterada por procesos de sulfuración, con una matriz pulverulenta rica en azufre libre, óxidos de hierro y arcillas, pero sin presencia significativa de mineralización metálica ni estructuras asociadas a sistemas hidrotermales bien desarrollados. La anomalía espectral observada en este punto puede atribuirse a la elevada concentración de óxidos de hierro y azufre, que genera firmas espectrales similares a las de zonas afectadas por alteración ácida avanzada.

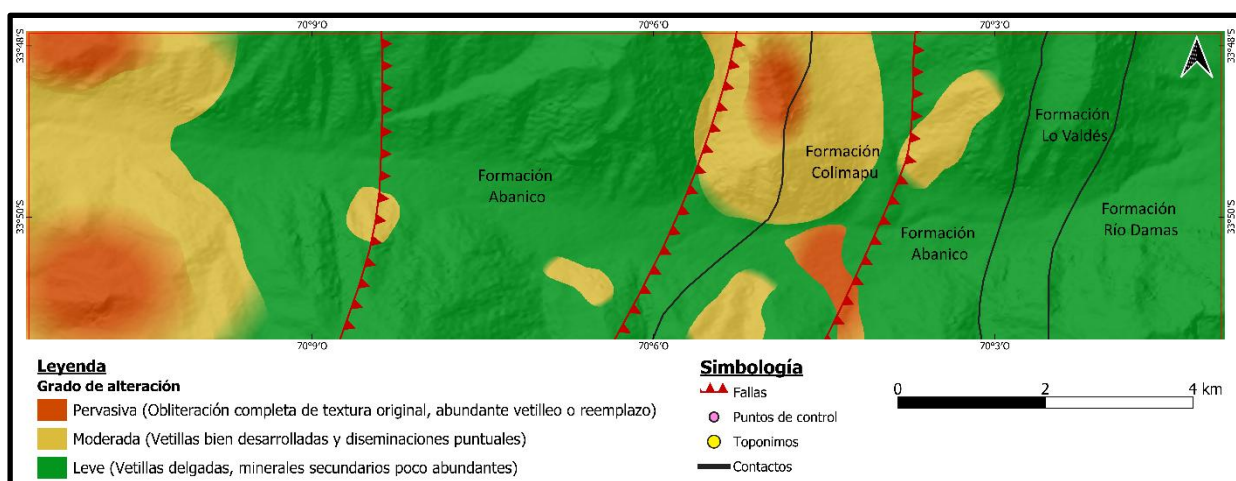


Figura 40. Mapa de intensidad de alteración hidrotermal en el Valle El Volcán. Se distinguen tres niveles de afectación: alteración pervasiva (rojo); alteración moderada (naranja), con vetillas bien desarrolladas y disseminaciones puntuales; y alteración leve (verde). Además, se presentan los contactos entre formaciones geológicas. Para mayor detalle sobre los minerales revisar texto.

Finalmente, los puntos BMN-4 y BMN-5 también mostraron anomalías en las imágenes espectrales, aunque con colores distintos a los observados en el sector occidental. A diferencia de las firmas verdes intensas o beige y ocres claros, en estos puntos las imágenes presentaban tonalidades más oscuras, con matices blanquecinos opacos en las combinaciones 8-12-3 y 11-4-2. Esta respuesta espectral particular sugiere una composición atribuible a un cambio litológico. Ambos afloramientos corresponden a la transición entre las andesitas de la Formación Abanico y las unidades sedimentarias finas de la Formación Lo Valdés. La presencia de lutitas y calizas en esta franja genera una firma espectral diferente, que no necesariamente se relaciona con procesos de alteración hidrotermal, sino más bien con variaciones petrográficas propias de la roca fresca. Este caso subraya la importancia de considerar la litología subyacente al interpretar imágenes satelitales, especialmente en zonas de contacto entre diferentes unidades geológicas, tal como se ha reportado en estudios como el de Pour y Hashim (2011), quienes destacaron cómo cambios litológicos pueden generar firmas espectrales similares a zonas alteradas, dificultando su correcta interpretación si no se complementa con información de campo.

5.2 PARAGÉNESIS DE ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN

Las asociaciones mineralógicas reconocidas en el área de estudio pueden agruparse en conjuntos con características comunes, que reflejan condiciones similares de formación y evolución hidrotermal (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 2003). Cabe destacar que, hasta ahora, estas asociaciones no habían sido descritas en detalle para el Valle El Volcán, por lo que este análisis caracteriza por primera vez el sistema hidrotermal local. Esta agrupación no sólo permite interpretar la naturaleza de los fluidos involucrados y su interacción con la roca huésped, sino que también revela una organización espacial coherente, que sugiere un sistema controlado estructuralmente (Figura 41). Las asociaciones identificadas se distribuyen de forma consistente a lo largo del valle, y reflejan condiciones hidrotermales diversas, desde ambientes profundos y oxidados, dominados por óxidos de hierro y silicatos cálcicos, hasta zonas de alteración supérgena y meteorización avanzada en niveles más someros.

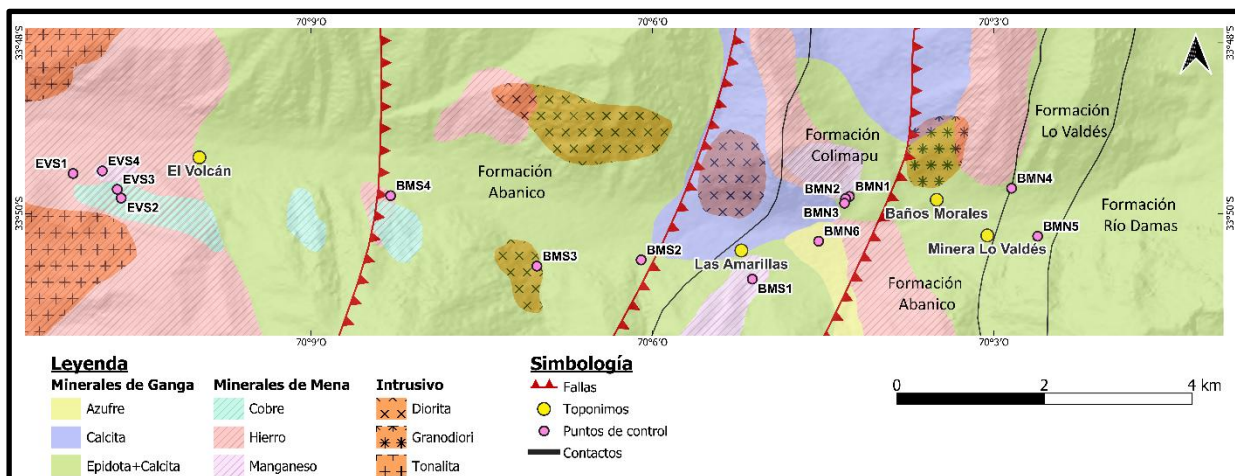


Figura 41. Mapa de distribución de asociaciones mineralógicas en el Valle El Volcán. Se identifican asociaciones de minerales de mena (cobre, hierro, manganeso) y ganga (azufre, calcita, epidota + calcita), junto con la ubicación de cuerpos intrusivos de distinta composición (diorita, granodiorita, tonalita). La disposición espacial de estas asociaciones muestra una estrecha relación con estructuras regionales y zonas de fracturamiento, así como con los contactos entre unidades volcánicas e intrusivas.

Dichas alteraciones afectaron en su mayoría a rocas volcánicas de la Formación Abanico, las cuales registran metamorfismo de muy bajo grado, con mineralogía típica de la facies prehnita–pumpellyita. Si bien dicho metamorfismo antecede al sistema hidrotermal, condiciona la mineralogía original de las rocas y su respuesta frente a los fluidos, facilitando en algunos casos el desarrollo de estructuras de permeabilidad secundaria y patrones de alteración superpuestos. (Muñoz, 2010).

Un primer grupo está constituido por las asociaciones dominadas por óxidos de hierro y silicatos cálcicos, entre los que destacan magnetita, hematita y especularita, acompañados ocasionalmente por carbonatos (Figura 42). Estas asociaciones, reconocidas especialmente en los sectores EVS1, EVS2 y BMS3, se manifiestan en rocas brechizadas y fracturadas, donde la alteración oblitera parcial o completamente la textura original. La magnetita se presenta de forma abundante, con contenidos estimados localmente entre un 30 a 50% del volumen de la mineralización, ya sea en vetillas o como relleno diseminado. Esto sugiere condiciones de alta temperatura ($\geq 400^\circ\text{C}$), alta fugacidad de oxígeno y participación de fluidos magmáticos ricos en Fe. La asociación con epidota y carbonatos indica una transición hacia condiciones ligeramente más diluidas o una evolución progresiva del sistema (Espinoza et al., 1998).

Un segundo grupo agrupa a las asociaciones cupríferas dominadas por calcopirita, muchas veces en asociación con hematita, magnetita y carbonatos (Figura 42). Estas asociaciones se reconocen principalmente en EVS2, EVS3, BMN3 y algunos sectores de BMS, donde la mineralización se presenta en vetillas, zonas brechizadas o como reemplazo parcial. En varias muestras, la calcopirita aparece parcialmente reemplazada por bornita o covelina, lo que indica posibles procesos de enriquecimiento secundario. La precipitación inicial de calcopirita habría ocurrido bajo condiciones moderadas a altas de temperatura (250–400 °C), pH neutro a ligeramente ácido y en presencia de fluidos magmático–hidrotermales ricos en cloruros (Marschik y Fontboté, 2001).

Un tercer grupo se caracteriza por asociaciones mineralógicas dominadas por epidota, clorita y calcita, observadas principalmente en BMS1, BMS2, BMS4 y BMN4. Estas fases secundarias corresponden a una alteración propilítica típica (Figura 42) (Lowell y Guilbert, 1970), y se presentan comúnmente como vetillas finas, pátinas o diseminaciones en zonas con bajo grado de afectación, donde aún se preservan parcialmente las texturas primarias de la roca huésped. Esta alteración se habría desarrollado bajo condiciones de temperatura intermedia (200–300 °C), pH neutro a básico, y con fluidos de menor concentración metálica, posiblemente diluidos por agua meteórica (Sillitoe, 2003).

En ciertos sectores, ubicados en la zona occidental y central, se reconoce además la aparición de sericita junto a arcillas blancas, formando vetillas y halos orientados en fracturas, lo cual indica una sobreimpresión por una alteración argílica intermedia (Figura 42). Esta nueva asociación refleja condiciones más ácidas y mayor participación de aguas meteóricas (Barra et al., 2017).

Por último, se reconocen asociaciones mineralógicas dominadas por crisocola, pirolusita, limonita, hematita terrosa y arcillas blancas. Estas fases se presentan principalmente en BMN1, BMN2 y, con mayor intensidad, en BMN6, donde se observa una obliteración completa de la litología original. La mineralización se manifiesta como pátinas, reemplazos totales y zonas altamente oxidadas, reflejando una fuerte alteración superficial. Estas características permiten atribuir su origen a una alteración supérgena (Figura 42), desarrollada bajo condiciones de baja temperatura (<100 °C), pH ácido y alta oxigenación, propias de zonas de lixiviación y ambientes meteorizados intensamente (Sillitoe, 2003).

