

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN.

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Departamento de Geología.



Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas.

“ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA PARA LA CARACTERIZACIÓN DE
FASES MINERALES DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN EL PROYECTO EL
PACHÓN, SAN JUAN, ARGENTINA.”

Velazco María Guillermina

Director: Lic. Aciar Rafael Hernán

Co-director: MBA. Wendler Federico

Co-directora: Dra. Torres María Gabriela

San Juan, 2025

Contenido

AGRADECIMIENTOS.....	3
RESUMEN.....	4
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1.MOTIVO.....	5
1.2.OBJETIVOS.....	5
1.3. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	5
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	8
3. CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS GENERALES	11
3.1. Pórfidos cupríferos.....	11
3.2. Procesos formadores de pórfidos cupríferos	11
3.3. Marco geotectónico.....	13
3.4. Alteraciones	16
3.5. Alteración filica	22
4. GEOLOGIA REGIONAL	25
4.1. Estratigrafía.....	25
4.2. Estructura.....	32
5. GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO	36
5.1. GEOLOGÍA EN LA SECCIÓN MÁSTER 5	55
6. ESTUDIO DE ESPECTROMETRÍA DE REFLECTANCIA DEL INFRARROJO DE ONDA CORTA	58
6.1. Técnica analítica	58
6.2. Minerales identificados	61
7. RESULTADOS.....	65
8. INTERPRETACIONES Y MODELADO DE ALTERACIÓN	94
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	98
10. BIBLIOGRAFÍA.....	99

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis padres Mabel y Aldo por haberme acompañado en cada etapa de este proceso, por siempre alentarme a incursionar en este mundo maravilloso, por siempre alentarme a seguir adelante sin importar los obstáculos y por ser ejemplos de vida. A mí hermano Juan Manuel por su apoyo incondicional.

A toda mi familia, que constituyen un pilar fundamental en mi vida y que siempre estuvieron alentándome para concluir con este gran logro. A mi abuelo Emilio, por guiarme donde esté. Por creer en mí, por su gran amor, todo lo que soy es gracias a ustedes.

A mis amigos, con quienes fue un privilegio compartir e incursionar en el mundo de la geología. Gracias por cada viaje, asado y risa, sin duda me llevo recuerdos imborrables que enriquecieron aún más esta etapa.

Agradezco a Hernán, Federico y Gabriela por su paciencia, generosidad y por transmitirme sus conocimientos, guiándome y alentándome en este proyecto. Un agradecimiento especial a la Dra. Meissl Estela por su valiosa orientación y ayuda.

Finalmente, expreso mi gratitud a la empresa Glencore Pachón por permitirme llevar a cabo este trabajo final de licenciatura en sus instalaciones y a todo su equipo de geología por el apoyo constante y desinteresada que me brindaron.

RESUMEN

El yacimiento El Pachón, propiedad de la empresa Glencore, es un depósito de cobre-molibdeno con mineralización en *stockwork*, alojado en andesitas y tobas de la Formación Pachón y cuerpos de brecha, de edad Miocena inferior, intruidas por diversos cuerpos de edad Miocena superior, ubicado en la Cordillera Principal de la provincia de San Juan, Argentina.

En el presente estudio se empleó espectrometría de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, *Short Wave Infrared*) con el objetivo de identificar minerales de alteración hidrotermal característicos del sistema, contribuyendo así a la caracterización mineralógica del yacimiento. Se han interpretado un total de 530 espectros de reflectancia, mediante análisis visual y con el apoyo de la herramienta DARWin sp. Para caracterizar algunos minerales, se aplicaron escalares relacionados con su composición química y grado de cristalinidad, respectivamente.

Los resultados obtenidos con la técnica de espectroscopía de reflectancia muestran como mineralogías predominantes a las micas blancas, biotita, flogopita y caolinita, estos datos permitieron validar los resultados obtenidos a partir del análisis petrográfico a escala macroscópica y microscópica. A partir de esta información, se definieron asociaciones mineralógicas representativas de los tipos de alteración presentes en el área de estudio.

Se identificaron dos asociaciones diagnósticas de alteración. La primera está compuesta por biotita, feldespato potásico, magnetita y anhidrita, correspondiente a la alteración potásica. Mientras que la segunda corresponde a la alteración fílica, y se divide en dos eventos en función de la longitud de onda en la banda del Al-OH, una alteración fílica temprana o transicional (de 2205 a 2215 nm) y otra en fílica tardía (de 2185 a 2205 nm).

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVO.

El presente trabajo tiene como motivo dar cumplimiento al último requisito del Plan de Estudio de la carrera Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, dependiente de la Universidad Nacional de San Juan para obtener el título de Licenciada en Ciencias Geológicas.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Generales

Aplicar espectroscopía de reflectancia para realizar la caracterización mineralógica de las alteraciones hidrotermales presentes en el área del pórfido El Pachón.

1.2.2. Específicos

- ✓ Identificar minerales de alteración mediante espectroscopía de reflectancia en muestras seleccionadas de testigos de sondajes pertenecientes a un perfil geológico.
- ✓ Integrar herramientas complementarias como la petrografía y la información obtenida a partir de *logging* geológico de los testigos.
- ✓ Validar los resultados de espectroscopia de reflectancia con datos petrográficos y descripciones geológicas.
- ✓ Representar la información obtenida en un perfil geológico interpretado.

1.3. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El yacimiento El Pachón (31° 40´S, 70° 15´O) es un depósito de tipo pórfido de Cu-Mo ubicado en la Cordillera Principal de los Andes, al sudoeste de la provincia de San Juan, en el departamento de Calingasta, Provincia de San Juan, a 167 Km al SO de la localidad de Barreal, situado a una altura promedio entre los 3.600 y los 4.220 m.s.n.m. n., a 3 km del límite con Chile (Figura 1). En las cercanías de este proyecto, se encuentra la mina Los Pelambres (Chile).

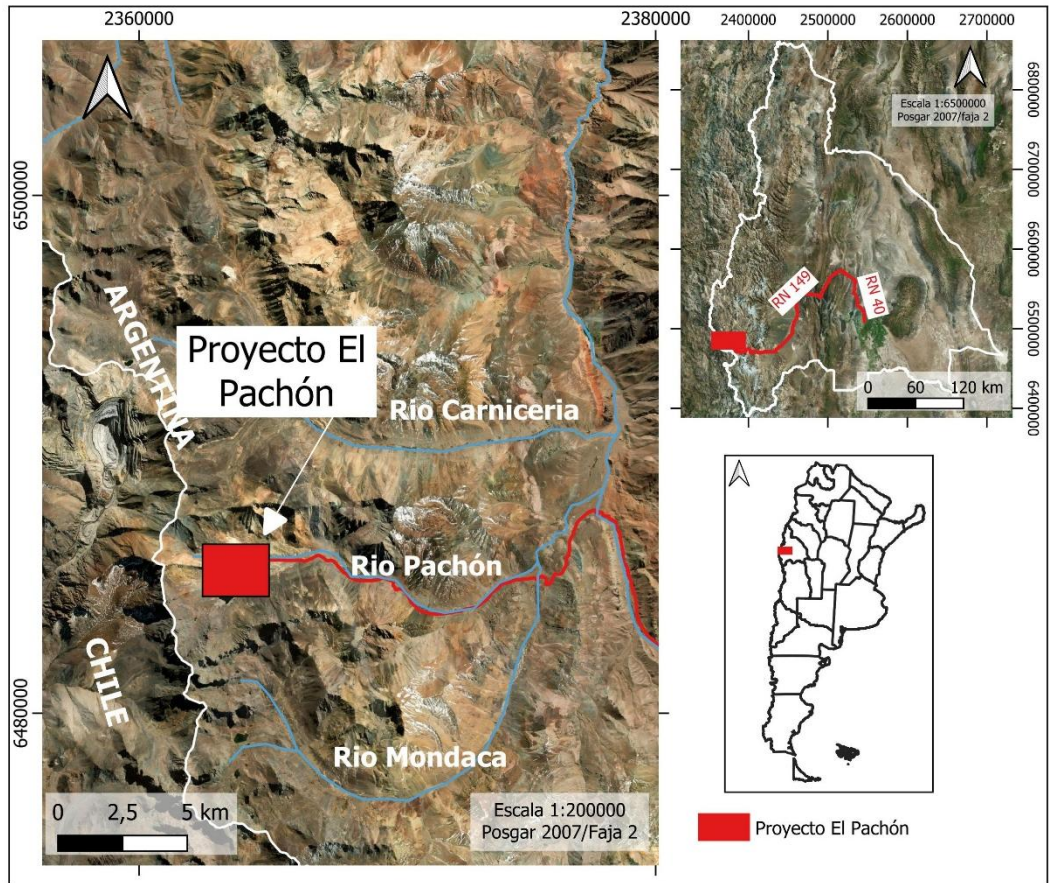


Figura 1. Localización del Yacimiento El Pachón.

El acceso a la zona se realiza desde Barreal a través de la Ruta Provincial N° 400. Luego, se continúa por el camino que bordea el río Blanco y, finalmente, por el camino que sigue el curso del río Santa Cruz (Figura 2).

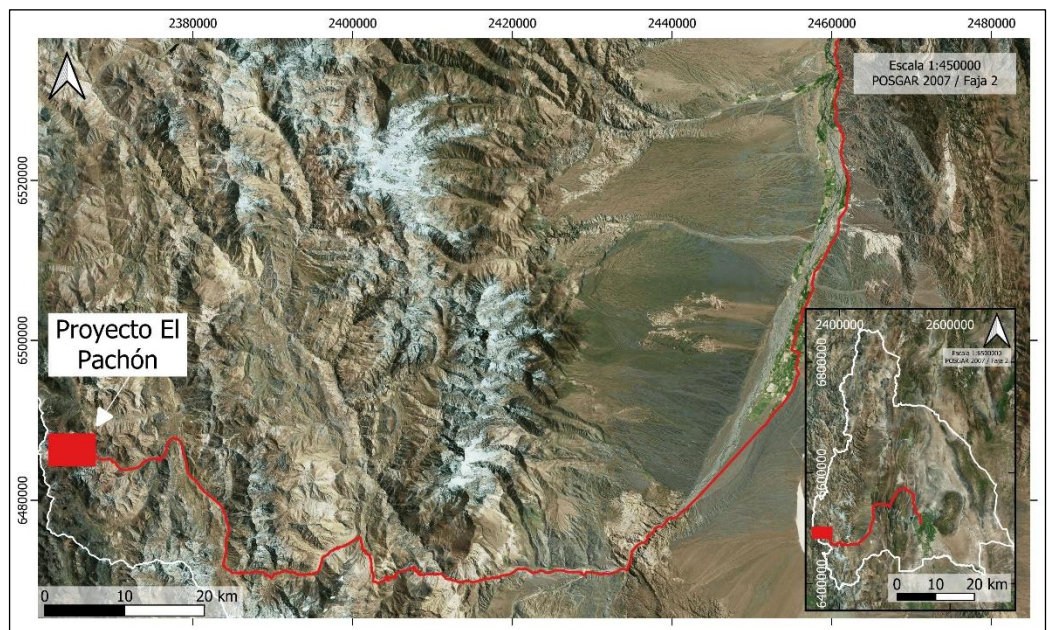


Figura 2. Vía de acceso al Yacimiento El Pachón.

1.3.1. Selección del área de trabajo

Para realizar el presente trabajo de licenciatura se seleccionó una sección máster. En el proyecto El Pachón, la misma es una representación gráfica en 2D detallada de la litología que los sondajes cortan a lo largo de una sección geológica del terreno. Estas secciones permiten visualizar y comprender mejor la distribución de las rocas y estructuras en el área de estudio, sirviendo como base para el modelado del yacimiento. Para garantizar la precisión de los datos, se revisaron y actualizaron las descripciones geológicas de los sondajes. De esta manera, se asegura que la litología representada en las secciones sea lo más confiable posible, lo que contribuye a un modelo geológico más preciso.

En este estudio se analizó la **Sección Máster 5** (representada en trazo rojo en la Figura 3), que se dispone en el borde oriental del yacimiento, con azimuth NE-SO. Esta sección fue seleccionada porque concentra la mayor cantidad de información disponible y por su relevancia geológica, debido a que atraviesa un sistema de pórfidos y brechas que habrían funcionado como conductos de ascenso para fluidos hidrotermales y mineralizadores. A partir del análisis de la información existente, se seleccionaron estratégicamente seis sondajes con el objetivo de estudiar en detalle la litología y las alteraciones hidrotermales presentes.

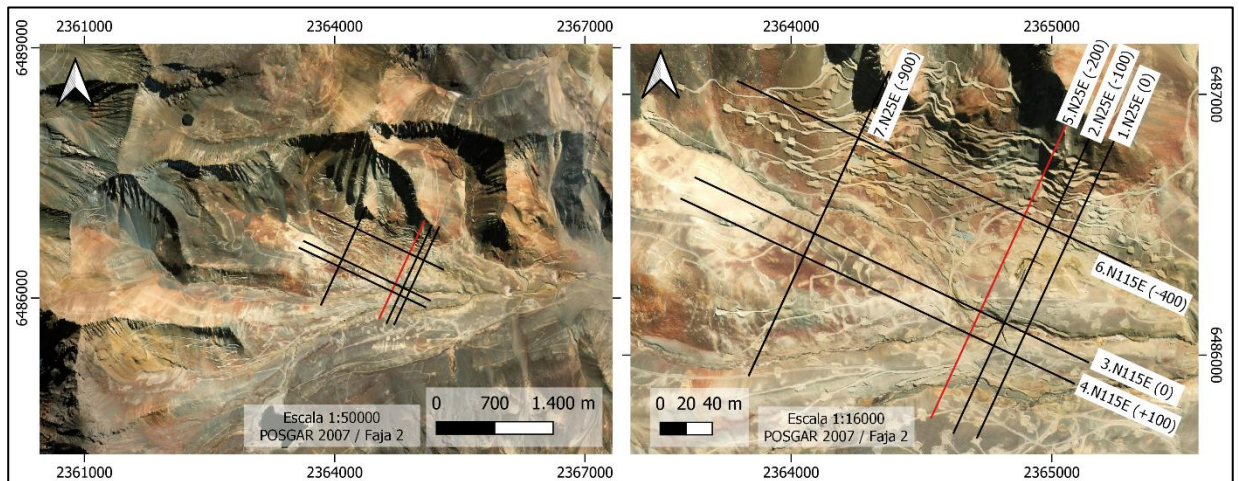


Figura 3. Mapa en planta de la localización de las Secciones Máster en el valle del Río Pachón, en trazo rojo se destaca la traza de la Sección Máster 5.

2. Metodología de trabajo

Para alcanzar los objetivos propuestos se aplicó la siguiente metodología de trabajo.

2.1. Actividades

Etapa 1: Tareas previas de Gabinete

- Recopilación y análisis de los antecedentes geológicos y mineros del área de estudio.
- Organización de la base de datos geológica facilitada por la empresa *Glencore Pachón*.
- Planificación de las tareas.
- Selección de sección y sondajes.

Etapa 2: Relevamiento de campo

- Selección de muestras representativas de los distintos tipos de litologías para el análisis de espectrometría de reflectancia y estudios petro-mineralógicos.
- Revisión de la descripción geológica (*logging*) de los pozos P1, P2, P3, P4, P5 y P6 de la Sección Máster 5 (Por razones de confidencialidad de la empresa, los nombres originales de los sondajes han sido reemplazados).

Etapa 3: Tareas posteriores de gabinete

- Procesamiento e interpretación de los datos obtenidos.
- Análisis de 530 curvas espectrales obtenidas mediante la técnica de espectrometría de reflectancia de muestras representativas.
- Estudio macroscópico con lupa binocular de las diferentes litologías.
- Análisis de 22 muestras representativas utilizando microscopio petrográfico convencional.
- Ploteo de datos con el *Software Leapfrog* y ventana de *drillholle correlation*.
- Elaboración del informe final, donde se integra e interpreta toda la información relevada en el área de estudio.

2.2. Instrumental

El instrumento utilizado (Figura 4 a), es un espectro-radiómetro marca TerraSpec-4™ HiResolution Full Range (350 a 2500nm, fabricado por ASD (*Analytical Spectral Devices Inc.*)).

El mismo debe ser montado, encendido para un precalentado (20 a 30 minutos *warm-up*) y calibrado con una placa de “spectralon” (*white reference*) provista por el fabricante (Figura 4 b). La calibración es realizada cada 30 minutos aproximadamente (lectura de “spectralon/white reference”), para garantizar que la firma espectral no sufra degradación con el paso de los minutos. Los espectros fueron interpretados con el software *DARWin SP* y el complemento *ED-IZ*, para interpretar espectros y obtener escalares.

Como preparación previa de la muestra se procuró obtener caras limpias y secas, para evitar el agregado de agua no estructural a la lectura de los 1900 nm y el posible enmascaramiento de rasgos de absorción de otros minerales.

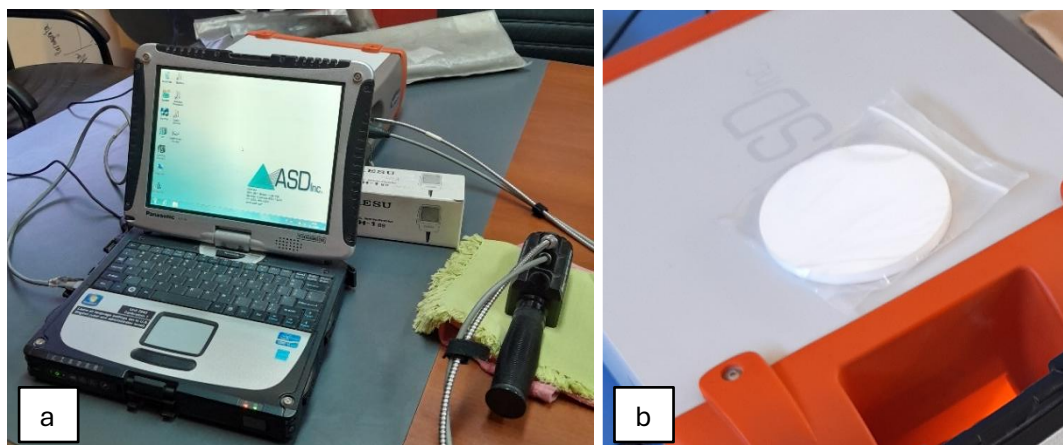


Figura 4. a) TerraSpec-4™ HiResolution; b) Spectralon o placa de reflectancia blanca.

2.3. Procedimiento de trabajo

La metodología empleada en este estudio se desarrolló en distintas etapas. En primera instancia, se seleccionaron los sondajes a analizar y, a partir de ellos, las muestras a evaluar mediante espectroscopía de reflectancia en el rango del infrarrojo cercano.

Posteriormente, se delimitaron las distintas áreas de interés de relevancia geológica de las muestras. Las áreas de las muestras consideradas fueron: masa fundamental (sector de la roca no afectada por halos de alteración ni vetillas), halos de alteración, relleno de vetillas, clastos y matriz de brecha. Para esta delimitación, se trazaron

manualmente circunferencias de aproximadamente 3 cm de diámetro sobre las superficies seleccionadas, utilizando lápiz de grafito. Este procedimiento tuvo como objetivo establecer con precisión el área de medición espectral, garantizando representatividad y consistencia en los análisis.

Las muestras analizadas fueron seleccionadas en función de los siguientes criterios de calidad:

- Estar limpias y secas al momento del análisis.
- Contar con una superficie plana y representativa, libre de recubrimientos, alteraciones externas o contaminantes.
- Definir con claridad la zona específica a analizar dentro de la muestra.
- Cada punto de análisis fue identificado con el número de sondaje, la profundidad y el código de determinación correspondiente.

3. CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS GENERALES

3.1. Pórfidos cupríferos

Los sistemas pórfidos de cobre (Cu) se definen como grandes volúmenes (de 10 a más de 100 km³) de roca alterada hidrotermalmente centrada en pórfidos, cuyo núcleo constituye un *stock* porfírico que presenta mineralización de sulfuros diseminada o en *stockwork* (Arribas *et al.*, 1995; Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010).

Se denominan pórfidos porque se asocian con rocas ígneas filonianas con fenocristales de feldespato en una pasta cristalina de grano fino. La textura porfírica indica que los magmas intruyeron y cristalizaron cerca de la superficie. Por ello se denominan intrusivos epizonales o cuerpo subvolcánicos (Torres, 2020).

Junto con los batolitos calcoalcalinos y las cadenas volcánicas, estos sistemas representan rasgos distintivos de los arcos magmáticos desarrollados sobre zonas de subducción activas en márgenes convergentes de placas (Sillitoe, 1972; Richards, 2003).

Los sistemas de pórfido de Cu actualmente suministran casi tres cuartas partes del Cu mundial, la mitad del Mo, quizás una quinta parte del Au, la mayor parte del Re y cantidades menores de otros metales (Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn y Pb) (Sillitoe, 2010).

3.2. Procesos formadores de pórfidos cupríferos

Según Evenstar *et al.* (2024) es posible dividir los procesos formadores de pórfidos cupríferos (PCD) en tres (Figura 5):

Control de primer orden, presencia de magmas fértiles en cobre. Estos magmas generalmente se forman en entornos de zona de subducción, donde la deshidratación de la losa subductada conduce a la hidratación y fusión parcial en la cuña del manto, lo que da lugar a magmas basálticos hidratados que ascienden a la litosfera suprayacente (Richards, 2003).

Los magmas básicos se acumulan en la base de la litosfera y se forma una barrera por la diferencia de densidades con los magmas corticales, por lo que estos magmas

experimentan procesos de diferenciación a niveles profundos, lo que conduce a un incremento progresivo del estado de oxidación, así como el contenido de agua y de metales (Richards, 2003; Loucks, 2014).

Un **control de segundo orden** en la formación de PCD es el transporte eficiente de los magmas hidratados, oxidados y ricos en metales a través de la corteza engrosada hacia reservorios someros en la corteza, mediante diapirismo impulsado por flotabilidad (Richards, 2003). El ascenso del magma puede verse facilitado por estructuras translitosféricas (Arriagada, 2018).

El ascenso del magma a través de la corteza no es favorecido por una tectónica estrictamente compresional, ya que esta promueve el estancamiento y la diferenciación del magma en niveles profundos. Los entornos transpresionales, donde pueden abrirse conductos de permeabilidad relativamente alta (por ejemplo, intersecciones de fallas), pueden facilitar un ascenso más eficiente del magma (Richards, 2003).

El **control de tercer orden** en la formación de PCD hipógenos es la depositación eficiente de metales, que implica la exsolución de fluidos portadores de metales desde los magmas, la canalización de los fluidos y la precipitación de los metales en respuesta a cambios en las condiciones físicas y químicas.

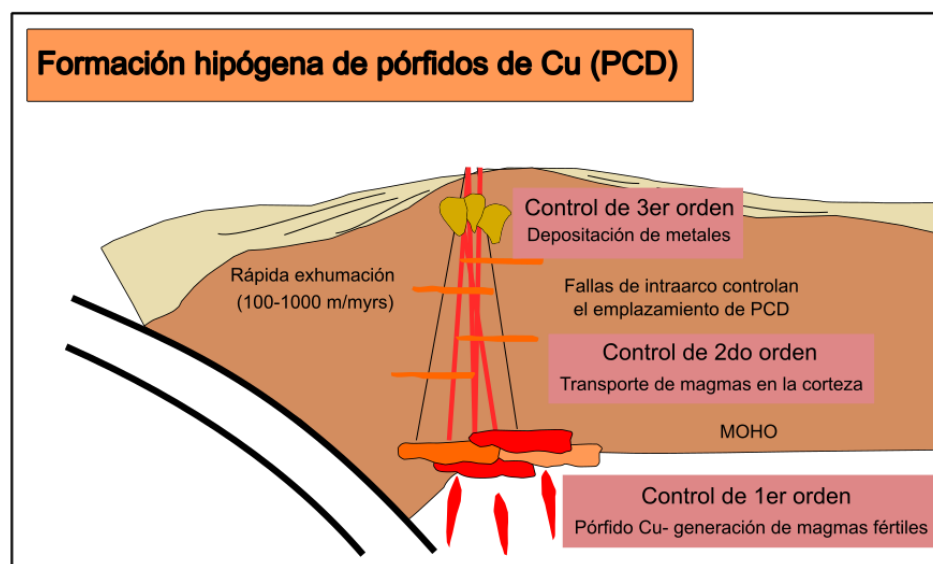


Figura 5. Controles globales sobre la formación ideal de la formación de PCD hipogénica (Evenstar et al., 2024).

3.3. Marco geotectónico

En el periodo comprendido entre los 35 y 21 millones de años (Ma), la región donde se encuentra el yacimiento El Pachón experimentó una convergencia muy rápida entre las placas oceánica y continental, con un débil acoplamiento de intraplaca. La subducción fue abrupta y rápida, mientras que la placa superior se movió lentamente. Este período de extensión tectónica condujo a la formación de la cuenca intraarco de abanico, un ambiente de estiramiento cortical que permitió el magmatismo y la acumulación de sedimentos mesozoicos en lo que luego sería la Cordillera Frontal (Figura 6) (Mpodozis y Cornejo, 2012).

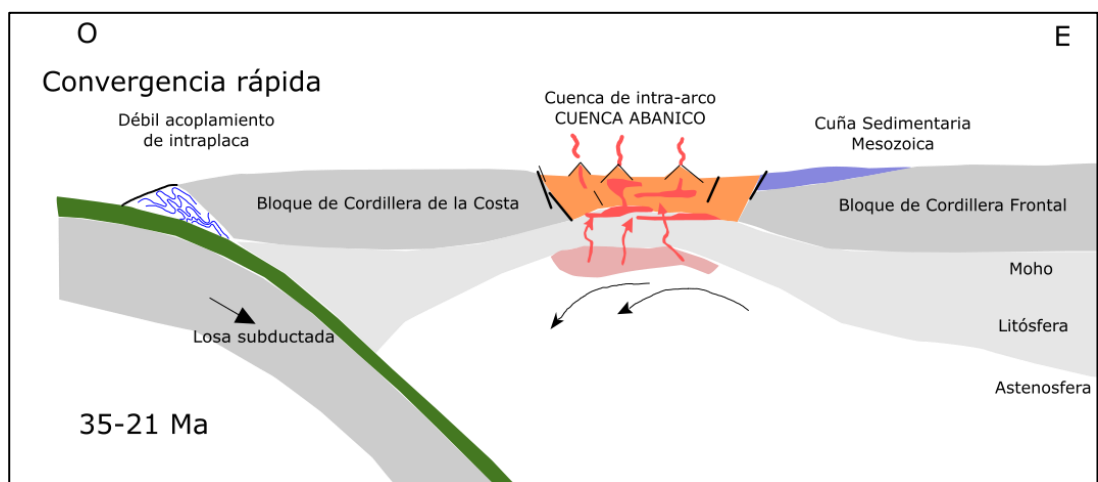


Figura 6. La imagen ilustra la formación de la Cuenca Abanico (Mpodozis y Cornejo, 2012).

Desde los 20 y hasta los 18 Ma, la tectónica cambió a un régimen de velocidad de convergencia decreciente con fuerte acoplamiento de intraplaca. La subducción se hizo más somera, lo que inició un proceso de compresión tectónica que causó el colapso e inversión de la cuenca de abanico. En estas condiciones, las secuencias volcánicas del Eoceno tardío al Mioceno temprano fueron transportadas tectónicamente hacia el este y yuxtapuestas sobre las secuencias sedimentarias de la cuenca de trasarco de Neuquén y el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, La Ramada y Malargüe (Ramos *et al.*, 1986). Durante este tiempo, según Mpodozis y Cornejo (2012), la corteza comenzó a engrosarse y los magmas sintectónicos comenzaron a acumularse en la región (Figura 7).

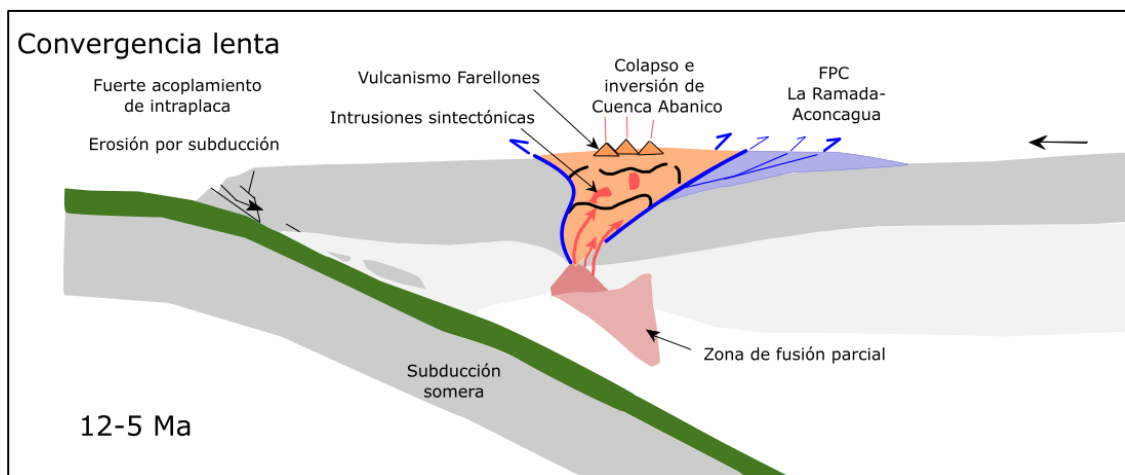


Figura 7. Cambio del régimen tectónico y formación de la Faja Plegada y Corrida de La Ramada. Modificado de Mpodozis y Cornejo (2012).

Finalmente, entre los 10 y 5 Ma, el comienzo de la subducción casi ortogonal de la Dorsal de Juan Fernández (Figura 8) bajo la región de Los Pelambres y Pachón (Yañez *et al.*, 2001) ha llevado a diversos autores a plantear una relación de causalidad entre el proceso de somerización de la placa de Nazca y la subducción de este elemento oceánico (p. ej. Pilger, 1981; Jordan *et al.*, 1983; Gutscher *et al.*, 2000; Martinod *et al.*, 2005). Trabajos como los de Manea *et al.* (2012) han señalado, sin embargo, que no existe una relación directa entre la subducción de dorsales asísmicas y la formación de zonas de subducción de bajo ángulo, indicando que esta se debería, en parte, a factores tales como diferencias en el espesor de la placa superior acoplados con procesos de “*trench roll-back*”.

Esta morfología sería producto de una intensa deformación de piel gruesa, lo que llevó a un levantamiento significativo de la Cordillera Frontal. La delaminación de la corteza inferior permitió el ascenso de magmas con señal adakítica, asociados con la formación de depósitos de pórfido de cobre Los Pelambres, El Pachón y Altar. Estos complejos procesos de deformación, magmatismo y subducción crearon un ambiente favorable para la mineralización de cobre en la región (Figura 9) (Mpodozis y Cornejo, 2012).

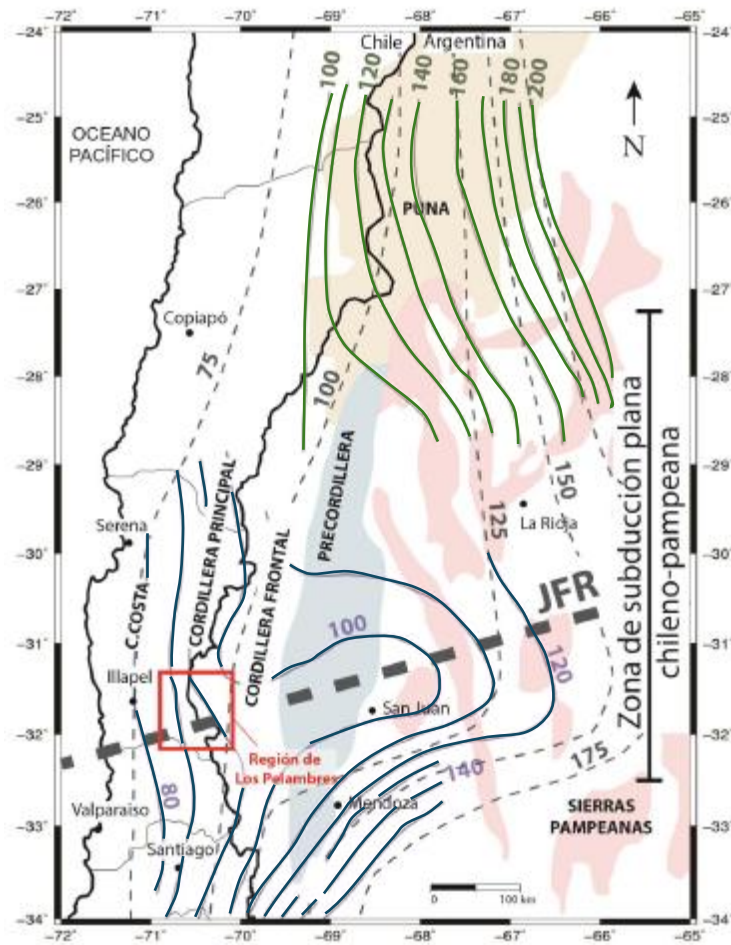


Figura 8. Contexto tectono-morfoestructural de la zona de subducción plana chileno-pampeana y ubicación de la región de Pachón (recuadro rojo). La línea punteada gruesa representa la actual traza de la Dorsal de Juan Fernández (JFR) (Yáñez et al., 2001). Las líneas punteadas delgadas, líneas continuas azules y líneas continuas verdes corresponden a la profundidad de la zona de Wadati-Benioff de Cahill y Isacks (1992), Anderson et al. (2007) y Mulcahy et al. (2012), respectivamente. Las unidades morfoestructónicas reconocidas a la latitud de la región de Los Pelambres corresponden, de este a oeste, a las Sierras Pampeanas (áreas rojas), la Precordillera (área verde), la Cordillera Frontal, la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa, y la Puna (área café) hacia el norte (extraídas de Ramos y Folguera, 2009). Imagen modificada de Mulcahy (2012).

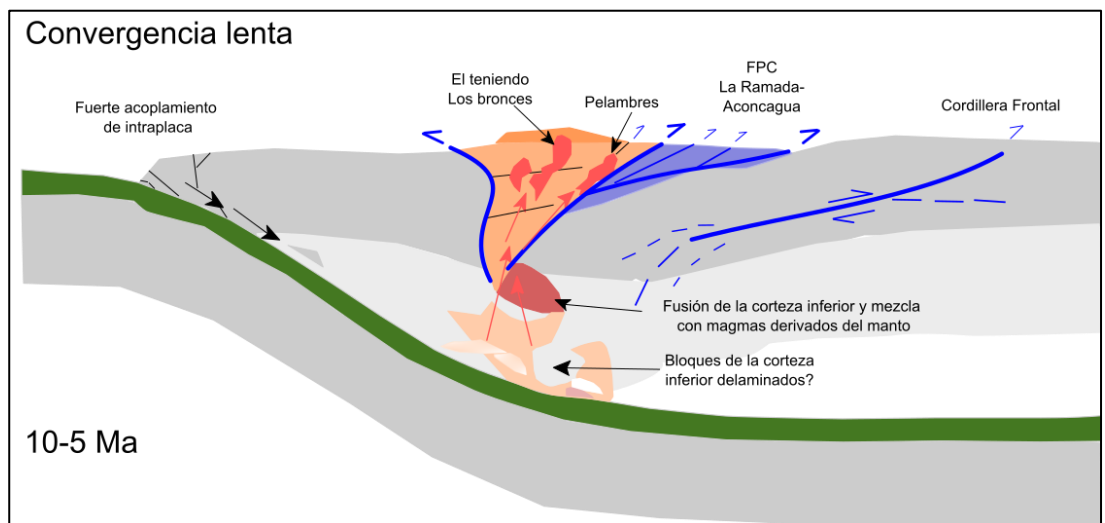


Figura 9. subducción horizontal, delaminación cortical y formación de pórfido de cobre Los Pelambres, El Pachón y Altar. Modificado de Mpodozis y Cornejo (2012).

3.4. Alteraciones

En los sistemas de pórfidos de cobre, la alteración hidrotermal presenta una zonación espacial bien definida que refleja la evolución del sistema desde condiciones de alta temperatura hacia etapas más tardías y de menor temperatura.

De acuerdo con el modelo propuesto por Sillitoe (2010), en los niveles más profundos y en la roca de caja inmediatas a las intrusiones se desarrolla la alteración sódico-cálcica, generalmente portadora de magnetita y pobre en sulfuros, que en algunos casos puede confundirse con la propilítica. Hacia el centro del sistema predomina la alteración potásica, que constituye el núcleo de mayor importancia metalogénica, dado que en ella se concentra la principal mineralización de cobre (calcopirita ± bornita), con biotita y feldespato potásico como minerales típicos. Sobre esta asociación, y en niveles intermedios a superiores, se desarrolla la alteración clorita-sericita (SCC), caracterizada por el reemplazo de minerales máficos por clorita y de plagioclasa por sericita, y que puede provocar la redistribución parcial del cobre alojado en zonas previamente potásicas.

La alteración fílica o sericítica, de amplia distribución, sobreimprime y destruye total o parcialmente los ensamblajes anteriores, ya sea conformando halos anulares alrededor del núcleo potásico o manifestándose de manera irregular en sectores estructuralmente controlados; se asocia principalmente a abundante pirita y, en algunos casos, a enriquecimiento en cobre de alta sulfuración. En los niveles más superficiales, los sistemas pueden estar coronados por alteración argílica avanzada, que forma litocapas con asociaciones de cuarzo-pirofilita, cuarzo-alunita o cuarzo-caolinita, generalmente controladas por estructuras y afectando a rocas con baja capacidad de amortiguación ácida. Finalmente, en la periferia del sistema y en zonas más distales se desarrolla la alteración propilítica, caracterizada por clorita, epidoto, calcita y pirita diseminada, que marca el límite externo de la influencia hidrotermal. Esta distribución de las asociaciones hidrotermales se ilustra en la figura 10.

Para una mejor comprensión de esta zonación, se ha elaborado una tabla que sintetiza las características principales de cada tipo de alteración, incluyendo su mineralogía, mineralización y distribución dentro del sistema.

