



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

**CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LA
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DEL SECTOR CANTO SUR – TAMBO,
REGION DE COQUIMBO, CHILE**

TOMÁS FRANCISCO GODOY ZAMORANO

Copiapó, Chile, 2022



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

**CARACTERIZACION MINERALOGICA Y GEOQUIMICA DE LA
ALTERACION HIDROTHERMAL DEL SECTOR CANTO SUR – TAMBO,
REGION DE COQUIMBO, CHILE**

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título
de Geólogo”

Profesor guía Dr. Karl Riveros Jensen

TOMÁS FRANCISCO GODOY ZAMORANO

Copiapó, Chile, 2022

“Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado, un esfuerzo total es una victoria completa”

Mahatma Gandhi. –

Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a la empresa Inversiones Barrick Gold Ltda por brindarme la oportunidad de realizar esta memoria de título, también al equipo de Exploraciones Barrick Chile por gestionar toda la logística para llevar a cabo esta investigación y grato ambiente laboral, también a los geolog@s de la empresa por sus consejos y observaciones para mejorar mi desempeño como profesional y persona.

Agradecer a mi familia, amig@s y profesor@s por todo el apoyo, durante toda mi etapa universitaria. Las horas de estudio, risas y expediciones en terreno. También agradecer a Jaime O.C por darme a conocer esta carrera universitaria.

Índice

1	Capítulo Introducción	19
1.1	Planteamiento del problema.....	19
1.2	Objetivos	20
1.2.1	Objetivo General	20
1.2.2	Objetivos Específicos	20
1.3	Hipótesis	20
1.4	Ubicación y accesos	21
2	Capítulo Marco Teórico	23
2.1	Alteración hidrotermal	23
2.2	Depósitos epitermales	24
2.3	Depósitos epitermales de alta sulfuración.....	28
2.3.1	Alteración “argílica avanzada”.....	29
2.4	Fundamentos teóricos de espectrometría	35
2.5	Vectores geoquímicos	39
3	Capítulo Marco Geológico.....	41
3.1	Basamento.....	43
3.1.1	Grupo Pastos Blancos (Pérmico inferior – Jurásico inferior).....	43
3.2	Unidades del Eoceno al Pleistoceno inferior	44
3.2.1	Unidad Intrusiva Bocatoma (Eoceno superior).....	44
3.2.2	Formación Tilito (Oligoceno superior)	45
3.2.3	Grupo Escabroso (Mioceno inferior)	45
3.2.4	Formación Cerro de las Tórtolas (Mioceno medio)	46
3.2.5	Unidad intrusiva Infiernillo (Mioceno medio)	46
3.2.6	Formación Vacas Heladas (Mioceno medio-superior).....	46
3.2.7	Formación Pascua (Mioceno superior).....	46
3.2.8	Formación Vallecito (Mioceno superior)	47
3.2.9	Formación Cerro de Vidrio (Pleistoceno inferior)	47
3.3	Alteración.....	47
3.4	Marco tectónico local del distrito El Indio - Tambo.....	49
3.4.1	Falla Baños del Toro	49

3.4.2	Falla La Laguna.....	49
3.4.3	Falla La Paloma.....	50
3.4.4	Sistema de fallas La Despensa	50
3.4.5	Sistema de fallas Tambo	50
3.4.6	Sistema de fallas El Indio.....	50
3.4.7	Falla El Azufre	50
4	Capítulo Metodología	52
4.1	Pre terreno	52
4.2	Terreno	52
4.3	Post-Terreno.....	53
4.3.1	Etapa 1:.....	53
4.3.2	Etapa 2:.....	53
5	Capítulo Resultados	58
5.1	Mapeo, petrografía y espectrometría (SWIR).....	59
5.1.1	Unidades Litológicas.....	59
5.1.2	Alteración hidrotermal	68
5.2	Espectrometría (SWIR).....	96
5.2.1	Mineralogía identificada	96
5.2.2	Análisis del rasgo espectral w2200 nm.	101
5.2.3	Análisis de cristalinidad de micas blancas	102
5.2.4	Análisis del parámetro espectral w1480 (nm).....	103
5.3	Geoquímica	105
5.3.1	Estadística univariable de elementos pathfinders y metales preciosos .	105
5.3.2	Estadística multivariable de elementos pathfinders y metales preciosos	106
5.3.3	Distribución y concentración de elementos pathfinders y metales preciosos	107
5.3.4	Diagramas Turkey box	128
6	Capítulo VI Discusión de los resultados	129
6.1	Aspectos de la Geología Local	129
6.2	Alteración Hidrotermal	131
6.3	Espectrometría de onda corta (SWIR)	137
6.3.1	Parámetro espectral 2200 nm (wAIOH) y cristalinidad de micas blancas ...	138

6.3.2	Análisis del parámetro espectral w1480 nm	139
6.4	Geoquímica	140
6.4.1	Distribución de elementos <i>pathfinders</i> con respecto a los metales preciosos	140
6.4.2	Vectores de composición de la alteración	145
6.5	Discusión general	148
7	Capítulo VII Conclusiones y recomendaciones	151
7.1.1	Interrogantes y recomendaciones	152
8	Referencias	154
9	Anexo	159
9.1	ANEXO 2. GEOQUÍMICA (Graficas de probabilidad).....	159

Índice figuras

Figura 1-1.	Mapa de ubicación y accesos. A) Ubicación a del área de estudia en Chile. B) Ubicación del área de estudio desde la ciudad de La Serena. C) Área de estudio destacando en una línea roja la transctecta a analizar. Nota: por temas de confidencialidad empresarial no se muestran las coordenadas.	22
Figura 2-1.	Minerales de alteración comunes en los sistemas hidrotermales. La figura de Terry Leach de pH vs temperatura, actualizada a partir de Corbett y Leach (1998). Extraída de Corbett (2018).....	24
Figura 2-2.	Estilos de mineralización asociados a depósitos epitermales. A) Se observa un control estructural. B) Se observa un control litológico. C) Se observa un control hidrotermal. Modificado de Rhys (et al., 2021).....	27
Figura 2-3	Sección transversal esquemática mostrando los principales componentes de la alteración argílica avanzada por encima de la mineralización de tipo pórfido Cu. Extraído de Bouzari (et al., 2022), modificado de Sillitoe, (2010).....	28
Figura 2-4.	Se observa en la parte superior, el halo de alteración superficial desde el núcleo de cuarzo residual hasta la roca fresca. En la parte inferior se observan un diagrama de la estabilidad de minerales como la alunita, micas blancas y feldespato-k, en función de la	

temperatura y pH. También las texturas típicas de la alteración “argílica avanzada”, destacando el hábito cristalino de la alunita hipógena y el cuarzo residual.....30

Figura 2-5. Sistema esquemático de depósitos epitermales HS, pórfidos de Cu y Skarn, mostrando los tipos de alteración y su rango de temperatura (modificado de Sillitoe, 2010). Se señalan los cinco entornos de formación de la alteración argílica avanzada discutidos en Hedenquist y Arribas (2021), con un rango de temperatura indicativo. HS = alta sulfuración, IS = sulfuración intermedia. Nota: en este trabajo no se describe el entorno calentado por vapor rico en CO₂. Modificado de Hedenquist y Arribas (2021).....31

Figura 2-6. Grafica de un espectro de reflectancia destacando profundidad, anchura de absorción y longitud de onda (nm). Extraído de Thompson et al., 1999.36

Figura 2-7. Espectros característicos de minerales como pirofilita, micas blancas y caolinita, además, posiciones de absorción típica de moléculas identificadas mediante el método SWIR. Extraído de Harraden et al., (2013).....37

Figura 2-8. Espectros de reflectancia característicos de alunita potásica, sódica y natroalunita. Extraído de US Geological Survey.39

Figura 3-1 Mapa geológico, depósitos y target del cinturón metalogénico El Indio-Pascua (Geología regional de Winocur et al., 2015; Modificado de Holley et al.,2017).....42

Figura 3-2. Mapa geológico-estructural entre los 29.45°S y 30°S, extraído de Giambiagi et al., 2017.51

Figura 4-1. Imagen del equipo TerraSpec modelo Explorer.....54

Figura 4-2. Microscopio Optico de luz transmitida y reflejada.55

Figura 5-1. Mapa de puntos de control y muestras recolectadas en superficie, a lo largo del área de Tambo y Canto Sur.58

Figura 5-2. Se observa la distribución espacial de las muestras seleccionadas para análisis petrográficos.....59

Figura 5-3. Mapa litológico del área de Canto Sur - Tambo. Geología estructural realizada por Cirrus Spa, 2021.60

Figura 5-4. Se observan muestras representativas de afloramientos del área de estudio. A) Afloramiento que destaca la textura eutaxítica y fragmentos juveniles. B) Muestra del área de Tambo silicificada y con vetillas de alunita, destacando fragmentos líticos y feldespatos (color blanco). C) Muestra de un banco de los ex pit de producción de Canto Sur,

destacando la textura piroclástica, fragmentos líticos y feldespatos. D) Rechazo de una muestra enviada a petrografía, ubicada en el área de Canto Sur, destacando los feldespatos subhedrales, fragmentos líticos y matriz afanítica.	62
Figura 5-5. Afloramientos del área de Canto Sur en los cuales se midió la orientación S0 en fiames. A) Afloramiento verde pardo situado en la parte central del área de Canto Sur, destacando los fragmentos juveniles (fiames). B) Afloramiento gris situado en los márgenes de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando los fragmentos juveniles (fiames).	63
Figura 5-6. A) Muestra del pórfido diorítico, destacando la textura porfídica. B) Rechazo de la misma muestra A, destacando la alteración de las plagioclasas, vetillas de cuarzo + turmalina + pirita.	64
Figura 5-7. A) Se observa el afloramiento de la brecha de turmalina, destacando la textura en mosaico, rotación y geometría de los clastos, situado en la ladera oriental del Cerro Linderos frente al Cerro Canto. B) Se observa un mini “dique” de turmalina con halo de sericitas y/o cuarzo de grano fino, afectado a las tobas de la ladera occidental del Cerro Canto.	65
Figura 5-8. Muestras representativas del afloramiento. A) Corresponde a la muestra extraída del afloramiento, destacando la textura fragmental, composición de la brecha y el contenido de azufre (amarillo brillante). B) Corresponde al rechazo de la muestra A enviada al análisis petrográfico, destacando la composición y color de los fragmentos de la brecha.	66
Figura 5-9. Brecha hidrotermal de alunita. A) Alunita cristalina relleno de fracturas. B) Afloramiento cortado por una veta falla, el polígono blanco destaca la zona.	67
Figura 5-10. Muestras representativas de esta unidad. A) Muestra del afloramiento situado en Canto Sur, al norte del área de estudio, destacando los cristales de cuarzo tipo “ojos de cuarzo” y alteración de caolinita + azufre. B) Muestra del afloramiento situado en Canto Sur, al este del área de estudio, destacando la textura piroclástica, feldespatos subhedrales, ojos de cuarzo y fragmentos juveniles y líticos previamente silicificados.	68
Figura 5-11. Mapa de asociaciones mineralógicas del área Canto Sur - Tambo. Geología estructural realizada por Cirrus Spa 2021.	69