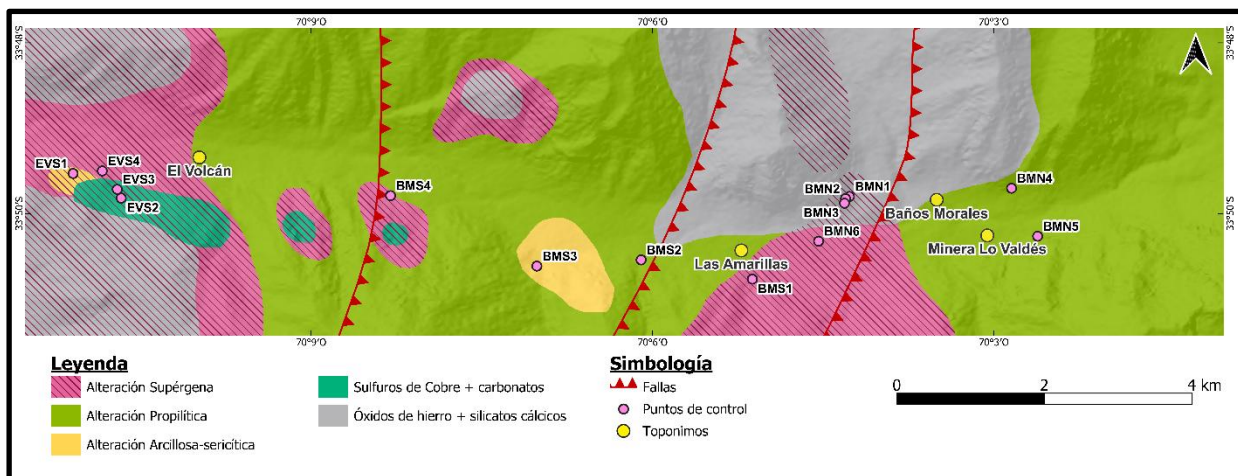


Figura 42. Mapa de distribución de alteración hidrotermal en el Valle El Volcán. Se reconocen zonas con alteración propilítica, argilosa-sericítica y supérgena, así como sectores dominados por óxidos de hierro y silicatos cálcicos, y sulfuros de cobre asociados a carbonatos. Estas asociaciones se disponen en franjas con orientación preferente, en estrecha relación con sistemas de fallas y cuerpos intrusivos, lo que sugiere un fuerte control estructural sobre la circulación de fluidos y la zonación hidrotermal.

La distribución espacial de la alteración hidrotermal en el Valle El Volcán muestra una clara asociación con estructuras tectónicas mayores presentes en el área. En particular, la Falla Las Arenas, reconocida como una falla inversa de vergencia oriental (Piñeiro et al., 2024), su geometría y continuidad regional la posicionan como el principal control estructural del sistema, especialmente en las zonas donde se concentra la alteración pervasiva y la mineralización de sulfuros de cobre. A su vez, las rocas afectadas corresponden en su mayoría a la Formación Abanico, las cuales registran metamorfismo de muy bajo grado, con mineralogía típica de la facies prehnita-pumpellyita. Si bien dicho metamorfismo antecede al sistema hidrotermal, condiciona la mineralogía original de las rocas y su respuesta frente a los fluidos, facilitando en algunos casos el desarrollo de estructuras de permeabilidad secundaria y patrones de alteración superpuestos (Muñoz, 2010).

La repetición de estas asociaciones en diferentes sectores del valle, su disposición estructural y la presencia de litologías hospedadoras volcánicas e intrusivas sugiere un sistema con múltiples pulsos de fluidos. Esta organización paragénetica, caracterizada por la coexistencia de fases hipógenas y supérgenas, sugiere que el sistema del valle El Volcán corresponde a un sistema hidrotermal complejo, que podría representar una expresión erosionada de un depósito tipo Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) o bien de un sistema tipo pórfido cuprífero (Richard y Mumin, 2013).

5.3 CLASIFICACIÓN DEL DEPÓSITO: ¿PÓRFIDO O IOCG?

La distinción entre distintos tipos de depósitos minerales resulta esencial para interpretar la evolución y el control estructural de los sistemas hidrotermales observados en terreno. A partir de la mineralogía identificada, es posible establecer comparaciones preliminares con dos modelos depositacionales conocidos: IOCG y pórfido cuprífero.

Según Sillitoe (2010) los depósitos tipo pórfido se desarrollan alrededor de pequeños stocks intrusivos de composición félsica a intermedia, generalmente emplazados en contextos de arco magmático compresivo. Estos sistemas presentan una zonación concéntrica bien definida de alteración hidrotermal, que se organiza desde núcleos potásicos, caracterizados por biotita y feldespato potásico, hacia halos intermedios con sericita y cuarzo, y finalmente hacia zonas periféricas propilíticas dominadas por epidota, clorita y calcita. La mineralización principal en estos depósitos corresponde a calcopirita, comúnmente acompañada por molibdenita y pirita, y alojada en sistemas de vetillas de cuarzo tipo stockwork, disseminaciones y brechas hidrotermales.

En contraste, los depósitos tipo IOCG tienen una geometría más irregular, a menudo controlada por estructuras, y alojan la mineralización en vetas, brechas, stockworks y reemplazos (Figura 43). Se caracterizan por una abundancia notable de óxidos de hierro ($\geq 10\%$ en volumen), como magnetita y hematita especular, los cuales son componentes esenciales del sistema y no accesorios, como suele ocurrir en los pórfidos (Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003). Su alteración hidrotermal está dominada por asociaciones sódico-cálcicas en profundidad y sericitica o clorítica en niveles superiores, y son pobres en cuarzo, pero ricos en carbonatos (Sillitoe, 2024).

Los depósitos pórfidos presentan un fuerte control magmático, zonación concéntrica y mineralización asociada a cuarzo y molibdenita. Se caracteriza por una mineralización económica disseminada en rocas intrusivas félsicas a intermedias, con un control estructural bajo a intermedio relacionado a los procesos de mineralización y un notable efecto de alteración supérgena asociado al gossan. Mientras los IOCG exhiben una marcada dominancia de óxidos de hierro, escasa presencia de cuarzo, una mineralización económica que depende de la presencia de fallas, una relación de rocas intrusivas intermedias a máficas relacionada a rocas volcánicas o sedimentarias de baja porosidad y una mayor diversidad en composición (Richard y Mumin, 2013) (Figura 43).

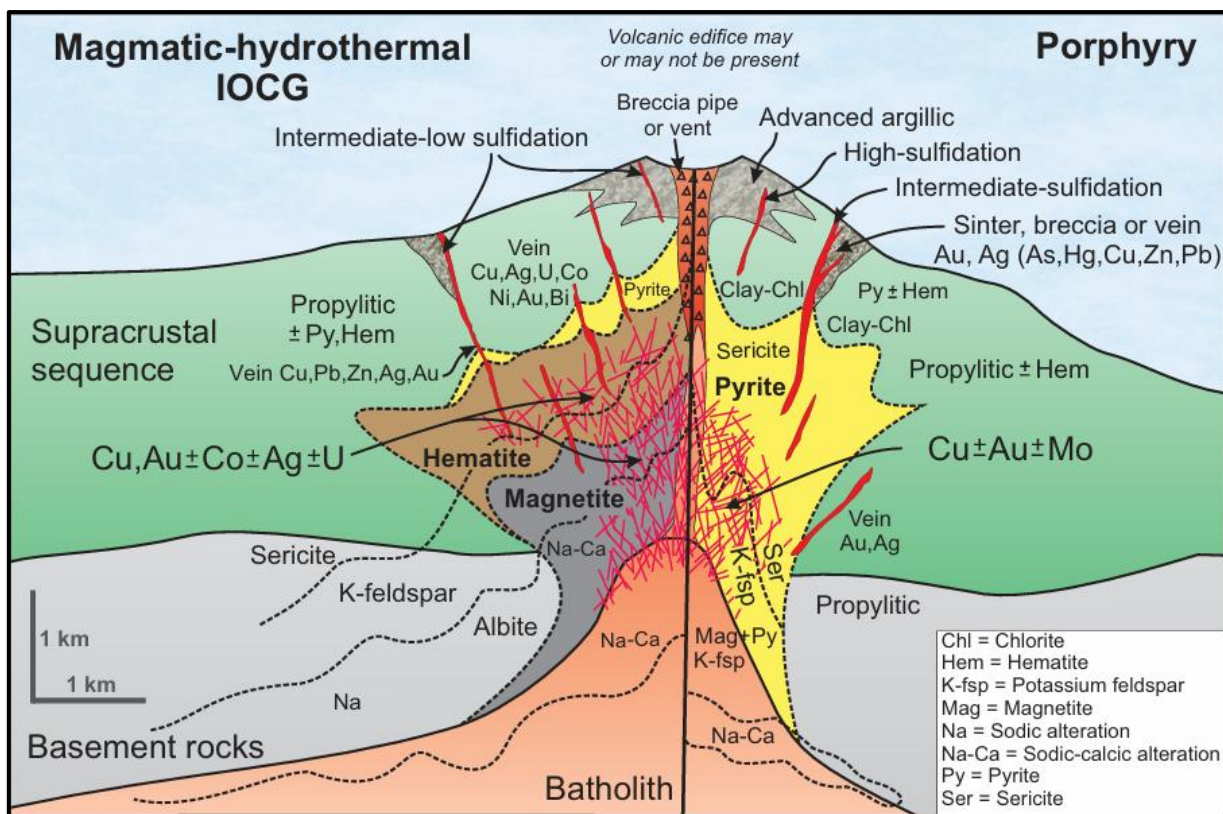


Figura 43. Modelo esquemático de sistemas magmático-hidrotermales que ilustra la relación entre depósitos tipo pórfido cuprífero ricos en azufre (derecha) y depósitos tipo IOCG magmático-hidrotermales pobres en azufre (izquierda). Las asociaciones de alteración y mineralización suelen presentar sobreimpresiones retrógradas y progradas. Extraído de Richard y Mumin (2013).

Esta comparación es fundamental para interpretar el sistema hidrotermal del Valle El Volcán, el cual, según las observaciones de terreno, la mineralogía identificada y la distribución estructural de las asociaciones, se interpreta preliminarmente que correspondería a un depósito tipo IOCG. Esta interpretación se basa en cinco líneas principales de evidencia: (1) la mineralización se encuentra alojada en planos de falla y zonas brechizadas (Figura 3), sin relación directa con un stock intrusivo; (2) Se observa un elevado contenido de óxidos de hierro (Figura 13), principalmente magnetita, presente en vetillas y zonas de reemplazo; (3) Los afloramientos mineralizados se encuentran emplazados en las proximidades de cuerpos intrusivos de composición intermedia, los cuales intruyen las unidades volcánicas pertenecientes a la Formación Abanico. (Figura 3); (4) la roca caja corresponde a la Formación Abanico, la cual fue depositada en una cuenca extensional cenozoica (Flynn et al., 2008), coherente con contextos favorables para IOCG andinos (del Real et al., 2023a, b); y (5) no se observan ni zonas de alteración potásica ni una zonación concéntrica típica de pórfidos, ni manifestaciones supérgenas tipo gossan (Sillitoe, 2010).