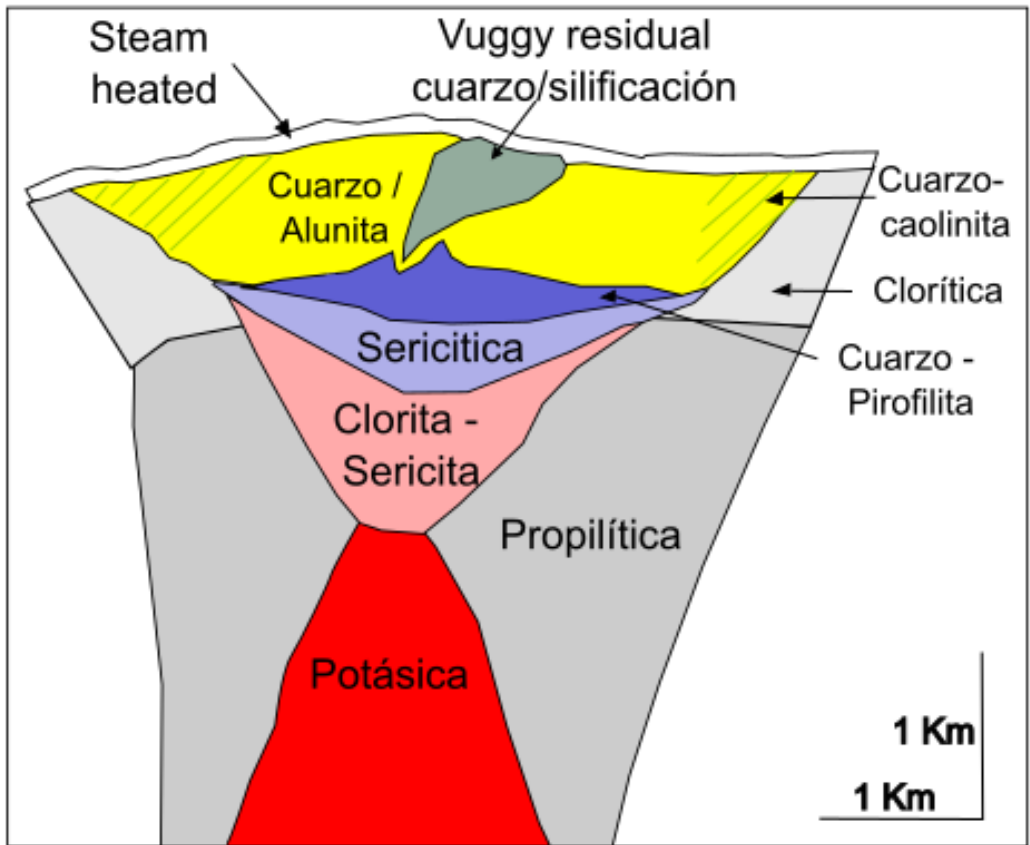


Figura 10. Patrón generalizado de zonación de alteración para un sistema de pórfido de Cu, según Sillitoe (2010).

TIPO DE ALTERACIÓN	ASOCIACIÓN DE ALTERACIÓN	TEMPERATURA	CONDICIONES DE pH	VETILLAS	ASOCIACIÓN DE SULFUROS	ASOCIACIÓN DE ÓXIDOS	OBSERVACIONES
CALCO-SÓDICA	Albita/oligoclasa- Actinolita- Magnetita (Epidoto- Clorita- Cuarzo).	360° - 480° c	Neutro a alcalino.	M: rellenas de magnetita.	Normalmente ausentes (esfalerita-pirita).	Titanita – rutilo.	Esta alteración es más común en los pórfidos de arcos de islas, en donde puede llegar a sustituir a la alteración potásica (Sillitoe, 2010).
POTÁSICA	Feldespatos potásico- Biotita- Cuarzo- Magnetita- Anhidrita (Albita- topacio- turmalina- clorita- flogopita- yeso- sericita- illita),	400° a 800°C: Selectiva y penetrativa. 350°-400°C: Vetillas de biotita. 300°_350°C: Vetillas de feldespatos potásico.	Neutro a alcalino.	A: cuarzo- feldespatos potásico. EB: biotita +/- cuarzo (feldespatos potásico, albita, actinolita). EDT: cuarzo- anhidrita- feldespatos potásico- sulfuros. B: cuarzo- anhidrita- sulfuros.	Bornita- Digenita- Calcopirita- Pirita- Molibdenita, 1% pirita, razón py/ccp=3/1.	Magnetita- Titanita- Ilmenita.	Con base en el modelado de los sistemas hidrotermales han sugerido que la alteración potásica se desarrolla en un solo pulso muy rápido, que declina para dar lugares a otras alteraciones (Cathles y Shannon, 2007).
PROPLÍTICA	Albita- sericita- illita- montmorillonita- clorita- calcita (zoisita- clinzoisita- zeolita- actinolita). Zona proximal, en contacto con la zona potásica: actinolita- biotita. Zona interna: actinolita- epidoto- adularia- albita- clorita- carbonato- magnetita local. Zona exterior: clorita- carbonatos- hematita- pirita- zeolitas.	Zona interna: 250°- 350° Zona externa: <250°C	Neutro a alcalino. Aumenta la fugacidad del azufre.	Pirita- Epidoto.	Pirita- (galena- esfalerita- bornita- calcopirita- pirita- pirrotina- molibdenita- tennantita- tetraedrita) Externo a la zona propilítica: vetas de esfalerita, galena, calcopirita, Au, Ag y pirita.	Magnetita- titanita- hematita.	Contemporánea con la alteración potásica. Corresponde al halo gradacional y distal de la alteración potásica.
CLORÍTICA-SERICÍTICA (SCC)	Clorita, sericita/illita, hematita (carbonatos, epidoto, esméctica).			Clorita ± sericita ± sulfuros con halos de clorita, sericita/ illita.	Pirita- calcopirita.	Hematita (especularita).	

TIPO DE ALTERACIÓN	ASOCIACIÓN DE ALTERACIÓN	TEMPERATURA	CONDICIONES DE pH	VETILLAS	ASOCIACIÓN DE SULFUROS	ASOCIACIÓN DE ÓXIDOS	OBSERVACIONES
SÓDICA (ALBÍTICA)	Albita- clorita- epidoto-turmalina- vermiculita.					Rutilo- hematita (titanita)	
FÍLICA (O CUARZO-SERICÍTICA)	Cuarzo- Sericita (Pirofilita- carbonatos- turmalina. especlarita). T°> 450°C: Corindón- sericita- andalucita. En ambientes ricos en Na: Paragonita.	T° > 250°C: sericita. T° entre 200°- 250° C: illita. T° entre 100°- 200°C: illita- esmectita.	5 a 6 neutro a ácido, alta fugacidad de azufre.	D: Cuarzo- pirita ± otros sulfuros con halos de cuarzo-sericita. C: calcopirita.	Pirita- calcopirita- (molibdenita- bornita- calcosina- esfalerita- galena- enargita- tennatita- tetraedrita) 10% de pirita, py/ccp=23/1.	Especularita.	En general, se sobreimpone a la alteración potásica.
ARGÍLICA	Caolinita- Cuarzo (clorita).	T° < a 300°C: caolinita.	Ácido: 4 a 5.		Pirita- calcopirita (bornita_ molibdenita- tennatita- esfalerita- galena- enargita- calcosina), razón py/ccp=23/ 1.		Se sobreimpone a la alteración potásica y propilítica.
ARGÍLICA AVANZADA	Cuarzo residual oqueroso ± alunita, caolinita, pirofilita, dickita.	T° > a 350°C: andalucita.	Entre: 1- 3.5. pH <2 domina caolinita pH >2: alunita.	Pirita- enargita ± sulfuros de Cu con halos de cuarzo- alunita- cuarzo- pirofilita/ dickita, cuarzo- caolinita.	Enargita- pirita (Au y Ag. Pirita- calcosina. Pirita- covelina.	Especularita.	

Tabla 1. Principales características de los tipos de alteración hidrotermal en un depósito tipo pórfido de cobre, basado en los trabajos de Lowell y Gilbert (1970), Gustafson y Hunt (1975), Dilles y Einaudi (1992), Pirajno (2009), Sillitoe (2010), Corbett (2018) y Torres (2020).

3.4.1. Vetillas en los sistemas de tipo pórfido cuprífero

Durante el proceso de emplazamiento de cada una de las fases intrusivas, los fluidos hidrotermales, formados como resultado de la ebullición retrógrada de estos magmas en proceso de cristalización y separación de fases volátiles (acuosas), son inyectados en la roca a manera de vetillas (Burnham y Ohmoto, 1980). Las vetillas pueden variar en textura, composición y forma de acuerdo con variables como presión, temperatura, estado de oxidación, composición de las soluciones inyectadas y grado de estabilidad fisicoquímica de la solución hidrotermal con respecto a la fase intrusiva (Gustafson y Hunt, 1975). Es por lo que sus características brindan importante información acerca de la evolución fisicoquímica de los fluidos en espacio y tiempo (Seedorff *et al.*, 2005).

En la siguiente tabla se describen vetillas características presentes en sistemas pórfidos de cobre, detallando sus principales características mineralógicas, texturales y temporales. Esta organización permite visualizar de forma comparativa los diferentes tipos de vetillas, sus rellenos, halos de alteración, autores que las describen y la etapa del sistema con la que se relacionan.

TIPO DE VETILLA		RELLENO	HALO DE ALTERACIÓN	MORFOLOGÍA	TEMPORALIDAD	AUTOR
M		Magnetita, actinolita y calcopirita, menor proporción de cuarzo.	Puede tener halo de albita/oligoclasa.	Sinuosas y continuas.	Alteración calcosódica.	Arancibia y Clark, 1996; Sillitoe, 2010.
EB		Biotita, menor proporción de cuarzo, albita, feldespato potásico, sericita gris, anhidrita, actinolita.	Puede contener halo albítico.	Sinuosas y discontinuas.	Alteración potásica.	Gustafson y Quiroga, 1995; Sillitoe, 2010.
EH (<i>early halos</i>)	EDM (<i>early dark micaceous</i>)	Biotita, fengita, feldespato potásico, clorita y cuarzo (< 15%). Calcopirita, bornita piritita.	Biotita, fengita, feldespato potásico y albita. Calcopirita, bornita ± piritita.	Sinuosa.	Alteración potásica temprana.	Rivera Cornejo y Cernuschi, 2018.
	PGS (<i>Pale green sericite</i>)	Feldespato potásico, fengita de color gris y biotita.	Fengita de color gris, feldespato potásico, biotita y albita. Calcopirita, bornita ± piritita.			
	GRS (<i>Green sericite</i>)	Fengita de color verde, feldespato potásico, traza de biotita.	Biotita, fengita de color gris, feldespato potásico, albita y biotita. Calcopirita, bornita ± piritita.			
A		Cuarzo granular, feldespato potásico, anhidrita, calcopirita ± molibdenita.	Feldespato potásico y/o albita.	Sinuosas y discontinuas.	Alteración potásica.	Gustafson y Hunt, 1975; Proffett, 1979; Rees <i>et al.</i> , 2015; Bierlein <i>et al.</i> , 2020.
B		Cuarzo, anhidrita, molibdenita, calcopirita, bornita ± piritita.	Usualmente sin halo, pero si lo presentan está constituido por albita – feldespato potásico.	Rectas y continuas.	Alteración potásica tardía.	Ferraz y Cruz (unpub. report, 2011)
C		Cuarzo, filosilicatos verdes (Enriquecidos en Fe, Mg y Mn).	Filosilicatos verdes, piritita, cuarzo, rutilo, calcopirita subordinada.	Rectas.	Alteración fílica temprana (transicional).	Bulnes Beniscelli, 2013; Rusk <i>et al.</i> , 2008; Reed <i>et al.</i> , 2013; Cernuschi <i>et al.</i> , 2013; 2019, Benavides, 2017; Uribe-Mogollón y Maher, 2018; Alva-Jiménez <i>et al.</i> , 2020.
D		Cuarzo, piritita, sericita blanca ± calcopirita.	Sericita blanca, cuarzo y piritita.	Rectas.	Alteración fílica tardía.	Maydagán y Franchini, 2024.
E		Cuarzo, carbonatos (siderita – ankerita), piritita, yeso, esfalerita, tennantita, tetraedrita, enargita, galena y bornita.	Sericita blanca.	Rectas.	Alteración fílica tardía.	Crespo <i>et al.</i> , 2020.

Tabla 2. Tipos de vetillas en los sistemas de pórfidos cupríferos.

3.5. Alteración fílica

Se incorpora un apartado específico donde se detallan las características espectrales de esta alteración, incluyendo la variabilidad composicional de las micas blancas observada a través de espectroscopía de reflectancia y su interpretación en el marco del modelo de alteraciones del yacimiento.

3.5.1. Alteración fílica según espectroscopía de reflectancia

Según Uribe-Mogollón y Maher (2018) las micas blancas se consideran el mineral de alteración más característico dentro de los minerales de alteración fílica. Con espectroscopia de reflectancia es posible reconocer estos minerales en la banda de absorción de Al-OH (2200 nm), de manera que se reconocen dos tipos de alteración fílica (Uribe-Mogollón y Maher, 2018; Uribe-Mogollón y Maher, 2020; Maydagán y Franchini, 2024); 1) una alteración fílica temprana asociada con micas blancas que tienen longitudes de onda más largas y 2) alteración fílica tardía dominada por micas blancas con longitudes de onda cortas. Los rangos de absorción para la longitud de onda de la banda de Al-OH puede variar en función de cada depósito y espectrómetro.

La alteración fílica temprana se corresponde cuando las micas blancas presentan absorción en la banda del Al-OH mayor a 2204 nm, en este caso, la distribución normal para la absorción de Al-OH tiene un rango desde 2204 a 2225 nm. En contraste, el espectro de reflectancia para las micas blancas que se incluyen en la alteración fílica tardía se caracteriza por tener una variación de 2197 a 2204 nm (Uribe-Mogollon y Maher, 2020; Maydagán y Franchini, 2024). Por otra parte, Uribe-Mogollon y Maher (2018) describen para el pórfido Copper Cliff que el límite para la alteración fílica temprana va desde 2206 a 2210 nm, mientras que para la alteración fílica tardía el punto de absorción en la banda de Al-OH va desde 2197 a 2206 nm.

3.5.2. Micas blancas

3.5.2.1. Clasificación según fórmula estructural

Entre los minerales principales de alteración en los depósitos de pórfido se encuentra la mica blanca, que incluye illitas y muscovita.

Las micas blancas son filosilicatos cuya fórmula general es $X_2Y_4Z_8O_{20}(OH)_4$, donde X está ocupado por cationes grandes en coordinación 12, usualmente K^+ , Na^+ y Ca^{2+} pero también incluye cationes alcalinotérreos como Sr^{2+} y Ba^{2+} ; Y representa cationes

coordinados octaédricamente, principalmente Al^{3+} , Fe^{+2} , Mg^{+2} , Ti^{+4} , pero también incluye Cr^{3+} , V^{3+} , Fe^{3+} y Li^{+} ; en Z se puede ubicar Al^{3+} y/o Si^{4+} coordinados tetraédricamente; los sitios (OH) también pueden estar ocupados por iones halógenos, particularmente F^{-} y Cl^{-} . El tamaño de los iones controla su ubicación dentro de la estructura de la mica blanca así Al^{3+} y Fe^{3+} pueden ocupar tanto sitios tetraédricos como octaédricos (Besson y Drits, 1997).

En el presente trabajo se reconoció illita como mineral perteneciente a este grupo, su fórmula general es $\text{KAl}_4(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{20}(\text{OH})_4$. Y muscovita que según Ralph (2000) la fórmula "ideal" es $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Los cuales pueden tener reemplazos:

Para K: principalmente Na y en menores cantidades Rb, Cs, Ca y Ba.

Para el aluminio octaedral: Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Li, Cr, Ti, V.

Para el ion (OH): F y en algunos casos Cl.

La carga de los iones K^{+} está balanceado por el reemplazo de Si por Al en los tetraedros de silicio. La longitud de onda de 2200 nm es característica de las micas blancas (incluye tanto muscovita e illitas), cambia de 2195 nm en la muscovita a 2220 nm en fengitas, a medida que el Al es reemplazado por (Fe, Mg) + Si. La composición de la mica blanca moscovítica refleja un ambiente más ácido, mientras que una composición fengítica indica un ambiente más neutro (p. ej. Cohen, 2011).

El mineral llamado fengita está descrito para muscovitas que tienen una razón Si:Al mayor a 3:1, en el cual el aumento de silicio está acompañado por el reemplazo del aluminio octaédrico por Mg o Fe^{2+} (Corbett y Leach, 1998).

Consideraciones, se denomina sericita a la variedad degradada (con pérdida de potasio) de la muscovita. Además, se denomina illita a cualquier arcilla o filosilicatos hidratado del tipo 2:1, es decir, con dos capas tetraédricas de sílice por una capa octaédrica de aluminio/magnesio en el centro, que sea deficiente en K cuando el tamaño cristalino es del orden del micrón (Corbett y Leach, 1998).

También, "sericita" según (Parry *et al.*, 1984) es un término textural usado para definir un conjunto de minerales producto de alteración hidrotermal de grano fino que incluye

muscovita, fengita, illita y otros miembros dentro de los cuales se puede incluir la paragonita, esmectita, caolinita y otros filosilicatos hidratados.

3.5.2.2. Clasificación según características espectrales

Las micas blancas se distinguen por su absorción diagnóstica de Al-OH a 2200 nm con varias características secundarias en 2340 nm y 2440 nm. Además, los matices de OH y agua a 1400 nm y 1900 nm son característicos (Clark, 1999; Yang, *et al.*, 2001).

La posición de la longitud de onda de la zona de 2200 nm se correlaciona positivamente con el contenido de Fe (Mg y Mn) y se correlaciona negativamente con el Al total, correspondiente a la sustitución de Tschermak tanto en muscovita como en la illita. Se mide una gama de composiciones de mica blanca, desde fengita hasta muscovita y paragonita, utilizando la longitud de onda de la función de absorción a 2200 nm (Pontual *et al.*, 1997; Epiroc, 2021). Con base en el parámetro y de acuerdo con Pontual *et al.* (1997) la clasificación de las micas blancas es la siguiente:

1. <2190 nm: paragonita ($\text{Na}_2\text{Al}_4 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita paragonítica.
2. 2190 – 2200 nm: tendiente a paragonita o illita tendiente a paragonítica.
3. 2200 – 2210 nm: muscovita ($\text{K}_2\text{Al}_4 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita “normal” potásica.
4. 2210 – 2220 nm: tendiente a fengita o illita tendiente a fengítica.
5. >2220 nm: fengita ($[\text{K}_2 [\text{Al}_3 (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})] [\text{AlSi}_7\text{O}_{20}] [\text{OH}]_4$) o illita fengítica.

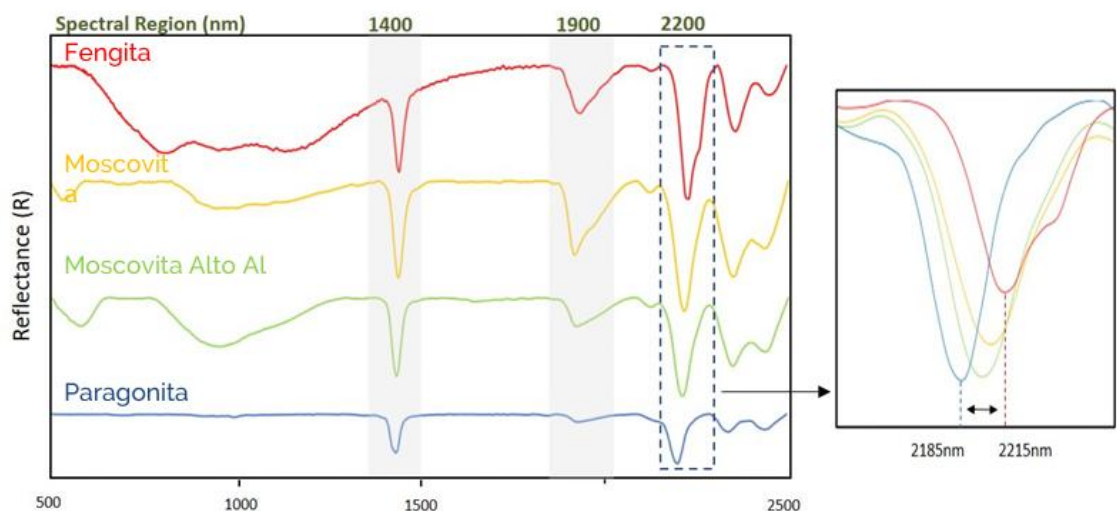


Figura 11. Diferencias espectrales de las micas blancas según Epiroc (2021).

4. GEOLOGIA REGIONAL

4.1. Estratigrafía

CARBONÍFERO

Las rocas más antiguas conocidas hasta el momento en la zona de estudio incluyen secuencias sedimentarias compuestas por areniscas micáceas de grano fino a medio y lutitas del Carbonífero superior (319 Ma) las cuales fueron descritas por Musso *et al.* (2012) en la sección del río La Pantanosa y agrupadas por estos autores dentro del denominado Complejo Alfarçillo. Por su parte, Álvarez (1997) incluye dentro de esta unidad los afloramientos de hornfels negros expuestos sobre ambas márgenes del río Pachón en la confluencia con el río Mondaquita. Regionalmente, estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo de grado bajo a medio y conforman la roca de caja de los cuerpos ígneos graníticos de grano medio a grueso correspondientes al Granito Alfarçillo de edad Carbonífero superior ($301,4 \pm 2,3$ Ma, Musso, *et al.*, 2012). Este granito podría incluirse dentro de los granitoides del Paleozoico superior tardío que integran el Batolito Pico Los Sapos (Mpodozis *et al.*, 1976), el cual está compuesto principalmente por granodioritas a tonalitas con facies monzograníticas y diques riolíticos. También dentro de esta unidad se incluye un granito que presenta textura con bandeamiento, foliación y orientación de bandas félsicas, esta unidad se encuentra en la zona de borde de un cuerpo batolítico y podría estar afectado por deformación metamórfica. Los datos de U-Pb/LA-ICP-MS obtenidos por Musso *et al.* (2012) sobre el granito Alfarçillo ($301,4 \pm 2,3$ Ma) y aquellos datos documentados por Mpodozis (2015), Bergoeing (2016) y Saavedra (2019), sobre una tonalita del río Pachón ($280,2 \pm 5,7$ Ma) y en la confluencia de los ríos Salinas y Piuquenes ($297,3 \pm 4,4$ Ma), indican una edad carbonífera superior a pérmica inferior para el magmatismo correspondiente al Batolito Pico Los Sapos.

PÉRMICO – TRIÁSICO

Las rocas antes descritas están cubiertas en discordancia por rocas volcánicas ácidas y volcans sedimentarias atribuidas por Cristallini y Cangini (1993), y posteriormente por Álvarez (1996) y al Grupo Choiyoi, el cual incluye una potente secuencia de 2000 metros de espesor de brechas piroclásticas, tobas soldadas y

depósitos de caída de composición riolítica e intercalaciones de areniscas y conglomerados de origen aluvial (Álvarez, 1996 y 1997).

En el sector oriental del área de estudio, las unidades del Grupo Choiyoi y los intrusivos se encuentran cubiertos en discordancia por una secuencia de rocas piroclásticas y sedimentarias continentales que se asignan a la Formación Rancho de Lata (Álvarez *et al.*, 1996). Esta unidad incluye tobas soldadas, tobas de caída y brechas piroclásticas riolíticas que alternan con conglomerados, areniscas y lutitas lacustres con restos vegetales fósiles, e intercalaciones de lavas y *sills* basálticos. Una datación U-Pb en circon realizada por Mpodozis (2015) en una toba riolítica recolectada cerca de la confluencia de los ríos Yeso y Carnicería arrojó una edad de $239,1 \pm 4,5$ Ma.

JURÁSICO

Sobre la secuencia antes descrita en discordancia angular se disponen los depósitos jurásicos que están representados por cinco formaciones que de base a techo son: 1) Formación Los Patillos, compuesta por areniscas calcáreas, calizas y sedimentos pelíticos 2) Formación La Manga, formada esencialmente por calizas grises 3) Formación Auquilco, de edad oxfordiana constituida por depósitos evaporíticos de yeso y anhidrita y 5) Formación Tordillo de edad jurásico superior, compuesta por conglomerados y areniscas de color morado.

CRETÁCICO

Las unidades del Cretácico medio y superior afloran en mayor medida en el sector del territorio chileno y en algunos sectores fronterizos con el territorio argentino donde este grupo está integrado por la Formación Viñita (Mpodozis, 2015) constituida por una secuencia volcánica constituida, principalmente, por basaltos y andesitas basálticas de olivino y piroxenos, andesitas, intercalaciones de tobas líticas, volcarenitas andesíticas y diques máficos. La otra unidad es la Formación Salamanca, (Rivano y Sepúlveda, 1991) la cual incluye principalmente, andesitas, andesitas basálticas porfíricas y afaníticas, brechas andesíticas, y en menor proporción intercalaciones sedimentarias que están generalmente afectadas por procesos de metamorfismo de bajo grado. Estas dos formaciones descritas son definidas en el territorio chileno.

CENOZOICO

Las rocas del Oligoceno-Mioceno inferior ocupan una gran superficie en esta área de estudio, tanto en Chile como en Argentina e incluyen secuencias principalmente volcánicas que se apoyan, en el extremo occidental, en discordancia angular sobre los estratos de las secuencias mesozoicas y, en el extremo oriental, sobre rocas paleozoicas y triásicas.

Los Estratos de Mondaca, está conformada por hasta 200 metros de rocas sedimentarias y piroclásticas andesíticas a daciandesíticas organizadas en dos niveles estratigráficos. El nivel basal es sedimentario y está formado por conglomerados volcanoclásticos y areniscas rojas, mientras que el nivel superior incluye principalmente brechas piroclásticas con clastos de hasta un metro de diámetro (depósitos de “*block and ash*”), lavas andesíticas y dacíticas de hornbleníferas junto con intercalaciones de tobas finas. Los datos de U-Pb obtenidos por Perelló *et al.* (2012) en circón, arrojaron edades de $22,1 \pm 0,4$ Ma a $21,6 \pm 0,4$ Ma. Esta unidad es una equivalente lateral de la Formación Pachón.

La Formación Pelambres (Rivano y Spúlveda, 1991) está constituida por andesitas basálticas de olivino y piroxeno, lavas andesíticas de piroxeno, brechas volcanoclásticas, tobas daci andesíticas a riolíticas, *sills* andesíticos a riolíticos, volcarenitas y niveles de calizas lacustres con ostrácodos. Nuevos datos U-Pb obtenidos por Perelló *et al.* (2012) en zircón de estas vulcanitas indican edades de $33,4 \pm 0,5$ Ma a $18 \pm 0,4$ Ma, confirmando una edad oligocena inferior a Mioceno inferior (Perelló *et al.*, 2012).

La Formación Pachón, está compuesta por un miembro inferior de gruesos bancos de brechas y areniscas volcánicas de color rojizo, de composición andesítica. Presenta dos niveles piroclásticos ácidos de color blanquecino. El miembro medio está caracterizado por lavas andesíticas afaníticas a finamente porfíricas de color gris verdoso a negruzco. El miembro superior está constituido nuevamente por brechas volcánicas andesíticas que conforman bancos gruesos con intercalaciones de tobas y tufitas con una marcada estratificación paralela (Ramos *et al.*, 1993).

Los datos U-Pb obtenidos en circones de las volcanitas del límite internacional, en las cercanías de la mina Los Pelambres indican una edad de $21,69 \pm 0,26$ Ma a $22,7 \pm 0,26$ Ma para este episodio magmático.

La Formación Farellones (=Complejo Volcánico Laguna del Pelado) aflora en la zona de Laguna del Pelado, está constituido por estratos suavemente inclinados al oeste que se apoyan en discordancia angular sobre los conglomerados y tobas de los Estratos de Mondaca. Desde el punto de vista litológico se compone de gruesos niveles de aglomerados volcánicos y coladas daci andesíticas. Perelló *et al.* (2012) reportó edades de $18,3 \pm 0,4$ a $21,3 (\pm 0,4)$ obtenidas por el método U-Pb en circón.

Los intrusivos del Mioceno Medio conforman el *stock* de Los Pelambres, los pórfidos del río Santa Cruz y los intrusivos del Complejo Chalinga.

Los intrusivos hipabisales del río Santa Cruz conforman *stocks*, *sills* y diques de dioritas porfíricas de hornblenda y biotita, emplazados tanto en el basamento paleozoico como en las secuencias sedimentarias mesozoicas y rocas volcánicas miocenas. Cinco dataciones de U-Pb en circón y una de Ar/Ar en biotita arrojaron valores consistentes que sitúan su edad entre los 14 y los 15 Ma (Mpodozis, 2015). Algunos de estos cuerpos están directamente vinculados a extensas zonas de alteración hidrotermal, como la observada en el prospecto tipo pórfido cuprífero de El Yunque.

El *stock* de Los Pelambres constituye la principal roca huésped de la mineralización del yacimiento Los Pelambres, está compuesto de dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita de grano fino a medio, en las que el cuarzo y feldespatos potásicos aparecen de forma intersticial. Las edades U-Pb en circones reportadas por Perelló *et al.* (2012) y dos edades U-Pb, también en circón, reportadas por Bertens *et al.* (2003, 2006) restringen la edad de este cuerpo entre los 13 y los 14 Ma.

Los intrusivos del Mioceno superior están integrados por los pórfidos asociados a la mineralización cuprífera en Los Pelambres, Pachón y El Altar-Piuquenes.

En los Pelambres, las diferentes fases que conforman estos cuerpos intrusivos pueden agruparse en una primera familia de pórfidos dacíticos de hornblenda, biotita y cuarzo, y una segunda familia que la constituyen pórfidos andesíticos de biotita (\pm cuarzo). Ambas se encuentran, en parte, fuertemente afectadas por procesos de alteración hidrotermal (Perelló *et al.*, 2012). Las edades U-Pb en circón reportadas por Perelló *et al.* (2012) se ubican entre $12,30 \pm 0,30$ y $10,53 \pm 0,14$ Ma.

En el sector del yacimiento Pachón, cuerpos de diorita-tonalita denominados como Diorita Pachón, se asocian con la mineralización y fueron correlacionados por Lencinas y Tonel (1993). También se describen pórfidos dacíticos estériles que cortan a la diorita-tonalita (Lencinas y Tonel, 1993). Dataciones de Re-Os en molibdenita permiten establecer una edad entre 8,43 y 9,16 Ma para El Pachón, que demuestran que este depósito representa un sistema magmático hidrotermal distinto, que fue emplazado durante el levantamiento y exhumación del depósito Los Palambres (Bertens *et al.*, 2006).

En los cuerpos intrusivos relacionados genéticamente al pórfido El Altar, Maydagán *et al.* (2011) reconoció hasta cinco fases diferentes de pórfidos cuya composición varía desde pórfidos dacíticos con fenocristales de biotita, hornblenda, plagioclasa y cuarzo hasta pórfidos de composición andesítica. Cuatro edades U-Pb en circones reportadas por Maydagán *et al.* (2011) indican, para El Altar, valores comprendidos entre los $11,75 \pm 0,24$ y los $10,35 \pm 0,32$ Ma, en acuerdo con una edad U-Pb en circón de $10,7 \pm 0,4$ Ma obtenida de los pórfidos de Piuquenes. La edad U-Pb más joven de esta unidad la reportó Maydagán *et al.* (2011) en El Altar ($8,9 \pm 0,4$ Ma), la que es concordantes con edades Re-Os reportadas para El Pachón.

Finalmente se reconocen depósitos glaciares, fluvio-glaciares y aluviales de edad cuaternaria cubriendo ampliamente los valles (Torres, 2012).

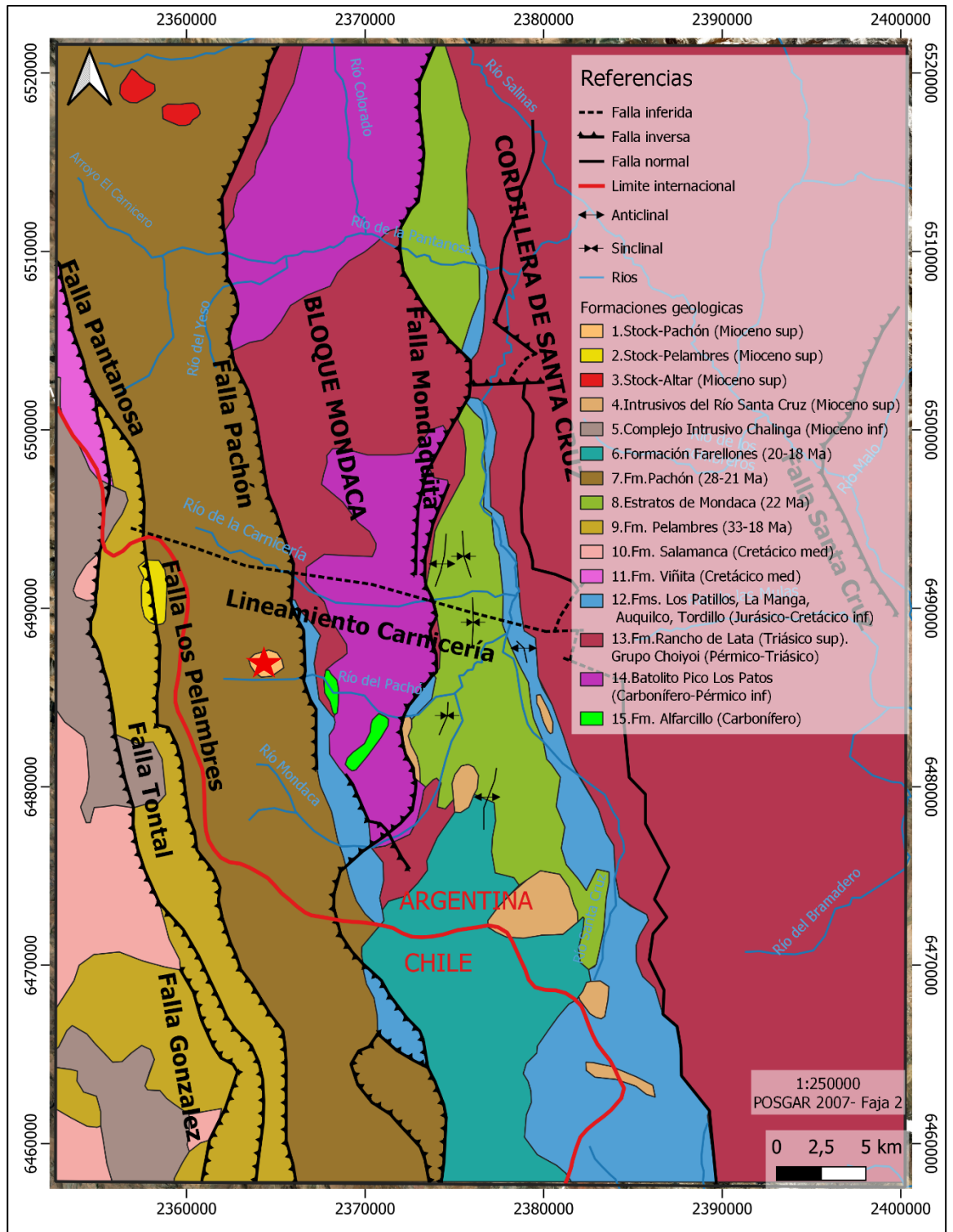


Figura 12. Mapa geológico regional de la cordillera del límite argentino chileno, en inmediaciones del proyecto El Pachón (estrella roja). Tomado de Ariza y Ceballos (2020).

Edad	Grupo estratigráfico	Unidad estratigráfica	Litología	Tectonismo	Edad (Ma)
Cuaternario	Depósitos cuaternarios		Glacial, glaci-fluvial, aluvial, coluvial y depósitos fluviales	Compresión – fallamiento inverso. Levantamiento del orógeno y erosión	
Mioceno superior	Intrusivos del mioceno superior	Pórfido Altar	Pórfido dacítico	Transpresión-Emplazamiento de pórfidos mineralizantes	11,16 ± 0,06
		Pórfido El Pachón	Dioritas y tonalitas		8,43 – 9,16
		Pórfido Los Pelambres	Pórfidos dacíticos y andesíticos		13 - 14
Mioceno medio	Intrusivos del Mioceno Medio	Complejo Intrusivo Chalinga	Tonalitas porfíricas	Compresión – Actividad magmática	15 - 23
		Intrusivos del río Santa Cruz	Dioritas porfíricas		14 - 15
		Stock Pelambres	Dioritas cuarcíferas		13 - 16
Mioceno inferior	Unidades volcánicas del Oligoceno superior – Mioceno inferior	Formación Farellones	Aglomerados volcánicos y coladas daciandesíticas	Extensión – Fallamiento normal	20 - 18
		Formación Pachón	Brechas andesíticas y areniscas volcánicas		28 – 21
		Estratos de Mondaca	Brechas piroclásticas, lavas andesíticas		22
		Formación Pelambres	Andesitas basálticas, lavas y tobas andesíticas		33 - 18
Oligoceno superior	Secuencias sedimentarias del Cretácico superior	Formación Salamanca	Andesitas y brechas andesíticas		
		Formación Viñita	Basaltos y andesitas basálticas		
Jurásico Superior	Secuencias sedimentarias del Jurásico	Formación Tordillo	Conglomerados y arenisca	Extensión – Relajación - Fallamiento normal	
		Formación Auquilco	Depósitos de yeso con intercalación de calizas		
Jurásico medio		Formación La Manga	Margas, calizas y lutitas		
Jurásico inferior		Formación Los Patillos	Areniscas calcáreas con intercalaciones de calizas		
Triásico inferior	Basamento Paleozoico-Triásico	Formación Rancho de Lata	Piroclásticas con intercalaciones de areniscas y conglomerados volcánicos	Extensión - Fallamiento normal	
		Grupo Choiyoi	Brechas piroclásticas tobas soldadas e ignimbritas		
Pérmico-Triásico					
Carbonífero superior-Pérmico inferior		Batolito Pico Los Sapos	Granitos, granodioritas, dioritas y diques riolíticos	Compresión - Actividad magmática	
Carbonífero Superior		Formación Alfarcillo	Metapelitas, metareniscas y hornfels negros	Extensión	

Tabla 3. Síntesis estratigráfica y tectónica del área de estudio según Maydagán y Franchini (2024), Ariza y Ceballos (2020) y Perelló et al. (2012).

4.2. Estructura

El Proyecto El Pachón se incluye dentro de la Cordillera Principal de acuerdo con la clasificación propuesta por Cristallini (1996) (Figura 13). Dentro del dominio de la faja plegada y corrida de la Ramada, que se caracteriza por una deformación en estilo de piel gruesa (“*thick-skinned*”) dominada por fallas inversas de alto ángulo, que se han expuesto rocas neopaleozicas correspondientes al basamento, sobre rocas mesozoicas y cenozoicas desarrolladas en la región (Cristallini, 1996) (Figura 14).