Figura 5-12. Se observan muestras representativas afectadas por esta alteración. A) afloramiento de color verde ubicado en el centro de Canto Sur. B) Sección transparente en NC de la muestra 560200096; plagioclasas reemplazada por pistacita. C) Sección transparente en NC de la muestra 560099926 extraída del afloramiento observado en A; feldespato reemplazado por pistacita + calcita, sericita y opacos. D) Sección transparente en NC de la 560200341 observada en E; Fragmento lítico cortado por una vetilla de pistacita, y feldespatos reemplazados completamente por pistacita. E) Muestra representativa de afloramientos situados al noroeste del área de Canto Sur.....71

Figura 5-13. Muestras representativas afectadas por esta alteración. A) Sección transparente en NC de la muestra 560099928; feldespato y juveniles reemplazados por sericita, y matriz reemplazada por cuarzo micro granular. B) Muestra 560099928. C) Sección transparente en NC de la muestra 560099928; pseudomorfo de biotita reemplazado por clorita y anatasa, y juveniles reemplazados por sericita. D) Muestra 560099932, destacando la ocurrencia de pirita diseminada, feldespatos alterados por sericita y matriz silicificada.73

Figura 5-14. Se observan secciones transparentes, afloramientos y una muestra, representativas de esta alteración. A) Sección transparente en Nc de la muestra 560099926, destacando un fragmento juvenil en el centro de la imagen, reemplazado por sericitas, arcillas y en menor cantidad opacos. B) Sección transparente en Nc de la muestra 560200339, destacando juveniles y feldespatos reemplazados por arcillas y sericitas. C) Afloramiento intensamente alterado por esta alteración (circulo con líneas segmentadas) en los muros superiores del ex pit de producción en el límite norte del área de Canto Sur, que, además está cubierto por la alteración caolinita + sílice + alunita + azufre (afloramiento de color blanco), delimitado por la línea negra continua. D) Sección transparente en Lpp de la muestra 560200339, destacando un pequeño cristal euhedral de rutilo. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200339, destacando un fragmento lítico con bordes de cuarzo micro granular en el lado izquierdo de la imagen, un pequeño pseudomorfo de biotita reemplazado por clorita en la parte superior de la imagen. F) Muestra 560200339. G) Afloramiento al norte de Canto Sur a una elevación de 4620 m, destacando las vetillas de alunita + jarosita con halos hematíticos que cortan a la roca previamente alterada esta alteración cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita.74

Figura 5-15. Se observan muestras con sus respectivas secciones transparentes, donde se seleccionaron las más representativas de esta alteración. A) Muestra 560200342, destacando feldespatos reemplazados por dickita + caolinita, en los halos de una zona “cuarzo vuggy”. B) Sección transparente en NC de la muestra 560200342 donde se observa en el centro de la imagen feldespatos reemplazados completamente por dickita ± alunita. C) Sección transparente en NC de la muestra 560200577*, destacando la ocurrencia de dickita de grano medio + pirita. D) Sección transparente en NC de la muestra 560200577*, destacando dickita de grano medio, cubierta por jarosita (color naranja) y clorita + sericita (?) (color verde pardo). E) Muestra 560061393, destacando los feldespatos reemplazados por dickita (color blanco). F) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 del rechazo de la muestra 560061393, destacando pseudomorfos de feldespatos reemplazados por alunita (cristales aciculares) sobreimpuestos por dickita + caolinita. G) Muestra 560200577*, destacando sulfuros (color negro), feldespatos reemplazados por dickita + caolinita (color blanco). H) Muestra 560099919, destacando feldespatos alterados por dickita + caolinita, posteriormente alterada por jarosita + hematita. I) Sección transparente en NC de la muestra 560099919, destacando feldespatos reemplazados por dickita + caolinita ± cuarzo. J) Sección transparente en NC de la muestra 560099919, destacando feldespatos reemplazados por dickita + caolinita, cortados por vetillas de cuarzo.76

Figura 5-16. Se observan imágenes de las dos muestras en las que se identificó este modo de ocurrencia de alunita. A) Rechazo de la muestra 560200098, destacando las vetillas de alunita “plumosa”, en forma de trenzas. B) Muestra 560200098, representativa del afloramiento situado al centro del área Canto Sur. C) Muestra 560200577*, representativo de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de las vetillas de alunita “plumosa”. D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el aspecto trenzado y color amarillo porcelana de las vetillas, que además son cortadas por finas vetillas de alunita + jarosita. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200098, destacando el hábito de la alunita en las vetillas, además que son cortadas por finas vetillas de alunita + jarosita.77

Figura 5-17. Imágenes representativas de la ocurrencia de este tipo de alunita. A) Afloramiento centro sur del área Canto Sur, la línea blanca destaca donde se identificó esta veta. B) Veta de alunita, destacando el color burdeo a rosado y a simple vista una textura “vuggy”. C) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 de la muestra 560200340, destacando los tetraedros de alunita. D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 de la muestra 560200340, destacando los tetraedros de alunita cubiertos por hematita botroidal. E) Imagen de la muestra 560200340, destacando

el brillo metálico de la alunita que rellena cavidades. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560200340, destacando los cristales de alunita con hábito prismático que exhiben una zonación en sus bordes, y también son cubiertos por alunitas pseudocúbicas cementadas por goethita + hematita.....78

Figura 5-18. Se observa una veta de alunita Ca y su espectro representativo. A) Se observa la veta de alunita, destacando el hábito de sus cristales interdigitándose entre sí. B) Espectro característico de la veta de alunita, obtenido del análisis SWIR.....79

Figura 5-19. Imágenes representativas del modo de ocurrencia de este tipo de alunita. A) Se observan cristales de alunita con hábito tabular de grano grueso y fragmentos de las tobas previamente alteradas por cuarzo + alunita que reemplaza a los feldespatos y/o juveniles. B) Afloramiento donde se identificó esta ocurrencia de alunita, la línea blanca destaca la zona donde se intensifica la ocurrencia de este tipo de alunita.80

Figura 5-20. Imágenes representativas de las muestras, zonas y hábito cristalino, del modo de ocurrencia de este tipo de alunita. A) Se observan los ex pit de producción de Canto Sur, donde las líneas negras representan los muros donde ocurre este tipo de alunita. B) Muestra 560200342 extraída de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de alunita cristalina que rellena cavidades. C) Sección transparente en NC de la muestra 560200342, destacando un feldespato reemplazado por alunita acicular + arcillas, que está cubierta por arcillas y/o alunita de grano fino (?). D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 en la muestra 560200090, destacando alunita tabular traslucida. E) Muestra 560061393 extraída de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560061393, destacando la alunita acicular que reemplaza a los feldespatos y fragmentos juveniles. G) Muestra 560200090 alterada por alunita tabular, y caolinita + sílice + alunita + azufre, donde esta última asociación mineralogía se superpone a la alunita tabular. En negro destaca la zona donde se realizó la sección transparente.....81

Figura 5-21. Imágenes representativas de este tipo de ocurrencia de alunita. A) Se observa la muestra 560200098, única muestra característica de este tipo de ocurrencia en el sector Canto Sur. B) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 en la muestra 560200098, destacando la relación de corte entre las vetillas de alunita “plumosa” y las vetillas de alunita + jarosita. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200098,

destacando la relación de corte de estos dos tipos de vetillas mencionadas en B. D y E) Sección transparente de en Nc y Lpp de la muestra 560200098, destacando cristales de alunita reemplazados parcialmente por jarosita. F) Afloramiento ubicado en el área de Tambo, destacando las vetillas de alunita + jarosita (color) y relación de corte entre estas y los cristales de turmalina diseminados.....82

Figura 5-22. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica. A) Muestra 560200403, destacando la ocurrencia de turmalina diseminada, y área de la sección transparente. B) Sección transparente en Nc de la muestra 560200403, destacando feldespatos y juveniles alterados por sericitas, y turmalina con hábito acicular radial. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200403, destacando cristales de turmalina con hábito acicular acompañada de cuarzo y opacos. D y H) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre los cristales de turmalina acicular, vetillas de pirofilita (?) ± dickita (líneas segmentadas) y vetillas de turmalina + cuarzo. E) Muestra 560200095, destacando las vetillas de turmalina. F) Sección transparente en Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre cristales de turmalina acicular y vetillas de turmalina. G) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando vetilla de pirofilita (?) ± dickita cortando a pseudomorfos de feldespatos alterados por sericitas de grano fino. I) Afloramiento ubicado en uno de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de turmalina diseminada.....84

Figura 5-23. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, en el área de Tambo. A) Se observa la cima del Cerro Elefante, vista desde el Cerro Canto, destacando la zona alterada por esta asociación mineralógica. B) Imagen de unos de los caminos en que se observan en A, destacando el fracturamiento, color y parches de roca alterada por vetillas de alunita + jarosita. El círculo negro destaca la regla de la libreta. C) Mismo afloramiento mostrado en B, destacando la ocurrencia de azufre, caolinita + alunita pulverulenta. D) Sección transparente de en Nc de la muestra 560200090, destacando un feldespato reemplazado por alunita ± caolinita ± pirita. E) Sección transparente de en Nc de la muestra 560200090, destacando pseudomorfos de feldespatos rellenos por alunita pseudocúbica que cristaliza desde los bordes. F) Rechazo de la muestra 560200090, destacando la intensa lixiviación y el relleno posterior de azufre y arcillas.85

Figura 5-24. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, al N del área de Canto Sur. A) Imagen de uno de ex pit de producción de Canto Sur, destacando en blanco la zona alterada por estos minerales y en negro el plano de falla más su cinemática. B) Muestra 560200337 que corresponde a las tobas cristalinas dacíticas, destacando la intensidad de azufre. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200337, donde se observa un fragmento alterado por alunita + caolinita de grano muy fino, intensa lixiviación reflejado por las cavidades irregulares con terminaciones plumosas (juveniles). D) Sección transparente en Nc de la muestra 560200337, destacando los ojos de cuarzo, cavidades producto de la lixiviación, pequeños cristales de azufre que rellenan estas y la matriz reemplazada por pequeños cristales de cuarzo más arcillas.86

Figura 5-25. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, al E del área de Canto Sur. A) fotografía del Cerro Canto (Canto Sur), visto desde el Cerro Elefante (Tambo), en líneas segmentadas se destaca el centro aislado afectado por esta asociación mineralógica. B) Imagen tomada de una lupa binocular con aumento x1 del rechazo de la muestra 560099934, destacando los feldespatos y juveniles reemplazados por arcillas y alunita, cavidades rellenas con azufre y fragmentos silicificados. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, se observa una cavidad rellena con cuarzo micro granular. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, se observa que la matriz de un fragmento lítico esta alterado por caolinita y alunita de grano muy fino, también cavidades con geometrías angulosas, y cristales de cuarzo tipo ojos de cuarzo. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, destaca la cantidad cavidades subangulosas producto de la lixiviación y la alteración de la matriz por caolinita y alunita de grano muy fino.87