En la Tabla 3 se comparan las características de los depósitos tipo pórfido e IOCG, junto con su relación con las observaciones en terreno.

Tabla 3. Cuadro comparativo de depósitos tipo pórfido e IOCG comparadas con las observaciones en terreno. Elaboración basada en Sillitoe (2010, 2024), Hitzman et al. (1992) y del Real et al. (2023a), respectivamente.

Característica	Pórfido Cu–Au	IOCG	Observaciones en terreno
Contexto tectónico	Arco magmático activo.	Ambientes extensionales o de transición	Las rocas de la Fm. Abanico corresponden a un margen extensional
Intrusivos asociados	Stocks félsicos oxidados (dioritas, granodioritas)	Intrusivos intermedios a máficos	Se observaron varios diques dioríticos o tonalíticos
Estilo de mineralización	Vetillas en stockwork, disseminaciones	Reemplazos, vetillas, disseminaciones estructurales	Se presentan rocas altamente obliteradas por la mineralización
Alteración típica	Potásica, filica, propilítica, argílica avanzada	Sodio–cálcica, hematítica, carbonática, actinolítica	En el área estudiada no se reconoció alteración potásica. Predomina una asociación de hematita, magnetita, carbonatos, epidota, con sulfuros de cobre y rasgos supérgenos.
Minerales de mena	Calcopirita, bornita, molibdenita, enargita	Calcopirita, bornita, magnetita, hematita, oro nativo	Alta presencia de magnetita y hematita (especularita)
Presencia de cuarzo	Abundante en vetillas y disseminaciones	Escaso o ausente, alta presencia de calcita.	Escaso cuarzo, alta presencia de calcita
Óxidos de Fe	Subordinados (propilítica), presentes en halos periféricos	Abundantes, esenciales en la mineralización (magnetita, hematita)	Abundante presencia de óxidos de hierro (magnetita, hematita)
Relación estructural	Menor influencia, centrado en intrusivos	Control fuerte por estructuras regionales y zonas de cizalla	Presenta un alto control estructural, la zona se encuentra intensamente deformada
Brechas	Magmático–hidrotermales, mineralizadas	Tectónicas o hidrotermales, con óxidos de Fe y sulfuros	Brechas tectónicas e hidrotermales.
Zonación de alteración	Concéntrica desde el núcleo	Difusa, vertical o controlada estructuralmente	Levemente zonada, pero en su mayoría difusa
Tipo de roca hospedante	Volcánico–sedimentario y/o intrusivo	Rocas del basamento, volcánicas o sedimentarias. Fuertemente permeables	Las rocas alteradas son volcánicas y sedimentarias de la formación Abanico y Colimapu
Profundidad de emplazamiento	1–6 km, niveles intermedios de la corteza	0.5–4 km, corteza media a superior	La mineralización se presenta a baja profundidad.
Edad en Chile	Cenozoico	Mesozoico y Cenozoico	Las rocas de la Formación Abanico corresponden a rocas del Cenozoico, desarrolladas en un contexto tectónico extensional.
Ejemplos en Chile	Chuquicamata, El Teniente, Los Pelambres	Candelaria, Manto Verde, El Espino, Santo Domingo	–

5.4 MODELO GENÉTICO

Considerando los argumentos y clasificación anterior, el modelo genético propuesto para el sistema hidrotermal del Valle El Volcán se construye tomando como modelo la evolución observada en el depósito tipo IOCG de Candelaria, ubicado en la Región de Atacama, Chile. Este yacimiento ha sido asociado a pulsos hidrotermales episódicos, controlados estructuralmente, alimentados por una fuente magmática profunda (del Real et al., 2023a). En dicho modelo, una primera etapa rica en óxidos de hierro es seguida por una etapa cuprífera posterior (del Real et al., 2023b). De forma análoga, el sistema del Valle El Volcán muestra evidencias de una evolución multiepisódica comparable, tanto en la secuencia de alteraciones como en el control estructural de la mineralización.

5.4.1 ETAPA 1

Se plantea que el sistema habría evolucionado a partir de la liberación de fluidos magmáticos oxidantes y metálicos desde un cuerpo intrusivo máfico-intermedio emplazado en profundidad. Estos fluidos habrían migrado a través de estructuras favorables, generando inicialmente una alteración de alta temperatura dominada por magnetita, actinolita, epidota y carbonatos, en un ambiente bajo en sulfuración (Figura 44). Este primer evento corresponde a la alteración más profunda del sistema y posiblemente se relaciona con el emplazamiento de intrusivos del Mioceno inferior reconocidos en el área (20–15 Ma) (Muñoz et al. 2006a).

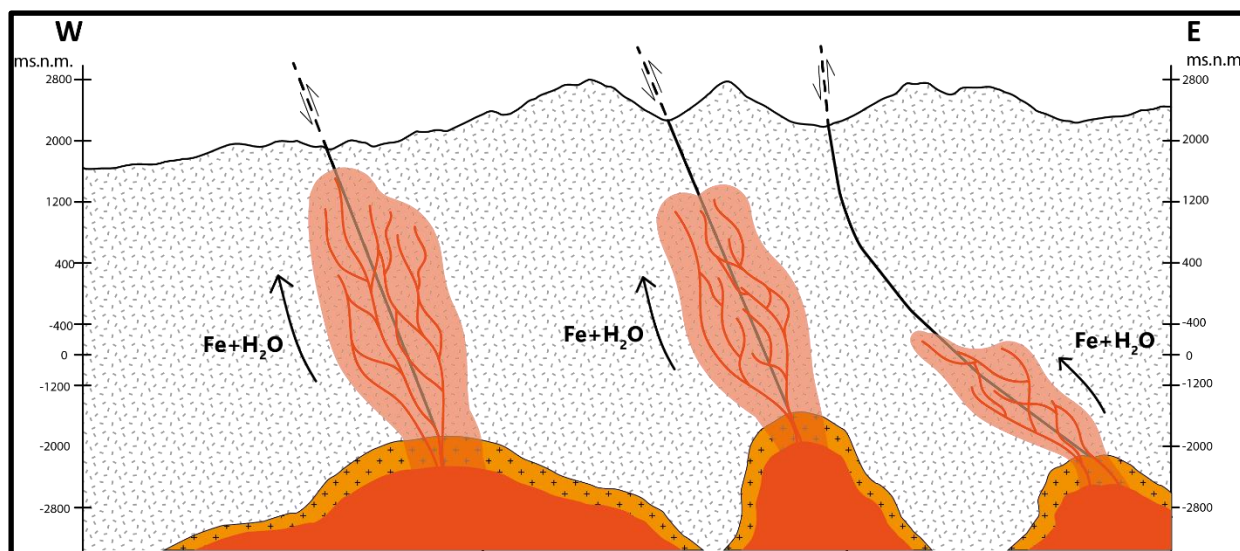


Figura 44. Etapa 1: Emplazamiento del intrusivo y liberación de fluidos magmáticos. La inyección de un cuerpo máfico a intermedio a profundidad da origen a la liberación de fluidos de alta temperatura, ricos en hierro y con alta fugacidad de oxígeno.

5.4.2 ETAPA 2

Posteriormente un nuevo pulso de actividad tectónica, posiblemente vinculado a una reactivación local de estructuras preexistentes bajo un régimen compresivo, junto con una eventual recarga magmática, habría favorecido la circulación de una segunda generación de fluidos hidrotermales, más ricos en Cu y S, responsables de la precipitación de calcopirita, bornita y hematita especular, asociados a carbonatos. Esta etapa, principal en términos de mineralización metálica, se habría desarrollado en zonas de brechización, vetillas y reemplazos, aprovechando la permeabilidad generada por el evento anterior (Figura 45). Dado el contexto de inversión tectónica posterior a la sedimentación de la Formación Abanico, esta etapa se habría desarrollado probablemente durante el Mioceno medio, coincidiendo con fases de compresión regional (Muñoz et al., 2010).

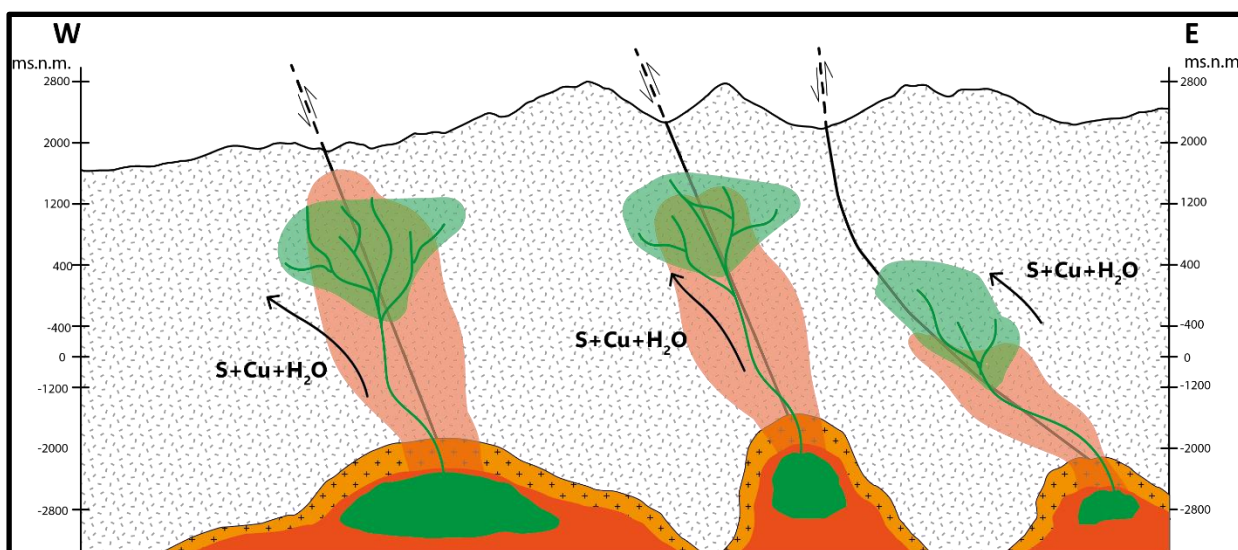


Figura 45. Etapa 2: Pulsos hidrotermales con mayor contenido en azufre y cobre, asociados a eventos tectónicos o recarga magmática. Desarrollo de mineralización de sulfuros de cobre (calcopirita, bornita) junto a carbonatos y hematita, en zonas de brechas y vetillas.

5.4.3 ETAPA 3

Prosigue una etapa de alteración propilítica tardía, caracterizada por el desarrollo de epidota, clorita y calcita, producida probablemente como respuesta al enfriamiento progresivo del sistema y a la mayor participación de fluidos meteóricos (Figura 46). Esta alteración se distribuye en halos externos o bordes del sistema mineralizado, conservando en muchos casos las texturas primarias de las rocas hospedantes. Su presencia indica una fase final de circulación hidrotermal menos concentrada en metales, pero con significativa sobreimpresión en zonas fracturadas.

Si bien esta mineralogía es típica del metamorfismo de muy bajo grado observado en el área, la evidencia petrográfica sugiere que se trata de una fase hidrotermal tardía. En varias muestras,

epidota y clorita afectan directamente zonas previamente mineralizadas, reemplazando o rodeando sulfuros de cobre, y en ocasiones rellenando vetillas con óxidos o carbonatos. Estas relaciones texturales indican que esta asociación se superpone al evento mineralizador principal, descartando que corresponda a una paragénesis exclusivamente metamórfica.