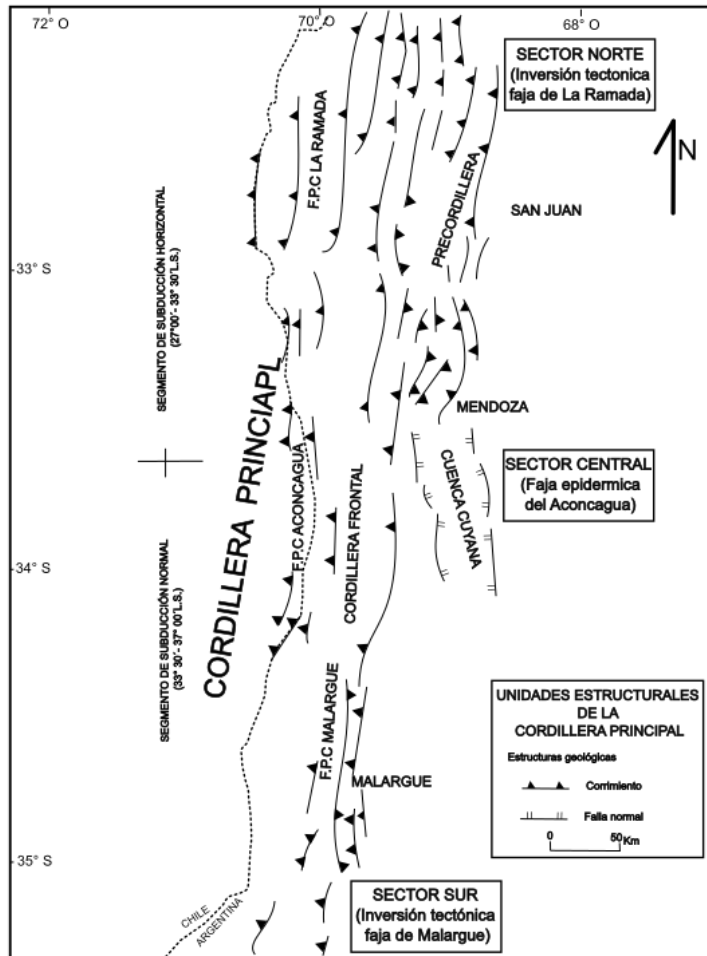


Figura 13. Ubicación de la Cordillera Principal y sus límites (modificado de Ramos et al., 1996).

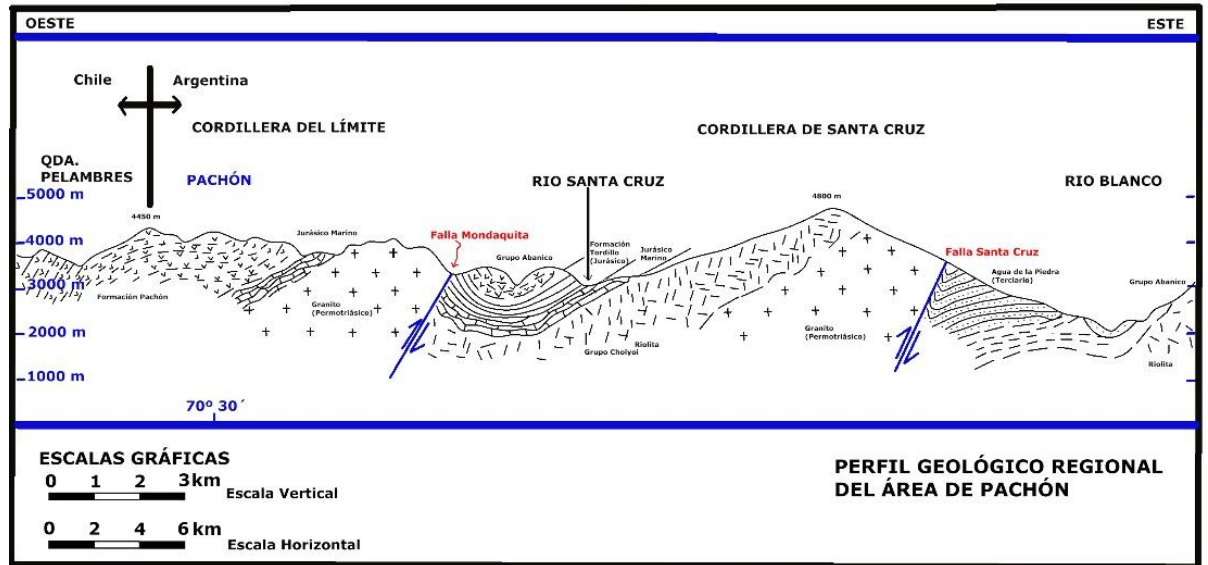


Figura 14. Corte estructural de la faja plegada y corrida de la Ramada. Tomado de Torres (2012).

Las interacciones entre los bloques estructurales de la región permiten distinguir cuatro dominios que controlan la geología de la zona de estudio, limitados por fallas regionales inversas (algunas con alto ángulo) con orientación N-NNO y vergencia tanto al este como al oeste (Figura 15), entre las que se distinguen: Falla Santa Cruz, Falla Mondaquita, Falla Pachón, Falla Los Pelambres, Falla Pantanosa y Fallas Totoral y Gonzáles (Mpodozis *et al.*, 2009). El **dominio 1** tiene un estilo de deformación de piel gruesa que expone el basamento paleozoico y su cobertura mesozoica, junto a secuencias volcano-sedimentarias miocenas; estas buzanan al oeste y están intruidas por *stocks* y diques dacíticos a granodioríticos, con edades comprendidas entre los 15 a 10 Ma (Mpodozis *et al.*, 2009). **Dominio 2**, formado por extensos afloramientos de rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Formación Pachón) que cubre en discordancia a secuencias sedimentarias mesozoicas y están intruidas por *stocks* y diques miocenos. **Dominio 3** formado por una estrecha faja de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias muy deformadas del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Formación Los Pelambres). **Dominio 4** incluye secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico superior junto a intrusivos del Paleoceno al Mioceno inferior, a los que se suman intrusivos del Paleoceno al Mioceno inferior y secuencias volcánicas del Oligoceno superior – Mioceno inferior.

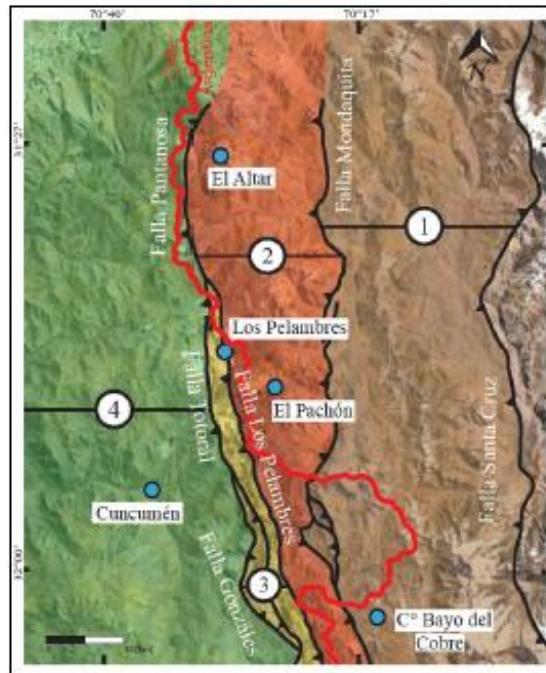


Figura 15. Dominios estructurales de la región de Pachón. Los círculos con números indican el dominio. Las fallas Santa Cruz y Mondaquita acomodan deformación en un estilo de escama gruesa, mientras que las fallas Pantanosa, Totoral, Pelambres y Gonzáles lo hacen en un estilo de escama delgada (Mpodozis *et al.*, 2009)

Localmente, la estructura en fajas de orientación dominante NNO-SSE se encuentra segmentada por lineamientos estructurales transversales (Figura 16), los cuales serían el resultado del control ejercido por estructuras extensionales previas relacionadas al *rift* triásico (Cristallini, 1996; Álvarez, 1997; entre otros).

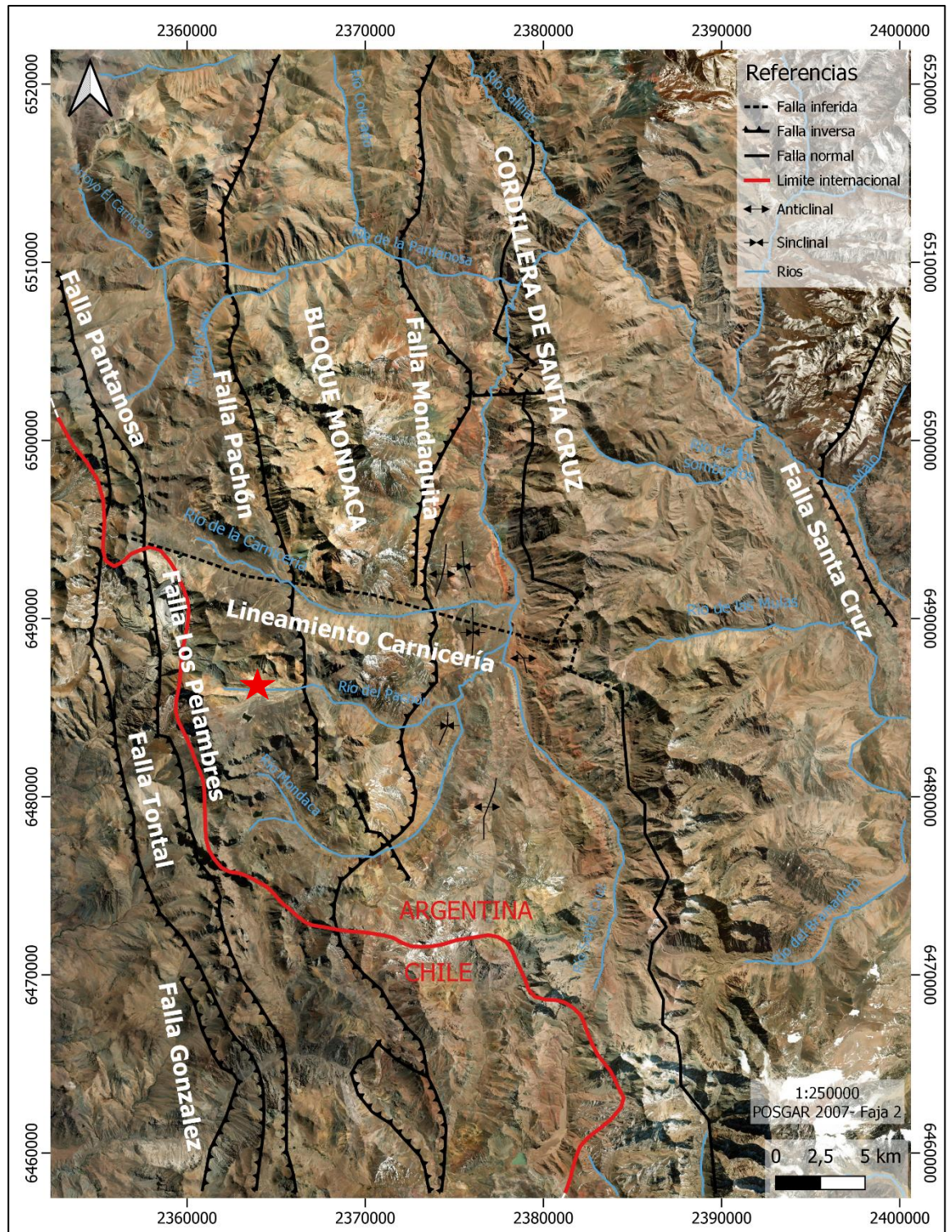


Figura 16. Estructura de fallamiento y plegamiento regional de la cordillera del límite argentino chileno, en inmediaciones del proyecto Pachón (estrella roja). Tomado de Ariza y Ceballos (2020).

5. GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

En el área del yacimiento El Pachón se reconocen como principales unidades geológicas a la Formación Pachón, cuerpos intrusivos de composición diorítica y tonalítica, y como fase tardía se intruyen pórfidos dacíticos. Además, en el depósito se reconocen dos grandes cuerpos de brechas denominados Brecha Sur y Brecha Norte.

Litología del área de estudio

Formación Pachón según un informe interno de la Empresa (Pachón S.A. Minera, 2019) está conformada por coladas de lavas andesíticas (Figura 17 a y b) afaníticas a finamente porfíricas de color gris verdoso a negruzco y rocas dacíticas con textura porfírica a afanítica que presenta fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Brechas volcánicas andesíticas en bancos gruesos con intercalaciones de tobas andesíticas, tobas dacíticas (Figura 17 c) y niveles piroclásticos ácidos de coloración blanquecina con una marcada estratificación paralela. Se identifican algunos niveles de ocoítas (17 d) caracterizadas por sus grandes fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica. En otra zona, se encuentran afloramientos de rocas riolíticas y tobas líticas.

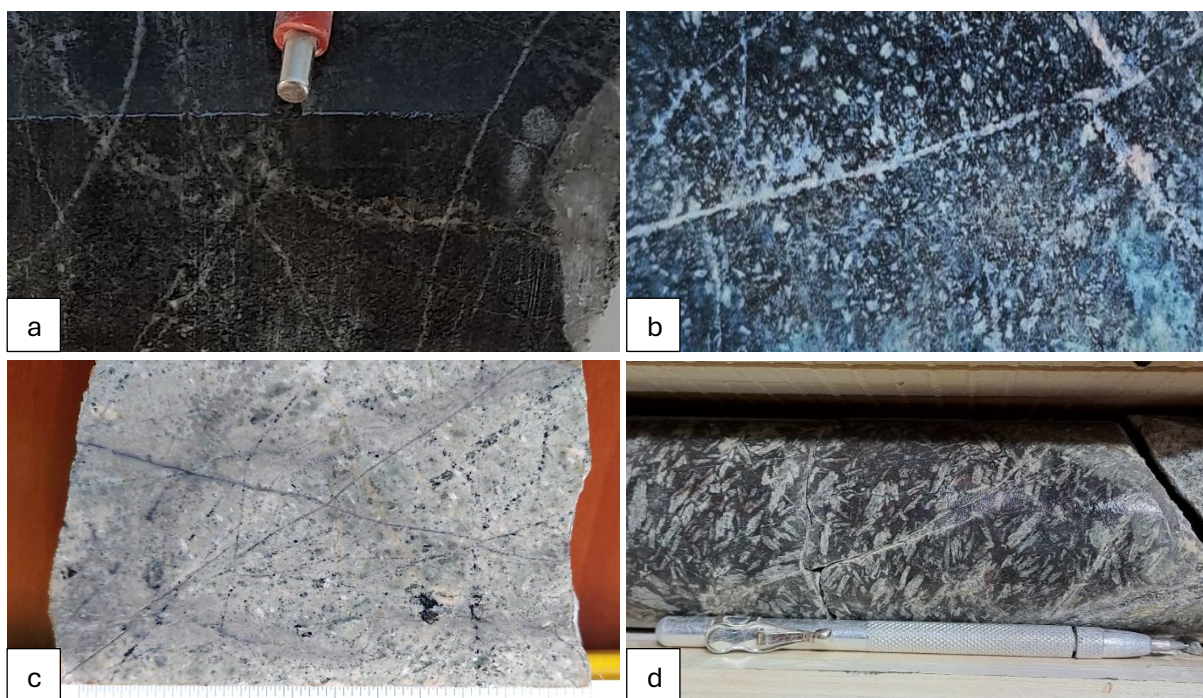


Figura 17. Fm Pachón; a) Andesita afanítica a finamente porfírica; b) Andesita porfírica; c) Toba dacítica; d) Andesita ocoíta.

Intrusivos plutónicos/ subvolcánicos:

- Diorita

Macroscópicamente, se trata de una roca de color gris medio a oscuro, con textura granular de grano muy fino. Se observan cristales dispersos de plagioclasa, acompañados por minerales máficos como actinolita y biotita, que presentan tonalidades verdes oscuro a negras. La disposición de los cristales y la composición mineralógica permiten clasificar esta roca como una **diorita**. Su aspecto compacto y la presencia de máficos oscuros le otorgan una apariencia homogénea.

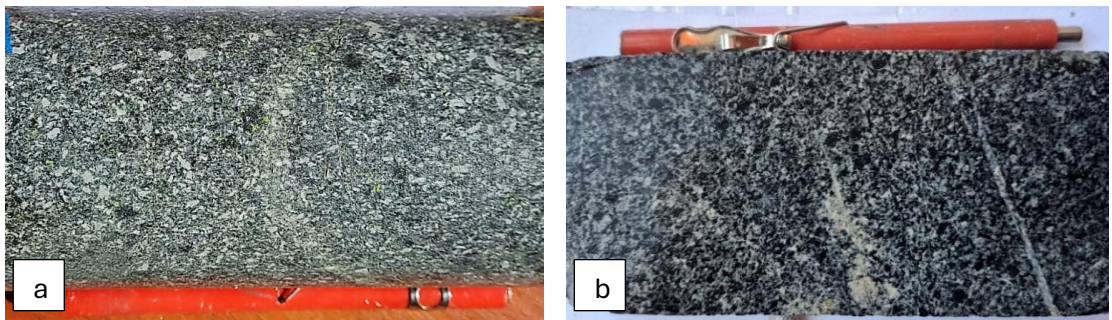


Figura 18. Muestras de diorita.

- Pórfido tonalítico

Macroscópicamente, la roca es de color gris claro, con textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y en menor proporción biotita, se observa pasta afanítica. En algunos casos los feldespatos suelen adquirir una tonalidad amarillenta debido a procesos de alteración. Con base en la textura porfírica y la composición mineralógica observada, se clasifica esta roca como **pórfido tonalítico**.

En la figura 19 se observa: a) al pórfido tonalítico con *stockwork* de vetillas de cuarzo y feldespato potásico; b) pórfido tonalítico con fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, afectada por alteración fílica dominante y vetillas filiformes de turmalina.

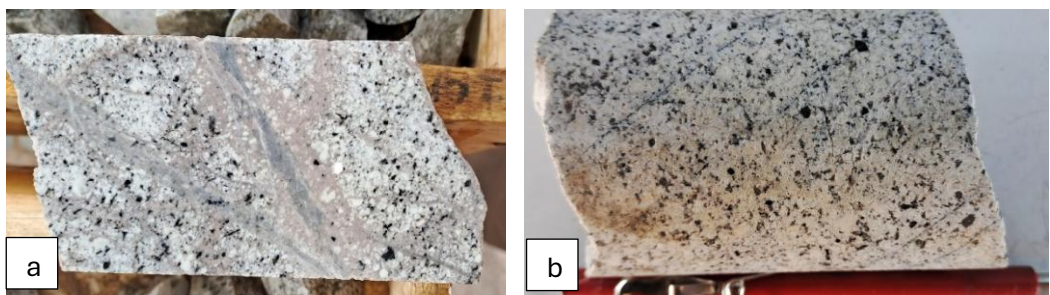


Figura 19. a) Pórfido tonalítico con *stockwork* de vetillas y b) Pórfido tonalítico.

Descripción microscópica:

Microscópicamente, el pórfido tonalítico presenta fenocristales de plagioclasa y biotita, con pasta reemplazada por cuarzo y minerales hidrotermales como biotita hidrotermal, minerales opacos, feldespato potásico y anhidrita. En algunos cortes delgados se observa la preservación de fenocristales primarios de plagioclasa y biotita (Figura 20 a), asimismo, se identifican agregados de rutilo (Rt) y anhidrita (Anh), rellenando una vetilla (Figura 20 b). Los fenocristales de plagioclasa están reemplazados parcialmente por feldespato potásico (Kfs) y cantidades subordinadas de anhidrita (Figura 20 c).

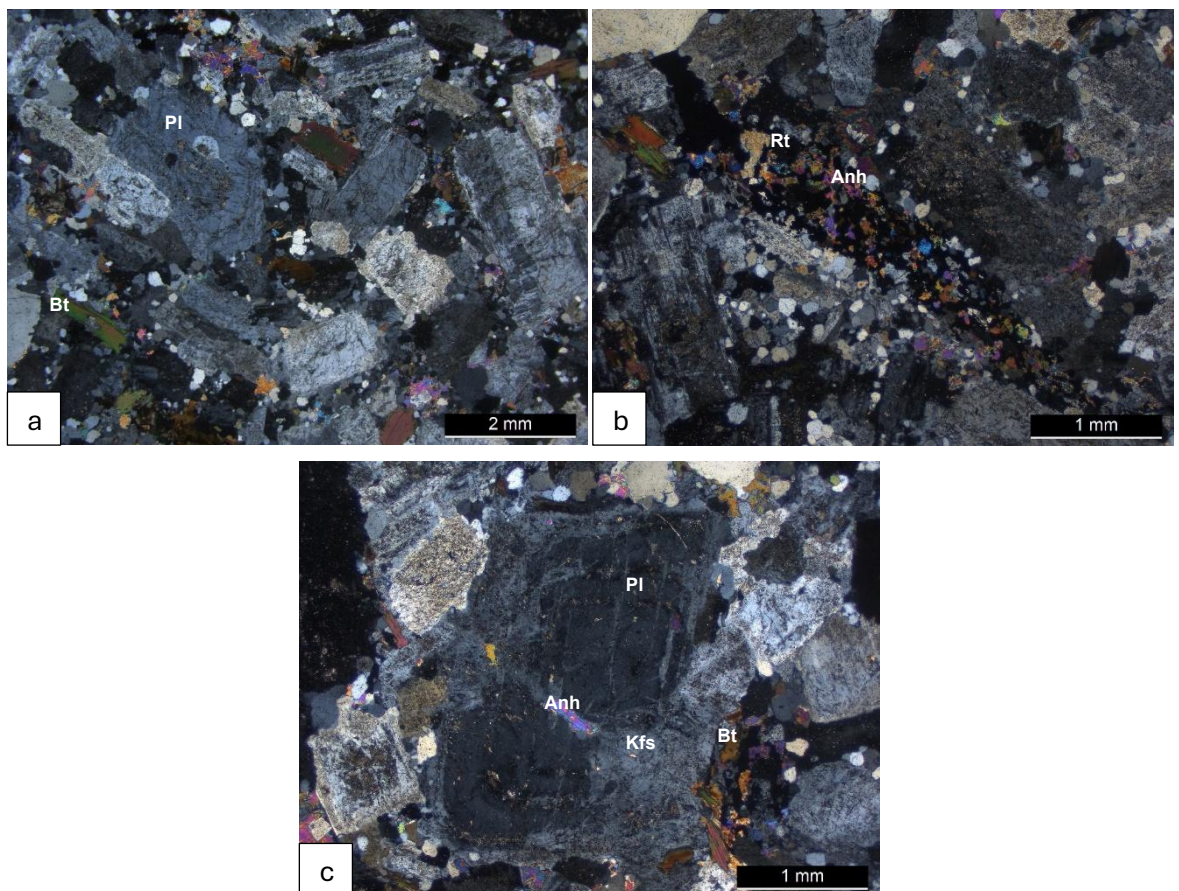


Figura 20. Fotomicrografías del pórfido tonalítico: a) Textura general de la roca, con preservación de fenocristales de plagioclasa y biotita (NX), b) Detalle del agregado de rutilo y anhidrita (NX), c) Fenocristales de plagioclasa siendo reemplazados parcialmente por feldespato potásico y anhidrita subordinada (NX). Abreviaturas según Whitney y Evans (2010): Pl (Plagioclasa), Anh (anhidrita), Kfs (feldespato potásico), Rt (Rutilo).

- **Pórfido dacítico**

Macroscópicamente, la roca es de color gris claro, con textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo (Figura 21 a). Se observa una menor proporción fenocristales de minerales máficos como anfíboles (Figura 21 b). Por su

textura porfírica y composición mineralógica, se clasifica esta roca como **pórfido dacítico**.

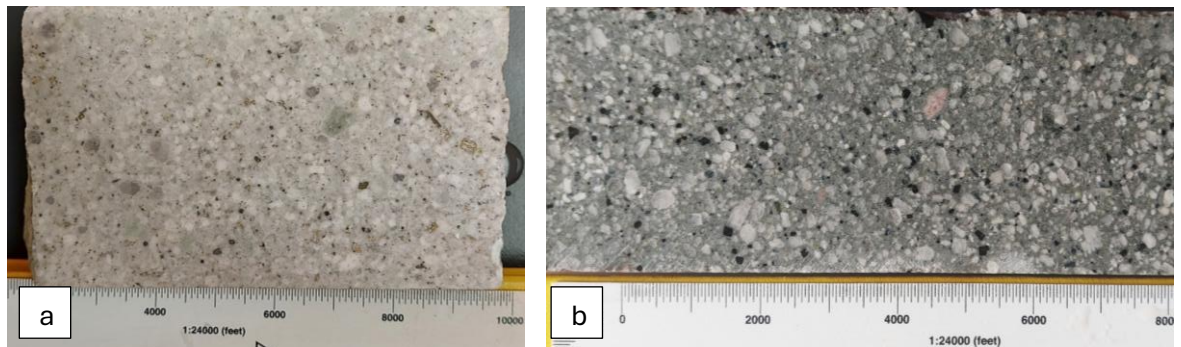


Figura 21. a) y b) Pórfido dacítico.

Descripción microscópica:

La mayoría de las muestras clasificadas como **pórfido dacítico** presentan texturas que varían de microporfírica a porfírica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita inmersos en pasta fanerítica. La pasta está constituida por un agregado de fenocristales de plagioclasa (con alteración a minerales arcillosos) y cuarzo primario, en algunos casos se observa también cuarzo secundario en vetillas como resultado de los procesos de alteración hidrotermal. Se reconocen biotitas magmáticas parcialmente reemplazadas por biotita hidrotermal y clorita (Figura 22 a), así como la presencia de vetillas rellenas de cuarzo (Figura 22 b).

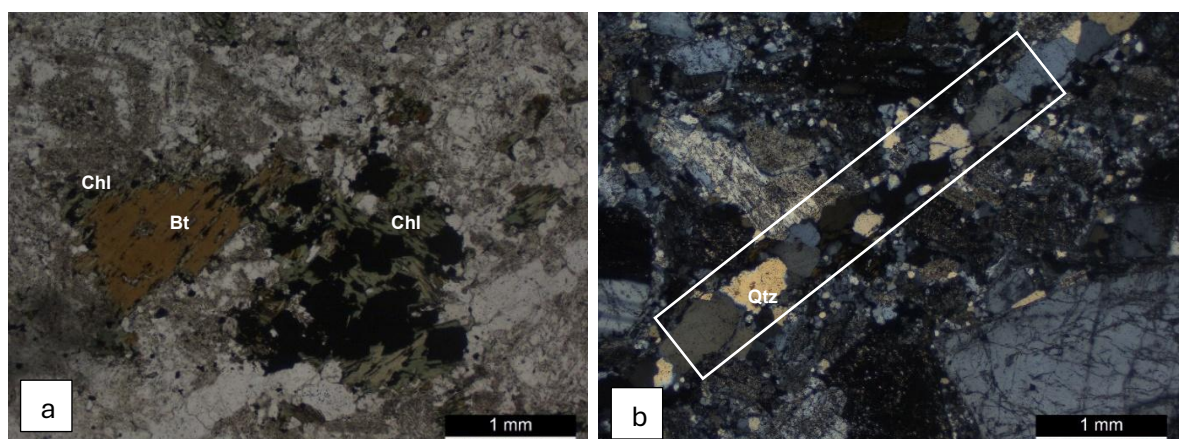


Figura 22. Fotomicrografías del pórfido dacítico: a) Textura general de la roca (N/II), donde se preserva su fábrica porfírica. Se aprecian fenocristales de plagioclasa y biotita primarias. Además, se reconoce un nido de biotitas hidrotermales reemplazados por clorita asociados a minerales opacos, b) Vetillas rellenas por cuarzo secundario y minerales opacos (N/X). Abreviaturas según Whitney y Evans (2010): Chl (clorita), Bt (biotita), Qtz (cuarzo).

Brechas:

La clasificación genética de las brechas se hace de acuerdo con el criterio de Corbett y Leach (1998), pero se mantiene la nomenclatura empleada por la empresa Glencore Pachón para designar las brechas reconocidas en el yacimiento.

- BRECHA SUR

Corresponde a un cuerpo de brecha emplazada en la parte central del depósito en contacto con la andesita al oeste y el pórfido dacítico al este. Este cuerpo está compuesto por diversas unidades de brechas matriz sostén que presentan mineralización de interés económico:

BRECHAS MAGMÁTICA

1. Brecha con matriz de roca ígnea inequigranular

Consiste en una brecha, matriz sostén donde predominan los clastos de pórfido dacítico, andesita y, ocasionalmente, pórfido tonalítico, inmersos en una matriz de composición mesocrática, con textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (Figura 23 a y b). Con base en la mineralogía y textura la matriz de la brecha fue determinada de composición dacita.

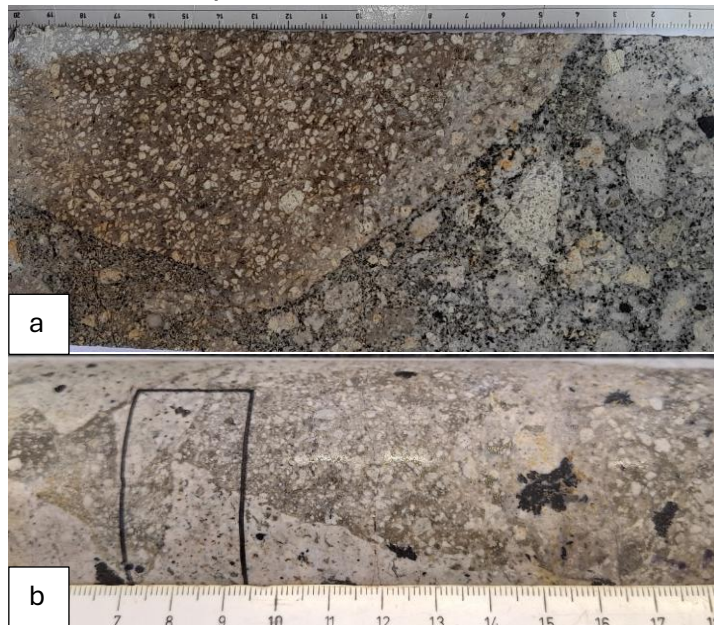


Figura 23. a) Brecha con clastos de andesita rodeados por una matriz de composición dacítica; b) Brecha con clastos de dacita, inmersos en una matriz de textura porfírica y composición dacítica, se aprecia fino diseminados de sulfuros.

Descripción microscópica:

Microscópicamente se reconocen clastos de pórfido dacítico y andesita. En los clastos dacíticos se observan fenocristales de plagioclasa alteradas a minerales arcillosos y sericita, cuarzo anhedral con bordes engolfados, y minerales máficos, probablemente anfíboles, cuyo reconocimiento es dificultoso debido a su reemplazo parcial o total por minerales hidrotermales como: clorita, biotita y carbonatos (Figura 24 a y b). La matriz que contiene estos clastos está compuesta por una roca ígnea de textura inequigranular y composición dacítica, predominantemente de grano fino, en la cual se identifican fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita hidrotermal (Figura 24 c y d). Además, las plagioclasas presentes en la matriz muestran evidencias de alteración a sericita, carbonatos y, en algunos sectores, a feldespato potásico en forma de parches.

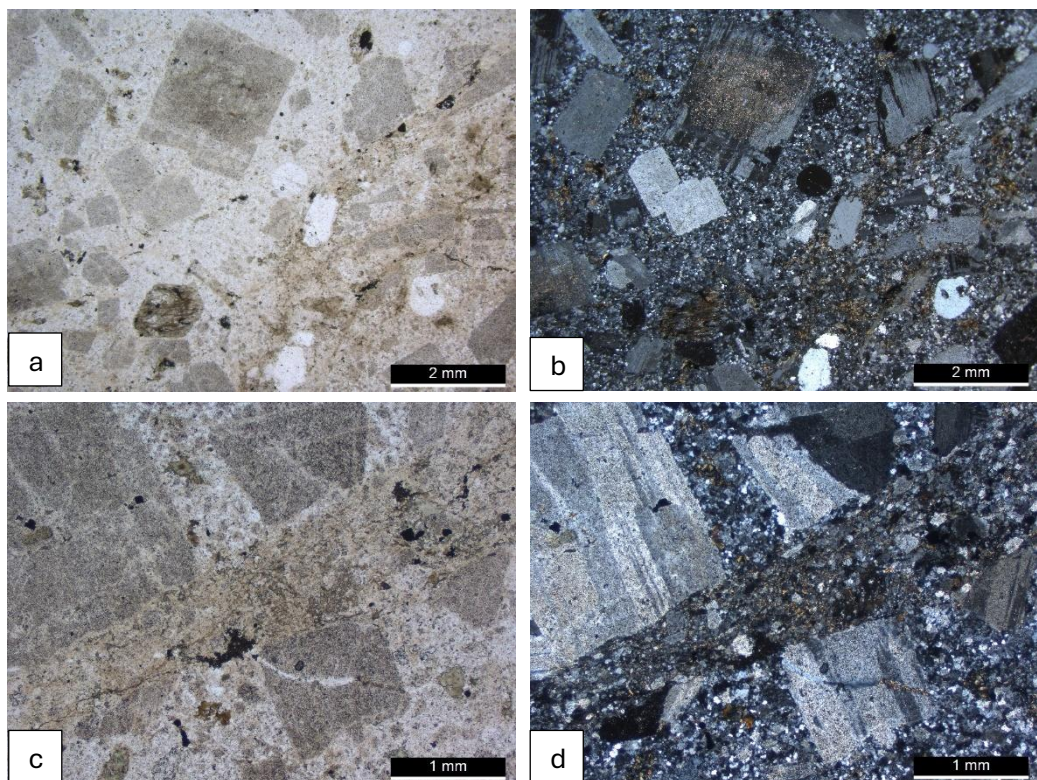


Figura 24. a) y b) Fotomicrografías donde se observa la textura general de un clasto, se observan fenocristales de plagioclasa, cuarzo redondeado y engolfado, y minerales máficos (N// y NX, respectivamente). c) y d) Fotomicrografías que ilustra la matriz de la brecha, de composición dacítica, la granulometría es fina, compuesta esencialmente por cuarzo, fenocristales de plagioclasa y biotita hidrotermal (N// y NX, respectivamente).

2. Brecha con matriz de roca molida

Esta brecha dependiendo del sector del yacimiento que se encuentre es matriz sostén o clasto sostén compuesta por clastos de pórfido tonalítico, pórfido dacítico y andesita, inmersos en una matriz de roca molida y con presencia de cemento de magnetita, biotita y calcopirita (Figura 25 a y b). En algunos casos, la matriz se encuentra acompañada por fragmentos de roca ígnea de textura inequigranular. Los clastos presentan tamaños variables y morfologías angulosas y subangulosas.

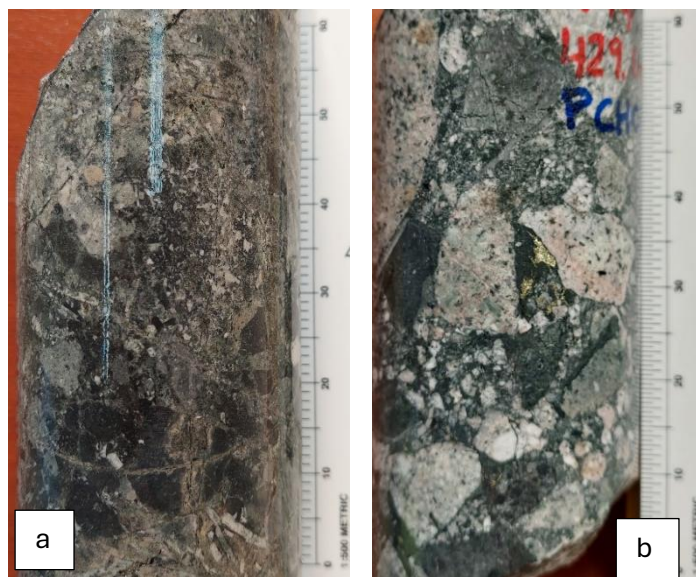


Figura 25. a) Brecha clasto sostén con clastos angulosos a subangulosos de andesita con matriz de roca molida; b) Brecha matriz sostén con clastos subangulosos de pórfido tonalítico y andesitas con matriz de roca molida y cemento de magnetita, calcopirita y biotita.

BRECHA HIDROTHERMAL

3. Brecha con matriz de cuarzo y feldespato potásico

Se trata de una brecha compuesta por clastos de andesita (Figura 26 a y b), pórfido tonalítico y fragmentos retrabajados de la misma brecha (Figura 26 c), inmersos en una matriz constituida predominantemente por cuarzo y feldespato potásico (Figura 26 d). Los clastos presentan morfología mayormente angulosa y tamaños variables. En una de las muestras analizadas se identificaron dos tipos de matriz: una matriz de composición ígnea de grano fino y otra formada por la asociación de cuarzo \pm feldespato potásico

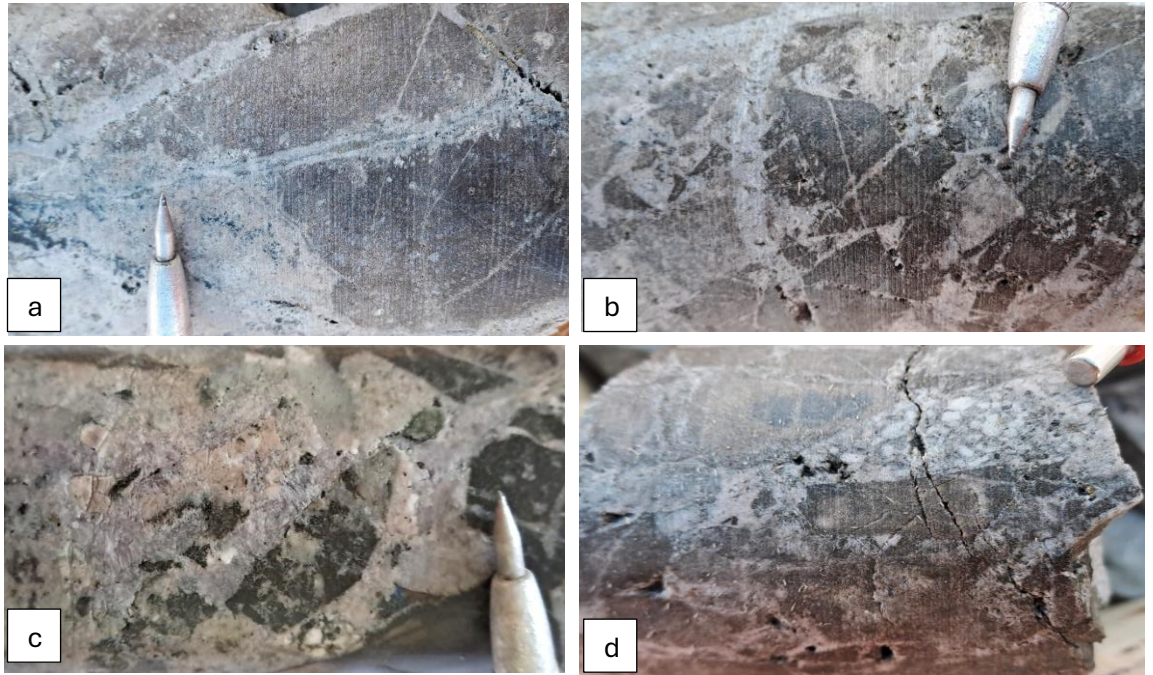


Figura 26. a) y b) Brecha con clastos de andesita inmersos en una matriz constituida por cuarzo y feldespato potásico, c) clastos retrabajados de la brecha con matriz de cuarzo y feldespato potásico y d) Brecha con clastos de andesita inmersos en matriz de cuarzo, feldespato potásico y roca ígnea.