Figura 5-26. Imágenes de los muros meridionales de ex pit de producción de Canto Sur. A) Se observa un horizonte de aproximadamente 20 cm de “cuarzo vuggy”. B) Se observa un pequeño horizonte de “cuarzo vuggy” controlado por una fractura. A y B corresponden al mismo afloramiento.....89

Figura 5-27. Imágenes representativas de esta alteración, al SW del área de Canto Sur. A) Muestra 560099937 representativa de dicho afloramiento, destacando el intenso reemplazo por cuarzo. B) Rechazo de la muestra 560099937, destacando las geometrías subredondeadas de las cavidades y finas vetillas de cuarzo. C) Sección transparente en Nc

de la muestra 560099937, destacando un pseudomorfo de feldespatos reemplazado por cuarzo subhedral cristalizando desde los bordes. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando una vetilla de cuarzo euhedral de grano medio. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando los cristales de cuarzo subhedral con hábito prismático, pequeños cristales de pirita, y jarosita en los intersticios de los cristales. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando la relación de corte entre los dos eventos de precipitación de cuarzo. G) Sección transparente en Lpp de la muestra 560099937, destacando la relación de corte entre los dos eventos de precipitación de cuarzo.90

Figura 5-28. Imágenes de una sección transparente en Nc de la muestra 560099934. A) Cavidad rellena completamente por cuarzo que cristaliza desde los bordes. B) Pseudomorfos tabulares y cavidades subredondeadas rellenas severamente por cuarzo que cristaliza desde los bordes de estas.91

Figura 5-29. Imágenes representativas de esta alteración. A) Afloramiento ubicado al S del área de Canto Sur, destacando las vetillas de cuarzo + turmalina, se observa una gruesa veta en justo detrás del rayador. B) Muestra 560200095 extraída del afloramiento mostrado en A, destacando las finas vetillas de color azul oscuro a negro de cuarzo + turmalina. C y F) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre las dos ocurrencias de turmalina. D y E) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre las dos ocurrencias de turmalina, además de jarosita relleno cavidades, y feldespatos y juveniles alterados por sericitas. G) Muestra de mano del afloramiento ubicado al SW de área de Canto Sur a 4462 m de elevación, destacando la ocurrencia de las vetillas de cuarzo + turmalina de color negro. H) Muestra 560200573, extraída en un afloramiento situado al S de Canto Sur, a 4348 m de elevación.....92

Figura 5-30. Relación de corte entre vetillas de cuarzo + turmalina y alunita + cuarzo ± caolinita. A) Se observa el afloramiento donde se observó esta relación de corte, las líneas segmentadas blancas corresponden a las vetillas de cuarzo + turmalina y la línea segmentada roja corresponde a la zona de alunita + cuarzo ± caolinita. B) Rechazo de la muestra 560099944 extraída del afloramiento observado en A, destacando las vetillas de alunita + cuarzo. C) Sección transparente en Nc de la 560099944, destacando una vetilla

de alunita que contiene un clasto de toba silicificado. D) Sección transparente en Nc de la 560099944, destacando el hábito acicular de la alunita que rellena las vetillas.93

Figura 5-31. Fotografías representativas de esta alteración. A) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando la vetilla de pirofilita (?) y la diferencia en el tamaño de grano, entre la vetilla y los feldespatos y/o juveniles alterados por sericita. B) Rechazo de la muestra 560200577*, destacando el color blanco de los feldespatos reemplazados por pirofilita (?) ± dickita ± alunita. C) Sección pulida en Lpp de la muestra 560200577*, destacando la ocurrencia de tennantita/tetraedrita (?) + pirita y un posible granito de Au. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando un feldespato reemplazado por cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunita. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando una vetilla de pirofilita (?) ± dickita cortando un feldespato alterado previamente por sericita de grano fino. A es la misma vetilla observada en E. F) Muestra 560200095. G) Sección transparente en Nc de la muestra 560200577*, destacando el reemplazo de feldespatos por cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunita. H) Sección transparente en Nc de la muestra 560200577*, destacando la geometría de los cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunita.94

Figura 5-32. Fotografías de las dos muestras características de esta asociación mineralógica. A) Se observa la muestra recolectada al S del área de Canto Sur, destacando los cristales cúbicos de baritina. B y C) Imágenes tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el hábito de la alunita, baritina y pequeños minerales opacos en los clivajes de los cristales de baritina. D) Se observa la muestra recolectada en uno de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando el relleno de la vetilla. E y F) Imágenes tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el hábito de la baritina y alunita.95

Figura 5-33. Distribución espacial de la mineralogía identificada por TSG. Elaboración propia.....97

Figura 5-34. Distribución espacial de óxidos/hidróxidos-Fe identificados por TSG. Elaboración propia98

figura 5-35. Distribución espacial de óxidos/hidróxidos-Fe identificados por TSG.98

Figura 5-36. Muestras en las que se identificó minerales del grupo de las micas blancas, y pirofilita. Elaboración propia.99

Figura 5-37. Mapa de arcillas en muestras superficiales identificadas mediante SWIR. Elaboración propia.	100
Figura 5-38. Distribución espacial de micas blancas según lectura del rasgo espectral 2200nm. Elaboración propia.	101
Figura 5-39. Cristalinidad de las micas blancas calculado a partir de la relación entre las profundidades de las longitudes de onda de 2200 nm y 1900 nm. Elaboración propia.	102
Figura 5-40. Distribución espacial de las muestras en las que identificó alunita con su rasgo espectral w1480 nm. A) Canto Sur “ex pit Canto Sur”, B) Canto Sur centro, C) Cantos sur “mini pit”, D) Tambo. Elaboración propia.....	104
Figura 6-1. Sección típica de la zonación mineral característica de una zona de alteración argílica avanzada, hacia fuera del núcleo de cuarzo residual. Extraído de Hedenquist et al (2000).	132
Figura 6-2. Sección esquemática de un deposito tipo pórfido con lithocap argílico avanzado, destacando la zonación mineral y textural del sistema hidrotermal, según Sillitoe, 2010 y Hedenquist y Arribas, 2021. Extraído de Bouzari et al., 2022.	133
Figura 6-3. Resumen temporal de la alteración argílica avanzada que afecta el área de estudio Canto Sur-Tambo complementada por Deyell et al (2005b). Elaboración propia.	137
Figura 6-4. Distribución espacial de la composición de las sericitas y cristalinidad, identificadas en las muestras rock chip. Elaboración propia.	138
Figura 6-5. Mapa geoquímico de los elementos pathfinders y metales preciosos, no se observan las concentraciones de Pb, Zn y Hg. Elaboración propia.	141
Figura 6-6. Variaciones verticales de elementos traza en un sistema de pórfido de Cu. Modificado de Halley et al., 2015.	144
Figura 6-7. Diagrama V/Sc vs Sc scatterplot que muestra el tipo de alteración hidrotermal. Elaboración propia.	145
Figura 6-8. Diagrama álcali-alúmina de Davies y Whitehead (2006) y mineralogía identificada en campo y SWIR.	146
Figura 6-9. Diagrama K/Rb vs Al (molar), se observan las muestras codificadas por colores por los minerales identificados por SWIR, petrografía y en campo.....	147

Figura 6-10. Diagrama Rb vs K, para discriminación de muestras afectadas por alteración argílica avanzada.	148
Figura 7-1. Mapa de alteración área Canto Sur, destacando las zonas tentativas para sondajes de diamantina, y muestreo de afloramientos. Elaboración propia.	153

Índice de tablas

Tabla 2-1. Nomenclatura alternativa usada para los distintos ambientes epitermales. Extraído de Hedenquist et al., 2000.	25
Tabla 4-1. Muestra los límites de detección de los elementos químicos analizados.	57
Tabla 5-2. Minerales y número de muestras que los contienen.	96
Tabla 5-3. Estadística descriptiva de elementos pathfinders y metales preciosos	105
Tabla 5-4. Matriz de correlación de Spearman (data sin normalizada), destacando en rojo las mayores correlaciones.	106
Tabla 5-5. Matriz de correlación de Pearson (data normalizada), destacando en rojo las mayores correlaciones.	107

Resumen

El área de estudio se ubica dentro del cinturón metalogénico El Indio-Pascua de los Andes Centrales de edad miocena, que comprende importantes depósitos epitermales de alta sulfuración tales como Pascua-Lama, Veladero, Sancarrón, El Indio, Tambo y Alturas. Se realizaron trabajos generativos en el distrito Tambo, para identificar mineralización en las cercanías de las ex zonas de producción, específicamente en Canto Sur y Kimberly. En este trabajo se caracterizó la alteración hidrotermal mediante muestreo de afloramientos, mapeo en superficie (1:2000) en una transecta N-S, espectrometría infrarroja de onda corta (SWIR), petrografía y análisis geoquímicos de elementos traza (ICP-MS 51 elementos).

El área Canto Sur -Tambo corresponde a un sistema hidrotermal que afecta tobas soldadas de la Formación Tilito y Vacas heladas e intrusivos de la unidad Infiernillo, donde se evidencian diversos eventos de alteración, reflejando distintos ambientes de formación y profundidad. La alteración principal, corresponde a argílica avanzada, la cual está caracterizada por la presencia de alunita, dickita, caolinita, pirofilita y diásporo en menor cantidad, que se superponen a ensambles más profundos como moscovita, fengita, turmalina y pirita. Este último a su vez es sobreimpuesto por una alteración argílica caracterizada por cuarzo, illita y montmorillonita. También se presentan horizontes “*steam heated*” indicadores de poca erosión del sistema en profundidad.

Adicionalmente se identificó la ocurrencia de alunita de origen magmática-hidrotermal y vapor-magmático, evidenciando una evolución del sistema hidrotermal. La alunita-cálcica identificada en el área de estudio puede ser indicadora de vector de temperatura. Las zonas de alteración mostraron anomalías geoquímicas de Ag, As, Hg, Te, W, Sb, Pb, Zn y localmente Au, Bi y Mo, definiendo zonas prospectivas para el área de estudio. El área de estudio exhibe rasgos característicos de un sistema epitermal de alta sulfuración.

Abstract

The study area is located within the El Indio-Pascua metallogenic belt of the Central Andes of Miocene age, which includes important high sulfidation epithermal deposits such as Pascua-Lama, Veladero, Sancarrón, El Indio, Tambo and Alturas. Generative work was carried out in the Tambo district to identify mineralization in the vicinity of the former production zones, specifically at Canto Sur and Kimberly. In this work, hydrothermal alteration was characterized by outcrop sampling, surface mapping (1:2000) on an N-S transect, short wave infrared spectrometry (SWIR), petrography and geochemical analysis of trace elements (ICP-MS 51 elements).