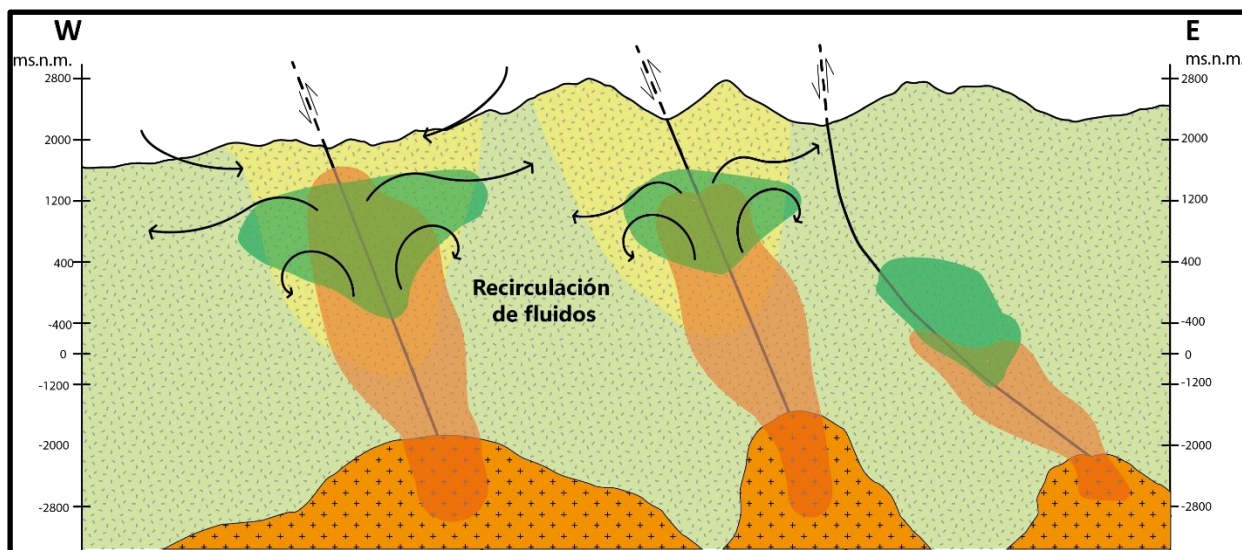


Figura 46. Etapa 3: Desarrollo de halos externos de alteración propilítica y arcilloso-sericítica. Se vinculan al enfriamiento del sistema y a una mayor participación de fluidos meteóricos en zonas periféricas.

5.4.4 ETAPA 4

Finalmente, en etapas más tardías del sistema, la circulación de fluidos a lo largo de planos de falla y zonas de alta permeabilidad estructural favoreció procesos de enriquecimiento secundario de cobre. Estos se evidencian petrográficamente por el reemplazo parcial de calcopirita por bornita y covelina, así como por la aparición de fases secundarias como crisocola y óxidos de hierro, productos de oxidación en ambientes más oxidantes y de menor temperatura.

La mineralogía secundaria y las relaciones texturales sugieren que esta sobreimpresión ocurrió bajo condiciones de temperatura relativamente bajas y en un ambiente oxidante, posiblemente con pH neutro a ligeramente ácido, favorecido por la interacción entre fluidos residuales y el aporte meteórico. A diferencia de procesos sedimentarios o de alteración supérgena superficial en sentido estricto, esta etapa se desarrolla en profundidad relativa, controlada por estructuras y zonas de fracturamiento, y representa una fase tardía de evolución hidrotermal más que solo un proceso de meteorización (del Real et al., 2023b) (Figura 47).

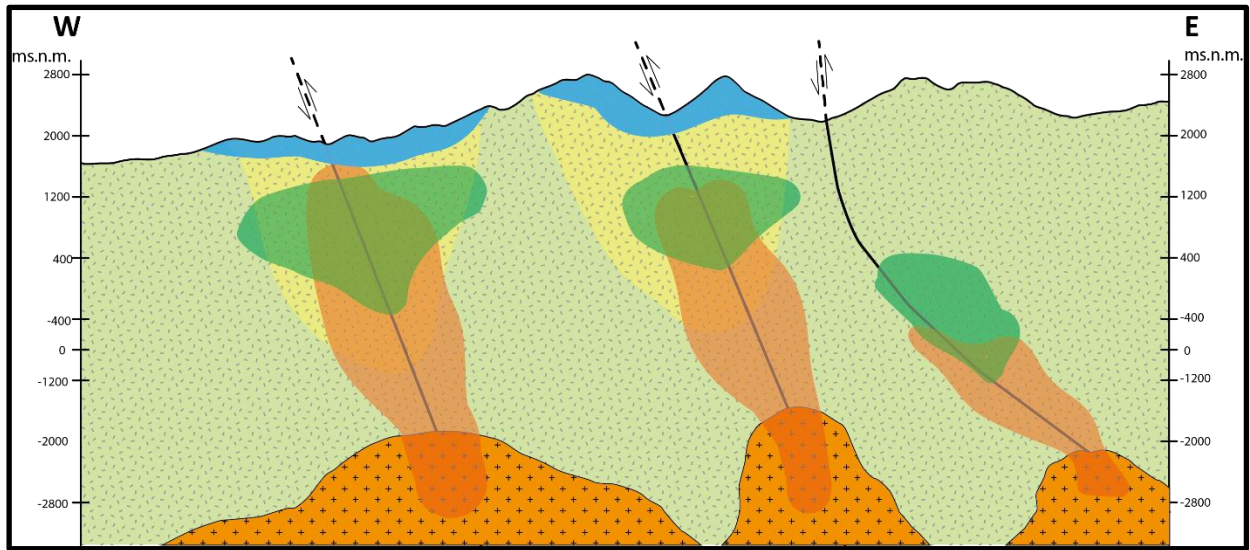


Figura 47. Etapa 4: Sobreimpresión supérgena en zonas estructuralmente permeables. La circulación de fluidos oxidantes a lo largo de fracturas y planos de falla genera el reemplazo parcial de sulfuros primarios por fases secundarias, tales como covelina y bornita. Además, se produce la precipitación de minerales secundarios como crisocola y limonita.

6. CONCLUSIONES

El estudio realizado en el Valle El Volcán permitió establecer una caracterización detallada y coherente de las zonas de alteración hidrotermal, su distribución espacial y sus asociaciones mineralógicas, integrando observaciones de terreno, análisis petrográfico e interpretación de imágenes espectrales. Esta aproximación múltiple permitió evidenciar que la zona de estudio alberga un sistema hidrotermal de geometría compleja, condicionado por la presencia de estructuras tectónicas que controlan la circulación de fluidos, así como por la litología de las unidades hospedantes, en conjunto con la evolución temporal y química de los fluidos mineralizadores.

Desde un punto de vista petrográfico, se reconocieron asociaciones minerales coherentes con condiciones de formación hidrotermal de baja a moderada temperatura. Las texturas y paragénesis identificadas sugieren que los eventos principales de alteración se desarrollaron bajo un rango de temperatura estimado entre los 250 y 400 °C, con variaciones locales vinculadas a la profundidad, el carácter de los fluidos y la permeabilidad de las rocas. La ocurrencia de minerales como crisocola, óxidos de Fe (hematita, limonita) y bornita en ciertos sectores, sugiere también pulsos tardíos más oxidantes y posiblemente menos profundos, asociados a una evolución progresiva desde etapas de mayor temperatura hacia fases de oxidación superficial.

Estas condiciones se ven reflejadas espacialmente en la distribución y zonación de la alteración, que presenta un desarrollo más intenso y continuo en el sector occidental del valle, con zonas intermedias y marginales de menor intensidad en el centro y el este. La presencia de vetas, brechización, reemplazos selectivos y disseminación mineral fueron elementos clave para interpretar la historia termal del sistema, así como para inferir que las etapas iniciales de circulación de fluidos fueron capaces de generar estructuras de mayor porosidad y facilitar la precipitación de minerales económicos. El reemplazo parcial de fenocristales por clorita o sericita, junto con la obliteración de texturas primarias en algunos puntos, indica que las condiciones fisicoquímicas fueron suficientemente estables y persistentes como para transformar amplias porciones de la roca huésped.

La integración con datos espectrales Sentinel-2 reveló una correspondencia efectiva entre zonas de alta reflectancia (principalmente en combinaciones 8-12-3 y 11-4-2) y sectores mineralizados en terreno, confirmando que la teledetección óptica constituye una herramienta útil para delimitar zonas con potencial hidrotermal previo a campañas exploratorias. Esta validación empírica fortalece el uso de imágenes satelitales como insumo preliminar para el reconocimiento regional de alteración y posibles blancos de exploración.

Desde una perspectiva genética, la naturaleza de los minerales presentes, la ausencia de un sistema stockwork cuarzoso bien desarrollado, el predominio de óxidos de hierro y la fuerte influencia estructural en el emplazamiento de la alteración apuntan a una mayor afinidad con sistemas tipo IOCG. Este tipo de depósitos se caracteriza por una alteración sodio-cálcica temprana, seguida por fases ricas en Cu en asociación con magnetita y hematita. Aunque en el área de estudio se reconocen algunos elementos típicos de sistemas porfíricos (como la presencia localizada de sericita, cuarzo y texturas residuales propilíticas), su distribución es puntual y no responde a una zonación concéntrica típica.

En conjunto, los resultados permiten proponer un modelo conceptual en el cual la alteración y mineralización se concentran en fallas, las que facilitan la circulación de fluidos oxidantes y salinos. El uso combinado de análisis petrográfico y espectral fue fundamental para caracterizar las condiciones físicas del sistema y para evaluar su potencial metalogénico. Este trabajo constituye un avance significativo para la comprensión del sistema hidrotermal del Valle El Volcán y representa una base sólida para orientar futuras campañas exploratorias más específicas.

7. REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central (Provincia de Aconcagua). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp. Santiago.
- Aguirre, L.; Calderón, S.; Vergara, M.; Oliveros, V.; Morata, D. & Belmar, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile Central. *Actas del XII Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Vol. 12:
- Álvarez, P.P.; Aguirre-Urreta, M.; Godoy, E. & Ramos, V.A. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'–34°00' LS). *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1: 425–429.
- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J.; Lacassin, R. & Kausel, E. 2010. The West Andean thrust, the San Ramón fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, Vol. 29. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Ayala, M.Y. & Echeverría, L.A. 2021. Identificación de zonas de alteración hidrotermal por medio de procesamiento de imágenes satelitales en el área geotérmica del municipio de Paipa. Trabajo de grado (Inédito). Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Bogotá D.C.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., & Palma, G. 2017. Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re–Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.016>
- Beccar, I.; Vergara, M. & Munizaga, F. 1986. Edades K–Ar de la Formación Farellones, en el cordón del cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° 28–29: 109–113.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. En: Parsons, A. & Abrahams, A. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer Netherlands: 413–467. New York. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9_14
- Calderón, S. 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50'–34°00'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 107 pp. Santiago.
- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Gans, P.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.R. & Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15: 117–139. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Ramos, V.A. & Tapia, F. 2005. The Abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic

inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, Vol. 236: 43–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/236/2005/43>

Charrier, R.; Farías, M. & MaksaeV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 65: 5–35.