4. Brecha con matriz de turmalina

Brecha matriz sostén, compuesta por clastos de andesita, pórfido dacítico y pórfido tonalítico, algunos de los clastos se encuentran alterados y mineralizados (Figura 27 a, b y c). Los clastos presentan tamaños variables y morfologías que varían de angulosos a subredondeados (Figura 27 d), se encuentran inmersos en una matriz de grano fino y color oscuro compuesto principalmente por turmalina hidrotermal, pirita, cuarzo y en menor proporción, fenocristales de plagioclasa. En algunas muestras se observa la presencia de matriz de roca molida asociada a cemento de turmalina y cuarzo.

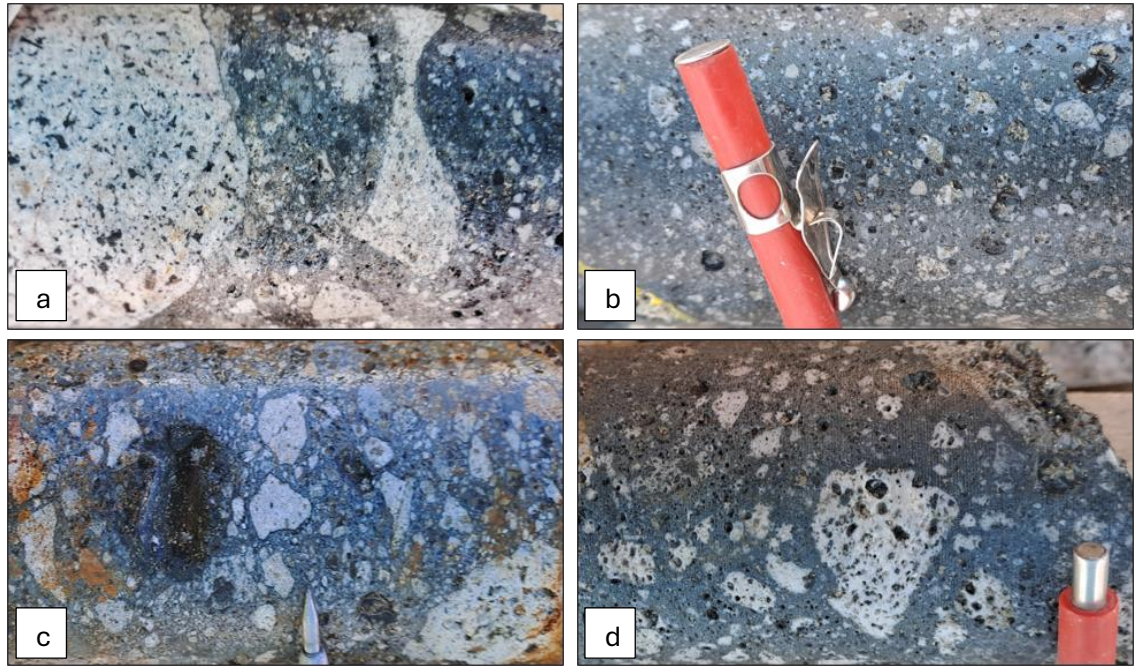


Figura 27. a) Brecha con clastos de pórfido dacítico y pórfido tonalítico con matriz compuesta de turmalina y cuarzo, con presencia local de matriz de roca molida, b) Brecha matriz sostén con abundante matriz turmalínica y pequeños clastos alterados y mineralizados de pórfido dacítico, c) Brecha con clastos subredondeados de pórfido dacítico inmersos en matriz turmalínica; d) Brecha con clastos subredondeados de pórfido dacítico y matriz de turmalina.

- BRECHA NORTE:

BRECHA HIDROTHERMAL

Brecha monomítica compuesta por clastos angulosos de pórfido dacítico con alteración fílica que se disponen alineados en una matriz constituida por turmalina, cuarzo subordinado, yeso, calcopirita, pirita y tennantita-tetraedrita (Figura 28), ubicada al norte de la brecha sur. Según la clasificación de Tylor y Pollard (1993), y de acuerdo con las características observadas en el depósito, se la clasifica como una brecha tipo *shingle*.

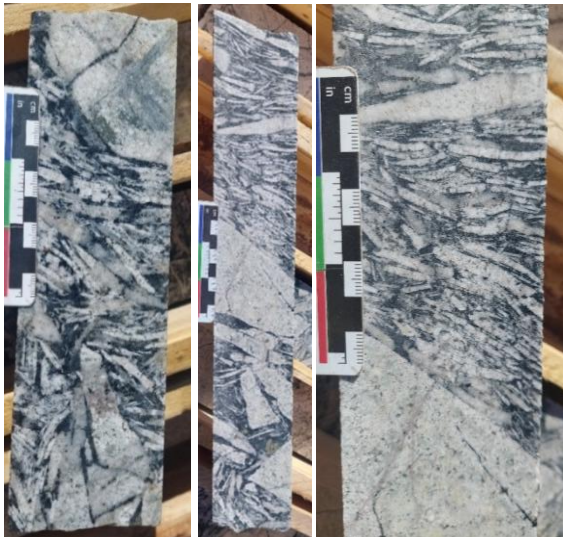


Figura 28. Brecha tipo *shingle*

Alteraciones y vetillas asociadas

Las alteraciones hidrotermales observadas en el área del yacimiento El Pachón no presentan una distribución homogénea, sino que varían en intensidad y tipo según la litología afectada y los controles geológicos presentes. Estos controles pueden ser de naturaleza litológica, espacial - relacionados principalmente con la proximidad a cuerpos intrusivos o centros de actividad hidrotermal—, y estructural, como indica Torres (2012).

La subdivisión de las vetillas adoptada en este trabajo se fundamenta en las tipologías propuestas para sistemas pórfidos de cobre por diversos autores (véase Tabla 2) y se complementa con categorías adicionales definidas a partir de criterios de campo observados en el yacimiento como textura, mineralogía y relación de corte.

A continuación, se describen las principales asociaciones de alteración reconocidas en el proyecto.

Alteración potásica:

En la parte central del depósito El Pachón, esta alteración presenta una intensidad que varía de fuerte a moderada, condicionada principalmente por el tipo de litología. Se presenta en forma de agregados, reemplazo y vetillas (Torres *et al.*, 2018). La asociación mineralógica característica está compuesta por cuarzo + biotita ± anhidrita ± albita ± feldespatos potásicos ± magnetita.

En las andesitas y tobas andesíticas y pórfido tonalítico, se reconocen al menos dos pulsos distintivos de esta alteración. El primero corresponde a una alteración de intensidad fuerte, evidenciada por la presencia de nidos y vetillas de biotita (EB, *early biotite*), acompañada por abundante magnetita finamente diseminada, tanto en forma de agregados y vetillas. En las andesitas además de la presencia de biotita y magnetita diseminada en la pasta, hay desarrollo de vetillas tipo A y C (Figura 29 a). En el segundo pulso se vincula a una facies de feldespatos potásicos, donde las mismas litologías adquieren una tonalidad gris rosada, como resultado de parches de feldespatos potásicos que invaden la pasta y reemplazan fenocristales de plagioclasa. En esta etapa se observa una disminución en la presencia de magnetita. En la figura 29 b, se observa un pórfido tonalítico con alteración potásica y alteración filica

sobreimpuesta, donde destacan parches y vetillas de feldespato potásico en la pasta, junto con vetillas de cuarzo.

En los pórfidos dacíticos y tobas dacíticas la alteración es de intensidad suave a moderada, se observan tonalidades rosadas debido a la presencia de feldespato potásico que invade la pasta/matriz. Son escasos los nidos de biotita, que por lo general están parcialmente cloritizados. Tanto en los pórfidos dacíticos como en las tobas dacíticas la magnetita es muy escasa.

En el caso de las brechas, esta alteración afecta en gran medida a los clastos que las constituyen adquiriendo tonalidades rosáceas debido al feldespato potásico que invade la pasta, reemplaza fenocristales y también se encuentra en vetillas. En otros casos se observan nidos de biotita hidrotermal que en ocasiones son cloritizados y también se presenta magnetita diseminada (Torres, 2012).

Microscópicamente, esta alteración se expresa como reemplazo parcial o total de biotita magmática por biotita hidrotermal, en ocasiones acompañada por agregados de rutilo y anhidrita, como se observa en el pórfido tonalítico a nicoles cruzados (Figura 29 c). Asimismo, en algunas muestras se aprecia la alteración de plagioclasa por minerales arcillosos (Figura 29 d).

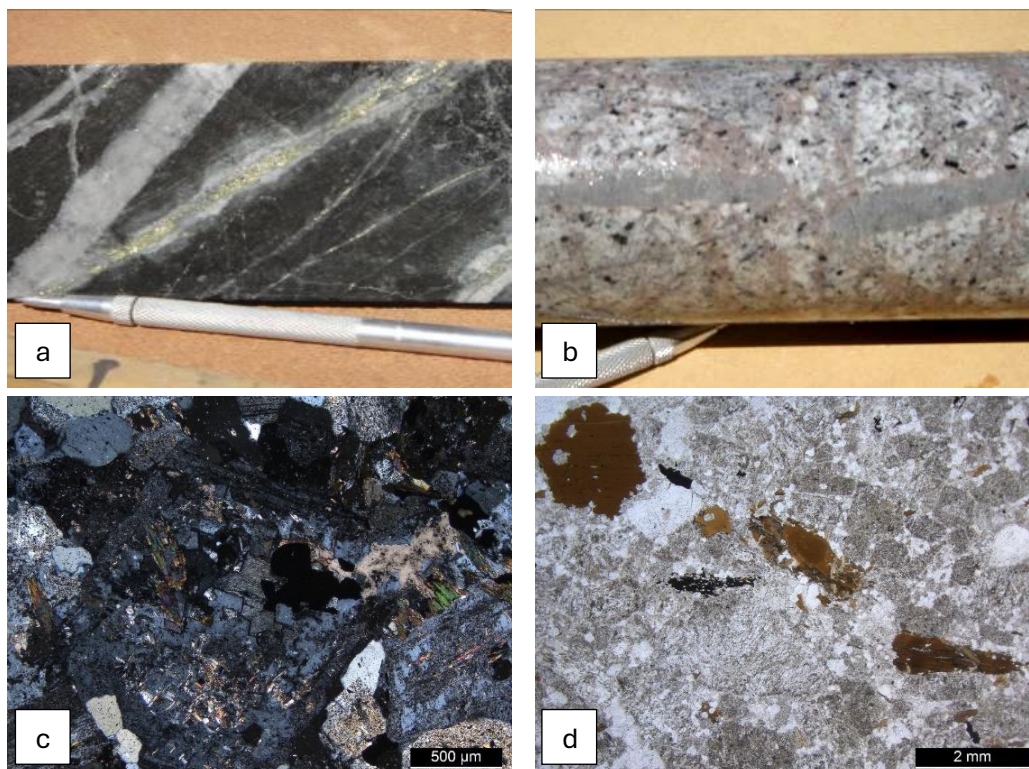


Figura 29. Fotografías a escala macroscópica: a) Andesita con alteración potásica en facies biotíticas (biotita y magnetita diseminada en la pasta) y vetillas tipo A y C; b) pórfido tonalítico con alteración potásica, y filica sobreimpuesta, con parches y vetillas de feldespato potásico en la pasta, y vetillas de cuarzo; c) Fotomicrografía del pórfido tonalítico, donde se observan fenocristales de biotita magmática reemplazada por biotita hidrotermal, además se aprecian agregados de rutilo y anhidrita (NX); d) Fotomicrografía del pórfido tonalítico, se observan fenocristales de plagioclasa reemplazados por minerales arcillosos (NII).

Vetillas asociadas a la alteración potásica, reconocidas en el Yacimiento El Pachón:

Vetillas tipo *EB* (*early biotite*); pueden presentar o no un halo de alteración, el cual, cuando está presente está conformado por biotita con sutura de cuarzo. El relleno de la vetilla está compuesto mayoritariamente por biotita. Morfológicamente, presentan una forma sinuosa y espesores variables.

Vetilla tipo *EDM* (*early dark micaceous*) se caracterizan por presentar halos de alteración compuestos por feldespato potásico en las andesitas, en rocas félsicas pueden estar presentes con poco desarrollo o ausente. El relleno está constituido por biotita, filosilicatos verdes, anhidrita, calcopirita, magnetita y ocasionalmente, bornita. Morfológicamente, las vetillas varían entre formas sinuosas y continuas (Figura 30 a).

Vetillas *A1*: el relleno está compuesto por cuarzo tipo sacaroide o granular y calcopirita. Estas vetillas son sinuosas con bordes irregulares y/o difusos (Figura 30 b y c).

Vetillas A2: presentan relleno de cuarzo sacaroide, calcopirita y ocasionalmente, bornita. Este tipo de vetilla tiende a ser más recta que las anteriores y genera bordes netos (Figura 30 d y e). Además, puede desarrollar un halo de feldespatos potásico.

Vetilla tipo B sin halo, rellenas de cuarzo masivo, molibdenita, el cual normalmente se distribuye en las suturas de este tipo de vetillas, calcopirita y bornita. Presentan espesores variables con morfologías rectas (Figura 30 f).

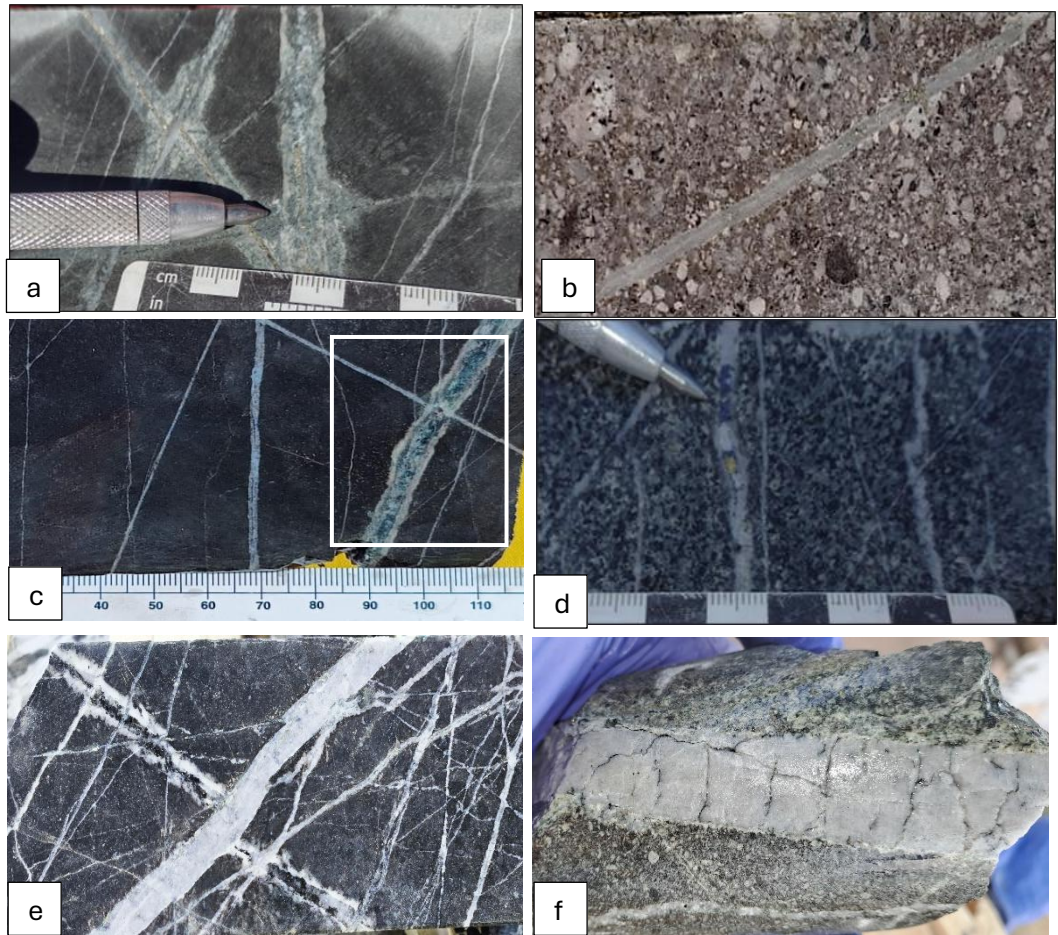


Figura 30. Vetillas potásicas; a) EDM con calcopirita; b) A1; c) A1 (< espesor) cortando EDM (> espesor); d) Vetilla A2 con calcopirita y bornita; e) Vetilla tipo A2 cortando EDM y f) B.

ALTERACIÓN PROPILÍTICA

La alteración propilítica reconocida en el yacimiento El Pachón se manifiesta con intensidad variable de débil a fuerte, dependiendo del tipo de litología que afecta. A nivel macroscópico, en la diorita, andesita, toba dacítica, y pórfido tonalítico presentan tonalidades grises claras a verdosas, con desarrollo de vetillas delgadas compuestas por minerales verdes (actinolita y/o epidoto) acompañadas por pirita en menor proporción (Figura 31 a). En algunas muestras se identifican halos de alteración en

torno a estas vetillas. La pirita y la magnetita se presentan de forma diseminada en cantidades generalmente bajas.

Microscópicamente, la alteración propilítica se expresa mediante una asociación mineral típica compuesta por clorita + epidoto \pm actinolita \pm calcita \pm cuarzo \pm yeso \pm minerales opacos, afectando de manera selectiva o penetrativa a las litologías. En los casos de mayor intensidad, se reconocen parches y vetillas de actinolita, epidoto y clorita (Figura 31 b). La plagioclasa suele conservarse fresca o con leve reemplazo por epidoto, clorita, calcita o cuarzo, mientras que los minerales máficos primarios, como la biotita, pueden encontrarse totalmente reemplazados por actinolita, clorita o minerales opacos (Figura 31 c y d). En rocas con textura brechosa, tanto los clastos como la matriz andesítica presentan alteración penetrativa, con clorita, epidoto, yeso y vetillas rellenas por actinolita y cuarzo.

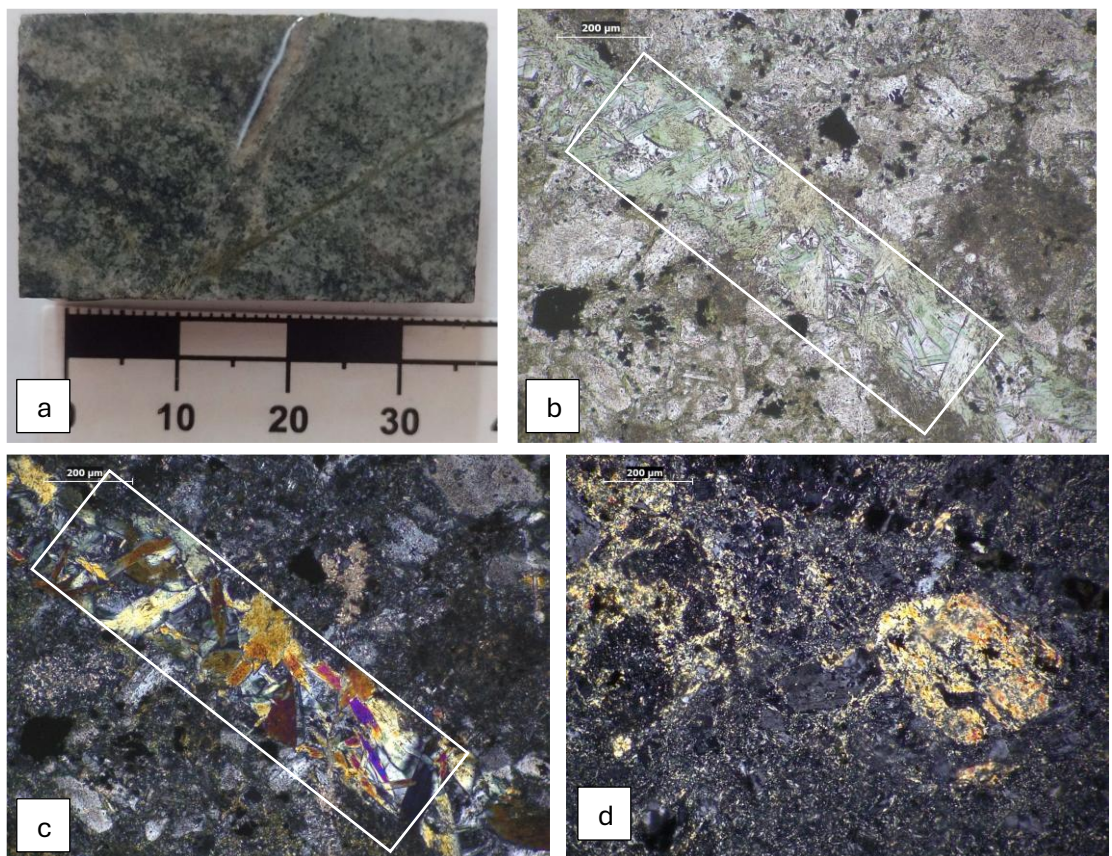


Figura 31. a) Diorita de color verde con alteración propilítica penetrativa; b) Fotomicrografía de vetilla rellena por actinolita (NII); c) Fotomicrografía de vetilla rellena por actinolita (NX); d) Fotomicrografía de sección pseudo-hexagonal de hornblenda con reemplazo por clorita, la pasta también se encuentra reemplazada por clorita (NX).

ALTERACIÓN FÍLICA

Transicional o alta temperatura

Este tipo de alteración constituye actualmente uno de los principales focos de estudio dentro del proyecto, debido a su escasa descripción previa y a que presenta características distintivas en comparación con la alteración fílica tardía. Estas diferencias podrían proporcionar información clave para comprender la evolución hidrotermal del sistema y su relación con la mineralización. Esta alteración se encuentra asociada a las siguientes vetillas:

Vetillas tipo C1, no presentan halo y están rellenas mayoritariamente de calcopirita. Tienen espesores menores a 3 mm y morfología recta. Suelen presentarse como grupos de vetillas concentradas en sectores puntuales (Figura 32 a y b).

Las vetillas tipo C2 presentan un halo de alteración caracterizado por filosilicatos verdes acompañado por calcopirita diseminada, sericita verde y cuarzo. El relleno está dominado por calcopirita y cuarzo. Estas vetillas exhiben morfologías rectas, con espesores variables y rellenos que pueden alcanzar hasta 5 mm (Figura 32 c y d).

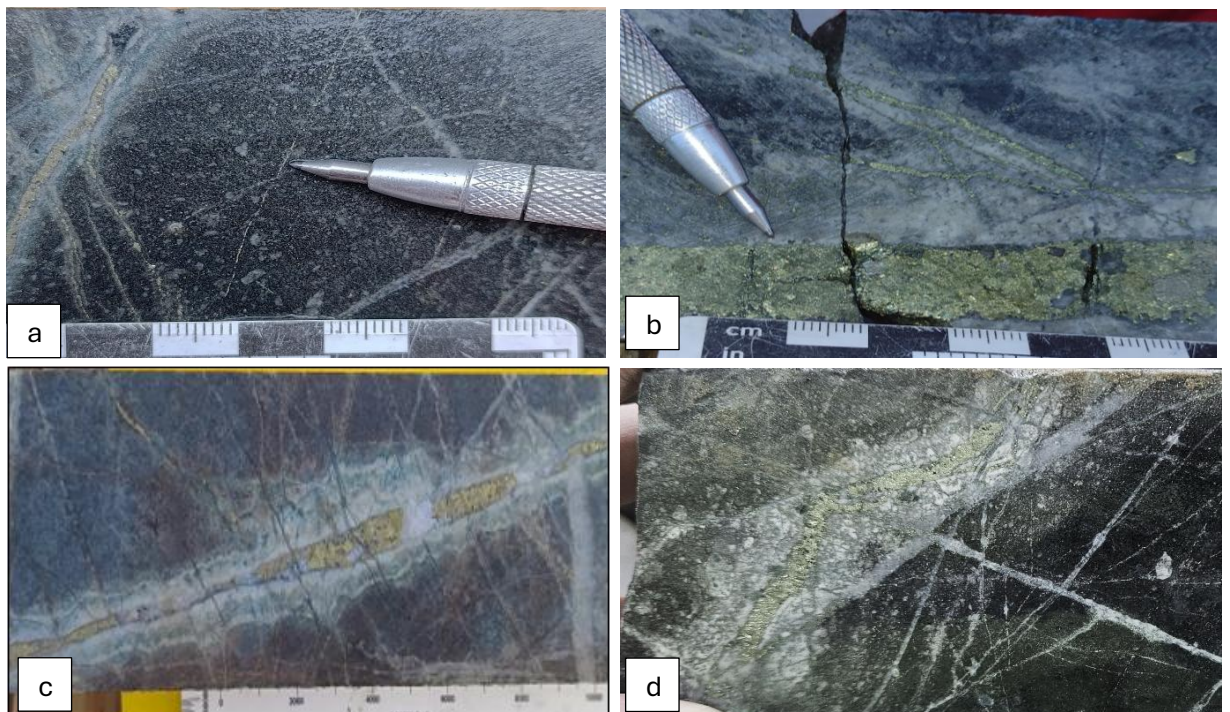


Figura 32. a); b) Vetilla tipo C1; c); d); Vetilla tipo C2.

Baja temperatura o tardía

Esta alteración se presenta con intensidad variable, entre débil a moderada, dependiendo del tipo de litología que afecta. En andesitas, tobas andesíticas, pórfidos

tonalíticos y tobas dacíticas se observan vetillas de cuarzo-sericita-pirita-turmalina (tipo D) como se observa en la figura 33 a y b, acompañadas por halos de alteración que varían entre 2 mm a 20 mm de espesor. La sericita reemplaza fenocristales de plagioclasa, minerales máficos y la pasta de las rocas. En los sectores donde la alteración adquiere un carácter penetrativo, enmascara por completo la textura original, así como los componentes primarios, quedando las muestras completamente blanqueadas y se preservan solo los fenocristales primarios de cuarzo primario (“ojos”).

En el caso de las brechas ya sea con clastos de pórfido tonalítico y/o andesita y matriz de cuarzo o matriz de turmalina, los fragmentos pueden tener los feldespatos y minerales máficos sericitizados y atravesados por finas vetillas de cuarzo-sericita-turmalina. En otros casos los clastos, presentan una alteración hidrotermal de intensidad muy fuerte, donde los clastos están completamente sericitizados.

Microscópicamente, en pórfidos tonalíticos se observan fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico parcial o totalmente reemplazados por minerales arcillosos (Figura 33 c y d).

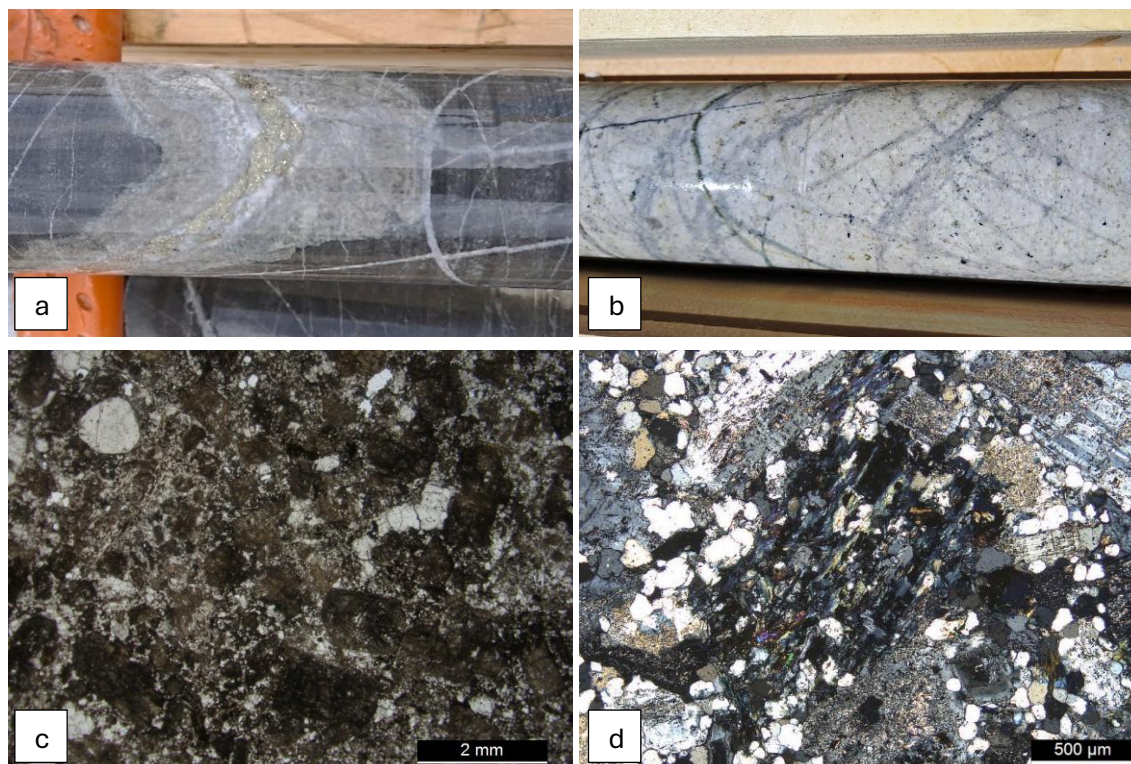


Figura 33. Muestras con alteración filica: a) Vetilla tipo D con relleno cuarzo, pirita y calcopirita, con halos de sericita blanca, cuarzo y clorita; b) Toba dacítica con abundante sericita blanca y cuarzo, atravesada por vetillas tipo A y D; c) Pórfido tonalítico donde se observa una alteración de intensidad muy fuerte con fenocristales de plagioclasa o feldespato potásico reemplazados casi completamente por minerales arcillosos (N/); d) Pórfido tonalítico con fenocristales de plagioclasa reemplazados por minerales arcillosos y sericita rodeados por un mosaico de cuarzo secundario (NX).

Vetillas asociadas a la alteración filica tardía

Vetillas tipo D, caracterizadas por bordes rectos y espesores variables. Están rellenas de cuarzo y pirita. Presenta un halo constituido por sericita blanca, pirita y cuarzo (Figura 34 a, b y c).

Las vetillas tardías tipo E, de carácter tardío, son ricas en sulfuros y sulfosales. Están compuestas por pirita, cuarzo, esfalerita, galena, calcita, yeso, calcopirita, clorita y minerales de la serie de la tennantita (Figura 34 d).

También se identifican vetillas de turmalina y cuarzo, las cuales carecen de halo de alteración. Estas vetillas son rectas, continuas y finas (<2 mm). Por último, se reconocen vetillas de pirita (Py), sin halo de alteración, compuestas por pirita, con bordes rectos bien definidos.

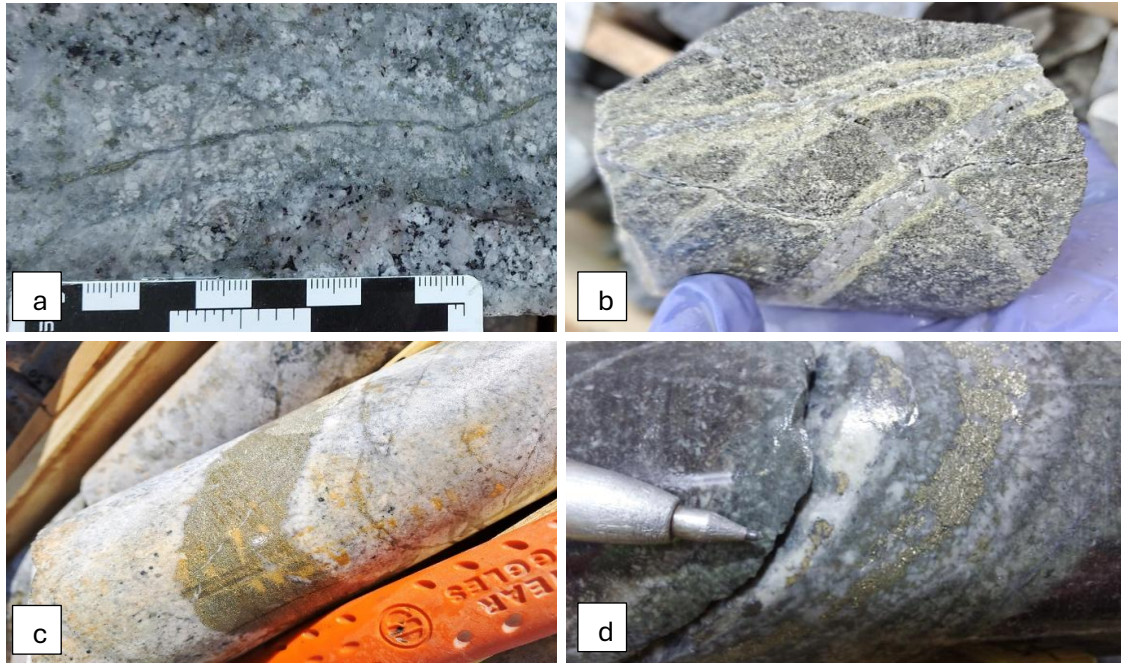


Figura 34. a) Vetilla tipo D rellena de pirita y cuarzo con halo de sericita blanca y pirita; b) Vetillas ramificadas tipo D rellenas de cuarzo y pirita, con halo de sericita blanca; c) Vetilla tipo D con pirita y menor proporción de calcopirita; d) Vetilla tipo E, rellena por cuarzo \pm calcopirita \pm calcita \pm esfalerita \pm clorita.

ALTERACIÓN ARGÍLICA

La alteración argílica reconocida en el yacimiento es muy local y poco común, afecta principalmente a clastos de brechas hidrotermales, andesita y pórfidos y se caracteriza por una intensidad fuerte y de carácter penetrativo, afectando tanto a la matriz/pasta como a los clastos (Figura 35 a y b). La asociación mineral diagnóstica incluye sericita + caolinita + cuarzo \pm calcita.

A nivel macroscópico, las rocas presentan tonalidades blanquecinas a gris claro, el cemento o matriz de la roca está alterado mayormente por calcita, cuarzo y clorita. El cuarzo se presenta en ocasiones con textura drúsica, relleno de cavidades.

Microscópicamente, la alteración argílica se expresa con una intensidad fuerte, afectando de forma penetrativa tanto a los fenocristales como a la matriz de las brechas (Figura 35 c). Los fenocristales de plagioclasa se encuentran reemplazados parcialmente por calcita, sericita y cuarzo, mientras que los fragmentos están alterados por agregados de caolinita y cantidades variables de cuarzo (Figura 35 d).

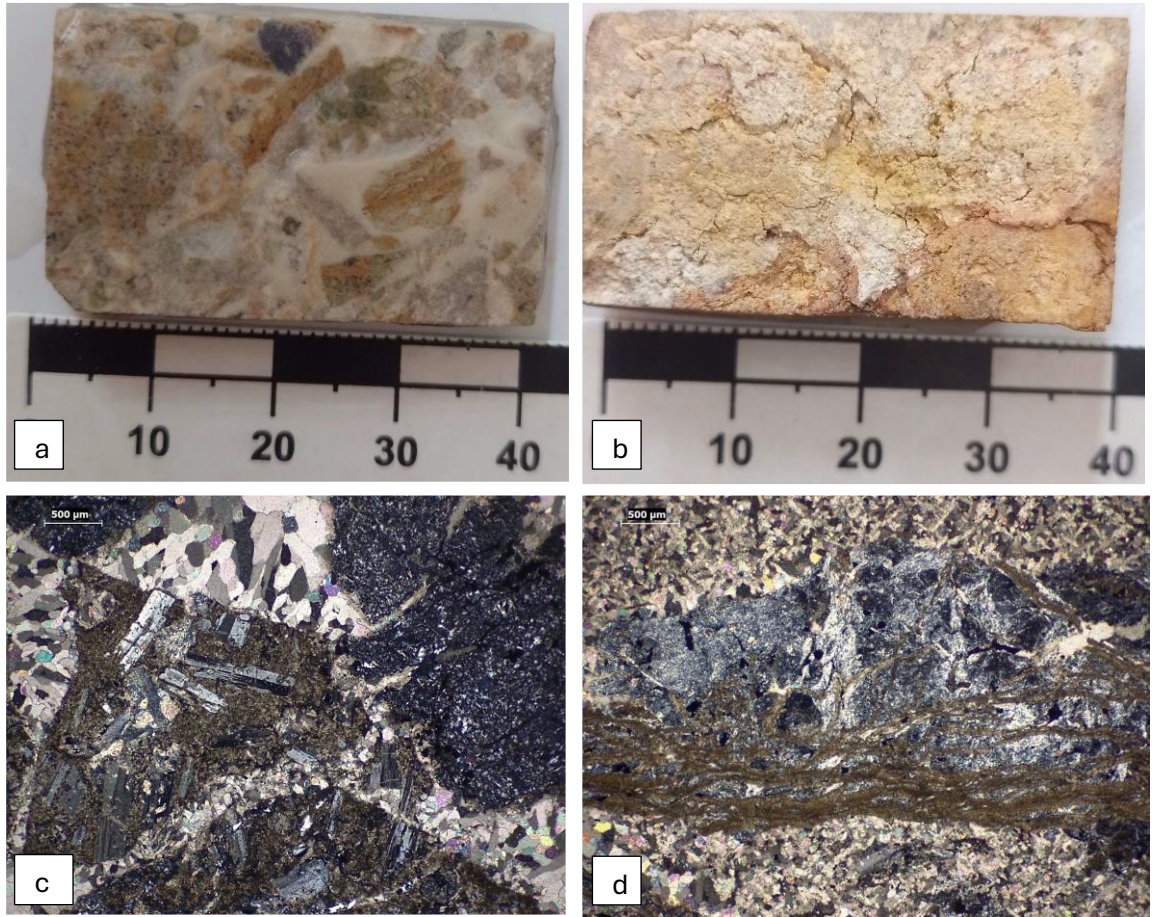


Figura 35. a) Brecha con fuerte alteración argílica; b) Roca con fuerte alteración argílica de carácter penetrativo; c) Fotomicrografía de brecha cementada por calcita (NX); d) Fotomicrografía de clasto de brecha reemplazado por sericita y caolinita, además se visualiza una vetilla subparalela rellena de jarosita.