The Canto Sur -Tambo area corresponds to a hydrothermal system that affects welded tuffs of the Tilito Formation and Vacas heladas and intrusives of the Infiernillo unit, where diverse alteration events are evidenced, reflecting different formation environments and depth. The main alteration corresponds to advanced argillic, which is characterized by the presence of alunite, dickite, kaolinite, pyrophyllite and diaspore in smaller quantities, which are superimposed on deeper assemblages such as muscovite, phengite, tourmaline and pyrite. The latter in turn is overlain by argillic alteration characterized by quartz, illite and montmorillonite. There are also "steam heated" horizons indicating little erosion of the system at depth.

Additionally, the occurrence of alunite of magmatic-hydrothermal and steam-magmatic origin was identified, evidencing an evolution of the hydrothermal system. The alunite-calcic alunite identified in the study area may be indicative of temperature vector. The alteration zones showed geochemical anomalies of Ag, As, Hg, Te, W, Sb, Pb, Zn and locally Au, Bi and Mo, defining prospective zones for the study area. The study area exhibits characteristic features of a high sulfidation epithermal system.

1 Capítulo Introducción

1.1 Planteamiento del problema

Para comprender el origen de cualquier yacimiento hidrotermal es necesario conocer las asociaciones mineralógicas de alteración, ya que estas últimas indican condiciones físicas, químicas y fisicoquímicas de formación, tales como, temperatura, presión, y pH. En la exploración minera las observaciones de campo son comúnmente complementadas por herramientas cualitativas y cuantitativas. Dentro de las herramientas cualitativas, la espectrometría de reflectancia juega un rol fundamental en la identificación de minerales no reconocibles al ojo humano, por ejemplo, las arcillas y micas blancas. (Thompson et al., 1999).

Por otra parte, las herramientas cuantitativas tales como la geoquímica, son críticas para la detección de ciertos elementos químicos utilizados como guías en la exploración, ya que algunos depósitos tienen firmas geoquímicas características (Halley et al., 2015). Ambos, la espectroscopia de reflectancia y la geoquímica son herramientas rápidas y de relativo bajo costo, en comparación con otros métodos como la difracción de rayos X, microsonda electrónica y ablación de laser acoplada (LA-ICP-MS). Debido a lo anterior, el uso de estas herramientas en la exploración minera son críticas para la elaboración de modelos geológicos y de exploración, útiles para interpretar qué minerales, conjuntos y asociaciones son diagnósticos útiles para determinar el entorno de formación y la relación de la alteración con la ubicación de un depósito mineral.

Los depósitos epitermales de alta sulfuración son una importante fuente de metales preciosos Au, Ag, y Cu en menor cantidad (Hedenquist et al., 2000). La alta demanda y el alza en el precio de estos metales cíclicamente incentiva la exploración de este tipo de depósitos minerales tanto en Chile como en el mundo. Un tipo de alteración, denominada "argílica avanzada", característica de este tipo de depósitos, se origina en entornos geológicos relativamente poco profundos en los que los minerales portadores de sulfatos y/o aluminosilicatos, como la alunita, la caolinita, la dickita y la pirofilita, indican en general un ambiente ácido (Hedenquist y Arribas, 2021).

La franja metalogénica de El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu), está situada en los Andes Centrales entre las latitudes 29° y 30° S, alberga gran parte de los depósitos epitermales de alta sulfuración presentes en Chile, razón por la cual es una zona de alto interés para la prospección minera (Bissig et al., 2002b). El yacimiento de alta sulfuración de Tambo, situado en el cinturón de El Indio-Pascua, produjo cerca de 25t de Au (0,8 M oz) y fue explotado hasta el año 2000 (Deyell et al., 2005b). Actualmente actividades de exploración generativa se están llevando a cabo cercano a las antiguas minas de Tambo. Este trabajo de investigación se contextualiza en la utilización de mapeo superficial, petrografía, espectrometría de reflectancia y geoquímica como herramientas de exploración, para definir y caracterizar el tipo de alteración hidrotermal a una escala más detallada e identificación de áreas prospectivas para el área de interés.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Caracterizar mediante la mineralogía y geoquímica la alteración hidrotermal en el área de Canto Sur-Tambo a través de establecimientos de patrones de zonación, aplicables a la vectorización de posibles zonas mineralizadas y/o conductos hidrotermales.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Definir litologías, distintos tipos de alteración hidrotermal y estructuras tectónicas.
- Determinar anomalías geoquímicas de elementos *pathfinders* relacionados con mineralización Au-Ag.
- Determinar la distribución espacial de minerales de alteración, sus rasgos espectrales y variaciones composicionales, con la finalidad de definir y limitar zonas de alteración hidrotermal.

1.3 Hipótesis

La caracterización mineralógica y geoquímica de rocas con alteración hidrotermal en la zona de estudio pueden ser utilizados como guías para identificar posibles zonas

mineralizadas ocultas y/o conductos hidrotermales, para así identificar nuevas zonas prospectivas y de interés económico.

1.4 Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica a 186 km de la ciudad de La Serena, región de Coquimbo, provincia de Elqui, a una altura que varía entre los 4300 y 4700 m.s.n.m, las coordenadas UTM del punto central del área de estudio son 407.691 E y 6.703.654 N. Desde la Universidad de Atacama, en dirección hacía La Serena por la Panamericana Norte (Ruta 5), luego desde la ciudad de La Serena por la ruta 41 hasta el kilómetro 154 (complejo fronterizo Juntas del Toro). Posteriormente se accede por la ruta de la Comunidad Vallecito Río Seco (D-395) hasta llegar al campamento Canchas Ski (dependencias Barrick) y posteriormente al área de estudio (*Figura 1-1*)

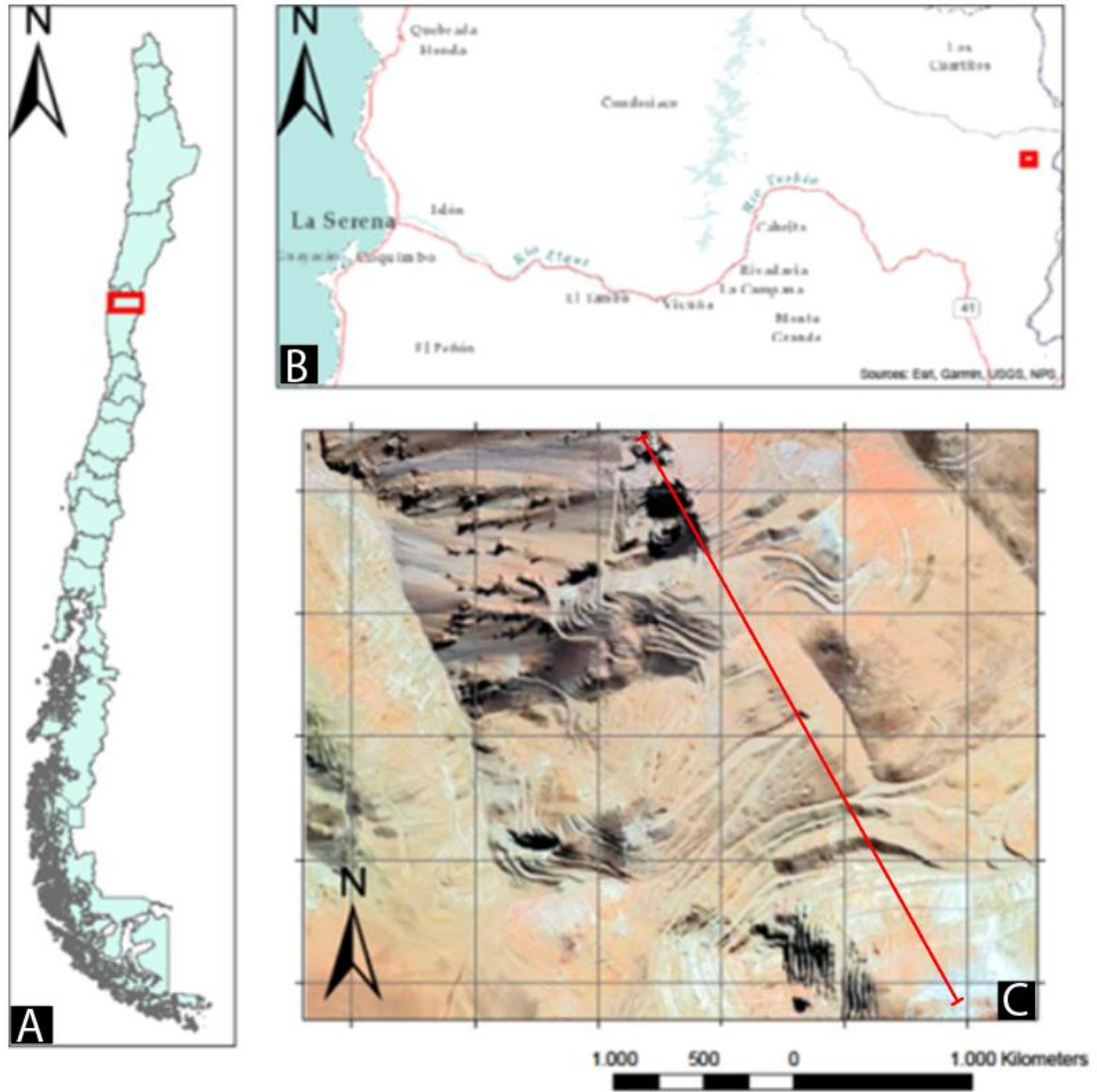


Figura 1-1. Mapa de ubicación y accesos. A) Ubicación a del área de estudio en Chile. B) Ubicación del área de estudio desde la ciudad de La Serena. C) Área de estudio destacando en una línea roja la transecta a analizar. Nota: por temas de confidencialidad empresarial no se muestran las coordenadas.

2 Capítulo Marco Teórico

2.1 Alteración hidrotermal

Una alteración hidrotermal es un proceso en el cual ocurre una transformación de la mineralogía primaria, textura y composición en la roca afectada. Se puede generar una nueva asociación de minerales secundarios más estables bajo condiciones de pH, temperatura, presión y composición del fluido hidrotermal. La transformación de la roca es favorecida por la presencia de fluidos hidrotermales, que son capaces de transportar metales y otros compuestos en solución a su lugar de depositación. También, algunos autores incluyen a los minerales de ganga depositados junto con la mineralización como alteración hidrotermal (Corbett, 2018).

La implicancia en la exploración, es que los cambios de alteración en las rocas afectadas adyacentes a la mineralización en profundidad y la zonación de la alteración en las partes más superficiales pueden utilizarse como herramientas para definir los objetivos de perforación (Corbett, 2018).

La *Figura 2-1* representa las asociaciones mineralógicas de alteración hidrotermal típicas del ambiente epitermal, mesotermal y de pórfido. Dichas zonas de alteración indican diferentes condiciones de pH y temperatura (Corbett y Leach, 1998).