Charrier, R.; Pinto, L. & Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile. The Geological Society*: 21–114. London. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>

Chuvieco, E. 1995. *Fundamentos de teledetección espacial* (3a. ed.). España.

Chuvieco, E. 2020. *Fundamentals of satellite remote sensing: An environmental approach*. CRC Press. Boca Raton. <https://doi.org/10.1201/9780429506482>

de los Santos Valderrama, C.G. 2011. *Efecto de la mineralogía, alteración y geometría en la resistencia mecánica de las vetillas, Mina El Teniente, Región del Libertador Bernardo O'Higgins, Chile*. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 90 pp. Concepción.

del Real, I., Allmendinger, R. W., Thompson, J. F., & Creixell, C. 2023a. Evidence for transpression during formation of the Candelaria Punta del Cobre IOCG–district and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104289>

del Real, I., Reich, M., Simon, A. C., Barra, F., Salazar, E., Munizaga, R., Palma, G., Leisen, M. y Londoño, J. 2023b. Formation of giant iron oxide–copper–gold deposits by superimposed episodic hydrothermal pulses. *Scientific Reports*, 13, 12041. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-37713-w>

Elizalde, J. 2016. Identificación de zonas de exploración con potencial geotérmico utilizando percepción remota y sistemas de información geográfica, en el occidente del volcán Ceboruco, Nayarit. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Facultad de Ingeniería: [sin número de páginas]. México D.F. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.22661.45280>

Encinas, A.; Henríquez, N.; Castro, D.; Orts, D.; Kietzmann, D.; Iovino, F.; Vásquez, P.; Folguera, A.; Valencia, V. & Fuentes, F. 2024. The transition from backarc extension to Andean growth: Insights from geochronologic, sedimentologic, and structural studies of Mesozoic and Cenozoic sedimentary and volcanic rocks in south–central Chile (36°S). *Geoscience Frontiers*, Vol. 15: 101824. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101824>

Espinoza, S. R., Veliz, H. G., Esquivel, J. L., Arias, J. F. y Moraga, A. B., 1998. The Cupriferous Province of the Coastal Range, northern Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication 5: Andean Copper Deposits – New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, p. 27–41. <https://doi.org/10.5382/SP.05.02>

Espinosa, H.; Cabeza, Á. & Gutiérrez, A. 2011. *El patrimonio del Cajón del Maipo: huellas de la naturaleza, historia e identidad*. Edición independiente. Santiago de Chile.

Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. & Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, Vol. 27, TC1005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>

Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F. & Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: implications for Andean Mountain building. *Tectonics*, Vol. 29, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>

Flynn, J.J.; Charrier, R.; Croft, D.A.; Gans, P.B.; Herriott, T.M.; Wertheim, J.A. & Wyss, A.R. 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura–Mallín and Trapa–Trapa formations, Laguna del Laja area, south–central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 26: 412–423. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.05.006>

Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S. *Memoria para optar al Título de Geólogo y Grado de Magíster en Ciencias, mención Geología*. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 179 pp. Santiago.

Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligo–miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). *Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología*. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 398 pp. Santiago.

Gana, P. & Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K–Ar de un hiato Cretácico Superior–Eoceno en Chile Central (33°–33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 2: 145–163.

Genzano, N.; Pergola, N. & Marchese, F. 2020. A Google Earth Engine tool to investigate, map and monitor volcanic thermal anomalies at global scale by means of mid–high spatial resolution satellite data. *Remote Sensing*, 12(19), 3232. <https://doi.org/10.3390/rs12193232>

Godoy, E.; Yáñez, G. & Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano–tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306(2): 217–236. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00046-3](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00046-3)

González, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerale*s, Vol. 17, N° 81: 20–61. Santiago.

Harris, A. 2013. *Thermal remote sensing of active volcanoes: a user's manual*. Cambridge University Press. New York. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.896499>

Henríquez, N.; Encinas, A.; Pacheco, A.; Peña, D.; Hernández, J.; Cáceres, A.; Acevedo, E.; Fernández–Paz, L.; Orts, D.; Rossel, P. & Folguera, A. 2022. Estratigrafía, ambiente de sedimentación y contexto tectónico de la Formación Río Damas (Kimmeridgiano–Titoniano) en el

sector del río El Volcán (34°S, Chile Central). *Actas del XXI Congreso Geológico Argentino*, Puerto Madryn, Chubut, marzo 2022.

Henríquez, N.; Encinas, A.; Piñeiro, T.; Orts, D.; Kietzmann, D.; Rossel, P.; Calfin, R. & Cáceres, C. 2024. Edad, ambiente de sedimentación y contexto tectónico de la Formación Colimapu en la Cordillera Principal de Chile Central (33°–34°S). *Actas del XXII Congreso Geológico Argentino*, San Luis, noviembre 2024.

Hitzman, M. W., Oreskes, N. y Einaudi, M. T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1–4), 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile (Provincias de Santiago, Colchagua y Curicó). Instituto de Investigaciones Geológicas, *Boletín* 8: 95 pp. Santiago.

Lowell, J. D., & Guilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration–mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic geology*, 65(4), 373–408.

Mardones, V.; Peña, M.; Pairoa, S. & Leisen, M. 2021. Architecture, kinematics, and tectonic evolution of the Principal Cordillera of the Andes in central Chile (~33.5°S). *Tectonics*, Vol. 40: e2020TC006499. <https://doi.org/10.1029/2020TC006499>

Marschik, R. y Fontboté, L., 2001. The Candelaria–Punta del Cobre iron oxide Cu–Au(–Zn–Ag) deposits, Chile. *Economic Geology*, 96(8), 1799–1826. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1799>

Mia, B. & Fujimitsu, Y. 2012. Mapping hydrothermal altered mineral deposits using Landsat 7 ETM+ image in and around Kuju volcano, Kyushu, Japan. *Journal of Earth System Science*, Vol. 121: 1049–1057. <https://doi.org/10.1007/s12040-012-0211-9>

Moradi, R. & Boomeri, M. 2017. Remote sensing detection of altered zones associated with Cu–Mo mineralization in north of Zahedan, SE Iran using Landsat–8 data. *Yerbilimleri*, Vol. 38(3): 275–294.

Munoz, M.; Fuentes, F.; Vergara, M.; Aguirre, L.; Nyström, J.; Feraud, G.; Demant, A. 2006a, Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile* 33 (1) : 109–140. DOI: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV33n1-a05>

Munoz, M., Aguirre, L., Vergara, M., Demant, A– 2006b. Metamorfismo de muy bajo grado en la franja occidental de la Cordillera Principal, Región Metropolitana, Chile. *Actas del IX Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 2006: 284–287.

Munoz, M., Aguirre, L., Vergara, M., Demant, A., Fuentes, F., & Fock, A. 2010. Prehnite–pumpellyite facies metamorphism in the Cenozoic Abanico Formation, Andes of central Chile (33° 50'S): chemical and scale controls on mineral assemblages, reaction progress and the equilibrium state. *Andean Geology*, 37(1), 54–77. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV37n1-a03>

Nystrom, J.O.; Vergara, M.; Morata, D. & Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *GSA Bulletin*, Vol. 115(12): 1523–1537. <https://doi.org/10.1130/B25099.1>

Paepen, M. & Wens, D. 2017. *VITO Sentinel–2 Products User Manual, Versión 1*. VITO Remote Sensing: 36 pp.

Piñeiro, T.; Encinas, A.; Orts, D.; Henríquez, N.; Rossel, P.; Kietzmann, D.; Stinnesbeck, W. & Valencia, V. 2024. Análisis de las relaciones de contacto entre los dominios Cenozoico y Mesozoico de la Cordillera Principal de Chile Central (33°–34°S). *Actas del XXII Congreso Geológico Argentino*, San Luis, noviembre 2024.

Piñeiro, T., Encinas, A., Orts, D., Henríquez, N., Stinnesbeck, W., Kietzmann, D., Rossel, P., Núñez, E., Valencia, V.A. (2025). New Stratigraphic, Structural and Geochronologic Insights into the Contact Relationships between Mesozoic and Cenozoic Domanins in the Principal Coridllera, Central Chile (33°–34°S). *Tectonics Magazine*.

Purkis, S.J. & Klemas, V.V. 2011. *Remote Sensing and Global Environmental Change*. <https://doi.org/10.1002/9781118687659>

Ramos, V.A.; Cristallini, E. & Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat–slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15: 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895–9811\(02\)00006–8](https://doi.org/10.1016/S0895–9811(02)00006–8)

Richards, J. P., & Mumin, A. H. 2013. Magmatic–hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide–copper–gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology*, 41(7), 767–770. <https://doi.org/10.1130/G34275.1>

Riesner, M.; Lacassin, R.; Simoes, M.; Carrizo, D. & Armijo, R. 2018. Revisiting the crustal structure and kinematics of the Central Andes at 33.5°S: implications for the mechanics of Andean Mountain building. *Tectonics*, Vol. 37: 1347–1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004513>

Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M. & Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°–34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, N° 2: 205–214.

Ruiz–Armenta, J.R. & Prol Ledesma, R.M. 1995. Técnicas de procesamiento de imágenes en la exploración de yacimientos minerales de origen hidrotermal. *Física de la Tierra*, N° 7: 105–138.

Salazar, C. & Stinnesbeck, W. 2015. Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic–Lower Cretaceous) in central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 64: 41–68. Santiago. <https://doi.org/10.54830/bmnhn.v64.2015.109>

Sellés, D. 2000. La relación discordante entre las formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas del IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 1: 555–558.

Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide–copper–gold deposits: an Andean view. *Miner Deposita* 38, 787–812. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0379-7>

Sillitoe, R. H., 2010. Iron oxide–copper–gold deposits: an Andean view. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>

Sillitoe, R. H., 2024. Metallogeny and mineral exploration – Some personal reminiscences. *Geochemical Perspectives*, 13(1), 1–196. <https://doi.org/10.7185/geochempersp.13.1>

Spalletti, L.A.; Arregui, C.D. & Veiga, G.D. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 12: 99–111.

Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 9 pp. Santiago.

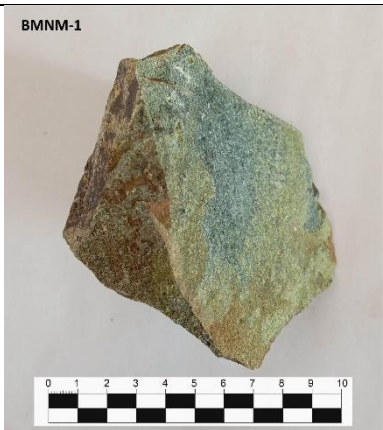
Thiele, R. 1980. *Carta Geológica de Chile, Hoja Santiago (39)*. Instituto de Investigaciones Geológicas, escala 1:250.000: 21 pp. Santiago.

ANEXOS

Anexo 1. Mineralogía secundaria y asociaciones paragéneticas en rocas del Valle El Volcán.