5.1. GEOLOGÍA EN LA SECCIÓN MÁSTER 5

El presente estudio se centra en el análisis geológico y mineralógico de la Sección Máster 5, la cual presenta una orientación noreste-suroeste y una extensión de 1400 metros (Figura 36). La figura 37 representa la distribución de las principales unidades litológicas presentes a lo largo de esta traza, donde se puede visualizar las relaciones de cortes de las unidades. Hacia el sector suroeste se observa la Formación Pachón; en el centro, la brecha sur, que presenta una organización interna definida: brecha con matriz de cuarzo y feldespato potásico hacia los márgenes, brecha con matriz ígnea en el núcleo, y dos cuerpos de brechas con matriz de turmalina intercalada entre ambas. Finalmente, hacia el noreste, se identifica la brecha norte. También se encuentran cuerpos de pórfido tonalítico y pórfido dacítico, que completan el marco litológico de la sección.

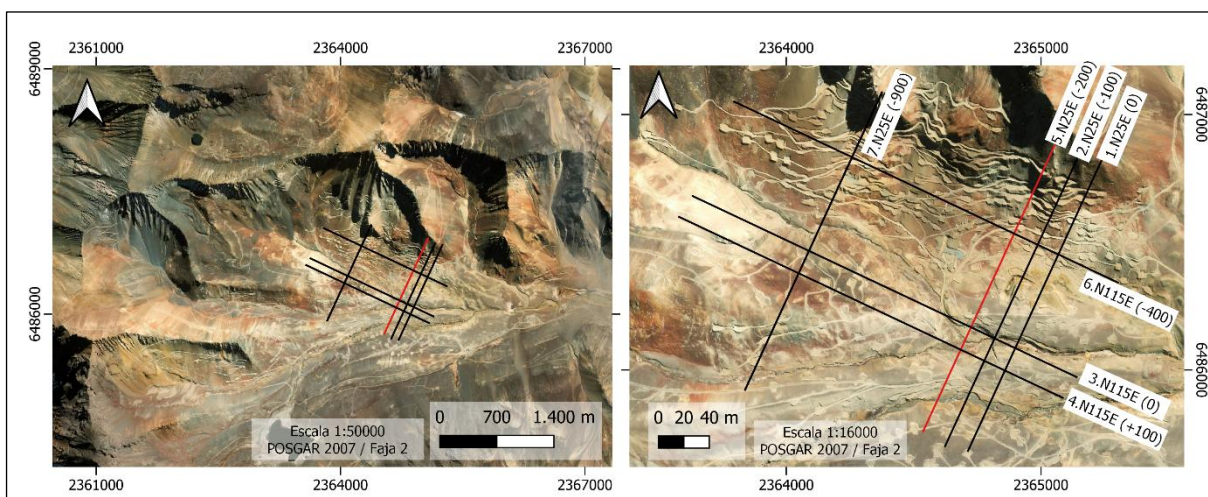


Figura 36. Mapa en planta de la localización de las Secciones Máster en el valle del Río Pachón, en trazo rojo se destaca la Sección Máster 5.

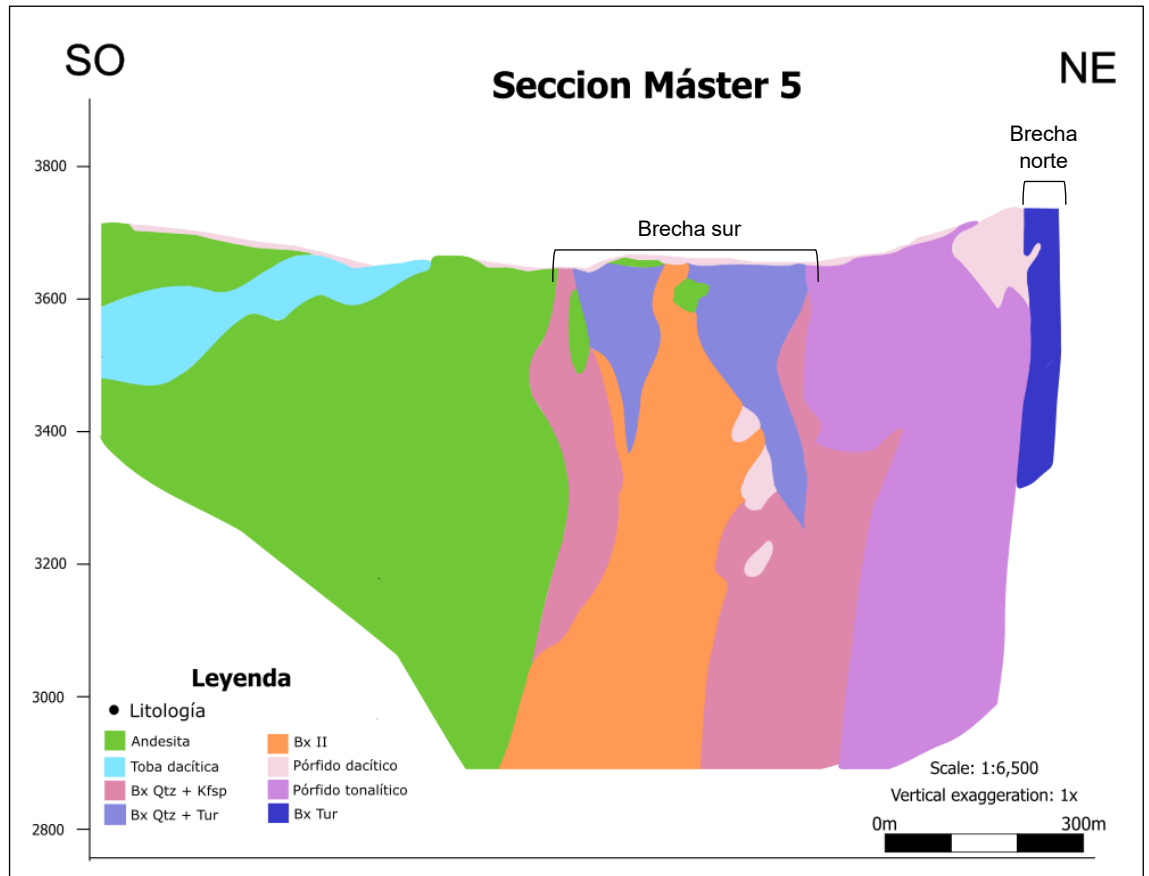


Figura 37. Modelo litológico sobre la Sección Máster 5. En el sector suroeste (SO) se localiza la Formación Pachón, hacia el noreste (NE) se encuentra la brecha Norte (Bx Tur). En el área central se observan la Brecha sur constituida por la brecha con matriz de cuarzo y turmalina (Bx Qtz + Tur), brecha con matriz de cuarzo y feldespatos potásicos (Bx Qtz + Kfsp) y brecha con matriz de roca ígnea inequigranular (Bx II). Cabe aclarar que la litología determinada como "pórfidos" hace referencia a pórfidos tonalíticos y dacíticos.

Unidades litológicas	
Formación Pachón	
Intrusivos plutónicos/ subvolcánicos	Pórfido tonalítico
	Pórfido dacítico
Brecha Sur	Matriz de Roca Ígnea
	Matriz de Cuarzo y Feldespato Potásico
	Matriz de Turmalina
Brecha Norte	Matriz de Turmalina

Tabla 4: Resumen de las unidades litológicas presentes en la Sección Máster 5.

Para las alteraciones hidrotermales reconocidas en la Sección Máster 5 del yacimiento El Pachón, la empresa Glencore Pachón reconoce la alteración potásica siendo esta la que abunda y fílica en la parte superior (Figura 38).

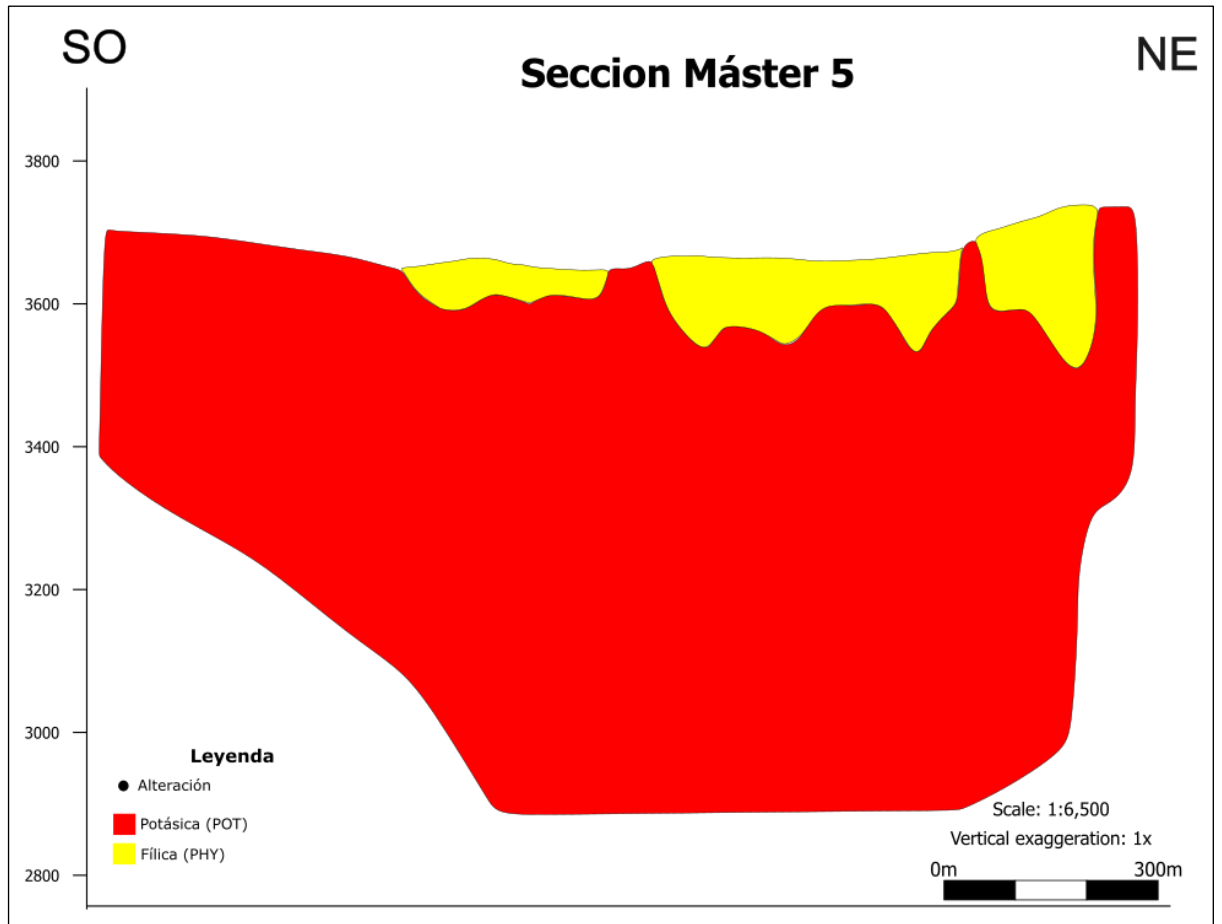


Figura 38. Modelo de alteración del proyecto El Pachón sobre Sección Máster 5.

6. ESTUDIO DE ESPECTROMETRÍA DE REFLECTANCIA DEL INFRARROJO DE ONDA CORTA

6.1. Técnica analítica

ESPECTROMETRÍA DE REFLECTANCIA DEL INFRARROJO DE ONDA CORTA

La espectroscopía es una técnica basada en el estudio del comportamiento de las ondas del campo electromagnético que son emitidas, absorbidas, reflejadas o refractadas por un cuerpo sólido, líquido o gas. Cuando un cuerpo es sometido a radiación, como un haz de luz, experimenta un fenómeno de reflexión y absorción de energía (Figura 39), esto se manifiesta en forma de ondas electromagnéticas que pueden ser medidas y analizadas en función de su amplitud y longitud. Es una técnica no destructiva que está adquiriendo cada vez mayor importancia para la cobertura de grandes áreas, dado que es rentable económicamente y puede proporcionar información composicional con relativa rapidez en comparación con el muestreo de campo tradicional y el análisis químico posterior (Ben-Dor *et al.*, 2002; Summers 2009).

Tanto la absorción como la reflexión de energía por una molécula están controladas por sus características químicas y físicas, como su composición, distribución de átomos en la estructura cristalina, propiedades de los átomos en la estructura dada (composición electrónica), tamaño de la partícula, grado de orientación de la muestra, presencia de agua en superficie y entre capas, fases asociadas de componentes orgánicos o inorgánicos, orientación de partícula, grado de orden estructural, colección de datos y parámetros del instrumento, todo esto influye la curva del espectro y rasgos de absorción. Por lo tanto, cada molécula presenta un espectro de absorción y emisión de energía específica (Ostrooumov 2006; Hauff, 1994).

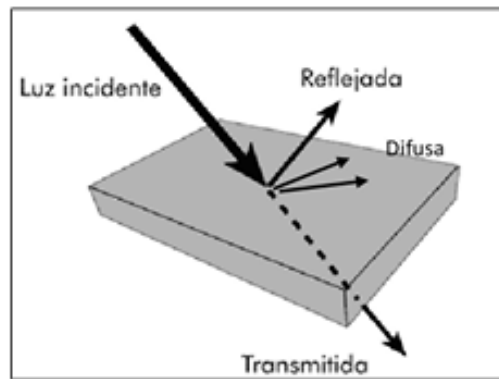


Figura 39. La imagen ilustra los procesos de interacción entre la energía electromagnética (luz) y la materia.

El espectro de reflectancia corresponde a una gráfica en dos dimensiones, cuyo eje horizontal muestra los valores de la longitud de onda (expresada en micrómetros (μm) o nanómetros (nm)), y su eje vertical los valores porcentuales de reflectancia (Ostrooumov, 2006). Los detalles de un espectro de reflectancia incluyen (Figura 40) la posición, la curva de reflectancia espectral que está compuesta de una curva continua (o de fondo) y rasgos de absorción característicos. Los rasgos de absorción, definidos por la posición de la longitud de onda y amplitud de ondas características, intensidad de rasgo o profundidad es controlada por la intensidad de las vibraciones de energía presente en las longitudes de onda especificadas características de minerales individuales (Hauff, 1994). El perímetro externo de la curva se denomina *hull* y a partir de él se calcula el *hull quotient* que es una visión normalizada de la curva espectral que facilita el análisis de los rasgos de absorción.

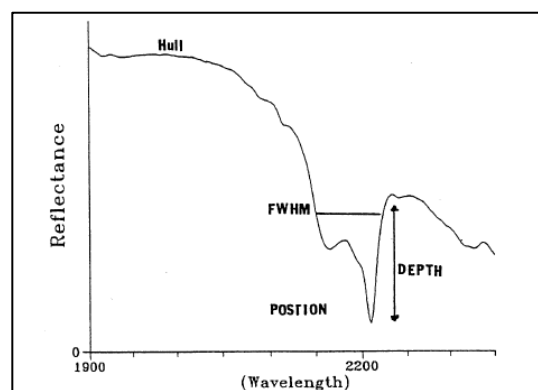


Figura 40. Componentes del espectro de reflectancia incluyen el Hull o continua, el rasgo de absorción o mínima, la posición en la banda de la mínima como un valor de longitud de onda, la amplitud total en la mitad de máxima ("full width at half maximun" o FWHM) del rasgo de absorción la profundidad del rasgo como reflectancia (Hauff, 1994).

El rango de longitudes de onda con aplicación en la espectrometría de reflectancia abarca gran parte del espectro visible e infrarrojo, es decir desde los 400 a los 2500 nm. La región que va desde los 400 a 750 nm se conoce como visible, de los 750 a

1300 nm se conoce como VNIR (*Visible Near Infrared*) y la que va desde los 1300 a los 2500 nm se denomina SWIR (*Short Wave Infrared*).

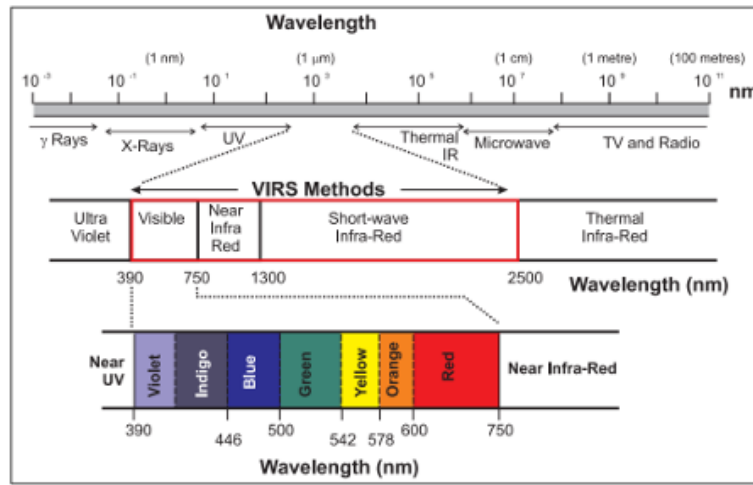


Figura 41. Espectro electromagnético detalla las regiones de interés asociada a la espectroscopia infrarroja/visible. Región visible (400 a 750 nm), infrarroja cercana (NIR; 750 a 1300 nm) e infrarroja de onda corta (SWIR; 1300 a 2500 nm) (Kerr et al., 2011)

La parte del espectro denominada SWIR registra la energía vibracional de enlaces moleculares y es particularmente sensible a radicales hidroxilos: amonio, carbonatos, moléculas de agua, enlaces catión-hidroxilo tales como Al-OH, Mg-OH y Fe-OH; los cuales están presentes comúnmente en filosilicatos (arcillas, micas, cloritas, serpentina), silicatos hidratados (epidoto, anfíboles), sulfatos (alunita, jarosita y yeso), carbonatos (calcita, dolomita, ankerita, siderita) y minerales con amonio (budingtonita e illita rica en amonio o illitas con amonio) (Hunt, 1979; Hunt y Ashley, 1979; Clark et al., 1990; Clark, 1999; Thompson et al., 1999).

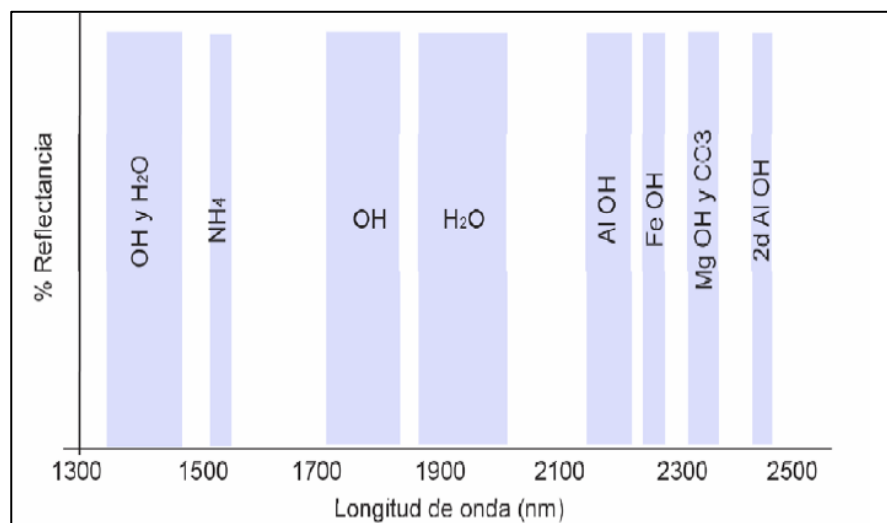


Figura 42. Intervalos de longitudes de onda del SWIR (Hermann et al., 2001).

6.2. Minerales identificados

En total se adquirieron 530 espectros en todos los tipos de litologías identificadas en la Sección Máster 5, con dos mediciones por muestra como promedio general. Durante el muestreo se consideraron diferentes componentes texturales, tales como cristales, matriz, cemento y vetillas. En ciertos casos, además, fue posible diferenciar entre rellenos y halos.

El análisis espectral de los datos obtenidos permitió reconocer los siguientes minerales:

MICAS BLANCAS

Esta asociación mineralógica presenta una curva de reflectancia caracterizada por picos en 1410 nm (a 1412), 1907 nm y en el rango de los 2200 nm, que puede variar entre 2185 a 2225 nm. Además, se observa un pico de absorción en los 2345 nm. La variación que puede tener la curva en el rango de los 2200 nm, asociada al enlace Al-OH, que se relaciona con la composición química de las micas blancas.

En los espectros analizados se reconocen abundantes micas blancas con tendencias fengíticas, junto con un número menor de espectros que indican la presencia de micas blancas con características paragoníticas. Debido a la similitud de los espectros que presentan las muscovitas e illitas, y que en algunos casos una mica puede enmascarar la presencia de la otra, se ha definido espectro conjunto para ambas especies.

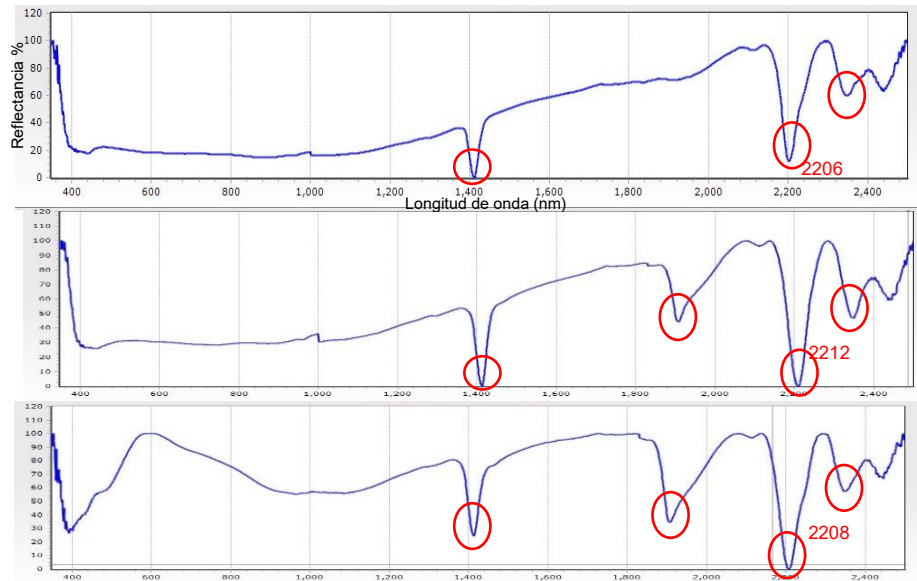


Figura 43. Se señala en rojo los rasgos espectrales característicos de las micas blancas. El primer espectro corresponde a una muscovita y los dos últimos illitas.

CAOLINITA

Se reconoce fácilmente en los espectros por la presencia de un doblete de absorción en 1390 y 1413 nm. El pico en 1916 nm indica la presencia de agua y se asocia con desorden en la estructura cristalina. Cuanto más pronunciada es la absorción en este rango, más inmadura es la caolinita. Además, se observa otro doblete de absorción en 2161 y 2206 nm, y absorciones en 2320, 2248 y 2380 nm.

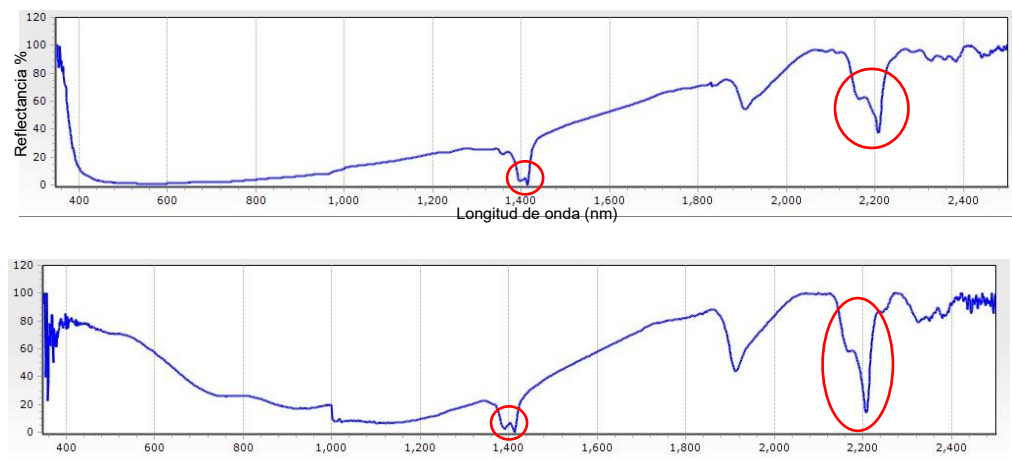


Figura 44. Espectro de caolinita WX (altamente cristalina) en la imagen superior y espectro de caolinita PX (pobremente cristalina) la imagen inferior, donde se señalan sus principales rasgos diagnósticos.

BIOTITA

Este mineral presenta picos de absorción característicos en las longitudes de onda de 1400 y 1913 nm. Además, se observa un pico en el rango de 2248 a 2256 nm y otro a 2337 nm. Estas absorciones son típicas de enlaces Al-OH asociados a la presencia de aluminio y hierro en su estructura.

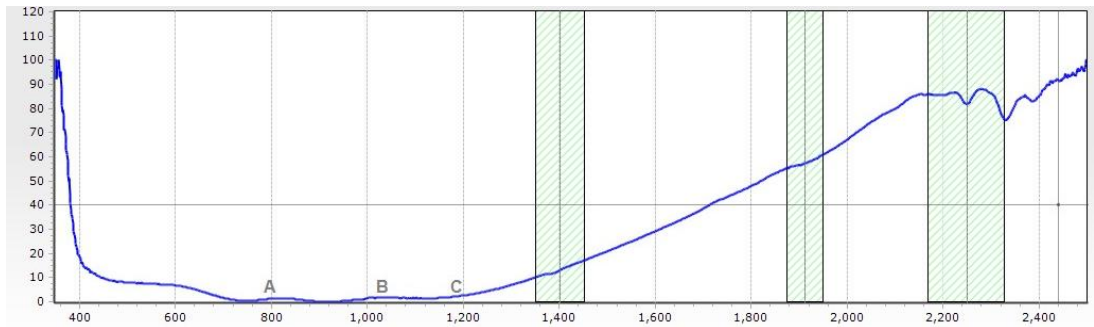


Figura 45. Espectro de reflectancia de la biotita, donde se ilustran los picos de absorción característicos.

FLOGOPITA

Su curva espectral se caracteriza por picos de absorción en 2249, 2329 y 2388 nm, asociados a vibraciones de los enlaces Al-OH y Mg-OH. Los picos a mayores longitudes de onda (2329 y 2388 nm) reflejan la presencia de enlaces Mg-OH, característicos de una composición rica en magnesio.

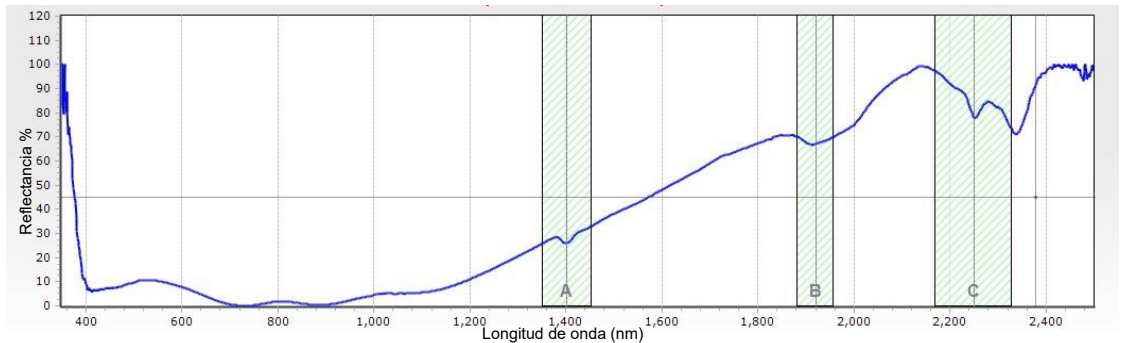


Figura 46. Espectro de reflectancia de la flogopita, donde se ilustran los picos de absorción característicos.

YESO

Este mineral presenta un rasgo diagnóstico distintivo que permite su rápida identificación, un triplete con perfil escalonado en 1446, 1490 y 1538 nm. Además, exhibe absorciones en 1750 y 1941 nm, asociadas a la presencia de agua molecular estructural. Finalmente, muestra un pico en 2219 nm, correspondiente a enlaces combinados de H₂O y SO₄. En algunos casos, puede presentar un último pico de absorción a los 2266 nm.

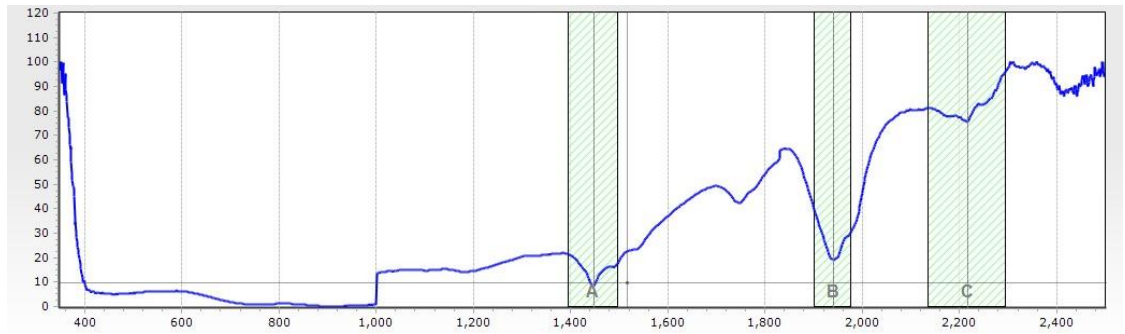


Figura 47. Espectro de reflectancia del yeso, donde se ilustran los picos de absorción características.

TURMALINA

El espectro de reflectancia de la turmalina con contenido de Fe, una de las más comunes la Schorlita o turmalina negra, se caracteriza por un rasgo de absorción alrededor de los 2100 nm, característica distintiva de estas especies. Además, exhibe picos de absorción en 2209, 2245, 2291 y 2359 nm, que son comunes a todos los tipos de turmalinas.

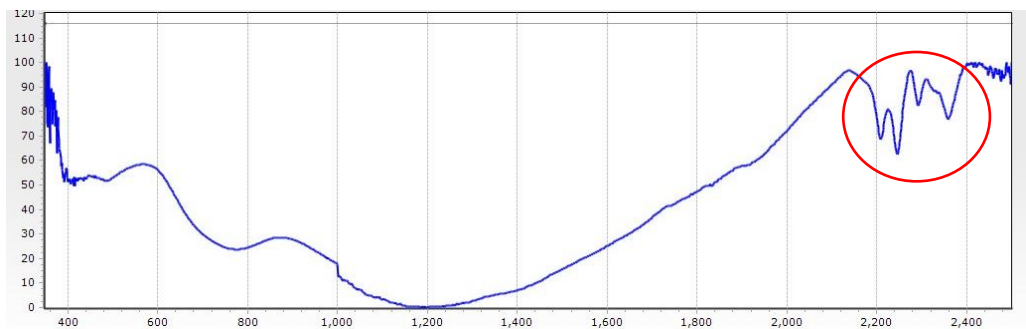


Figura 48. Espectro de reflectancia de la turmalina.

7. RESULTADOS

En esta sección, se describen los minerales de alteración identificados en las muestras analizadas. La descripción se basa en la integración de datos petrográficos y espectroscópicos, complementadas con mapas de índices que permiten visualizar patrones de zonación mineralógicas.

7.1. Minerales de alteración según el análisis petrográfico

El análisis petrográfico de las secciones delgadas reveló la presencia de diferentes minerales de alteración en las litologías estudiadas: pórfido dacítico, pórfido tonalítico y brecha sur con matriz de turmalina.

En el **Pórfido Dacítico**, los minerales de alteración predominantes son biotita hidrotermal, que forma agregados con cuarzo, feldespato potásico y minerales opacos. La clorita, en algunos casos, reemplaza tanto a biotitas magmáticas como hidrotermales, además a la muscovita se la asocia a clorita. El feldespato potásico, en ocasiones, reemplaza a plagioclasas, y en algunos casos se observa albita como mineral de alteración. Asimismo, se identifica sericita y muscovita alterando a las plagioclasas, con intensidades variables, pero siempre conservando la estructura primaria del mineral. Finalmente, se observa la presencia de turmalina.

En el **pórfido tonalítico**, las plagioclasas están reemplazadas por filosilicatos incoloros como sericita y muscovita. También se identificó feldespato potásico alterando a plagioclasas. La biotita hidrotermal se genera a expensas de biotitas magmáticas, mientras que las cloritas reemplazan a la biotita hidrotermal. En algunos casos, el epidoto se forma a expensas de la biotita, y está rodeado de cloritas. Algunos ejemplares presentan cuarzo con textura en mosaicos.

La alteración observada en las secciones delgadas de la **brecha sur**, con **matriz de turmalina y cuarzo**, se distinguen distintos eventos de alteración superpuestos. En una primera etapa, los clastos muestran reemplazo parcial por feldespato potásico acompañado por biotita hidrotermal. Posteriormente se observa un reemplazo más intenso caracterizado por el desarrollo de agregados de cuarzo, muscovita y sericita que afectan a las plagioclasas que constituyen la matriz y a los clastos. Finalmente, un evento tardío se manifiesta con la introducción de turmalina, la cual se encuentra tanto dispersa en la matriz como en los clastos, además de rellenar espacios abiertos

de la brecha junto con cuarzo. La figura 49 muestra la distribución espacial de los cortes petrográficos, en la Sección Máster 5. Los círculos que representan cada corte están coloreados según la alteración interpretada a partir de asociaciones minerales descritas en el apartado 5.

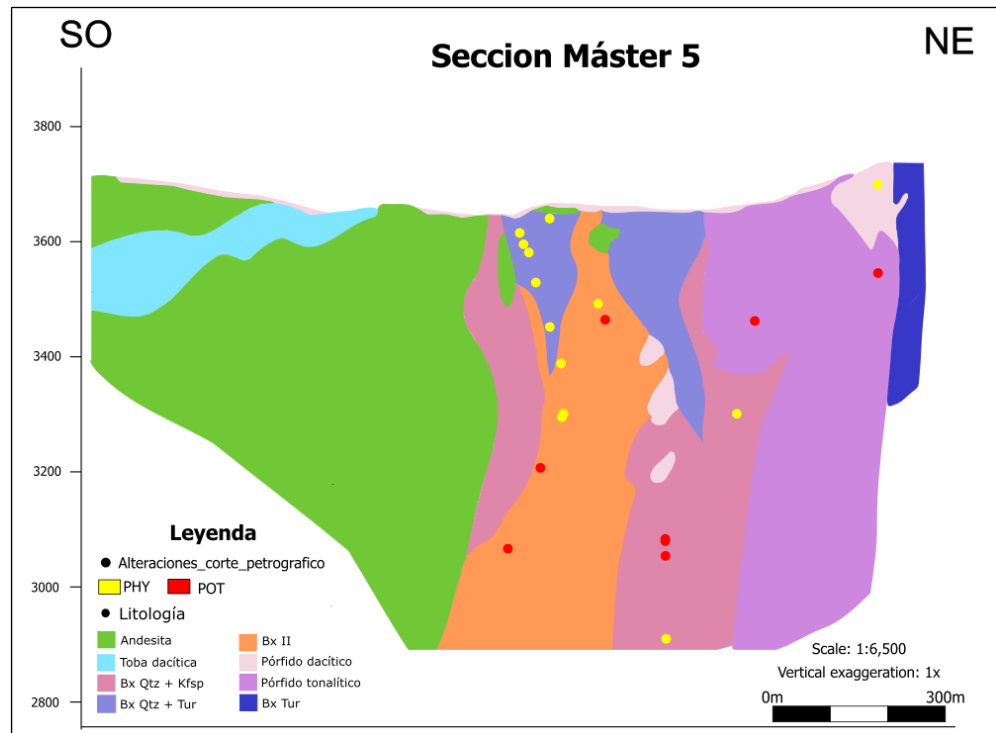


Figura 49. Distribución de los cortes petrográficos sobre la Sección Máster 5 (en círculos) y alteraciones descritas en los testigos de roca.

La figura 50, incorpora las alteraciones identificadas en la descripción geológicas de cada sondaje, basándose en los criterios descriptivos establecidos en el proyecto (descriptas en el apartado 5) y en trazo negro el límite de alteración fílica y potásica según el modelo de alteraciones establecido en el proyecto El Pachón.