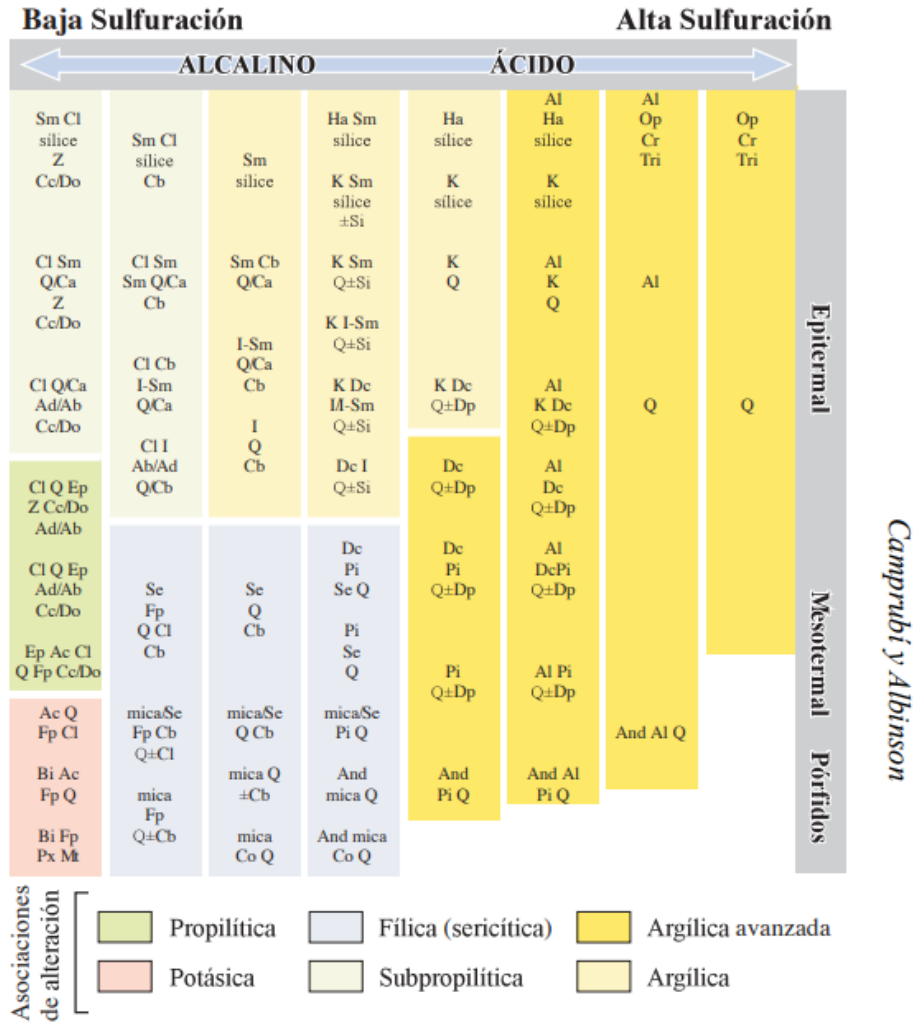


Figura 2-1. Minerales de alteración comunes en los sistemas hidrotermales. La figura de Terry Leach de pH vs temperatura, actualizada a partir de Corbett y Leach (1998). Extraída de Camprubí et al (2006).

2.2 Depósitos epitermales

Lindgren (1922) definió por primera vez el entorno epitermal como poco profundo ~ 1000 m, el cual puede hospedar depósitos minerales de Au, Ag y metales básicos. Concluyó un rango de temperatura de 50° a 200°C a partir de los límites de estabilidad percibidos de varios minerales y las similitudes texturales de las vetas con los depósitos de aguas termales, estos últimos formados a menos de 100°C.

Ahora se sabe que ciertas texturas y conjuntos de minerales característicos del ambiente epitermal (*Figura 2-1*) contienen minerales e inclusiones fluidas que registran una temperatura máxima de formación cercana a los 300°C (Hedenquist et al., 2000) y la

mineralización generalmente no ocurre más allá de 1500 metros de profundidad. Se han propuesto numerosas clasificaciones de los sistemas epitermales (*Tabla 2-1*), las nomenclaturas más utilizadas son: alta sulfuración (HS), sulfuración intermedia (IS) y baja sulfuración (LS), términos fueron introducidos por Hedenquist (1987; 2000).

Los depósitos epitermales son de gran interés, tanto económico como científico, dado que estos contienen Au y Ag, además de otros elementos como Zn, Pb, Cu, Cd, As, Sb, Bi, Te, Ga, Ge, In, Ti, Mo y Sn (Camprubí et al., 2006). Podrían estar asociados a depósitos metalíferos tipo pórfido de Cu y/o Skarns en profundidad (Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Tabla 2-1. Nomenclatura alternativa usada para los distintos ambientes epitermales. Extraído de Hedenquist et al., 2000.

<i>Geotérmico</i> (dominado por pH neutral y fluido reducido hipogénico)	<i>Volcánico- hidrotermal</i> (dominado por fluido temprano ácido y oxidado)	<i>Referencia</i>
	Tipo Goldfield	Ransome, 1909; Bethke, 1984
Vetas de cuarzo-Au en andesita y riolita	Au-alunita	Lindgren, 1922, 1933
Vetas con Ag-Au, Ag, Au-Te, and Au-Se		
Vetas de metales base con Au, Ag Cinabrio, vetas con, antimonita		
	Enargita Au	Ashley, 1982
Fuente termal ("hot spring")		Giles and Nelson, 1982
Adularia-sericita	Sulfato ácido	Heald et al., 1987
Bajo contenido de azufre	Alto contenido de azufre	Bonham, 1986
Sulfuración baja	Sulfuración alta	Hedenquist, 1987
Adularia-sericita	Alunita-caolinita	Berger and Henley, 1989
Sulfuración intermedia		Este estudio
	Encape lítico ("lithocap") estéril de cuarzo-alunita	Sillitoe, 1995a; este estudio

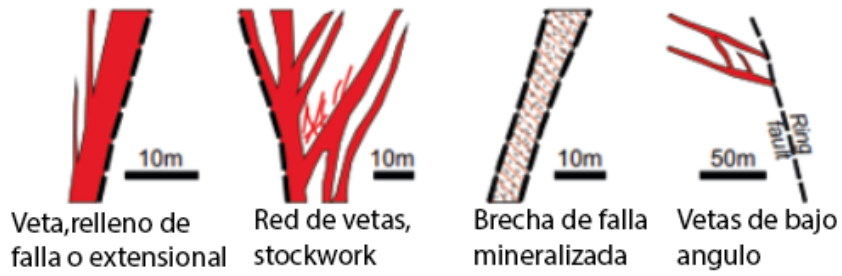
Estos depósitos se forman en ambientes tectónicos dinámicos y son el resultado de fluidos que han evolucionado físico-químicamente durante su transporte desde el entorno magmático hasta el epitermal (Hedenquist et al., 2000). El transporte de los fluidos es a través de conductos, generalmente controlados por estructuras y/o litologías permeables (Rhys et al., 2021).

Los depósitos epitermales se originan en arcos volcánicos activos, arcos volcánicos post-subducción y entornos de rift. A escala de cinturón, su morfología, geometría, estilo de mineralización y características estructurales, son sensibles a las variaciones en la

dinámica de la subducción y el ángulo de convergencia en entornos de arco y post-subducción (Rhys et al., 2021). En todos los entornos de origen muestran asociaciones espaciales, temporales y genéticas con rocas volcánicas e intrusivas (Sillitoe y Hedenquist, 2003), producto de un flujo de fluidos hidrotermales focalizado por encima o lateral, de las fuentes térmicas y de fluidos magmáticos en profundidad (Rhys et al., 2021; Hedenquist y Taran, 2013).

El estilo de mineralización en los depósitos epitermales puede ser de diversas formas desde vetas, stockwork, diseminados y de reemplazo (*Figura 2-2*). La forma resultante se debe a la permeabilidad primaria y secundaria de la roca hospedante, esta puede estar controladas por estructuras previas y/o sin-hidrotermal, litológico y/o por la alteración hidrotermal previa a la mineralización (Rhys et al., 2021; Hedenquist et al., 2000).

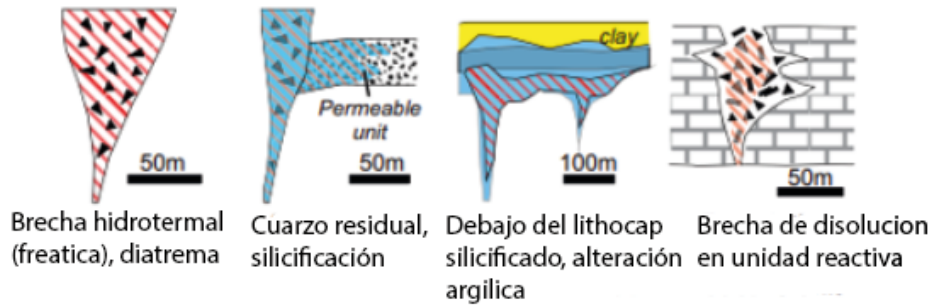
A: Estructural



B: Litológico



C: Hidrotermal



Leyenda

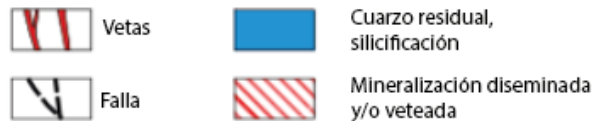


Figura 2-2. Estilos de mineralización asociados a depósitos epitermales. A) Se observa un control estructural. B) Se observa un control litológico. C) Se observa un control hidrotermal. Modificado de Rhys (et al., 2021).

2.3 Depósitos epitermales de alta sulfuración

El término alta sulfuración hace referencia a la mineralogía de los sulfuros que se encuentra en estos depósitos, como la enargita, luzonita, famatinita y covelina (Hedenquist et al., 2000). Por otro lado, el azufre se presenta oxidado y valencia +4 (S^{4+}), en forma de SO_2 (óxido de azufre) y los fluidos son relativamente ácidos (Hedenquist, 1987; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

En las partes superficiales de las intrusiones relacionadas a depósitos tipo pórfidos de Cu, se generan extensas zonas de alteración “argílica avanzada” denominadas “*lithocaps*” (Sillitoe, 2010), que podrían contener a su vez mineralización de alta sulfuración (figura 2-3), particularmente dentro de sus raíces controladas por fracturas (Chang et al., 2011).