Código Punto	Código Muestra	Ubicación (Lat./Long.)	Roca Caja	Silicatos (Alteración)	Carbonatos (Alteración)	Grado de alteración	Textura/ Ocurrencia	Minerales de Cobre	Minerales de Hierro	Minerales de Manganeso	Ocurrencia
BMN-2	BMNM-1	-33.822822/-70.071739	Andesita	Epidota		Moderado	Veta y Pátina	-	-	-	-
	BMNM-2	-33.822495/-70.071160	Andesita	Epidota	Calcita	Moderado	Veta	-	Especularita	-	Veta
	BMNM-3	-33.823485/-70.071885	Diorita	Arcilla		Moderado	Diseminado	-	-	-	-
	BMNM-4	-33.823485/-70.071885	Arenisca	-	Calcita	Mod-Per	Veta	-	-	-	-
	BMNM-5	-33.823485/-70.071885	Brecha Hidrotermal	-	Calcita	Mod-Per	Veta	-	-	-	-
BMN-4	BMNM-6	-33.822822/-70.071739	Andesita	Epidota		Pervasivo	Cúmulo	-	Especularita	-	Veta-Masivo
	BMNM-7	-33.821291/-70.047414	Andesita	-	Calcita	Moderado	Veta	-	Pirita	-	Diseminado
	BMNM-8	-33.821291/-70.047414	Andesita	-	-	-	-	-	Pirita	-	Cubica
	BMNM-9	-33.821291/-70.047414	Andesita	Epidota	Calcita	Moderado	Veta	-	Limonita	-	-
	BMNM-10	-33.821291/-70.047414	Andesita	Epidota	Calcita	Moderado	Veta	-	Especularita-Limonita	-	Diseminado
BMN-5	BMNM-11	-33.828319/-70.043591	Andesita	Epidota	Calcita	Moderado	Veta	-	-	-	-
	BMNM-12	-33.828319/-70.043591	Andesita	Epidota	Calcita	Mod-Per	Veta-Diseminado	-	-	-	-
	BMNM-13	-33.829045/-70.075681	Roca obliterada	Azufre		Moderado	Reemplazo	-	-	-	-
	BMNM-14	-33.829045/-70.075681	Roca obliterada	Azufre		Pervasivo	Reemplazo	-	-	-	-
	BMSM-1	-33.834595/-70.085388	Roca obliterada	Arcilla		Pervasivo	Reemplazo	-	-	Prolusita	Veta
BMS-1	BMSM-2	-33.834595/-70.085388	Andesita	Arcilla		Moderado	Reemplazo	-	Pirita	-	Veta
	BMSM-3	-33.834595/-70.085388	Andesita	-	-	-	-	-	Pirita	-	Cubica
	BMSM-4	-33.831784/-70.101676	Andesita	-	Calcita	Moderado	Diseminado	Crisocola	Especularita	-	Diseminado
	BMSM-5	-33.831784/-70.101676	Andesita	Epidota	Calcita	Moderado	Cúmulo	Crisocola	-	-	-
	BMSM-6	-33.832689/-70.116949	Andesita	Epidota	Calcita	Leve	Veta	-	-	-	-
BMS-3	BMSM-7	-33.832689/-70.116949	Intrusivo	-	-	-	-	-	-	-	-
	BMSM-8	-33.822374/-70.138385	Andesita	Epidota	-	-	-	Crisocola	Especularita	-	Diseminado
	BMSM-9	-33.822374/-70.138385	Andesita	Epidota	Calcita	Mod-Per	Veta	-	-	-	-
	BMSM-10	-33.822374/-70.138385	Andesita	-	-	Pervasivo	Reemplazo	Crisocola	-	-	-
	BMSM-11	-33.822374/-70.138385	Andesita	Epidota	-	Leve	Diseminado	Crisocola	Hematita	-	Diseminado
EVS-2	EVSM-1	-33.822736/-70.177839	Toba	-	-	-	-	-	-	-	-
	EVSM-2	-33.822736/-70.177839	Roca obliterada	-	Calcita	Moderado	Veta	Crisocola	Especularita-Limonita	-	Masivo
	EVSM-3	-33.822736/-70.177839	Roca obliterada	-	-	Pervasivo	Masivo	-	Especularita-Limonita	-	Masivo
	EVSM-4	-33.822736/-70.177839	Andesita	-	Calcita	Moderado	Veta-Diseminado	Calcopirita-Crisocola	Especularita-Magnetita	-	Masivo
	EVSM-5	-33.822736/-70.177839	Roca obliterada	-	-	-	-	Calcopirita	Especularita-Magnetita-Pirita	-	Veta-Masivo
EVS-3	EVSM-6	-33.821450/-70.178426	Andesita	-	Calcita	Leve	Amigdalita	Calcopirita	Especularita	-	Amigdalita
	EVSM-7	-33.821450/-70.178426	Arenisca	-	-	-	-	-	-	-	-
	EVSM-8	-33.821450/-70.178426	Andesita	-	-	Leve	Diseminado	Crisocola	Limonita	Prolusita	Dendritas
	EVSM-9	-33.821450/-70.178426	Andesita	-	-	-	-	-	-	Prolusita	Dendritas
	EVSM-10	-33.821450/-70.178426	Andesita	-	-	-	-	-	-	-	-
EVS-1	EVSM-11	-33.821450/-70.178426	Roca obliterada	-	-	-	-	Calcopirita	Especularita-Pirita	-	Diseminado
	EVSM-12	-33.821450/-70.178426	Roca obliterada	-	-	-	-	Crisocola	Especularita-Magnetita-Pirita-Limonita	-	Diseminado
	EVSM-13	-33.821450/-70.178426	Roca obliterada	-	-	-	-	Calcopirita	Especularita-Magnetita-Pirita	-	Veta-Masivo
	EVSM-14	-33.821450/-70.178426	Roca obliterada	-	-	-	-	-	Especularita-Limonita	-	Diseminado
	EVSM-15	-33.821450/-70.178426	Andesita	-	-	-	-	Calcopirita-Crisocola	Especularita-Magnetita-Pirita	-	Veta-Masivo
	EVSM-16	-33.819128/-70.184887	Dacita	Epidota	-	Moderado	Diseminado	-	-	-	-

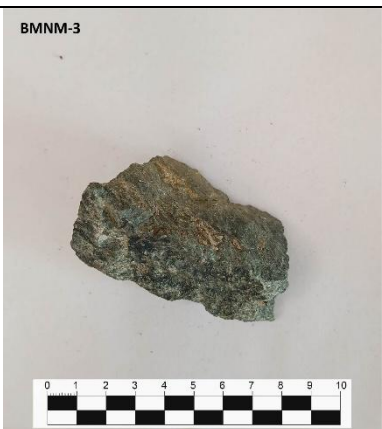
Anexo 2. Fichas de caracterización macroscópica y microscópica de muestras recolectadas en terreno.

Muestra: BMNM-1		BMNM-1 
Ubicación: -33.822822/-70.071739.		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Veta y Pátina)		
Grado Alteración	Moderado	

Muestra: BMNM-2		
Ubicación: -33.822495/-70.071160.		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Veta y Pátina) Calcita (Veta) Especlarita (Veta)		
Grado Alteración	Moderado	

Muestra: BMNM-3	
Ubicación: -33.823485/-70.071885.	
Tipo de Roca	Diorita
Textura	Micro-fanerítica
Mineralogía	
Arcilla (Diseminado)	
Grado Alteración	Moderado

BMNM-3



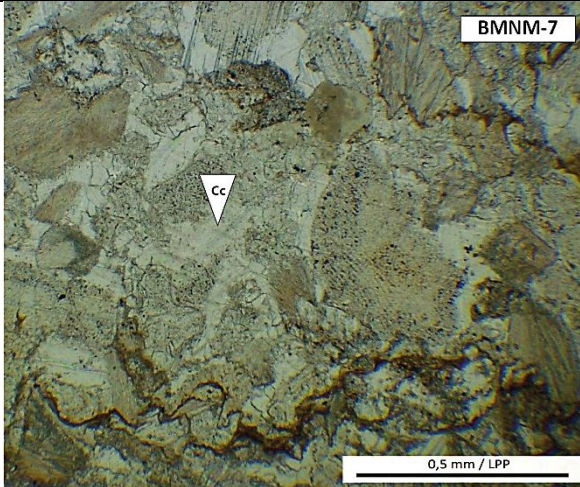
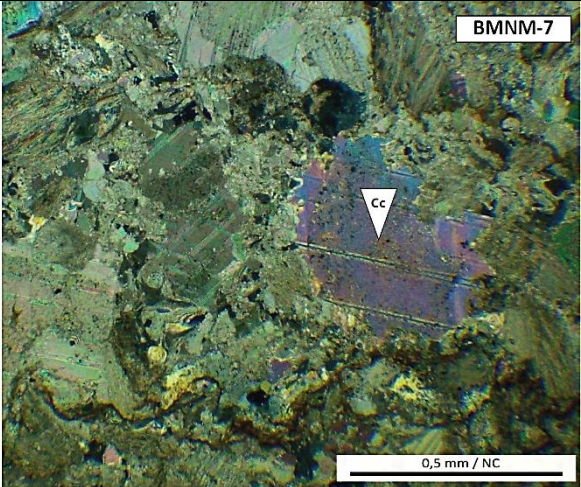
Muestra: BMNM-4	
Ubicación: -33.823485/-70.071885.	
Tipo de Roca	Arenisca
Textura	—
Mineralogía	
Calcita (Veta) *Presenta meteorización	
Grado Alteración	Moderado a Pervasivo

BMNM-4



Muestra: BMNM-5		BMNM-5 
Ubicación: -33.823485/-70.071885.		
Tipo de Roca	Brecha Hidrotermal	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcita (Veta)		
Grado Alteración	Moderado a Pervasivo	

Muestra: BMNM-6		BMNM-6 
Ubicación: -33.822822/-70.071739.		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	—	
Mineralogía		
Epidota (Cúmulo) Especularita (Veta y masivo)		
Grado Alteración	Pervasivo	

Muestra: BMNM-7		
Ubicación: -33.821291/-70.047414		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcita (Veta) Pirita (Diseminado)		
Grado Alteración	Moderado	
Ficha Microscópica		
		
Observaciones		
El corte corresponde a una vetilla de relleno en luz transmitida. Está compuesta por principalmente por calcita (Cc) subédrica con maclas evidentes y bordes irregulares. Además, se desarrolla un halo de alteración compuesto por arcillas indiferenciadas y óxidos de hierro, que impregnan la matriz y rellenan microfracturas. Las arcillas presentan birrefringencia baja a moderada y coloraciones variables, mientras que los óxidos se manifiestan como agregados amorfs de tonalidad rojiza a parda, sin forma definida.		