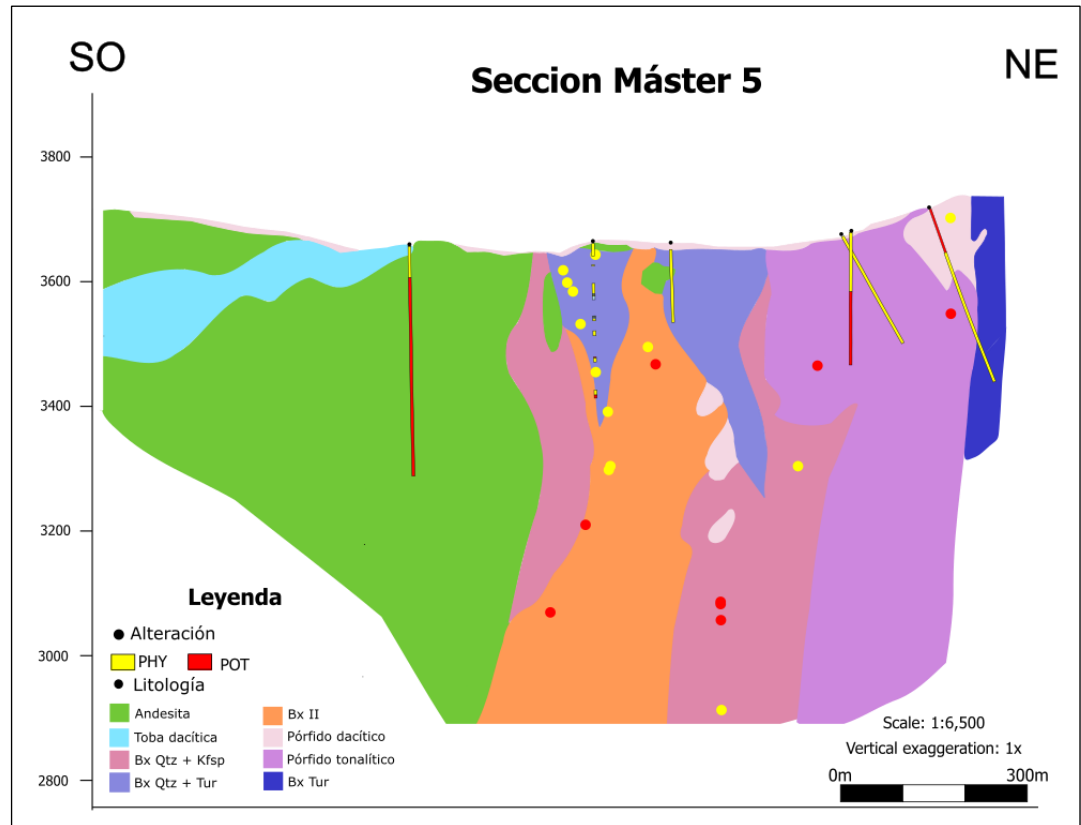


Figura 50. Distribución de las alteraciones según descripciones geológicas y cortes petrográficos (círculos).

7.2. Distribución de los minerales de alteración según espectroscopía de reflectancia

En esta etapa del análisis se aborda la distribución de minerales de alteración identificados mediante espectroscopía de reflectancia, discriminando su ocurrencia en los sectores de la roca considerados (véase 2.3. Procedimiento de trabajo). Se dividen los minerales en mineral 1, mineral 2 y mineral 3 lo que se refiere a la abundancia relativa del mineral identificado, varían desde “1” más abundante, “2” moderada y “3” menos abundante. La figura 51 muestra la ubicación de los sondajes analizados (indicados en trazo negro), en los cuales se realizó el muestreo para análisis espectral.

Los límites de las micas blancas en la longitud de onda de los 2200 nm se ven dividido de la siguiente manera, de acuerdo con la distribución de los datos y observaciones realizadas en el Proyecto El Pachón:

2185 - 2195 nm: paragonita

2195 – 2205 nm: mica blanca con tendencia paragoníticas

2205 – 2214 nm: mica blanca con tendencia fengítica

2214 – 2225 nm: fengita

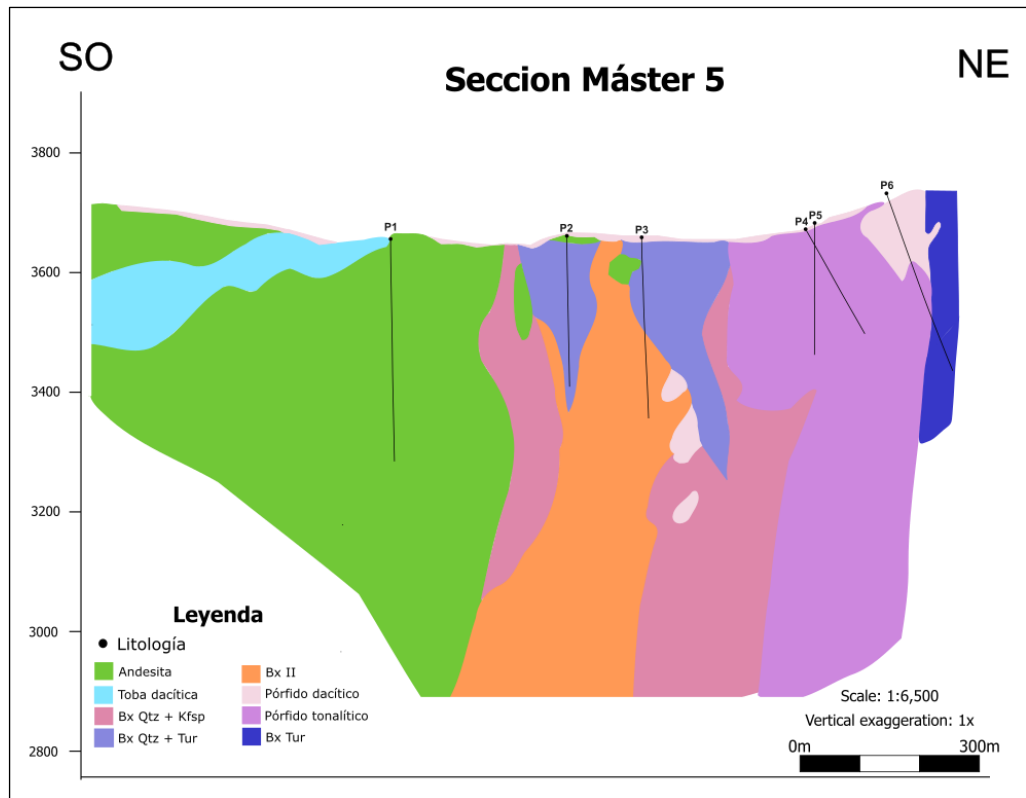


Figura 51. Distribución de los sondajes que fueron muestreados para la adquisición de datos espectrales.

7.2.1. Masa Fundamental

La masa fundamental constituye el sector de la roca con mayor diversidad y abundancia mineralógica. Este tipo de textura fue muestreada principalmente en andesitas, pórfido tonalítico y pórfido dacítico. A continuación, se detalla la distribución de los minerales identificados mediante espectroscopía de reflectancia, diferenciando por tipo de litología.

- Andesitas

En los primeros 100 metros se observa una clara dominancia de mica blanca con tendencia fengítica y biotita, que aparecen frecuentemente asociadas. También se registra el inicio de la presencia de flogopita. Entre los 100 y 200 metros continúa la abundancia de biotita, con ocurrencias puntuales de mica blanca con tendencia fengítica asociadas; la flogopita sigue presente, aunque en menor proporción. De 200 a 300 metros comienza a incrementarse la diversidad mineralógica, con la aparición de yeso junto con mica blanca predominantemente con tendencia fengítica, aunque con alguna desviación a tendencia paragonítica, mientras que la flogopita persiste. La

combinación de mica blanca y biotita continúa siendo dominante. Finalmente, en el tramo más profundo (300 - 375 m), se incrementa la proporción de yeso y se mantiene la flogopita. La distribución de los minerales según su abundancia relativa se representa en la figura 52, mientras que la variación en las longitudes de onda en el rango de los 2200 nm de las micas blancas en el sondaje P1 se presenta en la figura 53. En muy pocas muestras se identificó mica blanca con tendencia paragonítica.

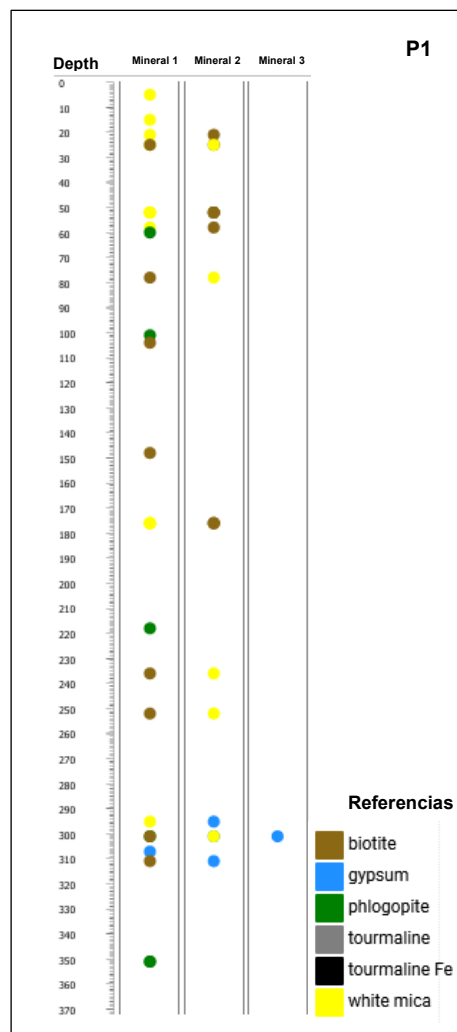


Figura 52. Distribución a lo largo del sondaje P1 de los minerales de alteración reconocidos con espectroscopia de reflectancia en la masa fundamental de la andesita.

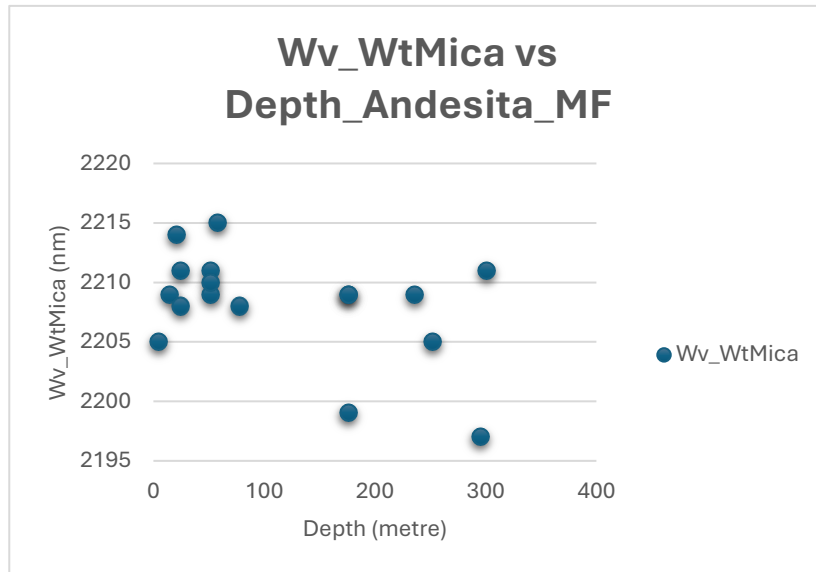


Figura 53. Distribución de la longitud de onda de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- Pórfido tonalítico

Hasta los 100 metros de profundidad se reconoce la coexistencia de mica blanca con tendencia fengítica y biotita, con apariciones puntuales de yeso. En el tramo central (100 a 200 m), esta asociación se mantiene, incorporando minerales indicadores de mayor temperatura y pH intermedio, como turmalina de Fe y flogopita. A partir de los 200 m continúa la presencia de mica blanca con tendencia fengítica y biotita, observándose yeso en niveles más aislados.

La variación mineralógica en función de su abundancia relativa se resume en la figura 54, y la distribución de las longitudes de onda correspondientes a las micas blancas en función de la profundidad se presenta en la figura 55.

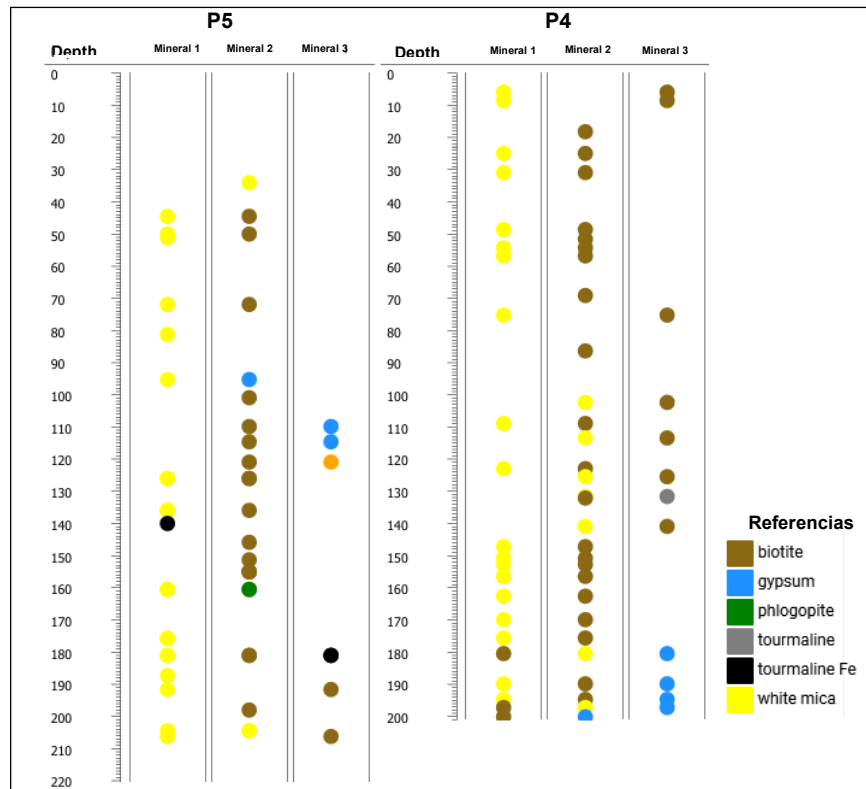


Figura 54. Distribución a lo largo del sondaje P4 y P5 de los minerales de alteración reconocidos con espectroscopia de reflectancia en el pórfido tonalítico.

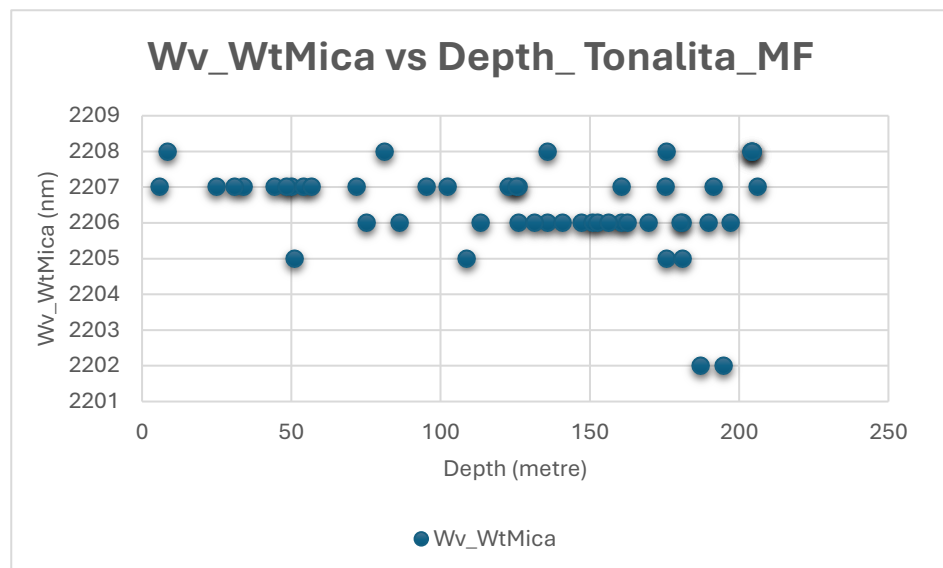


Figura 55. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- Pórfido dacítico

El intervalo comprendido entre 0 y 100 metros muestra una marcada predominancia de mica blanca con tendencia fengítica, a la que se suman biotita y turmalina entre los 60 y 70 metros. En el tramo medio (100-200 m), persiste una alta frecuencia de micas

blancas principalmente con tendencia fengítica, mientras que el yeso comienza a registrarse sistemática a partir de los 170 metros. Finalmente, el tramo inferior (200-275 m) se caracteriza por una dominancia total de mica blanca con tendencia fengítica, con presencia alternante de yeso. La figura 56, ilustra la abundancia relativa de los minerales y la caracterización espectral de las micas blancas según su longitud de onda se resume en la figura 57.

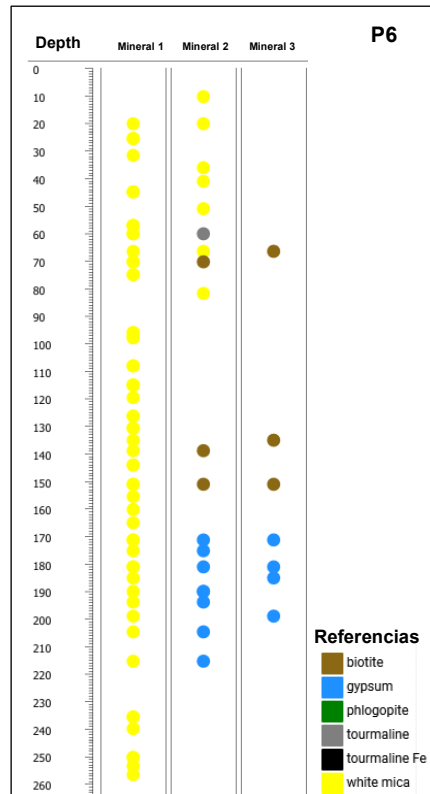


Figura 56. Distribución a lo largo del sondaje P6 de los minerales de alteración reconocidos con espectroscopia de reflectancia

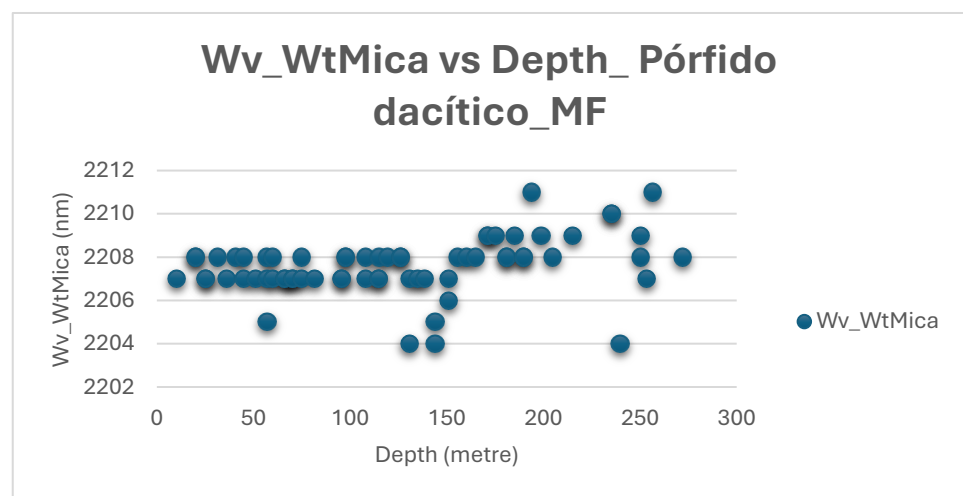


Figura 57. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

En la figura 58 se observa la distribución de la longitud de onda de la mica blanca en cada uno de los sondajes a los cuales se le hizo espectroscopia de reflectancia a la masa fundamental (P1, P4, P5 y P6) junto con el modelo de alteración del Proyecto.

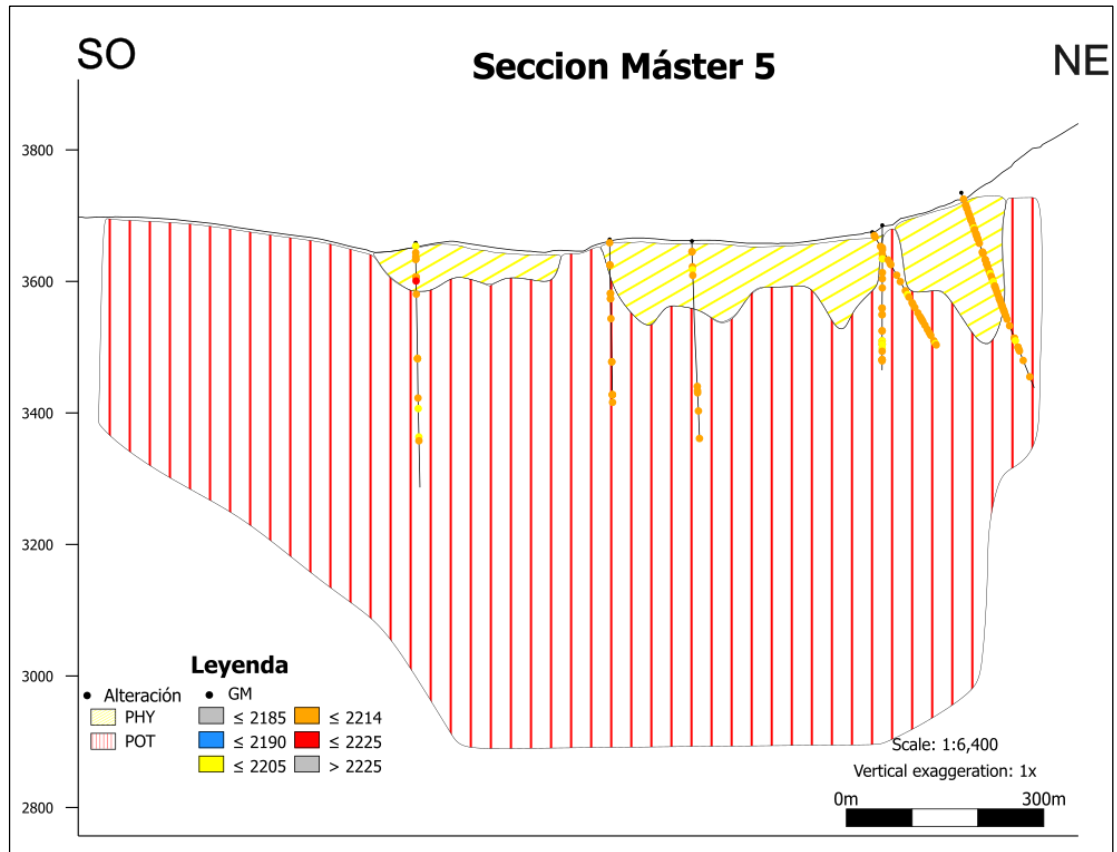


Figura 58. Distribución en la Sección Máster 5 de las micas blancas en función de la longitud de onda observados en la masa fundamental.

7.2.2. Halos de alteración

En este apartado se describirán los principales minerales de alteración presentes en los halos de alteración. La información recogida proviene del análisis de espectros de reflectancia en distintas litologías.

- Andesita

En el rango de profundidad comprendido entre 60 y 100 m está presente principalmente flogopita, mica blanca con tendencia fengítica y biotita. El intervalo de 100 a 150 m continúa el dominio de mica blanca con tendencia fengítica y biotita, junto con apariciones aisladas de flogopita en determinados puntos. A partir de los 150 m y hasta los 200 m de profundidad, en la parte más profunda de este tramo empiezan a

aparecer asociaciones más simples, como mica blanca con tendencia paragonítica y flogopita; en algunos casos están formadas exclusivamente por flogopita. Aun así, continúa el dominio de asociaciones de biotita y mica blanca con tendencia fengítica en el rango de 200 a 250 m, pero empiezan a aparecer yeso en poca cantidad. Finalmente, en el último tramo (250–370 m) aumenta la cantidad de yeso como la ocurrencia de asociaciones de yeso junto con mica blanca de tendencia paragonítica mezclada con mica blanca de tendencia fengítica. La figura 59 ilustra la distribución de los minerales de alteración mencionados en los diferentes tramos de profundidad, mientras que en la figura 60 se presenta la distribución de la longitud de onda de la mica blanca en función de la profundidad.

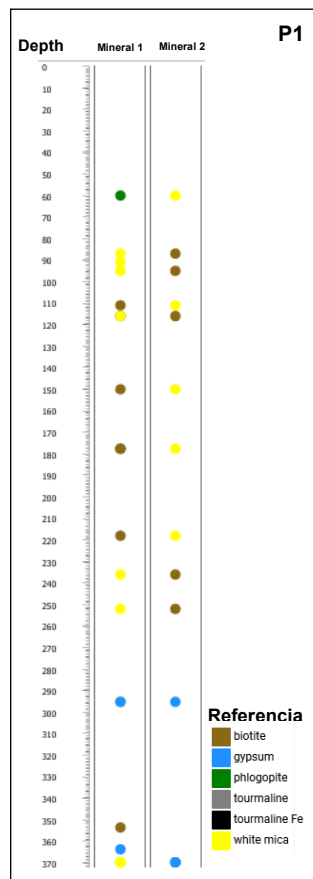


Figura 59. Distribución de los minerales de alteración en los halos de alteración presentes en la andesita.

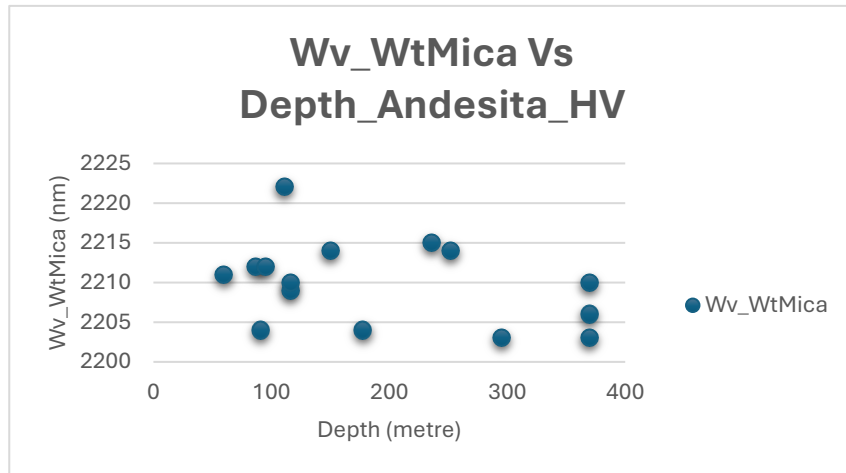


Figura 60. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- **Brecha sur, brecha con matriz de turmalina y cuarzo**

En el rango de profundidad comprendido entre 77 y 78 m, están presentes asociaciones de mica blanca con tendencia fengítica junto con turmalina de Mg y turmalina de Fe. A partir de los 230 m hasta 252 m de profundidad, la alteración está dominada principalmente por mica blanca con tendencia fengítica (Figura 61), en algunos casos acompañada de turmalina de Fe o biotita (Figura 62).

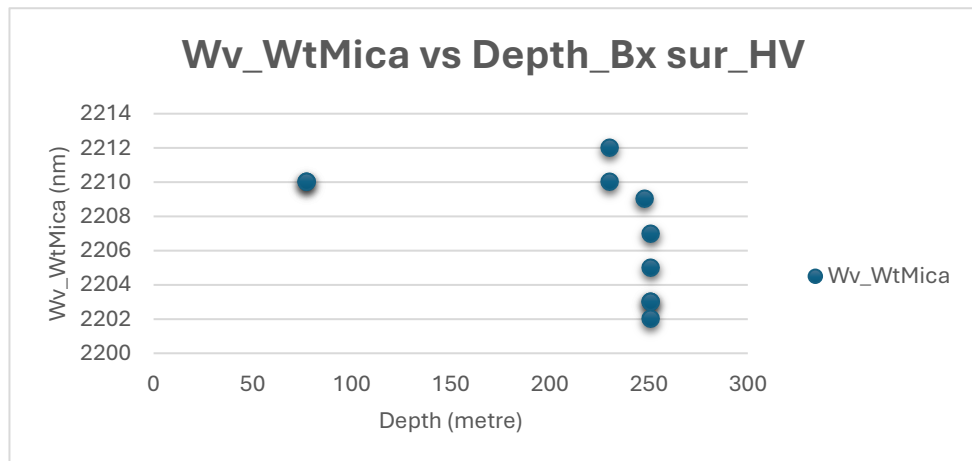


Figura 61. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

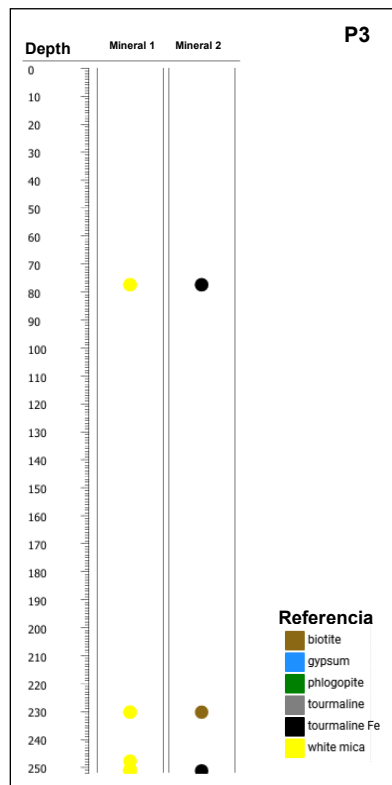


Figura 62. Distribución de los minerales de alteración en los halos de alteración de la brecha con matriz de turmalina y cuarzo perteneciente a la brecha sur.

- Pórfido tonalítico

El dominio de los minerales de alteración en el halo de alteración está dominado principalmente por mica blanca con tendencia paragonítica, acompañado en determinados intervalos de yeso y biotita (Figura 63).

Desde poca profundidad hasta aproximadamente los 50 m, la asociación mineralógica está formada casi en forma exclusiva por mica blanca con tendencia paragonítica, con un caso aislado de mica blanca con tendencia fengítica, y biotita en algunos puntos aislados (como a 95 m o 187 m).

A partir de los 86 m de profundidad, el yeso comienza a aparecer como un mineral más frecuente junto con la mica blanca de tendencia paragonítica. Donde se alcanza hasta los 200 m siempre bajo el dominio de la mica blanca con tendencia paragonítica pero aumenta la cantidad de ocurrencias con mica blanca con tendencia fengítica (Figura 64).

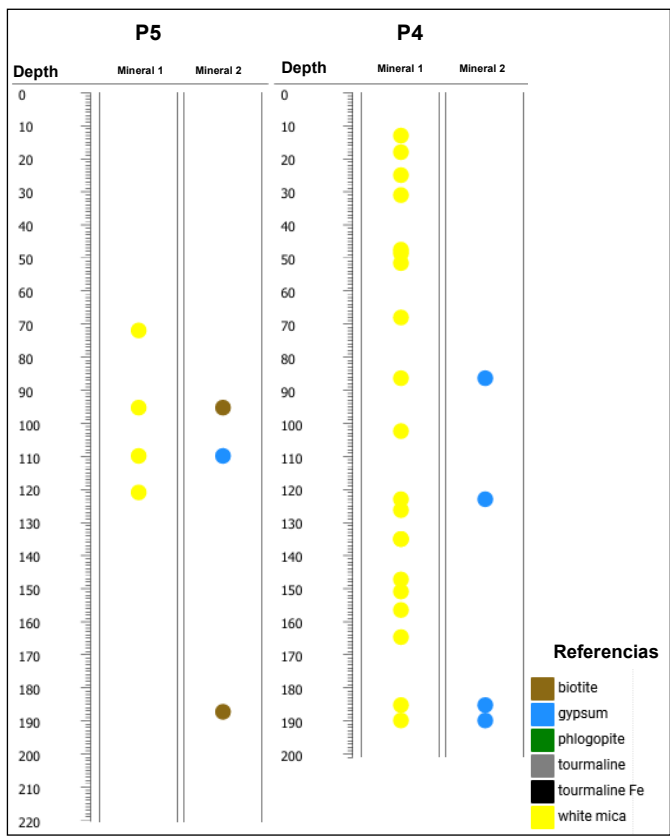


Figura 63. Distribución de los minerales de alteración en los halos de alteración presentes del pórfido tonalítico.

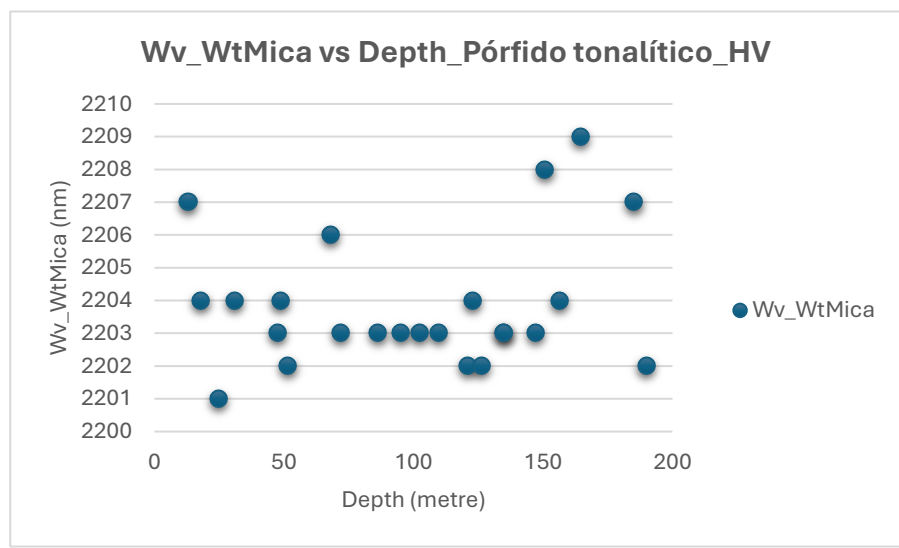


Figura 64. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- Pórfido dacítico

El primer rango (30 a 100 m) está dominado principalmente por mica blanca con tendencia fengítica y en algunos casos acompañada de turmalina. A partir de los 100 hasta los 200 m de profundidad, el ensamble de alteraciones continua bajo el dominio de la mica blanca, pero con mezcla de mica blanca con tendencia fengítica y

paragonítica, aunque empiezan a aparecer asociaciones más variadas, con la incorporación de yeso y turmalina en determinados puntos (Figura 65). El rango más profundo (200 a 290 m) el conjunto mineralógico continúa dominado principalmente por mica blanca con mezcla de tendencias fengítica y paragonítica (Figura 66).

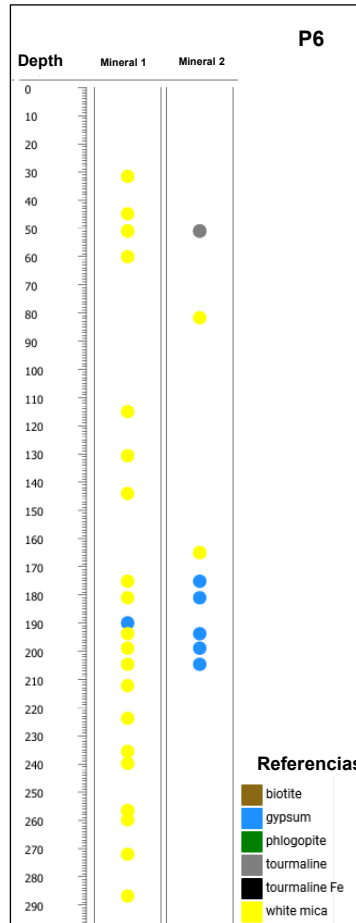


Figura 65. Distribución de los minerales de alteración en los halos de alteración presentes en el pórfido dacítico.

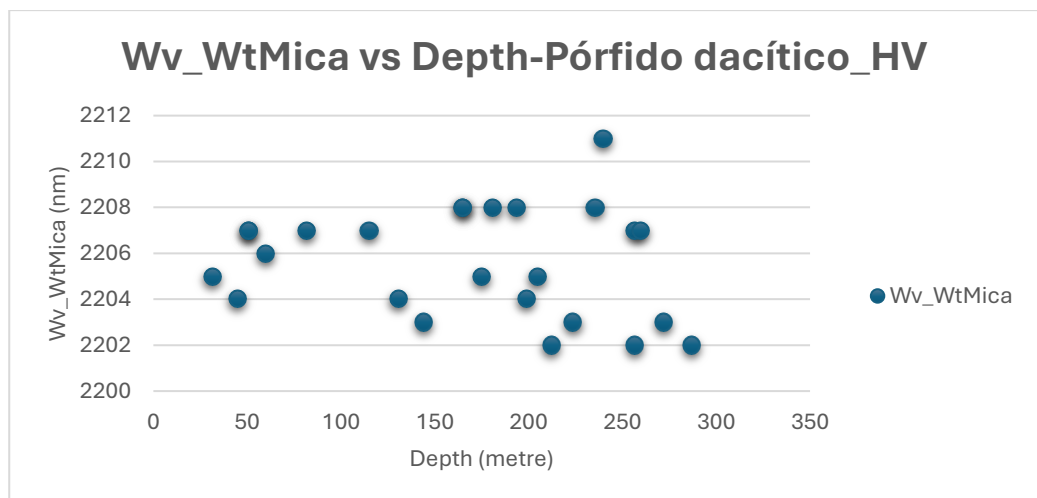


Figura 66. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

En la figura 67 se observa la distribución de las micas blancas en función de la longitud de onda en el rango de 2200 nm en cada uno de los sondajes analizados anteriormente.

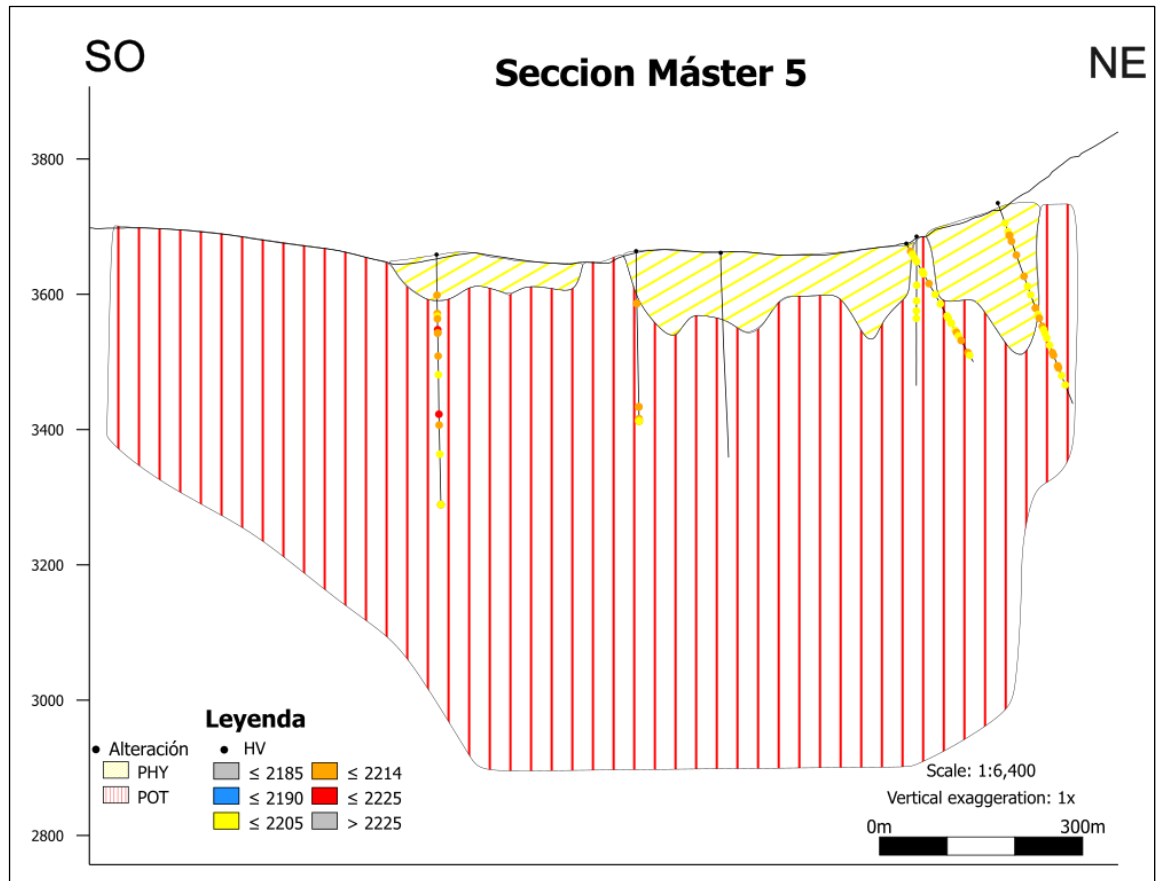


Figura 67. Distribución de las micas blancas en los halos de alteración en función de la longitud de onda en el rango de 2200 nm en los sondajes analizados, sobre el modelo de alteración del proyecto.