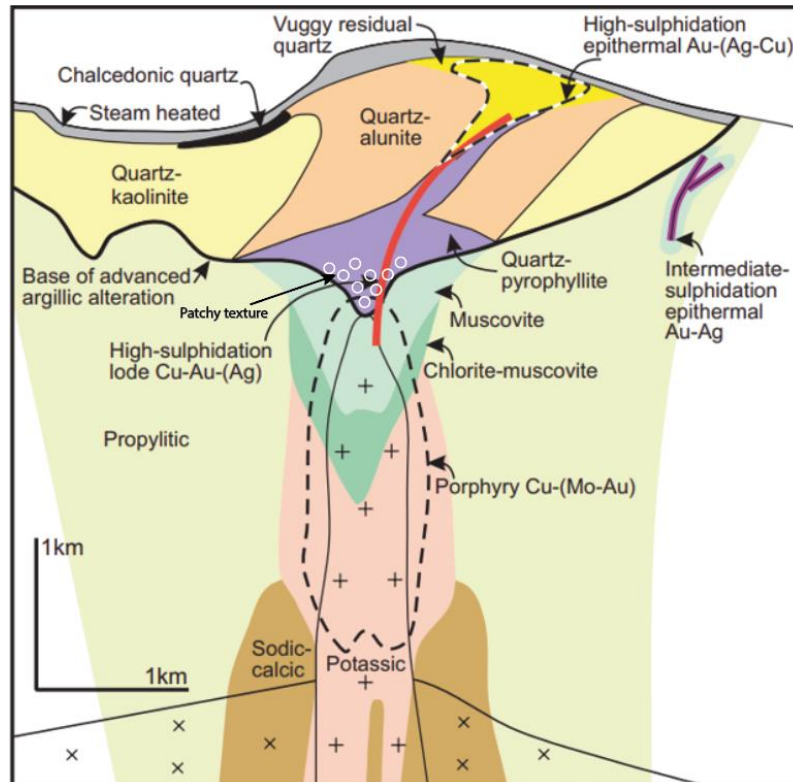


Figura 2-3 Sección transversal esquemática mostrando los principales componentes de la alteración argílica avanzada por encima de la mineralización de tipo pórfido Cu. Extraído de Bouzari (et al., 2022), modificado de Sillitoe, (2010).

Se encuentran en arcos volcánicos modernos y antiguos, suelen estar alojados en rocas volcánicas calco-alcalinas (Sillitoe y Hedenquist, 2003). Ocurren mayormente en los Andes Centrales (~34° a 3° Lat. S) con pocos ejemplos en los Andes del Norte (~3° Lat.

S a 11.3° Lat. N), donde todos los depósitos se encuentran actualmente a gran altura, con pocas excepciones por encima de los 3.500 m.s.n.m (Bissig et al., 2015).

La mineralización es causada por el ascenso de fluidos magmáticos posteriores a la formación de la alteración “argílica avanzada” (Bissig et al., 2015), aunque existen casos donde es contemporánea a la alteración hidrotermal (por ejemplo, Veladero, Argentina; Holley et al., 2017).

2.3.1 Alteración “argílica avanzada”

La alteración “argílica avanzada” fue definida por Meyer y Hamley (1967). Se produce en entornos geológicos relativamente poco profundos y en condiciones muy ácidas $\text{pH} < 4$, comúnmente entre 1 – 2 y localmente negativo (Corbett, 2018). Se caracteriza por minerales de sulfato y aluminosilicatos como la alunita, caolinita, dickita, pirofilita, diásporo, topacio, zunyita y arcillas amorfas (Hedenquist y Arribas, 2021), la andalucita y el corindón también pueden estar incluidos en esta asociación (Hemley et al., 1980). Estas zonas pueden tener extensiones areales $> 10 \text{ km}^2$, localmente hasta 100 km^2 y con espesores $> 1 \text{ km}$ (Sillitoe, 2010). Son resistentes a la erosión y suelen ser prominentes en superficie, lo que generalmente las hace fáciles de identificar (Chang et al., 2011). Estas zonas de alteración suelen estar desplazadas de sus intrusiones precursoras (por ejemplo, el “*lithocap*” de Lepanto, Filipinas; Hedenquist et al., 1998, Hedenquist y Taran, 2013). El desplazamiento es causado por el enfriamiento de los fluidos hidrotermales a lo largo de gradientes hidráulicos poco profundos lejos de los centros intrusivos (Hedenquist y Taran, 2013).

La separación de una fase fluida en salmuera y vapor en profundidad, produce la formación de una pluma de vapor ascendente de baja densidad rica en volátiles ácidos como SO_2 , HF, H_2S , HCl y CO_2 (Arribas, 1995; Tosdal et al., 2009; Hedenquist y Arribas, 2021) logrando ascender al entorno epidermal para formar la alteración “argílica avanzada” (Figura 2-3). El enfriamiento y condensación de los vapores en aguas subterráneas someras provoca una intensa lixiviación ácida, causando una destrucción total de la mineralogía primaria de las rocas afectadas, dejando atrás un residuo insoluble de cuarzo residual. La neutralización de la solución ácida a medida que reacciona con la

roca hospedante da lugar a una zonación mineralógica vertical y lateralmente (Figura 2-4), hacia afuera del conducto de cuarzo residual, con un halo de cuarzo-alunita, caolinita/dickita e illita-esmectita \pm clorita en los márgenes superiores exteriores, reflejando condiciones de amortiguación a menor temperatura (Hedenquist y Taran, 2013), y cuarzo-pirofilita \pm diásporo indicativos de mayor temperatura y profundidad, localizados generalmente en la base del “*lithocap*” argílico avanzado (Steven & Rattt 1960; Hedenquist et al., 2000; Sillitoe, 2010; Hedenquist y Arribas, 2021; Figura 2-3).

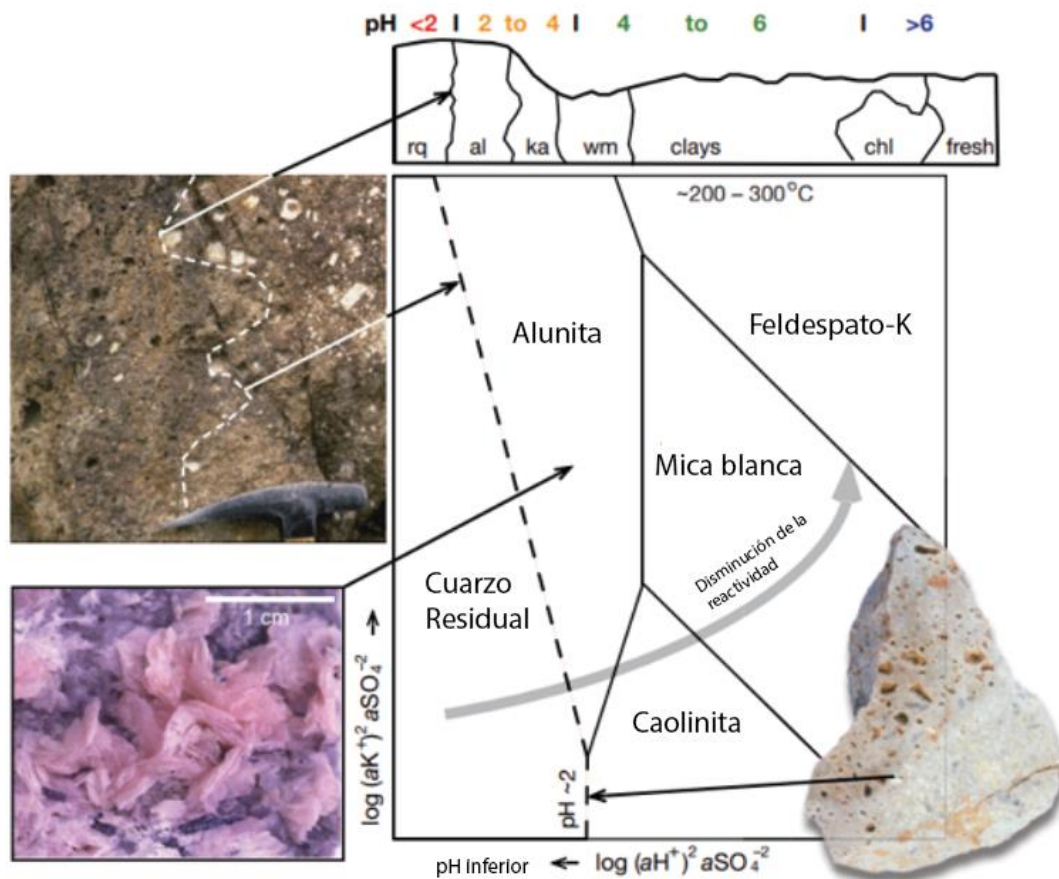


figura 2-4. Se observa en la parte superior, el halo de alteración superficial desde el núcleo de cuarzo residual hasta la roca fresca. En la parte inferior se observan un diagrama de la estabilidad de minerales como la alunita, micas blancas y feldespato-k, en función de la temperatura y pH. También las texturas típicas de la alteración “argílica avanzada”, destacando el hábito cristalino de la alunita hipógena y el cuarzo residual.

Hedenquist y Arribas (2021) proponen 4 ambientes genéticos para la alteración “argílica avanzada”, cada uno de ellos relevantes para la comprensión y la exploración de depósitos

epitermales de alta sulfuración y pórfidos de Cu, donde la alunita puede originarse en 3 de los 4 ambientes, siendo el mineral más característico de la alteración “argílica avanzada”. Por lo tanto, distinguir los diferentes tipos de alunita según su hábito cristalino y composición, es de gran importancia en la exploración (Bouzari et al., 2020).

Los 4 ambientes genéticos de la alteración “argílica avanzada” propuestos por Hedenquist y Arribas (2021; Figura 2 -5) se describen a continuación:

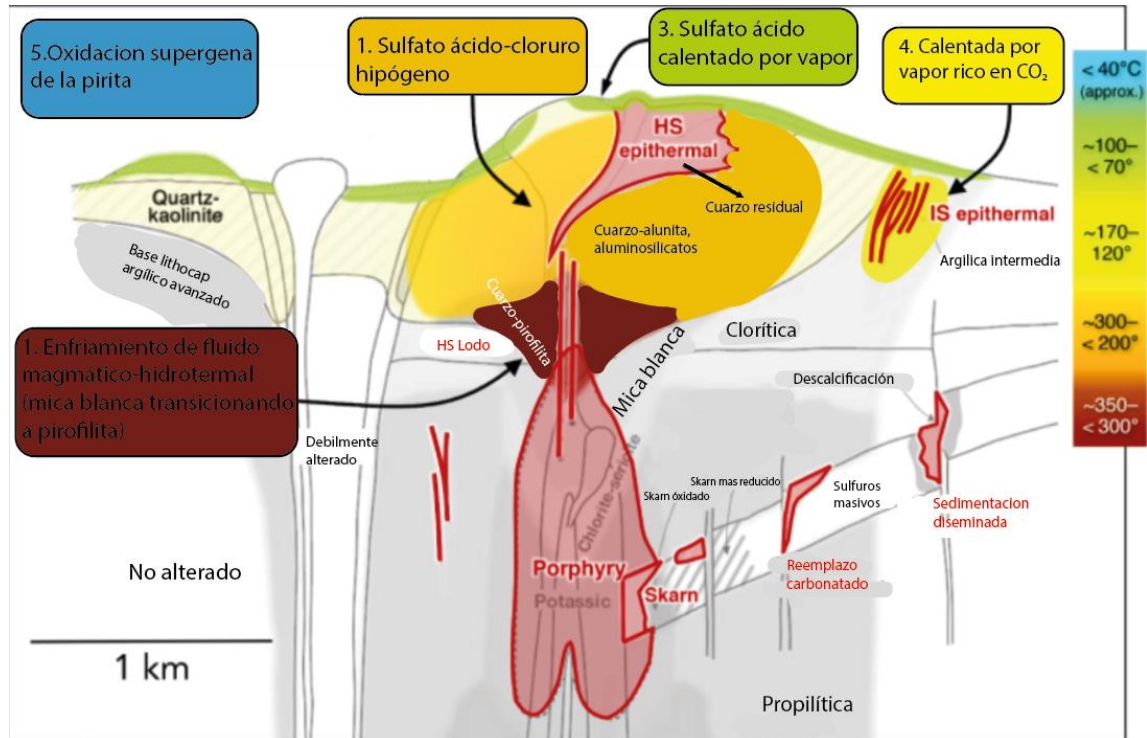


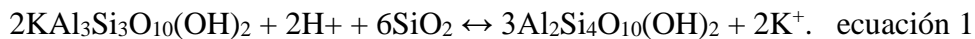
Figura 2-5. Sistema esquemático de depósitos epitermales HS, pórfidos de Cu y Skarn, mostrando los tipos de alteración y su rango de temperatura (modificado de Sillitoe, 2010). Se señalan los cinco entornos de formación de la alteración argílica avanzada discutidos en Hedenquist y Arribas (2021), con un rango de temperatura indicativo. HS = alta sulfuración, IS = sulfuración intermedia. Nota: en este trabajo no se describe el entorno calentado por vapor rico en CO₂. Modificado de Hedenquist y Arribas (2021).

2.3.1.1 Enfriamiento del fluido magmático-hidrotermal (Transición de mica blanca a pirofilita ± diásporo, dickita)

La pirofilita (y dickita ± diásporo) puede formarse en la parte superior de los depósitos tipo pórfidos Cu, específicamente en la zona transicional hacia la base del “*lithocap*” (Figura 2-5), debido al enfriamiento de un fluido estable con la mica blanca (± andalucita).

Este es el escenario de mayor temperatura de la alteración “argílica avanzada”, y el reconocimiento de esta mineralogía indica la ubicación dentro de un sistema de pórfidos.

Cada vez existe más evidencia de la sustitución de la mica blanca por pirofilita cerca de las partes superiores de los depósitos tipo pórfidos Cu gracias en gran parte a las mediciones SWIR. La formación de pirofilita a partir de moscovita, ocurre a ~350°C y a menos de 300°C los minerales del grupo del caolín se vuelven estables, principalmente la dickita (Hedenquist, 2001; Hedenquist y Arribas, 2021). La reacción requiere sílice para originarse, ya que la relación molecular (ecuación.1) Si/Al de la pirofilita es 2 veces a la de la moscovita.



(Moscovita)

(Pirofilita)

Por ejemplo, en el yacimiento tipo pórfido de El Salvador, Chile la pirofilita ± diásporo está reemplazando a la moscovita y a la andalucita, por encima de los 3000 m de altitud (Gustafson y Hunt, 1975). En el yacimiento de Onto, Indonesia la pirofilita se superpone en una posición proximal (Burrows et al., 2020). Por encima de la cima del entorno de pórfido de Cu ± Au, es común una textura de reemplazo distintiva y diagnóstica (Bouzari et al., 2022): una textura denominada durante mucho tiempo como "sílice parcheada" que fue descrita por primera vez por los geólogos en el distrito de Yanacocha, Perú. Cuando la pirofilita (con diásporo ± dickita o zunyita) se presenta con mica blanca (generalmente moscovita ± andalucita) como reemplazo, se indica la parte superior del ambiente de pórfido.

2.3.1.2 Condensado hipógeno de ácido-sulfato-cloruro

La alteración argílica avanzada hipógena se forma a partir de condensados de vapores magmáticos (Arribas, 1995). Estos vapores magmáticos contienen SO₂, HCl y HF (Giggenbach, 1987), el cual proviene de la separación de un fluido inicialmente monofásico (mezcla de vapor y líquido hipersalino) en profundidad. Estos gases se condensan en las aguas meteóricas del nivel freático, generando condensado hiperácido (pH ~1) que provoca la lixiviación de todos los componentes de la roca huésped a

excepción del SiO₂ (véase Hedenquist y Taran, 2013). Esta alteración está desprovista de metales, pero sirve como huésped, para fluidos mineralizantes posteriores. Se ensanchan hacia la superficie (en forma de diente) a medida que el fluido que asciende por una falla o fractura, y pueden extenderse varios kilómetros desde la fuente (Figura 2-5), si interceptan litologías permeables (por ejemplo, Lepanto, Filipinas; Chang et al., 2011).

La mineralogía desarrollada por esta alteración es de un núcleo de cuarzo residual o “*vuggy silica*” con un halo de cuarzo-alunita (también podrían encontrarse minerales de aluminio-fosfato-sulfato (APS)), seguido de caolinita ± dickita y raíces de pirofilita ± dickita, diásporo. La principal zona desarrollada de cuarzo residual en un lithocap se forma a temperaturas $\leq 250^{\circ}\text{C}$, donde los ácidos se disocian cada vez más y se vuelven más reactivos (Hedenquist y Taran, 2013). La alunita es el mineral característico de esta alteración, su reconocimiento puede ser gracias a su hábito cristalino tabular a laminar y color blanco a rosado (Hedenquist et al., 2000).

2.3.1.3 Condensado de sulfato ácido calentado por vapor

La alteración calentada por vapor (pH ~2 – 3 y temperatura entre 120 – 70 °C), se presenta como horizontes por encima del nivel freático en la zona vadosa (Figura 2-5) mediante la oxidación del H₂S, que deriva de la ebullición de los fluidos ascendentes (Sillitoe, 2015). La mineralogía característica de estas zonas es caolinita, ópalo y/o cristobalita, alunita, azufre ± pirita, donde la alunita tiene un aspecto porcelanoso y hábito psuedocúbico. Es común que la parte basal de esta alteración esté compuesta por ópalo o calcedonia masiva, y gracias a la resistencia de la erosión puede extenderse a más de 2 km de la fuente. Las zonas calentadas por vapor son características de todos los tipos de sistemas epitermales (alta, baja e intermedia sulfuración) y se sitúan en las partes altas, conservándose en los depósitos relativamente jóvenes (cenozoico) donde la erosión ha sido poco profunda o en zonas que tenían un nivel freático muy superficial. Las rocas afectadas por esta alteración suelen mostrar colores blanquecinos a grises, baja densidad, aspecto friable y están desprovista de metales, a excepción de Hg.

La conservación de horizontes de alteración calentada por vapor indica poca erosión y, por ende, la preservación del sistema hidrotermal en profundidad (por ejemplo, Pascua-

Lama; Chouinard et al., 2005). Estas zonas pueden ser difíciles de identificar cuando han sufrido sobreimposición por la oxidación supérgena.

2.3.1.4 Oxidación supérgena de minerales sulfurados

La oxidación supérgena de los minerales sulfurados (principalmente pirita), requiere O_2 para poder originarse, por lo que está restringida a la zona vadosa o en superficie (Figura 2-5) cuando los minerales quedan expuestos gracias a la erosión, dando lugar a aguas ácidas (tan bajas como $pH < 1$) ricas en H_2SO_4 , que pueden formar alunita, jarosita, caolinita, halloysita, hematita, goethita y otros oxihidroxidos de Fe. La oxidación de los depósitos epitermales poco profundos puede desarrollarse durante las etapas en las que disminuye la actividad hidrotermal (por ejemplo, Pascua-Lama, Chouinard et al., 2005). El factor climático también es clave para el desarrollo de este estilo de alteración donde los climas áridos a semiáridos favorecen su desarrollo.

La oxidación de la pirita contenida en la alteración cuarzo-alunita (hipógena), puede generar soluciones suficientemente ácidas para lixiviar a la alunita, dejando solo el componente de cuarzo, que se llama informalmente “sílice granular”, debido a un aspecto sacaroidal del cuarzo. Esto ha sido reconocido en Yanacocha (Longo et al., 2010).

2.4 Fundamentos teóricos de espectrometría

La espectroscopia es el estudio de la interacción entre la energía electromagnética y la materia, mientras que, la espectrometría es la técnica espectroscópica que permite la medición de la concentración o especies moleculares determinadas (Vidal, 2014).

Muchos de los minerales de alteración pueden ser analizados usando espectrometría infrarroja, ya que presentan propiedades espectrales características. Los minerales poseen una estructura cristalina definida por la existencia de niveles de energía en los iones que los forman. Estos iones generan absorciones de energía electromagnética en longitudes de onda definida, que se denominan rasgos de absorción y se muestran en las curvas espectrales de reflectancia (Figura 2-6) (Thompson et al., 1999). La identificación de minerales consiste en las posiciones de absorción, intensidad y formas de estas (Figura 2-7).

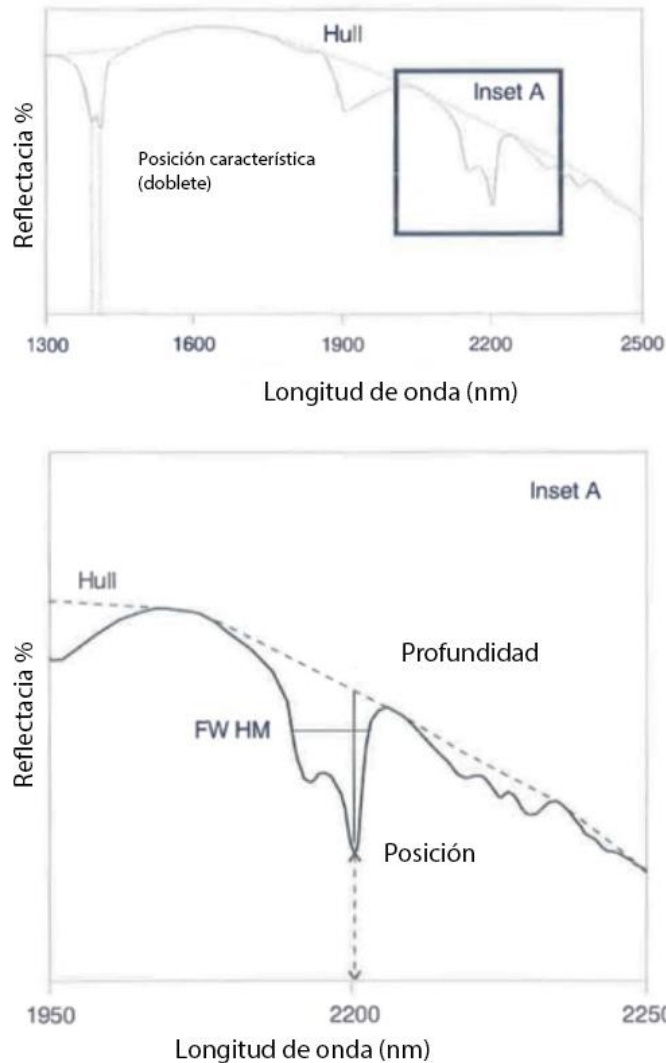


Figura 2-6. Grafica de un espectro de reflectancia destacando profundidad, anchura de absorción y longitud de onda (nm). Extraído de Thompson et al., 1999.