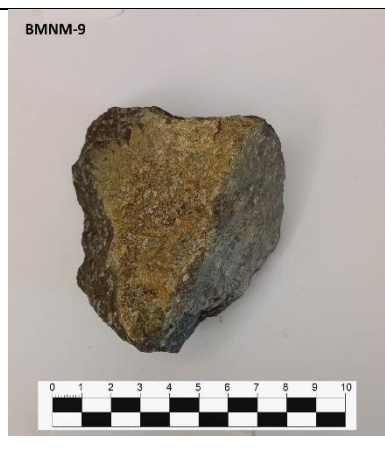
Muestra: BMNM-8	
Ubicación: -33.821291/-70.047414	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	—
Mineralogía	
Pirita (Cúbica)	
Grado Alteración	No presenta

BMNM-8



Muestra: BMNM-9	
Ubicación: -33.821291/-70.047414	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Epidota (Veta) Calcita (Veta) Limonita	
Grado Alteración	Moderado

BMNM-9

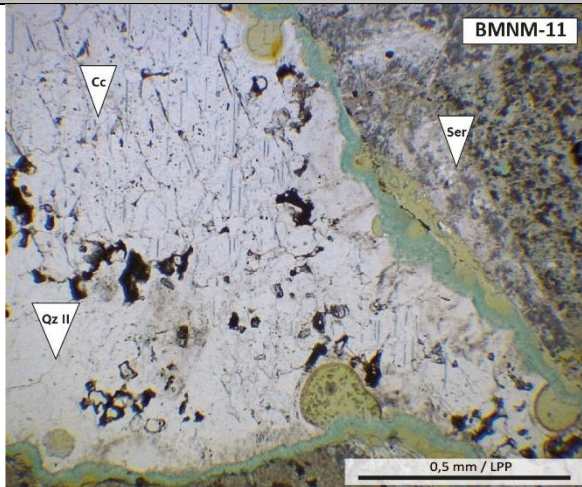
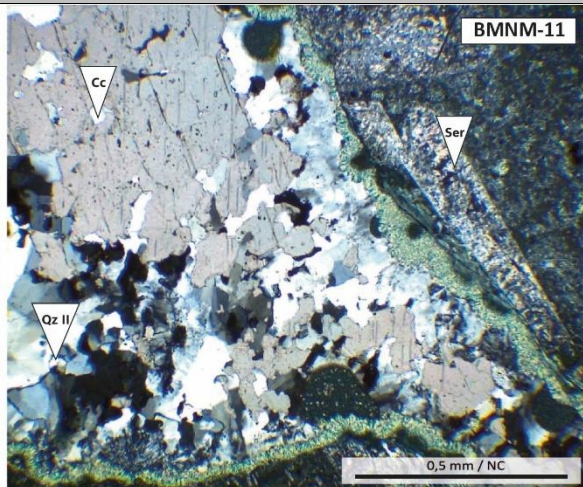


Muestra: BMNM-12	
Ubicación: -33.822822/-70.071739.	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Epidota (Veta y Diseminado) Calcita (Veta)	
Grado Alteración	Moderado

BMNM-12



Muestra: BMNM-11		BMNM-11 
Ubicación: -33.828319/-70.043591		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Veta) Calcita (Veta)		
Grado Alteración	Moderado	

Ficha Microscópica	
	

Observaciones	
El corte corresponde a una vetilla compuesta por relleno de cuarzo (Qz II) y calcita (Cc) en luz transmitida, con un halo de alteración periférico intensamente sericitizado (Ser). El cuarzo secundario se presenta con extinción ondulosa y múltiples contactos irregulares. La calcita se observa maclada y texturas de reemplazo parcial. En la zona marginal derecha se desarrolla un halo de agregados finos de sericita, visibles como láminas con alta birrefringencia bajo NC.	

Muestra: BMNM-13	
Ubicación: -33.829045/-70.075681	
Tipo de Roca	Obliterada
Textura	—
Mineralogía	
Azufre (Reemplazo)	
Grado Alteración	Pervasivo

BMNM-13



Muestra: BMNM-14		BMNM-14 
Ubicación: -33.829045/-70.075681		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Azufre (Reemplazo)		
Grado Alteración	Pervasivo	

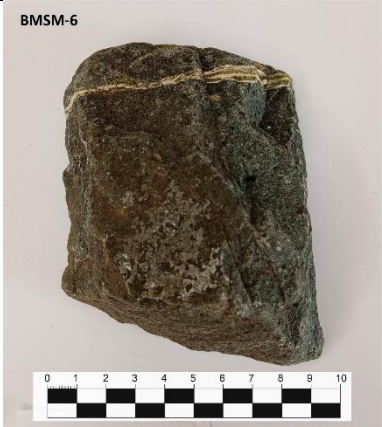
Muestra: BMSM-1		BMSM-1 
Ubicación: -33.834595/-70.085388		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Pirolusita (Veta) Arcilla (Reemplazo) *Presenta meteorización		
Grado Alteración	Pervasivo	

Muestra: BMSM-2		BMSM-2 
Ubicación: -33.834595/-70.085388		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Pirita (Veta) Arcilla (Reemplazo)		
Grado Alteración	Moderado	

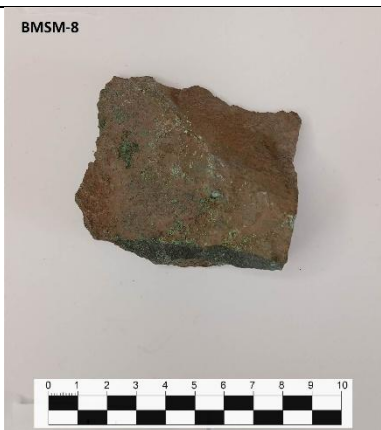
Muestra: BMSM-3		BMSM-3 
Ubicación: -33.834595/-70.085388		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Afanítica	
Mineralogía		
Pirita (Cúbica) *Presenta meteorización		
Grado Alteración	No presenta	

Muestra: BMSM-4		BMSM-4 
Ubicación: -33.831784/-70.101676		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Calcita (Diseminado) Crisocola (Diseminado) Espectarita (Diseminado)		
Grado Alteración	Moderado	

Muestra: BMSM-5		BMSM-5 
Ubicación: -33.831784/-70.101676		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Cúmulo) Calcita (Diseminado) Crisocola (Diseminado) Especlarita (Diseminado)		
Grado Alteración	Moderado	

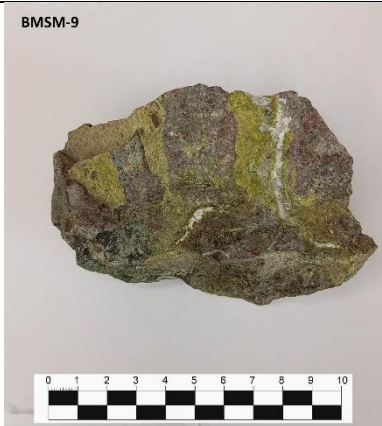
Muestra: BMSM-6		BMSM-6 
Ubicación: -33.832689/-70.116949		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Veta) Calcita (Veta)		
Grado Alteración	Leve	

Muestra: BMSM-7		BMSM-7 
Ubicación: -33.832689/-70.116949		
Tipo de Roca	Diorita	
Textura	Micro-fanerítica	
Mineralogía		
*Presenta meteorización		
Grado Alteración	No presenta	

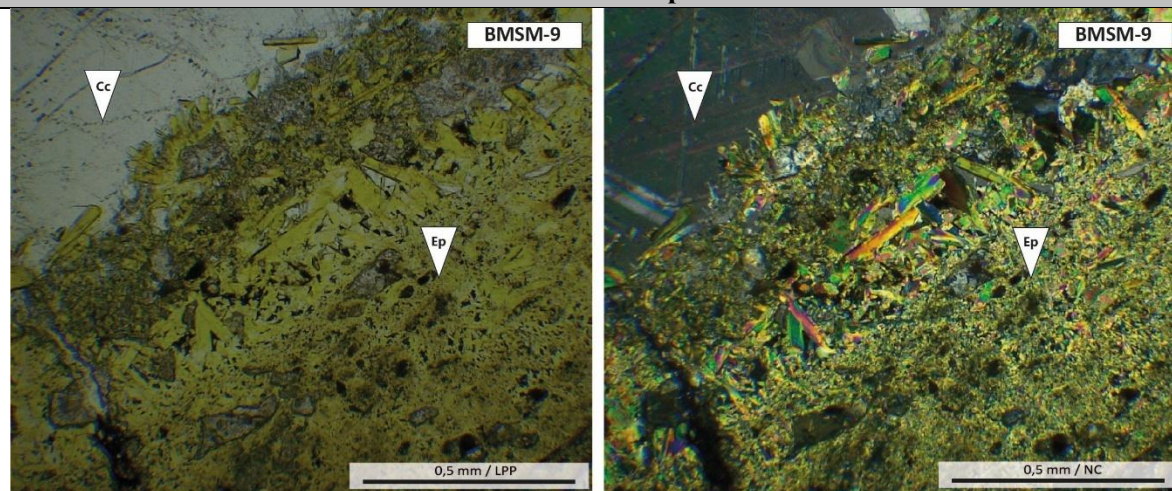
Muestra: BMSM-8		BMSM-8 
Ubicación: -33.822374/-70.138385		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Veta y Diseminado) Calcita (Veta)		
Grado Alteración	Moderado	

Muestra: BMSM-9	
Ubicación: -33.822374/-70.138385	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Epidota (Veta y Diseminado) Calcita (Veta)	
Grado Alteración	Moderado a Pervasivo

BMSM-9



Ficha Microscópica



Observaciones

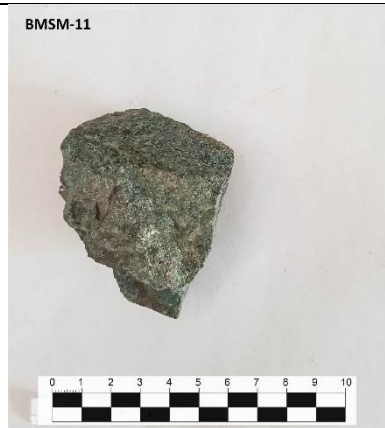
El corte corresponde a una zona de vetilla de relleno hidrotermal en luz transmitida. Está compuesta por calcita (Cc) y agregados radiales a prismáticos de epidota (Ep). La calcita muestra hábito subédrico y maclas, mientras que la epidota se presenta en cristales elongados de color amarillo claro, con fuerte birrefringencia en nicols cruzados (NC), típicamente en tonos verde-amarillo-rosa.