7.2.3. Relleno de vetillas

- Andesita

El rango de 0 a 100 m está dominado principalmente por asociaciones de mica blanca con tendencia fengítica y biotita, con apariciones aisladas de flogopita. En el tramo medio (100 a 200 m) aumenta ligeramente la proporción de flogopita (Figura 68), pero continua el dominio de mica blanca con tendencia fengítica y biotita en varias asociaciones. Por último, de 200 a 370 m, comienza a aparecer yeso en varias vetillas, junto con asociaciones de mica blanca con tendencia fengítica (Figura 69) y biotita. La flogopita deja de aparecer en forma frecuente en este rango.

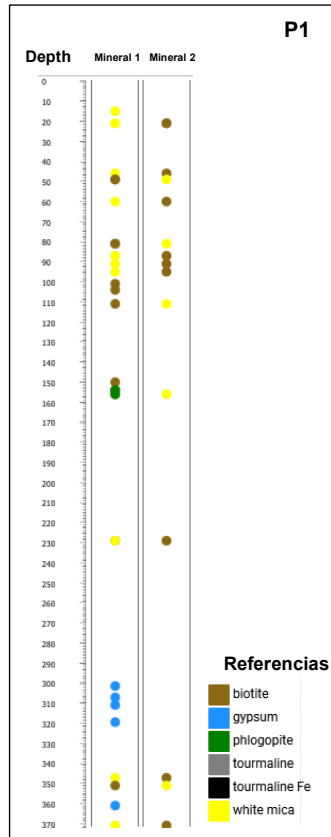


Figura 68. Distribución de los minerales de alteración que rellenan vetillas presentes en la andesita.

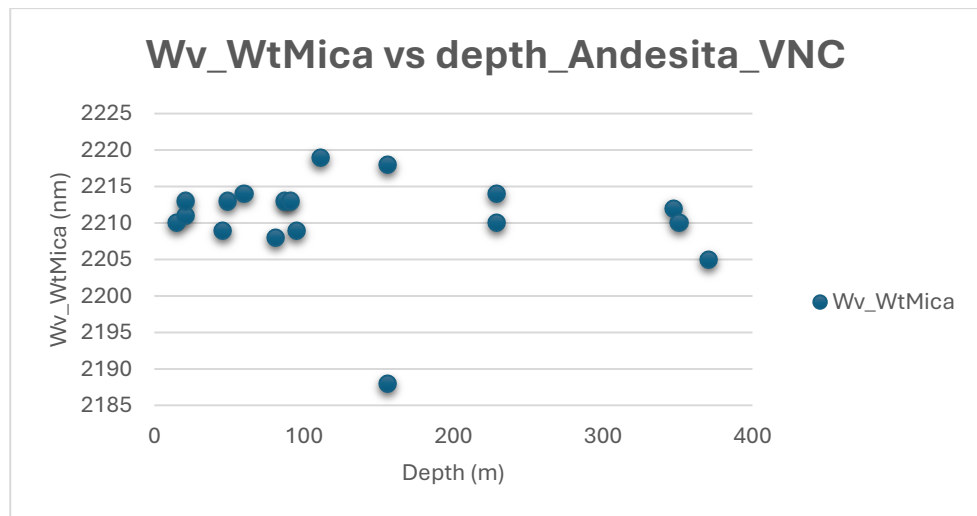


Figura 69. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- **Brecha sur, brecha con matriz de turmalina y cuarzo**

La figura 70 evidencia que la mica blanca con tendencia paragonítica como relleno de las vetillas es dominante en todo el sondaje, pero en la parte más profunda empieza a aparecer turmalina de Fe, pero en poca cantidad (Figura 71).

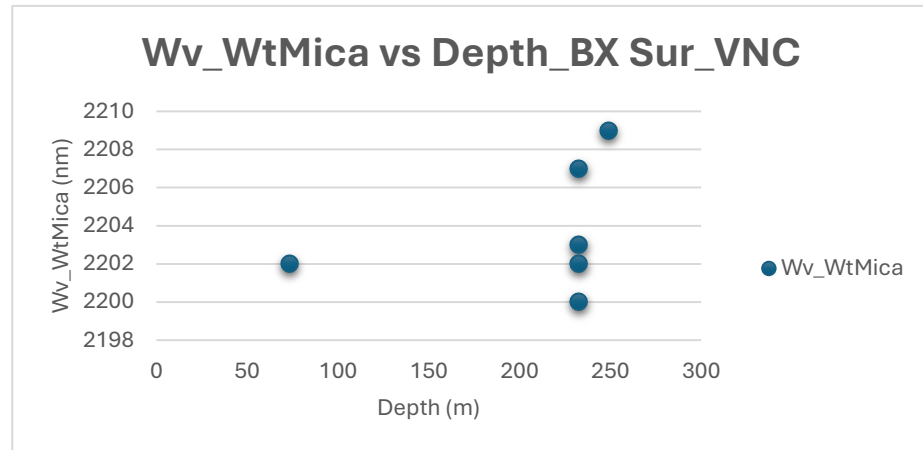


Figura 70. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

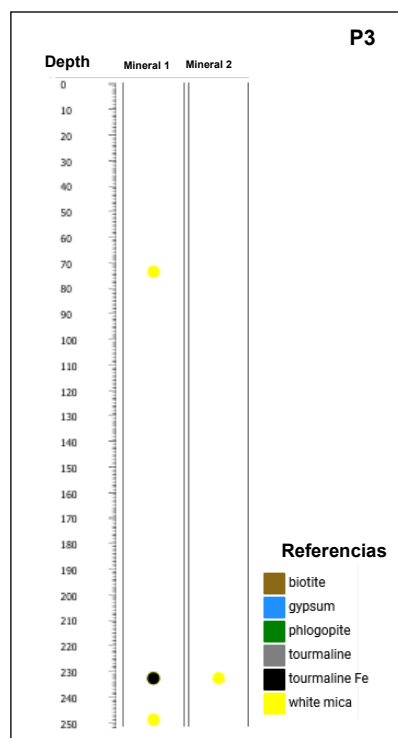


Figura 71. Distribución de los minerales de alteración que rellenan vetillas en la brecha sur con matriz de turmalina y cuarzo.

- Pórfido tonalítico

De 0 a 100 m de profundidad están presentes principalmente asociaciones de mica blanca con tendencia fengítica, biotita y flogopita, con apariciones aisladas de yeso. La mica blanca con tendencia fengítica es dominante en la mayoría de las asociaciones, aunque la flogopita es más escasa está presente en determinados sectores. A partir de los 100 a 200 m continua el dominio de la mica blanca, pero con mezcla de mica blanca de tendencia fengítica y paragonítica, pero aumenta la biotita.

La turmalina y el yeso están más concentrados en este rango, pero en poca cantidad. La flogopita continúa apareciendo de forma aislada (Figura 72 y 73).

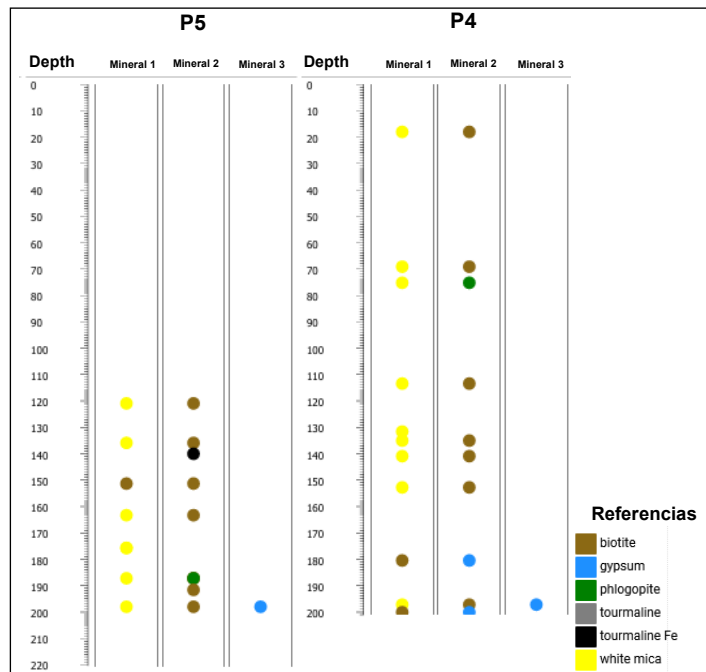


Figura 72. Distribución de los minerales de alteración que rellenan vetillas en el pórfido tonalítico

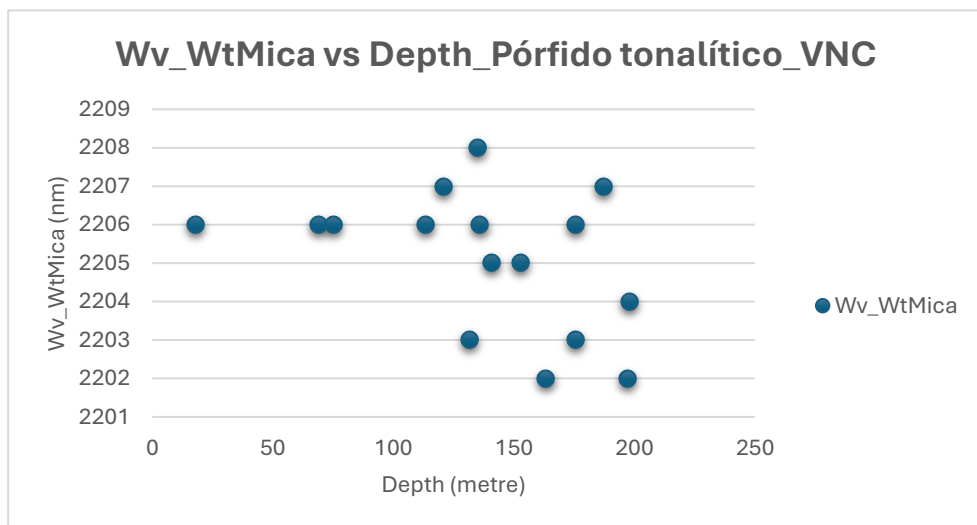


Figura 73. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- Pórfido dacítico

En los primeros metros (0 a 100 m), hay un dominio predominante de mica blanca con tendencia fengítica y en algunos casos acompañada de turmalina. El tramo medio que se corresponde de 100 a 200 m de profundidad aumenta la diversidad de asociaciones (Figura 74), apareciendo yeso y turmalina, pero siempre con mica blanca con tendencia fengítica en la mayoría de los casos (Figura 75) como mineral principal.

Hacia el final del sondaje (200 a 300 m) predominan asociaciones de mica blanca con tendencia paragonítica con yeso, junto con turmalina. Hacia el final de este rango aumenta la proporción de yeso en el relleno de vetilla.

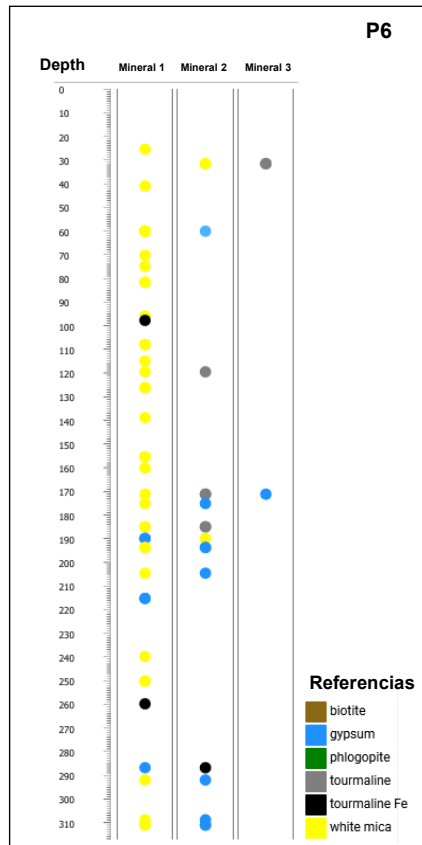


Figura 74. Distribución de los minerales de alteración que rellenan vetillas del sondaje P6.

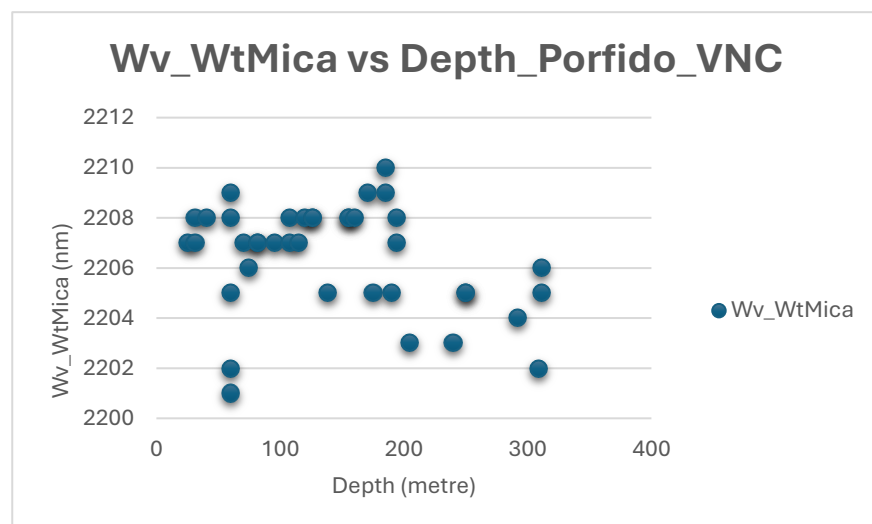


Figura 75. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

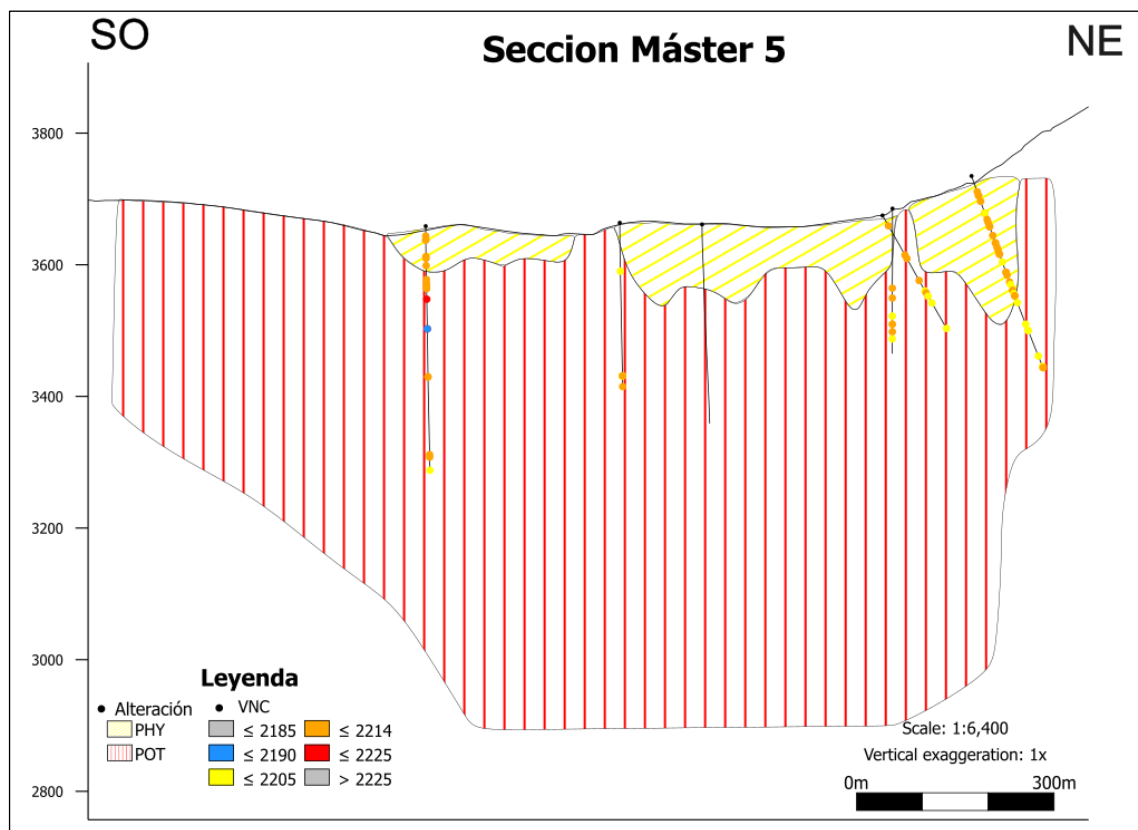


Figura 76. Distribución de las micas blancas en los rellenos de vetilla en función de la longitud de onda en el rango de 2200 nm en los sondajes analizados, sobre el modelo de alteración del proyecto.

7.2.4. Clasto de brecha

- Brecha sur, brecha con matriz de turmalina y cuarzo

De 0 a 100 m domina mica blanca con tendencia fengítica, en muchos casos junto con turmalina, biotita, flogopita y en determinados puntos sílice. El tramo medio (100-200 m) sigue con el dominio de mica blanca con tendencia fengítica, pero aumentan las asociaciones con turmalina, flogopita, sílice y en algunos casos aparecer también yeso. Por último (200-300 m) predominan asociaciones de mica blanca con tendencia fengítica, turmalina, flogopita, yeso, junto con sílice, mostrando así una mineralogía más compleja pero siempre bajo el dominio de la mica blanca. En la figura 77 se observa la distribución de los minerales identificados a lo largo de los sondajes P2 y P3 que constituyen la brecha descrita y en la figura 78 se observa la distribución de las micas blancas en función de la profundidad.

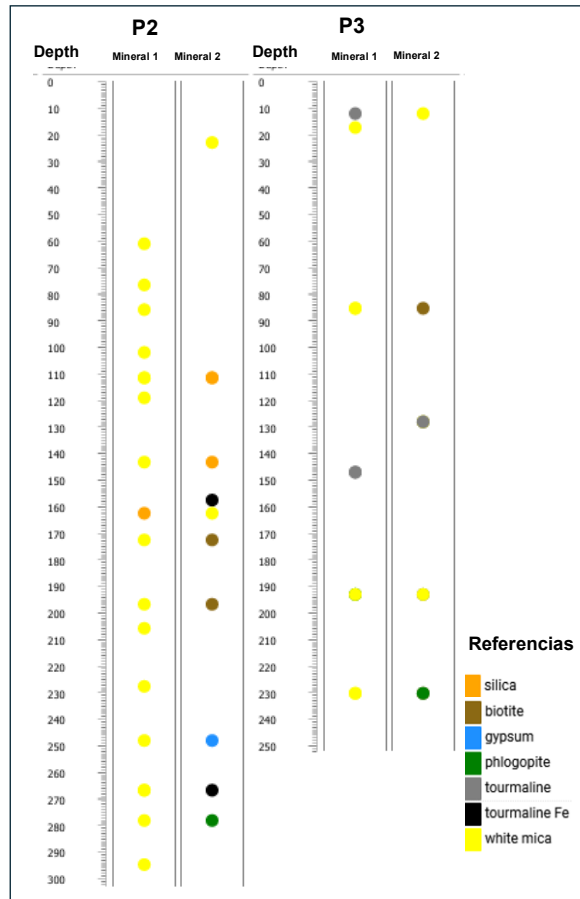


Figura 77. Distribución de los minerales de alteración que constituyen los clastos de la brecha con matriz de turmalina y cuarzo constituyente a la brecha sur.

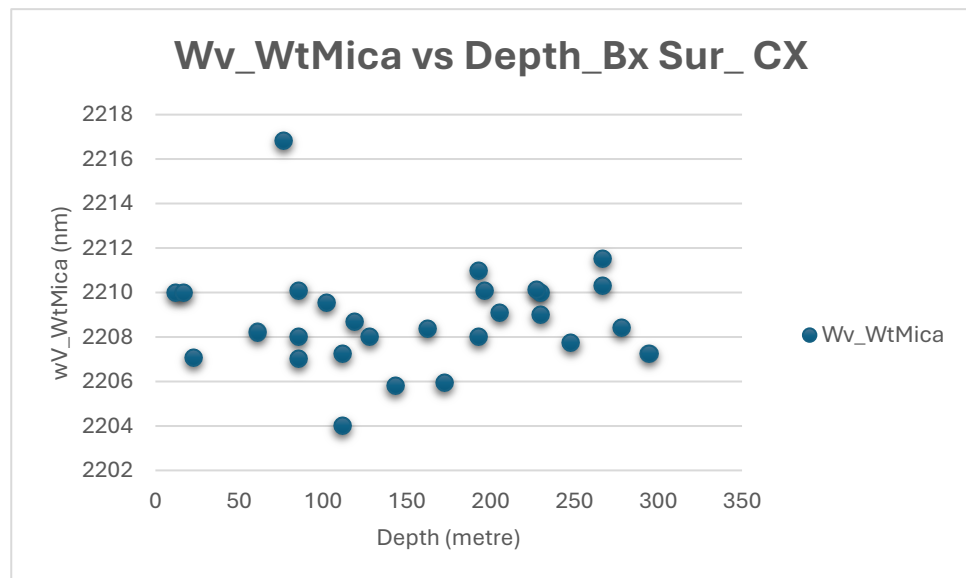


Figura 78. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

- Brecha norte, brecha con matriz de turmalina.

En todos los casos abunda la mica blanca con tendencia fengítica (Figura 79 y 80).

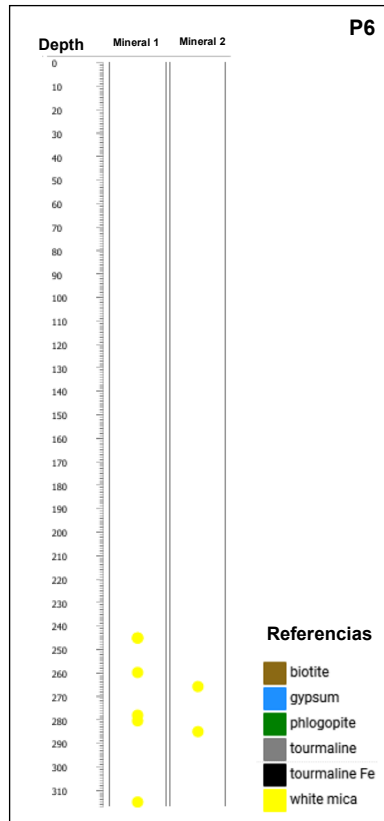


Figura 79. Distribución de los minerales de alteración que constituyen los clastos de la brecha norte.

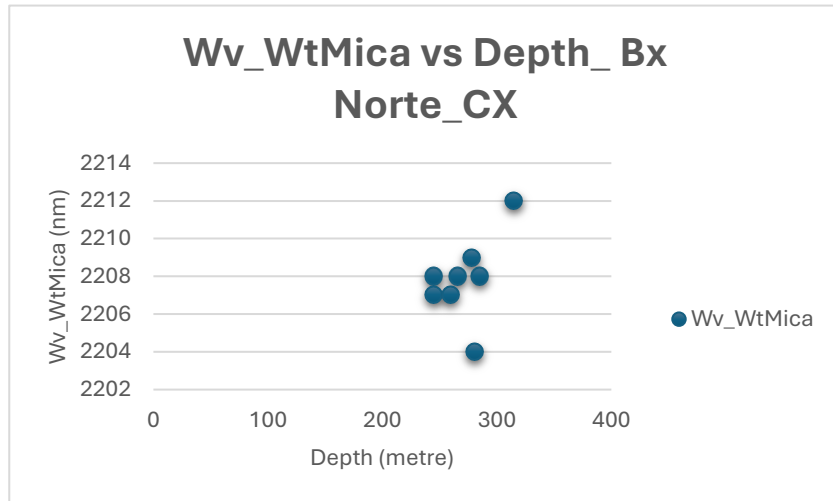


Figura 80. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

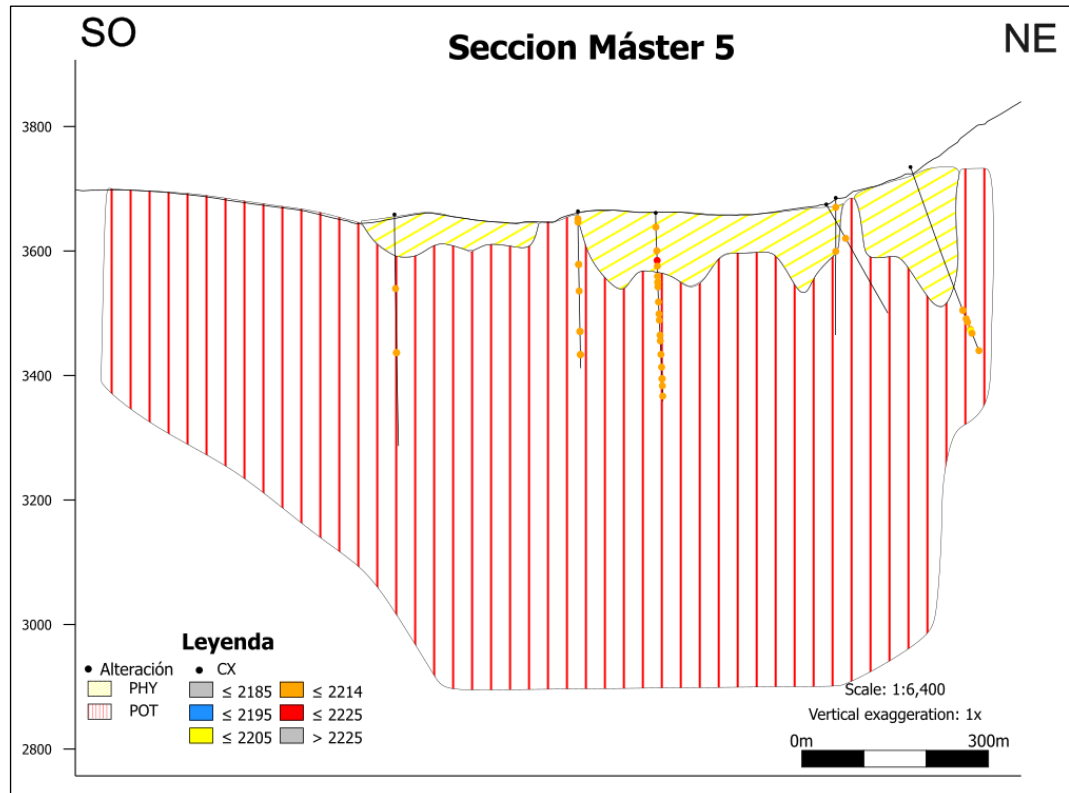


Figura 81. Distribución de las micas blancas en los clastos de las brechas en función de la longitud de onda en el rango de 2200 nm en los sondajes analizados, sobre el modelo de alteración del proyecto.

7.2.5. Matriz de brecha

- Brecha sur, brecha con matriz de turmalina y cuarzo

En los primeros 100 m se observa un dominio de mica blanca con tendencia fengítica, en muchos casos acompañada de turmalina y flogopita. En el tramo comprendido entre los 100 a 200 m aumenta la complejidad mineralógica, además de mica blanca de tendencia fengítica, están presentes turmalina, flogopita, sílice, yeso y en determinados casos biotita (Figura 82). Finalmente (200-300 m) destaca el dominio de mica blanca con tendencia fengítica (Figura 83), pero siempre en asociaciones junto flogopita, turmalina de Fe, yeso, sílice y en algunos casos biotita.

- Brecha norte, brecha con cemento de turmalina.

Dentro de la matriz están presentes turmalina, mica blanca con tendencia fengítica (Figura 83) y yeso (Figura 84).

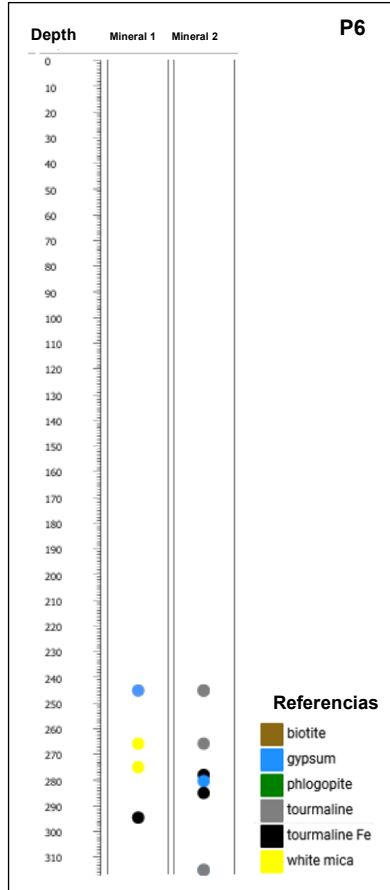


Figura 83. Distribución de los minerales de alteración que constituyen la matriz de la brecha norte.

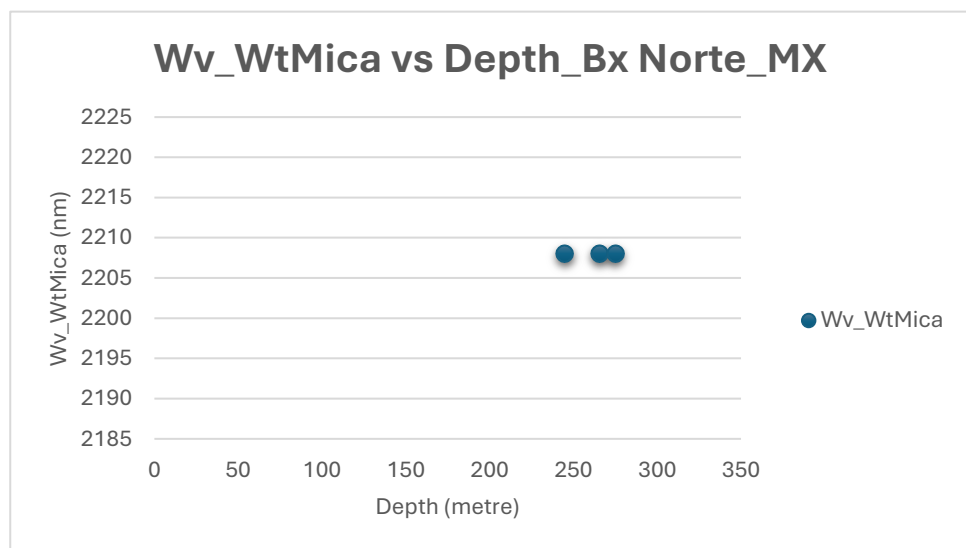


Figura 84. Distribución de la longitud de onda (nm) de la mica blanca en función de la profundidad (metros).

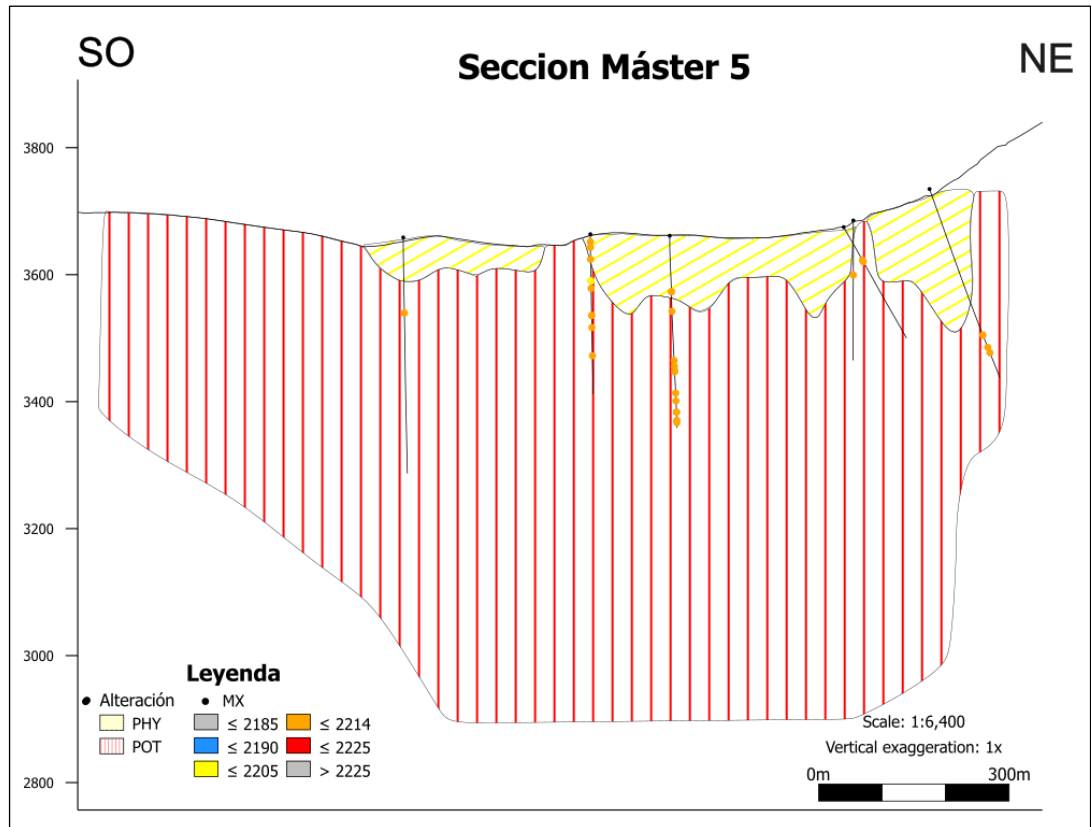


Figura 85. Distribución de las micas blancas en la matriz de las brechas en función de la longitud de onda en el rango de 2200 nm en los sondajes analizados, sobre el modelo de alteración del proyecto.

Índice cristalino de las illitas (ISM)

Este índice se calcula como la relación entre la profundidad (*depth*) de absorción a 2200 nm y la profundidad de absorción del agua (como componente cristalino) a 1900 nm. Un valor mayor a 1 indica mayor cristalinidad (origen primario). Mientras que valores menores a 1 sugieren mayor proporción de agua estructural y menor ordenamiento cristalino, indicando presencia de arcilla (Albarracín, 2022).

En la figura 86 se muestra la distribución del Índice de Cristalinidad de las Illitas (ISM) en los sondajes seleccionados de la Sección Máster 5. En la andesita, las illitas muestran una amplia variabilidad en el índice, con valores que oscilan entre 0.2 a 3. En la brecha sur, las illitas de mayor cristalinidad predominan en los niveles superiores de los sondajes, mientras que en profundidad se observa un rango de cristalinidades entre 0.2 y 1.5. En el pórfido tonalítico no se evidencia una tendencia clara, en dos sondajes cercanos se observa un comportamiento contrastante: en uno predominan valores altos de ISM, mientras que en el otro se registran valores más bajos. Mientras que en la brecha norte se presenta un alto contraste en el índice de cristalinidad, este

índice tiene valores bajos en el sector del pórfido y los valores del índice aumentan en el sector de la brecha.

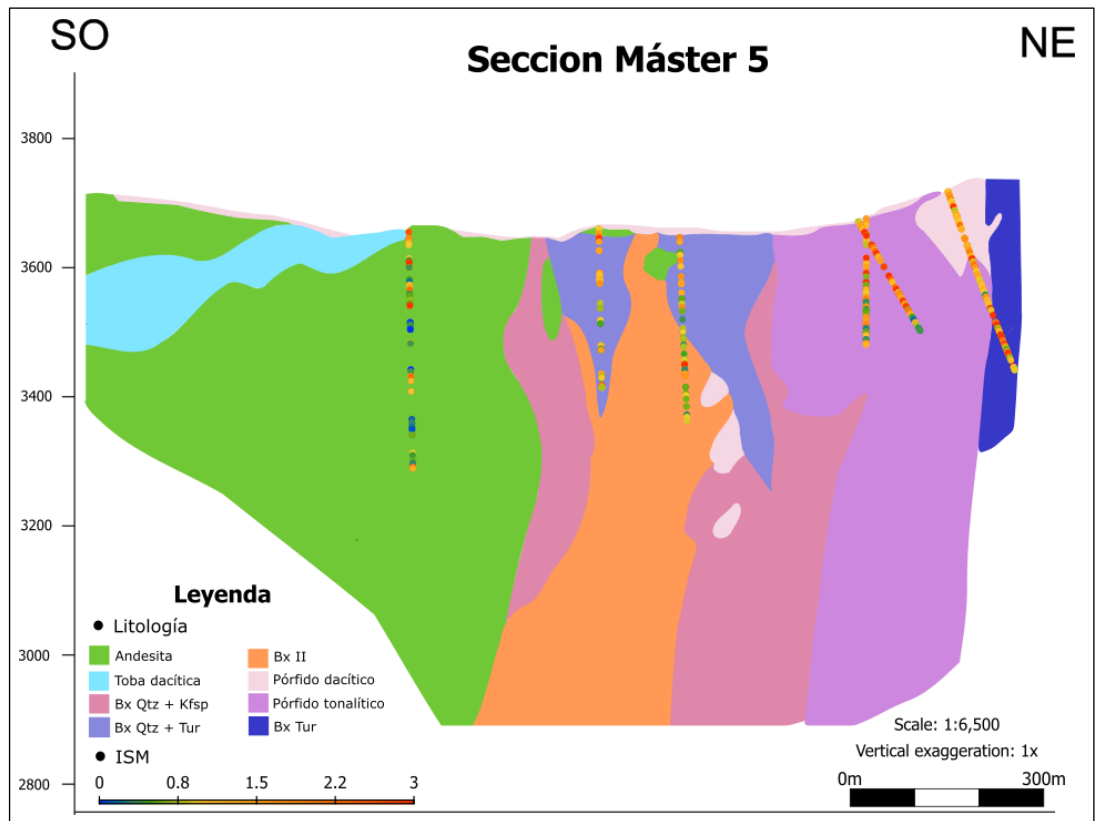


Figura 86. Mapa de distribución del Índice de Cristalinidad de las Illitas (ISM) en los sondajes de la Sección Máster 5.