Muestra: BMSM-10	
Ubicación: -33.822374/-70.138385	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Crisocola (Reemplazo)	
Grado Alteración	Leve

BMSM-10



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Muestra: BMSM-11		
Ubicación: -33.822374/-70.138385		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Diseminado) Crisocola (Reemplazo) Hematita (Diseminado)		
Grado Alteración	Leve	

Muestra: EVSM-1	
Ubicación: -33.822736/-70.177839	
Tipo de Roca	Toba
Textura	—
Mineralogía	
Grado Alteración	No presenta

EVSM-1



Muestra: EVSM-2	
Ubicación: -33.822736/-70.177839	
Tipo de Roca	Obliterada
Textura	—
Mineralogía	
Calcita (Veta) Crisocola (Veta) Especularita (Masivo) Limonita (Masivo)	
Grado Alteración	Moderado

EVSM-2



Muestra: EVSM-3		EVSM-3 
Ubicación: -33.822736/-70.177839		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Especularita (Masivo) Limonita (Masivo)		
Grado Alteración	Pervasivo	

Muestra: EVSM-4		EVSM-4 
Ubicación: -33.822736/-70.177839		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcita (Veta) Calcopirita (Diseminado) Crisocola (Diseminado) Especularita (Masivo) Magnetita (Masivo)		
Grado Alteración	Pervasivo	

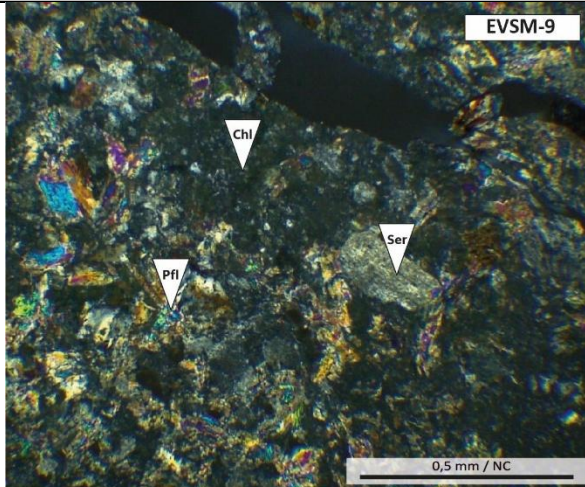
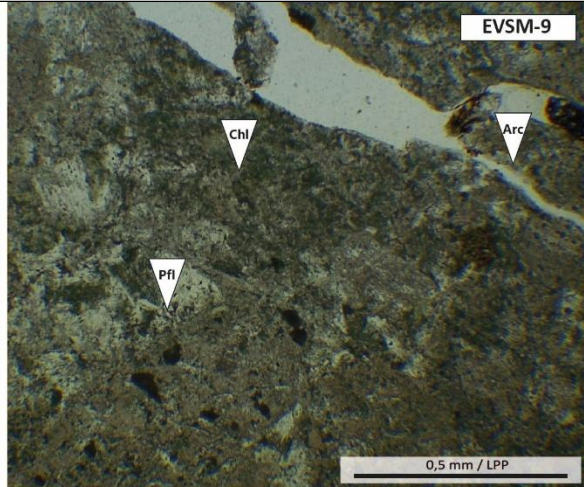
Muestra: EVSM-5		EVSM-5 
Ubicación: -33.822736/-70.177839		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcopirita (Veta y Diseminado) Especularita (Masivo) Magnetita (Masivo)		
Grado Alteración	Pervasivo	

Muestra: EVSM-6		
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Calcita (Amígdala) Calcopirita (Amígdala) Especularita (Amígdala)		
Grado Alteración	Leve	

Muestra: EVSM-7	
Ubicación: -33.821450/-70.178426	
Tipo de Roca	Arenisca
Textura	—
Mineralogía	
Grado Alteración	No presenta

EVSM-7



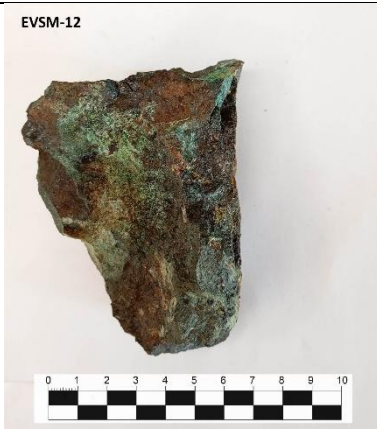
Muestra: EVSM-9		
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Limonita (Diseminado) Arcillas (Remplazo) Pirolusita (Dendritas)		
Grado Alteración	Moderado	
Ficha Microscópica		
		
Observaciones		
La muestra corresponde a una matriz volcánica intensamente alterada en luz transmitida, sin preservación de texturas ígneas primarias. Se observa una masa de grano muy fino en la que destaca una plagioclasa altamente alterada, sin zonación ni maclas visibles, reemplazada parcial o totalmente por sericita, clorita (Chl), pirofilita (Pfl) y arcillas indiferenciadas (Arc). En luz cruzada (NC), se reconocen parches birrefringentes de clorita, con colores de interferencia verde-amarillentos.		

Muestra: EVSM-10		EVSM-10 
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Afanítica	
Mineralogía		
Grado Alteración	No presenta	

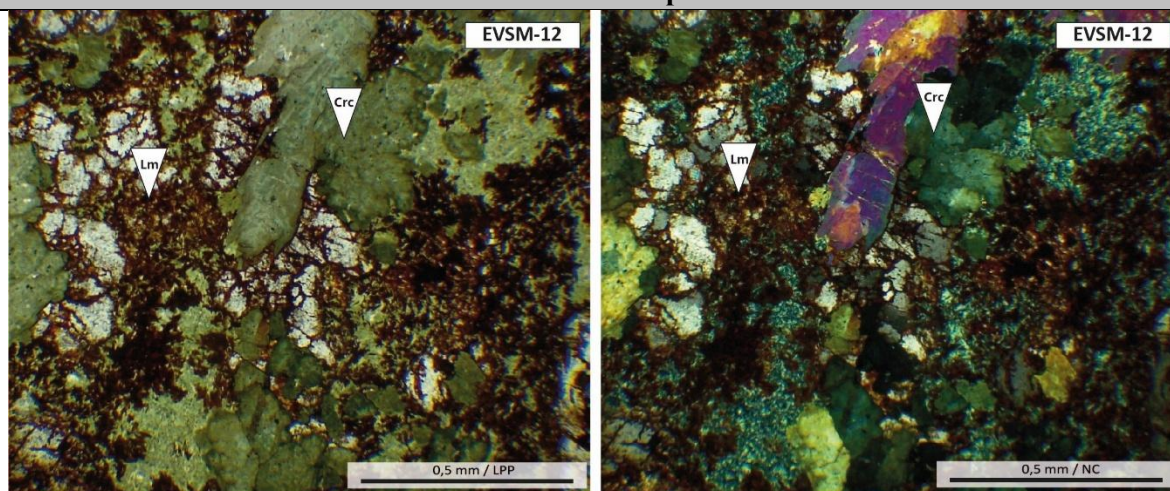
Muestra: EVSM-11		EVSM-11 
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcopirita (Diseminado) Especularita (Diseminado) Pirita (Diseminado)		
Grado Alteración	Pervasivo	

Muestra: EVSM-12	
Ubicación: -33.821450/-70.178426	
Tipo de Roca	Andesita
Textura	Porfídica
Mineralogía	
Crisocola (Diseminado)	
Especularita (Masivo)	
Magnetita (Masivo)	
Pirita (Diseminado)	
Limonita (Diseminado)	
Grado Alteración	Pervasivo

EVSM-12

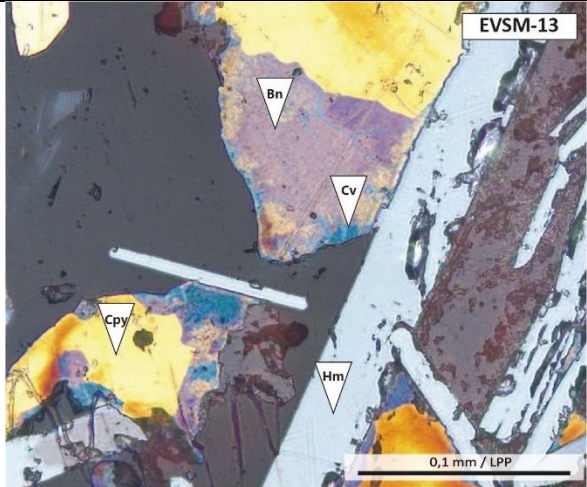
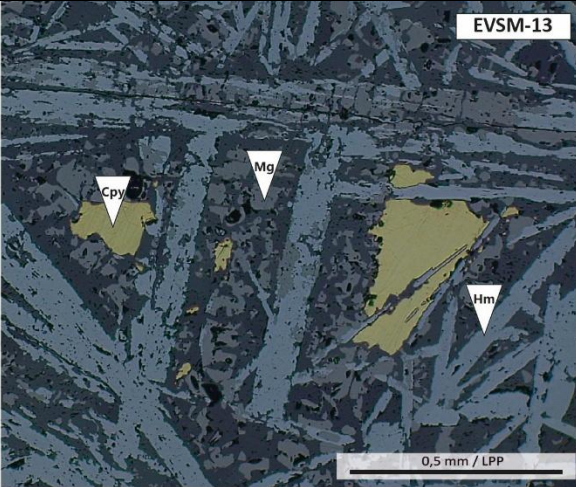


Ficha Microscópica



Observaciones

El corte corresponde a una zona de fuertemente oxidada en luz transmitida, en la que se observa una asociación entre crisocola (Crc) y limonita (Lm). La crisocola aparece como agregados masivos de tonalidad verde azulada, con escaso relieve y exhibe interferencias de bajo a nulo orden en NC. La limonita, en tanto, se presenta como agregados opacos de tonalidades marrón rojizas, de hábito irregular y textura masiva.

Muestra: EVSM-13		
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Obliterada	
Textura	—	
Mineralogía		
Calcopirita (Diseminado) Crisocola (Diseminado) Especularita (Masivo) Magnetita (Masivo) Pirita (Diseminado)		
Grado Alteración	Pervasivo	
Ficha Microscópica		
		
Observaciones		
Se observa una zona de mineralización representativa en luz reflejada, en la que se identifican sulfuros primarios y productos de enriquecimiento secundario. Se observa calcopirita (Cpy) con bordes irregulares, parcialmente reemplazada por bornita (Bn) y covelina (Cv). La bornita aparece como parches de tonalidad violeta–dorada, mientras que la covelina de color azul. Además, se identifica magnetita (Mg) de hábito idiomorfo y de un color grisáceo oscuro, acompañada por abundante hematita acicular (Hm), que se dispone en racimos con fuerte reflectancia, característica de la specularita.		

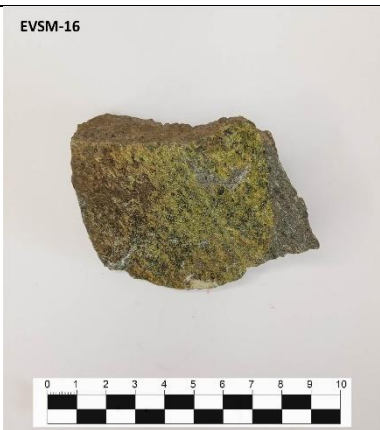
Muestra: EVSM-14	
Ubicación: -33.821450/-70.178426	
Tipo de Roca	Obliterada
Textura	—
Mineralogía	
Especularita (Masivo) Limonita (Diseminado)	
Grado Alteración	Pervasivo

EVSM-14



A photograph of a dark, irregular rock sample (EVSM-14) with a scale bar below it. The scale bar is marked from 0 to 10 cm.

Muestra: EVSM-15		EVSM-15 
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Andesita con intrusión tonalítica.	
Textura	Porfídica/Fanerítica	
Mineralogía		
Calcopirita (Diseminado) Crisocola (Diseminado) Especularita (Masivo) Magnetita (Masivo) Pirita (Diseminado)		
Grado Alteración	Moderado	

Muestra: EVSM-16		EVSM-16 
Ubicación: -33.821450/-70.178426		
Tipo de Roca	Andesita	
Textura	Porfídica	
Mineralogía		
Epidota (Diseminado)		
Grado Alteración	Moderado	