La dispersión de los datos de la longitud de onda de las micas blancas en función del ISM (Figura 87) muestra una concentración principal entre 2205 y 2208 nm. En este intervalo, los valores del índice de cristalinidad (ISM) se distribuyen mayormente entre 0 y 3. Los valores más altos de ISM, que alcanzan hasta 8, se registran en el rango de 2200 a 2205 nm. Hacia longitudes de onda mayores a 2210 nm, los valores de ISM se mantienen en general bajos.

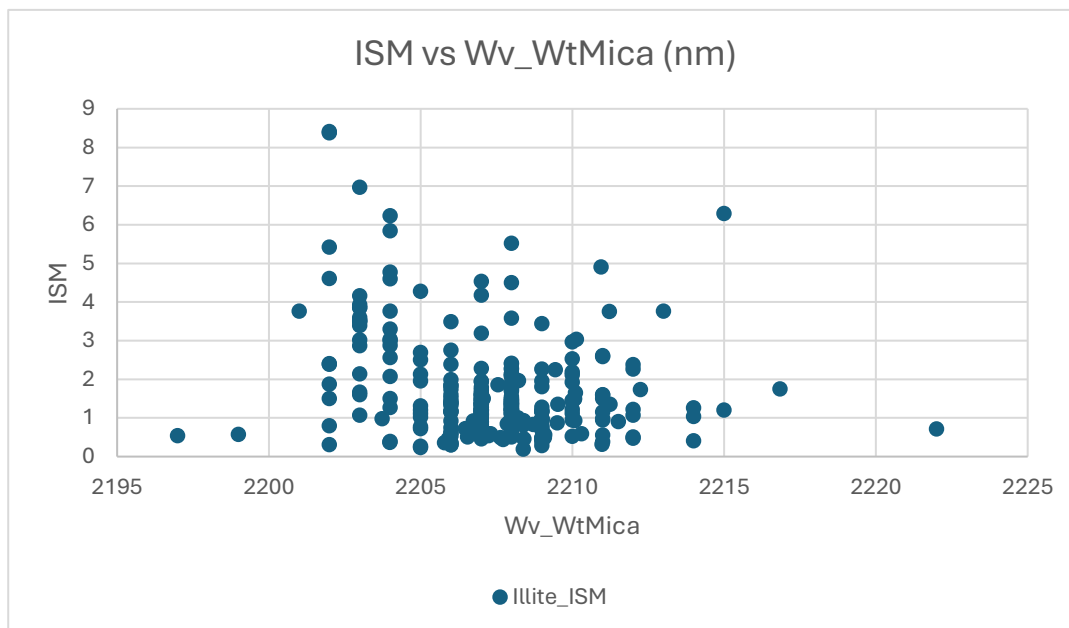


Figura 87. ISM vs Posición longitud de onda entre 2195 y 2225 nm (rango micas blancas).

7.2.6. Caolinitas

Las caolinitas se forman en condiciones de $\text{pH} < 4$ (Reyes, 1990) en un amplio rango de temperaturas y estilos de alteración. En este trabajo se consideran dos tipos de caolinitas; PX (*poorly crystalline*) y WX (*well crystalline*), diferenciadas por su grado de cristalinidad. La variedad de menor grado cristalino conocida como *Halloysita*, es una forma hidratada de la caolinita, se desarrolla a temperaturas muy bajas, incluyendo condiciones de meteorización. La caolinita se desarrolla a temperaturas bajas a moderadas ($100\text{-}180^\circ\text{C}$). La halloysita y caolinita pueden desarrollarse en condiciones de meteorización (supergénicas), particularmente en presencia de aguas subterráneas ácidas, lo que generalmente se evidencia por la presencia de FeO y MnO asociados. Si bien también puede tener un origen hipógeno (Corbett G. , 2018), la variedad WX se asocia a condiciones de mayor temperatura, asociado a fluidos hidrotermales.

Índice cristalino de las caolinitas

Se obtiene de la relación entre las profundidades de absorción (*depth*) correspondientes a las longitudes de onda en 2180 y 2160 nm. Los valores próximos a la unidad (entre 0.6 y 1.6) corresponden a caolinita con buen índice cristalino (WX: *well crystalline*). Valores menores a 0.6 o mayor a 1.6 corresponden a un índice cristalino pobre (PX: *poorly crystalline*).

En la figura 88, las caolinitas se distribuyen en todos los dominios texturales y en pocas cantidades por lo que se procedió a unir las ocurrencias para observar una mayor variabilidad de este dato. Por lo tanto, las caolinitas más abundantes corresponden a la variedad PX, caracterizadas por su bajo grado de cristalinidad, lo que conlleva a una mayor absorción de agua en su estructura cristalina. Por lo que podrían ser caolinitas de origen meteórico.

En el caso de las andesitas, la presencia de caolinita es limitada. En contraste, en el resto de las litologías se observa con mayor claridad la predominancia de caolinitas de bajo índice cristalino en comparación con la variedad WX. Por otro lado, en el sondaje P6 en el pórfido dacítico y tonalita las muestras con caolinita se corresponden al tipo PX, por otro lado, hay un fuerte contraste de las caolinitas en la brecha tipo *shingle*, ya que se observa un predominio de caolinita tipo WX.

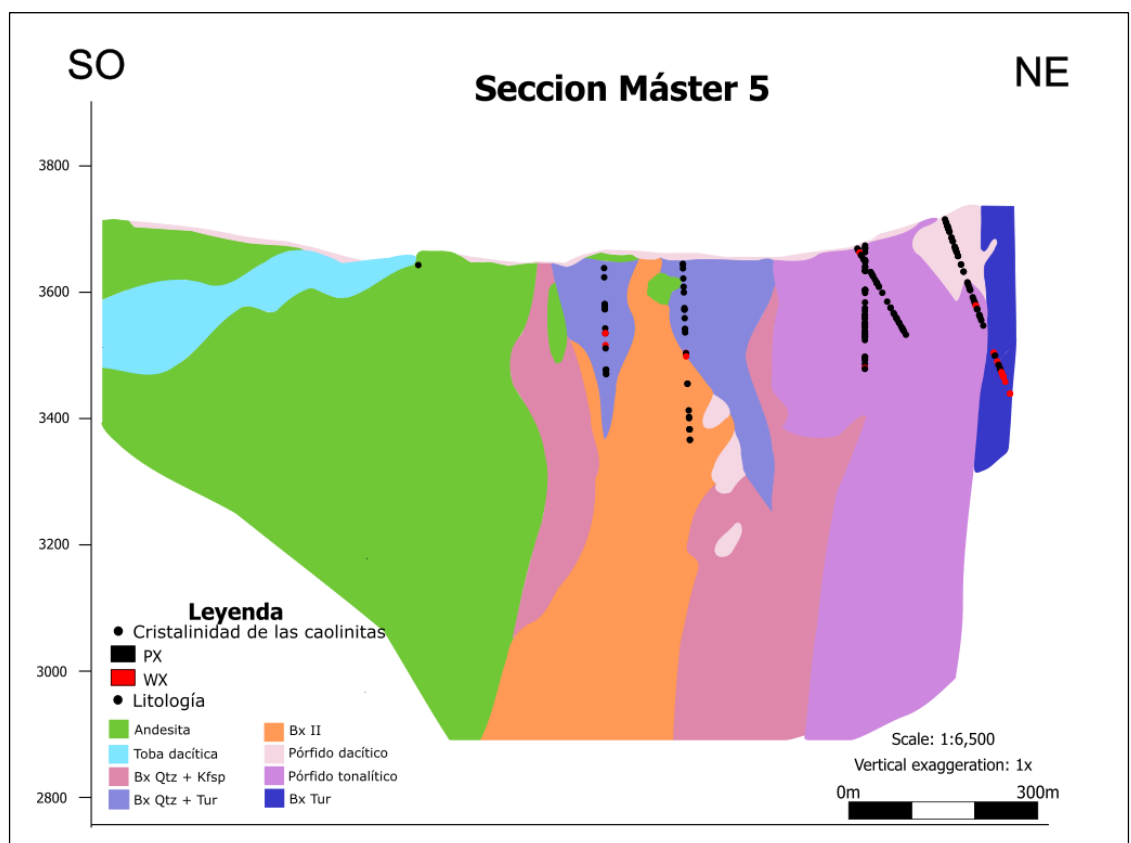


Figura 88. Mapa de distribución del Índice cristalino de la caolinita.

8. INTERPRETACIONES Y MODELADO DE ALTERACIÓN

Los resultados obtenidos en este estudio permiten definir una nueva caracterización para mejorar el modelo de alteraciones para la Sección Máster 5, basado en la distribución de los minerales identificados mediante espectroscopía de reflectancia, petrografía y descripción geológica (*logging*). Se propone una clasificación de las alteraciones en función de la litología y las asociaciones minerales, observándose los siguientes patrones:

- Alteración potásica: caracterizada por la presencia de biotita hidrotermal, flogopita, magnetita y feldespato potásico. Donde en las andesitas, la asociación mineralógica incluye magnetita, biotita hidrotermal, flogopita y escaso feldespato potásico. Mientras que en el caso del pórfido tonalítico se define por la presencia de feldespato potásico y biotita hidrotermal.

Rivera Cornejo y Cernuschi (2018) incluyen a la fengita (mica blanca con longitud de onda entre 2214 y 2225 nm) como parte de las asociaciones mineralógicas características de la alteración potásica. Sin embargo, en el proyecto El Pachón, la presencia de esta variedad de mica blanca es muy escasa, por lo que no se la considera representativa dentro de dicha asociación en el área de estudio.

- Alteración filica: se propone una subdivisión en dos estadios, diferenciados según las micas blancas identificadas mediante espectroscopía de reflectancia:
 - **Alteración filica temprana:** representada por micas blancas cuya banda del Al-OH presenta longitudes de onda entre 2205 nm y 2214 nm. Estas micas tienen una composición fengítica, con un mayor contenido de Fe, Mg y Si y empobrecimiento en Al.
 - **Alteración filica tardía:** caracterizada por micas blancas con tendencia paragonítica cuya banda del Al-OH exhibe longitudes de onda entre 2185 nm y 2205 nm.

Se observa que la alteración filica presenta variaciones significativas en función del tipo litológico:

- Andesita: Se caracteriza por una asociación dominada por cuarzo y mica blanca. En los distintos sectores de la roca analizados, predomina la mica blanca con longitudes de onda entre 2205 a 2214 nm, correlacionado con una mica blanca de tendencia fengítica. En menor medida, se identificaron ocurrencias aisladas de mica blanca con tendencia paragonítica.
- Toba dacítica: La alteración fue identificada únicamente a partir de la descripción geológica (*logging*) del testigo de roca, donde se reconoció una asociación mineralógica compuesta por sericita y cuarzo, sin datos espectroscópicos complementarios.
- Brecha sur: En esta unidad, los halos y vetillas están compuestos principalmente por mica blanca y turmalina. La mica blanca presenta una mezcla de composiciones, con tendencias paragonítica y fengítica, mientras que en los clastos y matriz de la brecha predomina la mica blanca con tendencia fengítica.
- Pórfido tonalítico: Se trata de una litología compleja, con una fuerte variabilidad mineralógica en función del sector de la roca analizado. En la masa fundamental se detectaron asociaciones compuestas por mica blanca con tendencia fengítica, yeso y turmalina. En las vetillas se mantiene la dominancia de mica blanca con tendencia fengítica, mientras que en los halos de alteración se reconocieron yeso y mica blanca con tendencia paragonítica.
- Pórfido dacítico: Esta litología se caracteriza por un predominio de mica blanca con tendencia fengítica y presencia significativa de yeso, especialmente en profundidad. En los dominios correspondientes a vetillas y halos de alteración se identifican micas blancas con composiciones mixtas, con longitudes de onda que indican tanto tendencia fengítica como paragonítica, aunque la primera es claramente dominante.
- Brecha norte: Esta unidad está compuesta por turmalina, yeso, cuarzo, junto con elevados índices de cristalinidad en caolinitas e illitas. La distribución de la mica blanca es similar a la observada en la brecha sur, con mezclas de tendencias fengítica y paragonítica en halos y vetillas, y predominio de mica blanca de tendencia fengítica en clastos y matriz.

Por otro lado, en la brecha norte se identificó una mayor proporción de caolinitas con altos valores de cristalinidad, acompañada por un incremento en los índices de

cristalinidad de las illitas (ISM). Esta combinación mineralógica podría estar reflejando condiciones de mayor temperatura durante los eventos de alteración.

Mientras que las caolinitas distribuidas en las otras litologías podrían originarse por agua meteóricas debido a los bajos índices de cristalinidad.

En los niveles más profundos de los sondajes se identificó yeso, cuya presencia podría corresponder originalmente a anhidrita. Dado que la anhidrita es una fase anhidra, no es detectada por el espectrómetro de reflectancia; sin embargo, por criterio geológico se interpreta que en dichos niveles corresponde a anhidrita. Los resultados obtenidos permiten proponer la existencia de dos estilos distintos de alteración potásica en la sección estudiada, diferenciados según la asociación mineralógica y el tipo litológico.

En cuanto a la alteración fílica, se propone dividirla en subtipos en función de la longitud de onda de absorción de la mica blanca. En la sección analizada se observa una clara predominancia de micas blancas con tendencia fengítica, lo que sugiere alteración fílica temprana o transicional. No obstante, los datos también evidencian la existencia de un evento posterior de circulación de fluidos hidrotermales, vinculado a la formación de vetillas y halos de alteración, donde se observan mezclas de micas blancas con tendencia paragonítica y tendencia fengítica, turmalina y yeso, lo que podría indicar zonas de superposición de alteración fílica tardía sobre temprana.

De este modo, se propone que la alteración fílica transicional representa el principal evento de alteración de la sección, sobre el cual se superpone una fase de alteración fílica tardía. Esta evolución refleja un sistema hidrotermal multiepisódico, con al menos dos pulsos de fluidos de distinta composición y condiciones.

Finalmente, en la figura 89 se presenta una propuesta de distribución de las alteraciones en la Sección Máster 5.

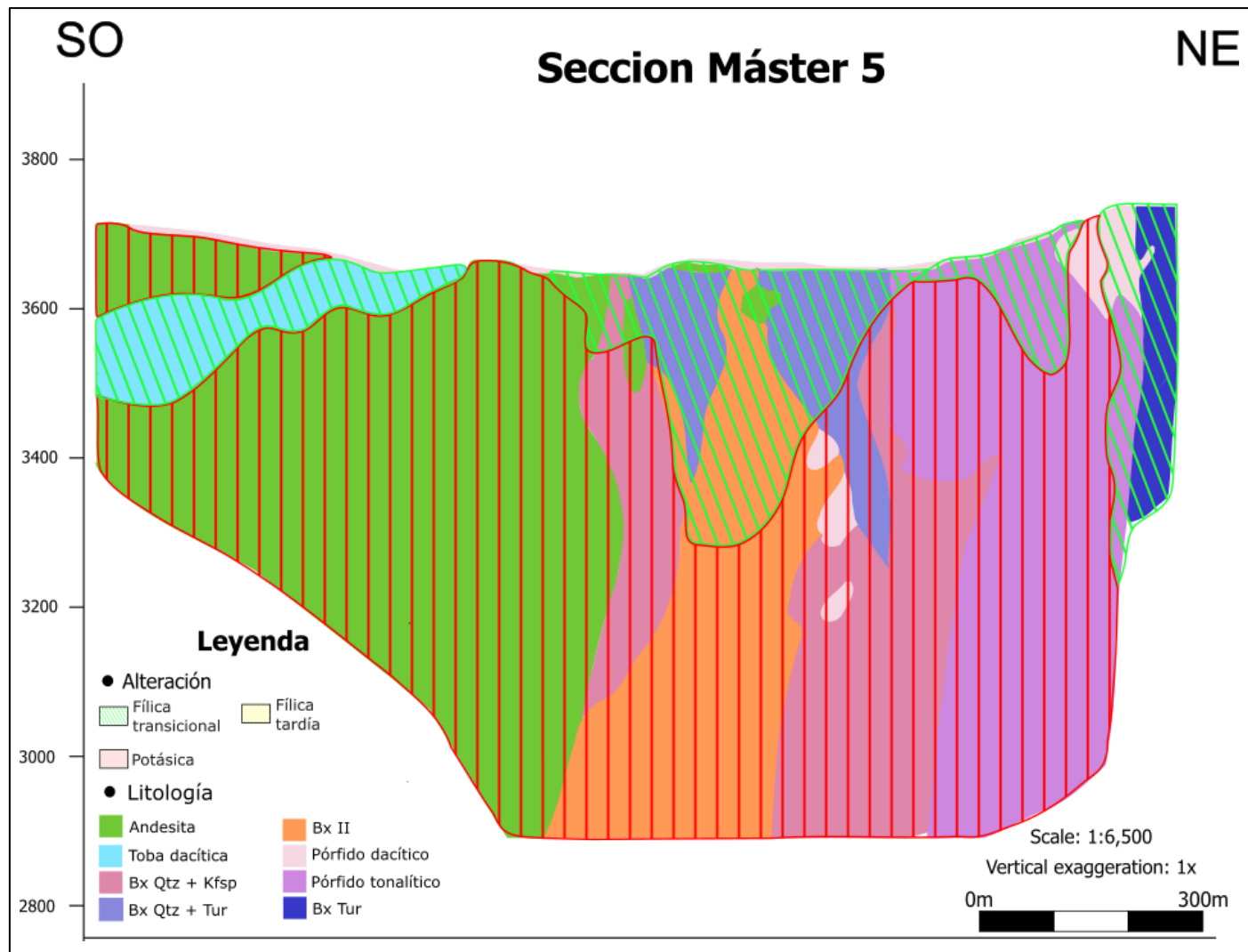


Figura 89. Modelo de alteración propuesto en base de las asociaciones mineralógicas interpretadas con espectroscopia, petrografía y logging.

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La espectroscopía de reflectancia demostró ser una técnica rápida y confiable para el reconocimiento de una amplia gama de minerales de alteración hidrotermal. Permitió, además, diferenciar a los distintos tipos de micas blancas, tarea difícil de realizar por métodos visuales convencionales debido al tamaño de grano, e inferir rangos de temperatura de formación.

La integración de los datos espectrales con el análisis petrográfico y la revisión de las descripciones geológicas permitió definir asociaciones de alteración específicas para cada litología presente en la sección estudiada.

Uno de los resultados clave fue la identificación de las alteraciones por litología, así como la diferenciación dentro de la alteración fílica entre una fase temprana con micas blancas de longitudes de onda largas en la banda del Al-OH (entre 2205 a 2214 nm) y otra tardía con longitudes de onda cortas (entre 2185 a 2205 nm) en la banda del Al-OH, lo que aporta información relevante para el entendimiento del sistema hidrotermal. Según Harris y Golding (2002) la alteración fílica de alta temperatura (o temprana) está asociada con mineralización de interés económico de sulfuros de Cu-Fe y Au. Por lo que se propone que se continúe estudiando esta alteración como guía de exploración.

Si bien los resultados obtenidos corresponden a una única Sección Máster (Sección Máster 5), el enfoque metodológico utilizado puede ser extrapolado a otras secciones del yacimiento con el fin de lograr una caracterización integral de las alteraciones hidrotermales en el Proyecto El Pachón. De hecho, se propone aplicar este análisis a todas las Secciones Máster relevadas, lo que permitiría mejorar el entendimiento de la distribución y zonación de las alteraciones a escala de depósito.

Se recomienda ampliar la base de datos espectrales, especialmente en muestras representativas de la Formación Pachón y en los minerales que constituyen los halos de alteración y vetillas diferenciados según el tipo.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Albarracín, A. (2022). Caracterización de minerales de alteración por espectrometría de reflectancia de infrarrojo de onda corta (SWIR), del sistema hidrotermal microondas, yacimiento minero Don Nicolás, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis de grado. Universidad Nacional de Tucumán. Argentina.
- Alva-Jimenez, T., Tosdal, R., Dilles, J., Dipple, G., Kent, A., Halley, S. (2020). Chemical variations in hydrothermal white mica across the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 115, 903–926.
- Álvarez, P. (1996). Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. En V. Ramos, M. Aguirre-Urreta, P. Álvarez, M. Cegarra, E. Cristallini, S. Kay, D. Pérez, *Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza* (Vol. 5, págs. 59-137). Buenos Aires: Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Álvarez, P. (1997). Evolución estratigráfica y tectónica del Jurásico de la Alta Cordillera de San Juan. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophys. J. Int.*, 171:419-434. doi: 10.1111/j.1365-246X.03483.x
- Arancibia, O., Clark, A. (1996). Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-goldmolybdenum deposit, British Columbia (Vol. 91). *Economic geology*.
- Ariza, J., Ceballos, J. (2020). Caracterización estructural de cuatro zonas de interés geológico ubicadas sobre los ríos Mondaca, Pachón y Carnicerías en la Cordillera Principal de San Juan, proyecto pachón. San Juan. Informe técnico de alto nivel CONICET (inédito).

- Arriagada, C. (2018). Tectonic rotations along the western Central Andes. (A. Folguera, E. Contreras-Reyes, & e. a. Heredia N, Edits.). The evolution of the Chilean-Argentinean Andes, págs. 329-341.
- Arribas, J. A., Hedenquist, J. W., Itaya, T., Okada, T., Cuthbertson, R. A., García, J. J. (1995). Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*, 23(4), 337–340.
- Benavides, S. (2017). Characterisation of sericitic alteration at the Taca Taca Bajo porphyry Cu deposit, Argentina. Unpublished M.S. thesis, Tasmania, Australia.
- Ben-Dor, E., Patkin, K., Banin, A., Karnieli, A. (2002). Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data-a case study over clayey soils in Israel. *International Journal of Remote Sensing*, 23(6), 1043-1062.
- Bergoeing Rubilar, J. (2016). Evolución geoquímica del magmatismo de la región de los pelambres (31°s) entre el cretácico superior y el mioceno superior: implicancias para la evolución tectónica y metalogénica de los andes de Chile central. Tesis de Licenciatura. Santiago de Chile.
- Bertens, A., Deckart, K., González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del pórfido CuMo Los Pelambres, Chile central. Actas 10º Congreso Geológico Chileno CD Rom, Concepción.
- Bertens, A. C., Barra, F., Dekart, K. (2006). Evolution of the Los Pelambres-El Pachón porphyry copper-molybdenum district, Chile - Argentina. XI Congreso Geológico Chileno, págs. 179-181. Chile.
- Besson, G., Drits, V. (1997). Refined relationships between chemical composition of dioctahedral finely dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. *Clays and Clay Minerals*, 45 (2), págs. 158-169.
- Bierlein, F., Potma, W., Cernuschi, F., Brauhart, C., Robinson, J., Bargmann, C., Kennedy, A. (2020). New insights into the evolution and age of the Neoproterozoic Jebel Ohier porphyry copper deposit, Red Sea Hills, northeastern Sudan. *Economic Geology*, 115(1), págs. 1-31.

- Blundy, J., Mavrogenes, J., Tattitch, B. (2015). Generation of porphyry copper deposits by gas–brine reaction in volcanic arcs. *Nature Geoscience*, 8(3), págs. 235-240.
- Bulnes Beniscelli, A. (2013). Alteración cuarzo-sericita en yacimiento tipo pórfido cuprífero: estudio mineralógico, litogeoquímico y termodinámico en mina Radomiro Tomic, Distrito Chuquicamata. Tesis de grado. Universidad Nacional de Chile.
- Burnham, C., Ohmoto, H. (1980). Late-stage processes of felsic magmatism. *Mining geological special*, 8, págs. 1-11.
- Caballero, A. (2024). Uso de las técnicas de espectroscopía de reflectancia y teledetección en la exploración minera. Glencore Pachón. San Juan, Argentina.
- Cahill, T., and Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, B12, p. 17503–17529.
- Cathles, L., Shannon, R. (2007). How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry copper deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water. *Earth and planetary science letters*, 262, págs. 92-108.
- Cernuschi, F., Cornejo, R. (2021). Mineralogical diversity of early halos porphyry copper deposits: implications for exploration. Presentation for Ore Deposits Hub: <https://youtu.be/fqbDyxcyNuk> .
- Cernuschi, F., Dilles, J. H., Osorio, J., Proffett, J. M., Kouzmanov, K. (2023). A Reevaluation of the Timing and Temperature of Copper and Molybdenum Precipitation in Porphyry Deposits. *Economic Geology* (118), págs. 559-594.
- Cernuschi, F., Dilles, J., Creaser, R. (2013). Hydrothermal alteration, SWIR-mineral mapping, vein distribution and age of the Haquira-East Cu-Mo porphyry. *Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)*. 2, págs. 782-785. Biennial Meeting, 12th, Uppsala, Sweden: Proceedings.
- Cernuschi, F., Rivera, R., Dilles, J., Benavides, S., Kouzmanov, K. (2019). Mineralogical variations in early halo alteration selvages of porphyry deposits

- from North and South America [abs.]. Society of Economic Geologists, SEG. South American Metallogeny: Sierra to Craton, Santiago, Chile: Proceedings.
- Chiaradia, M. (2015). Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas. *Scientific Reports*, 5, pág. 8115.
- Clark, R. (1999). Chapter 1: Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. A. Rencz, *Manual of Remote Sensing*, 3: Remote sensing for the Earth Sciences: New York, John Wiley and Sons, págs. 3-58.
- Clark, R., Gallagher, A., Swayze, G. (1990). Material absorption band depth mapping of imaging spectrometer data using a complete band shape least-squares fit with library reference spectra, proceedings of the second airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS) Workshop. JPL Publication, 90(54), 176-186.
- Cohen, J. (2011). Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: Comparison of large-scale ore exploration techniques to mineral chemistry. Unpublished Master thesis. Oregon State University.
- Corbett, G. (2018). Epithermal gold-silver and Porphyry copper-gold exploration. Short Course Manual. págs 207.
- Corbett, G., Leach, T. (1998). Southwest Pacific Rim gold copper systems: Structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists, 273.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. Londres.
- Crespo, J., Reich, M., Barra, F., Verdugo, J., Martínez, C., Leisen, M., Marquardt, C. (2020). Occurrence and Distribution of Silver in the World-Class Río Blanco Porphyry Cu-Mo Deposit, Central Chile. En I. Society of Economic Geologists, *Economic Geology*, 115, págs. 1619-1644.
- Cristallini, E. (1996). La faja plegada y corrida de La Ramada. Geología de la Región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24(13):349-385.

- Cristallini, E., Cangini, A. (1993). Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. Congreso Geológico Argentino, 12, págs. 85-92. Buenos Aires.
- Dahlström, S., Cooper, F., Blundy, J. (2022). Pluton exhumation in the Precordillera of northern Chile (17.8–24.2 S): implications for the formation, enrichment, and preservation of porphyry copper deposits. *Econ Geol*, 117, págs. 1043-1071.
- Dilles, J., Einaudi, M. (1992). Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the AnnMason porphyry copper deposit, Nevada a 6 km vertical reconstruction (Vol. 87). Nevada: Economic Geology.
- Dilles, J., Proffett, J. (1995). Metallogenesis of the Yerington batholith, Nevada. En F. B. Pierce (Ed.), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*, Arizona Geological Society dIGEST, 20, págs. 306-315.
- Epiroc, (2021). Imágenes hiperespectrales de núcleo obtenidos con el método CORESCAN, aplicación en depósitos tipo pórfido.
- Evenstar, L., Dahlstrom, S., Hartley, A., Campbell McCuaig, T., Mather, A., y Shaw, J. (2024). Global constraints on exhumation rates during porphyry copper formation and supergene enrichment: applications to exploration as illustrated from the Central Andes. *Mineralium Deposita*, 60, págs. 23-45.
- Ferraz, G., Cruz, J. (2011). Unpublished geological report describing veinlets. [Unpublished report].
- Giggenbach, W. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. Barnes, H.L. 3, págs. 737-796. New York: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*.
- Gustafson, L., Hunt, J. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70, págs. 857-912.
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814-833. doi:10.1029/1999TC001152

- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A., Scheuber, E. (2002). Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°–26°S). *J Geophys Res*, 107.
- Hauff, P. (1994). *Espectroscopía de reflectancia aplicada* (Vol. Versión 3.1). Spectral International, Inc.
- Harris, A. C., & Golding, S. D. (2002). New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits. *Geology*, 30(4), 335–338. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030)
- Hedenquist, J., Lowenstern, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, págs. 519-527.
- Heinrich, C. (2024). The Chain of Processes Forming Porphyry Copper Deposits—An Invited Paper*. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 119(4), 741-769.
- Henley, R., Ellis, A. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review, 19. *Earth Sci.Rev.*
- Hermann, W., Blake, M., Doyle, M., Houston, D., Kamprad, J., Merry, N., Pontual, S. (2001). Short Wavelength Infrared (SWIR) Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Zones Associated with Base Metal Sulfide Deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania and Highway-Reward, Queensland. *Economic geology*, 96(5), págs. 939-955.
- Hunt, G. (1979). Near-infrared (1.3-2.4 μm) spectra of alteration minerals-potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44, págs. 1974-1986.
- Hunt, G., Ashley, R. (1979). Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, 74, 1613-1629.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull*, 94, 341-361.
- Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes, G., Hinchey, J., Sandeman, H. (2011). Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology: background and

pilot studies from Newfoundland and Labrador. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources.

Landtwing, M., Pettke, T., Halter, W. (2005). Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic–hydrothermal fluids: the Bingham porphyry. *Earth Planet Sci Lett*, 235, págs. 229–243.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Zanettin, B. (1989.). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific.

Lencinas, A. y Tonel, M. 1993. La brecha sur del yacimiento de cobre porfírico de Pachón, San Juan, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 241- 247, Mendoza.

Lloret, G. (2019). *Exploración Geológica y Geoquímica de Prospectos Pertenecientes a "Proyecto El Pachón"*, Provincia de San Juan, Argentina. Pachón S.A. Minera, Informe técnico interno.

Loucks, R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Aust J Earth Sci*, 61, págs. 5-16. doi:<https://doi.org/10.1080/0812>

Lowell, J., Guilbert, J. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry deposits. *Economic Geology* 65, págs. 373-408.

Manea, V., Pérez-Gussinyé, M., Manea, M. (2012). Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*, 40(1), 35-38.

Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophys. J. Int.*, 163, 1137-1150.

- Matjuschkin, V., Blundy, J., Brooker, R. (2016). The effect of pressure on sulphur speciation in mid- to deep- crustal arc magmas and implications for the formation of porphyry copper deposits. *Contrib Mineral Petrol*, 171, pág. 66. doi:<https://doi.org/10.1007/s00410-016-1274-4>
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Pons, J., Impiccini, A., Toohey, J., Rey, R. (2011). Petrology of the Miocene igneous rocks in the Altar region, main Cordillera of San Juan, Argentina. A geodynamic model within the context of the Andean flat-slab segment and metallogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 32, p. 30-48.
- Maydagán, L. (2012). El Prospecto de Cu-(Au-Mo) Altar (31° 29'LS, 70°28'LO), San Juan: I. Fertilidad de los intrusivos miocenos en el área II. Secuencia y abundancia de las paragénesis hidrotermales, pasajes de flujos de fluidos III. Evolución geoquímica del sistema hidrotermal: Unpublished PhD thesis, Bahía Blanca, Argentina, Universidad Nacional del Sur, 340 p.
- Maydagán, L., Franchini, M. (2024). Química de minerales hidrotermales como herramientas de exploración en depósito tipo pórfido de Cu-Au-Mo y epitermales de Au-Ag-Cu asociados. Ejemplos del Proyecto Altar, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 81 (1), 50-65.
- McCuaig, T., Hronsky, J. (2014). The mineral system concept: the key to exploration targeting *App. Earth Sci IMM Trans Sect B*, 18(2), págs. 153-175.
- Meyer, C., Hemley, J. (1967). Wall rock alteration. (H. Barnes, Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, págs. 166-235.
- Miyashiro, A. (1974.). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Mpodozis, C. (2015). Mapa Geológico Regional del Área de Los Pelambres (esc 1:75.0000). Antofagasta Minerals, Informe Interno. Santiago, Chile.
- Mpodozis, C., Cornejo, P. (2012). Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. *Society of Economic Geologists, Inc.*, 16, págs. 329-360. Chile, Antofagasta Minerals : Special Publication.

- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C., Perelló, J. (2009). Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: implicancias para la evolución cenozoica de Los Andes del centro de Chile y Argentina. Congreso Geológico Chileno, 12.
- Mpodozis, C., Rivano, S., Parada, M., Vicente, J. (1976). Acerca del plutonismo tardío hercínico en la Cordillera Frontal entre los 30-33°S (Provincias de San Juan y Mendoza,. Congreso Geológico Argentino, 6, págs. 143-171. Bahía Blanca.
- Mulcahy, P. (2012). The southern Puna seismic experiment: seismicity and the morphology of the subduction zone. Master's thesis. Cornell University, Ithaca, NY, United States.
- Mungall, J. (2002). Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30, págs. 915-918.
- Musso, R., Pérez, D., Rey, R., Toohey, J. (2012). Geología de las nacientes del río La Pantanosa, Cordillera Frontal (31 33'S), Provincia de San Juan, Argentina. XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 247-249.
- Ostrooumov, M., Banergee, A. (2006). Amazonite from Pre-Cambrian pegmatites (Kola Peninsula, Russia): crystal chemical and spectrometric study. (85), 89-102.
- Parry, E.A. (1984). Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs, and the Tintic and Santa Rita porphyry copper systems. *Economic Geology*, 72-86.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Perelló, J., Sillitoe, R., Mpodozis, C., Brockway, H., Posso, H. (2012). Geologic setting and evolution of the porphyry copper-molybdenum and copper-gold deposits, at Los Pelambres, central Chile. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 16, págs. 79-104.

- Pilger, R. (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 92, 448-456.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, Alemani.
- Pontual, S., Merry, N., Gamson, P. (1997). *Spectral Interpretation Field Manual (Vol. 1). G-MEX spectral analysis guides for mineral exploration*. AusSpec International.
- Proffett, H. (1979). Ore deposits of the western United States: A summary. *Nevada Bureau of Mines and Geology*, 33, págs. 13-32.
- Ralph, J. (2000). Mindat. <http://www.mindat.org>
- Ramos, V., Aguirre Urreta, M., Lencinas, A. (1993). El Toarciano fosilífero de Pachón y su relación con el Jurásico de Cordillera Principal de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 94-104.
- Ramos, V., Aguirre-Urreta, M., Álvarez, P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F., Pérez, D. (1996). Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the Central Argentine- Chilean Andes. *Tectonics*, 5, 855-880.
- Ramos, V.A, Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time (in *Ancient Orogens and modern analogues*). Geological Society of London, Special Publications 2009, v. 327, p. 31-54.
- Reed, M., Rusk, B., Palandri, J. (2013). The Butte magmatic-hydrothermal system: One fluid yields all alteration and veins. *Economic Geology*, 108, 1379–1396. doi:10.2113/econgeo.108.6.1379
- Rees, C., Riedell, K., Proffett, J., Macpherson, J., Roberston, S. (2015). The Red Chris porphyry copper-gold deposit, northern British Columbia, Canada: Igneous

phases, alteration and controls of mineralization. *Economic Geology*, 110, págs. 857-888.

Reyes, A. (1990). Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems, in Third symposium on deep-crust fluids. 15-16 October 1990, Tsukuba, Japan, extended abstracts: Tsukuba, Geological Survey of Japan, (págs. 51-58).

Richards, J. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98, págs. 1515-1533.

Rivano, S., Spúlveda, P. (1991). Carta Geológica de Chile 69: Hoja Illapel, Región de Coquimbo . pág. 132.

Rivera Cornejo, R., Cernuschi, F. (2018). Los early halos y su implicancia en la exploracion de porfidos en las americas. Informe no publicado.

Rusk, B., Reed, M., Dilles, J. (2008). Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103, 307–334.

Saavedra, F. (2019). Modelamiento implícito de resistencia de roca en Minera Los Pelambres mediante estimación por inverso a la distancia y kriging ordinario. Tesis de Pregrado. Universidad de Concepción. Chile.

Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Barton, M. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary*, págs. 251-298.

Sillitoe, R. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67, págs. 184-197.

Sillitoe, R. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, págs. 3-41.

Sillitoe, R., Gappe, I. (1984). Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics. CCOP Technical Publication No. 14, pág. 89. United Nations, Bangkok, Thailand.

- Skewes, M., Stern, C. (1994). Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile. *Geology*, 22, págs. 551–554.
- Summers, D. (2009). Discriminating and mapping soil variability with hyperspectral reflectance data. PhD thesis, Adelaide University, Australia.
- Taylor, R., Pollard, P. (1993). Mineralized breccia systems, methods of recognition and interpretation. *EGRU contribution*, 46.
- Thompson, A., Hauff, P., Robitaille, A. (1999). Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol. Newsl*, 39(1), 16-27.
- Torres, M. (2012). Cuerpos de brecha relacionados al Cuerpo Cuprífero El Pachón, Departamento de Calingasta, San Juan. Trabajo de grado. Universidad Nacional de San Juan. Argentina.
- Torres, M. (2020). Caracterización metalogenética del área del Pórfido Cuprífero “Yalguaraz”, valle de Uspallata – Calingasta – Iglesia, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan.
- Torres, M., Rubinstein, N., Meissl, E. (2018). Litología, mineralización y alteración del yacimiento El Pachón, provincia de San Juan, Argentina. En M. L. Luchi (Ed.), *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 75, págs. 39-45.
- Uribe-Mogollon, C., Maher, K. (2018). White mica geochemistry of the Copper Cliff porphyry Cu deposit: Insights from a vectoring tool applied to exploration. *Economic Geology*, 113, 1269–1295 . doi:10.5382/econgeo.2018.4591
- Uribe-Mogollon, C., Maher, K. (2020). White Mica Geochemistry: Discriminating between barren and mineralized Porphyry Systems. *Economic Geology*, 115(2), 325-354.
- Weis, P., Driesner, T., Heinrich, C. (2012). Porphyry-copper ore shells form at stable pressure-temperature fronts within dynamic fluid plumes. *Science*, 338, págs. 1613- 1616.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, págs. 185-187

- Yañez, G., Ranero, C., Von Heune, R., Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°–34° S): the role of the Juan Fernández Ridge in the Late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6235-6345.
- Yang, K., Huntington, J., Cudahy, T., Mason, P., Scott, K. (2001). Spectrally mapping the compositional variation of white micas in hydrothermal systems and the application in mineral exploration. *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2001)*, 7, págs. 3294–3296. Sydney, NSW, Australia: IEEE.