Los enlaces tienen modos de flexión y estiramiento dentro de la zona de los 1300 a 2500 nm del espectro electromagnético. Esta herramienta permite reconocer moléculas y radicales principalmente OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces Al-OH, Mg-OH y Fe-OH (Figura 2-7). Además, se pueden determinar variaciones en la composición química de ciertos minerales (micas blancas, alunitas, cloritas, etc.) a través del cambio en los rasgos de absorción, producto de la sustitución elemental (Thompson et al., 1999).

Los espectrómetros portátiles de campo son cada vez más utilizados en la exploración ya que es un método no destructivo y puede proporcionar una gran cantidad de datos

rápidamente. Estos se utilizan para determinar de manera cualitativa la mineralogía de rocas alteradas, e identificar patrones de alteración y localizar posibles zonas mineralizadas (Thompson et al., 1999; Harraden et al., 2013). Esta técnica se ha empleado con éxito para minerales de alteración hidrotermal en yacimientos epitermales de alta, intermedia (Hedenquist et al., 2000) y baja sulfuración, yacimientos de sulfuros masivos (VMS) y yacimientos relacionados con rocas intrusivas (Thompson et al., 1999).

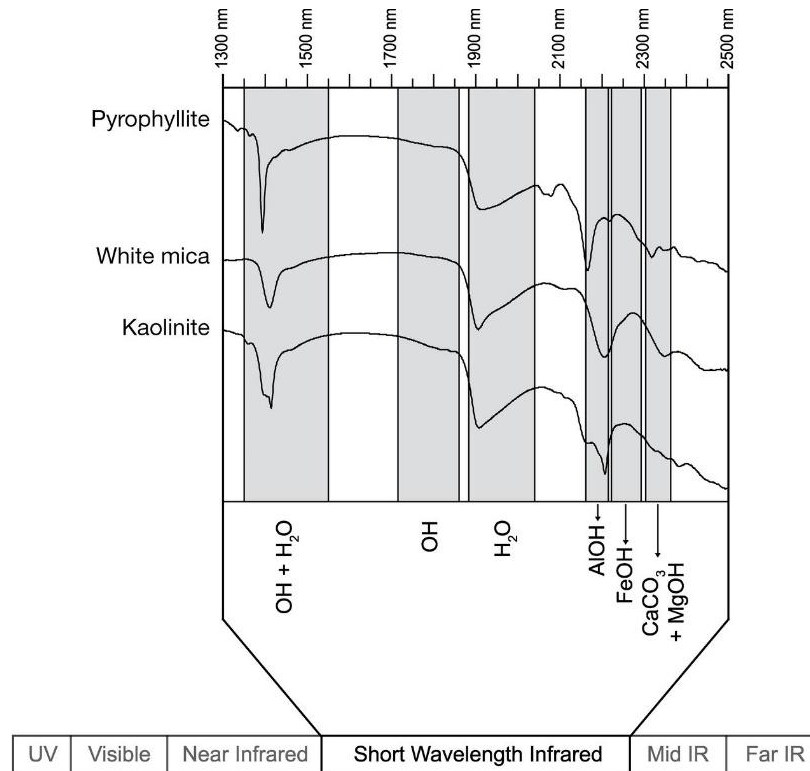


Figura 2-7. Espectros característicos de minerales como pirofilita, micas blancas y caolinita, además, posiciones de absorción típica de moléculas identificadas mediante el método SWIR. Extraído de Harraden et al., (2013).

La característica de absorción espectral entre 1300 y 2500 nm (en particular, pequeño cambio en la posición de la longitud de onda de absorción relaciona los enlaces Al-OH alrededor de 220nm) permiten distinguir entre grupo de micas blancas, caolinita y ensamblajes de alteración portadores de pirofilita (Figura 2-7) (Harraden et al., 2013; Wang et al., 2021).

2.4.1.1 Escalar 2200 nm (SWIR)

Las características de absorción en el rango 2.200 nm (Al-OH) típico de las micas blancas (*Figura 2-7*) define gradientes de pH en paleo fluidos útiles para vectorizar hacia conductos de fluidos magmáticos-hidrotermales que podrían contener mineralización (Halley et al., 2015).

La longitud de onda se desliza desde los 2195 nm en la moscovita hacia los 2220 nm en la fengita a medida que el Al es sustituido por (Fe, Mg) + Si. Esta sustitución es controlada por el pH, así como por las concentraciones de (Fe⁺²) y (K⁺) del sistema hidrotermal (Halley et al., 2015). Por otro lado, Harraden et al., (2013) concluyen que la espectroscopia infrarroja de onda corta puede distinguir con éxito las variaciones en las especies de filosilicatos, sin embargo, se requiere precaución al usar el valor de wAlOH (2200 nm) para evaluar paleo temperaturas, ya que la composición de la mica blanca puede verse influenciada por la composición de la roca huésped o el fluido hidrotermal (Wang et al., 2021).

2.4.1.2 Escalar 1480 nm (SWIR)

En los espectros SWIR de la alunita tienen una fuerte característica de absorción a una longitud de onda de aproximadamente 1480 (*Figura 2-8*) (Chang et al., 2011). La posición exacta de esta característica, cambia en base a composición (K, Na y Ca) de esta (Thompson et al., 1999).

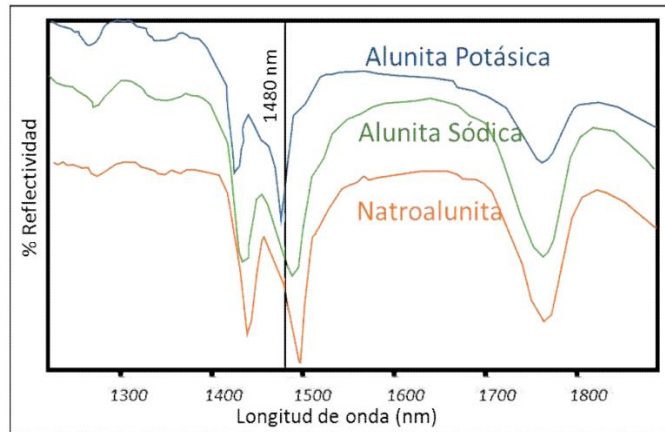


Figura 2-8. Espectros de reflectancia característicos de alunita potásica, sódica y natroalunita. Extraído de US Geological Survey.

2.5 Vectores geoquímicos

Los datos geoquímicos de varios metales traza pueden utilizarse en el entorno de la alteración argílica avanzada para indicar la proximidad a la mineralización de tipo pórfidos cupríferos (Bouzari et al., 2022). De igual forma a la zonificación mineral, los metales trazas en los depósitos tipo pórfidos cupríferos se zonifican hacia arriba y hacia afuera de la zona mineralizada (> 0,1 % en peso de Cu) en la secuencia Mo, W, Sn, Se, Te, Bi, Sb, As, Li y Tl (Halley et al., 2015).

Aunque una concentración de metales puede proporcionar evidencias de un sistema mineralizado, las variaciones y su uso en la vectorización es condicionada por la intensidad de la mineralización y el nivel de exposición de esta. Es por esto, que una relación de la suma de elementos seleccionados puede proporcionar una herramienta de vectorización más robusta para la mineralización (Bouzari et al., 2022).

Bouzari (et al., 2020 y et al., 2022) proponen el índice de Pórfido MDRU (MPIx; ecuación 2), compara la proporción relativa de los elementos que aparecen en los niveles más profundos de los depósitos tipo pórfidos (Cu, Mo, Sn, W) con los que aparecen en niveles más superficiales (Sb, As, Ag, Tl, Li):

$$MPIx = \frac{\frac{Cu}{10} + Mo + (10 * W) + (20 * Sn)}{(5 * Sb) + (20 * Tl) + Ag + As + Li} \quad \text{ecuación 2}$$

El MPLx facilita una herramienta para cartografiar la proximidad vertical en los sistemas de pórfidos cupríferos. No obstante, a niveles muy superficiales, principalmente en áreas de intensa alteración argílica avanzada, los elementos como el Cu, Mo, W y Sn suelen tener bajas concentraciones (Halley et al., 2015), y el valor de MPLx no puede proporcionar un vector lateral hacia las partes superiores-centrales del sistema de pórfidos (Bouzari et al., 2022). Es por ello que Bouzari (et al., 2022) introducen el Índice de Pórfido MDRU-Lateral (MPLx-Lateral; ecuación 3), este compara los metales que están enriquecidos en las partes poco profundas de un sistema de pórfido (Sb, As, Tl) en relación con que están más alejados lateralmente (Halley et al., 2015), y suelen tener mayores concentraciones en las zonas más distales de los sistemas de pórfido (Zn, Mn):

$$MPLx - Lateral: \frac{(5 * Sb) + (20 * Tl) + As}{\frac{Zn}{10} + \frac{Mn}{50}} \text{ ecuación 3.}$$

3 Capítulo Marco Geológico

El cinturón El Indio-Pascua se encuentra localizado en el centro del segmento de flat slab de los Andes Centrales, entre los 29° a 30.5° S en el eje de la cordillera principal, entre la frontera de Chile y Argentina (Figura 3-1). Contiene una serie de yacimientos de Au (-Ag, Cu) (Bissig et al., 2015), de los cuales los más importantes son El Indio, Pascua-Lama, Veladero, Tambo y Alturas recientemente descubierto. También contiene numerosas zonas de alteración hidrotermal con edades desde el Eoceno hasta el Mioceno tardío, a excepción de Veladero (12.7 – 10.3 Ma; Holley et al., 2016). Se encuentra delimitado por dos fallas inversas de alto ángulo al occidente por la Falla Baños del Toro de rumbo N-S, y al oriente por la Falla Colaguil (Figura 3-1) (Maksaev et al., 1984).

La mayoría de los depósitos están hospedados en rocas volcánicas y volcanoclásticas del Oligoceno al Mioceno superior, las cuales se conservan mejor en la parte meridional del cinturón El Indio-Pascua. Mientras que, otros depósitos están alojados en brechas hidrotermales que cortan a rocas intrusivas del basamento Mesozoico, en la parte norte del cinturón (Bissig et al., 2001).

Varios autores han descrito la evolución geológica de esta provincia metalogénica (Maksaev et al., 1984; Martin et al., 1995; Martin et al., 1999; Bissig et al., 2001; Bissig et al., 2002a; Bissig et al., 2003).

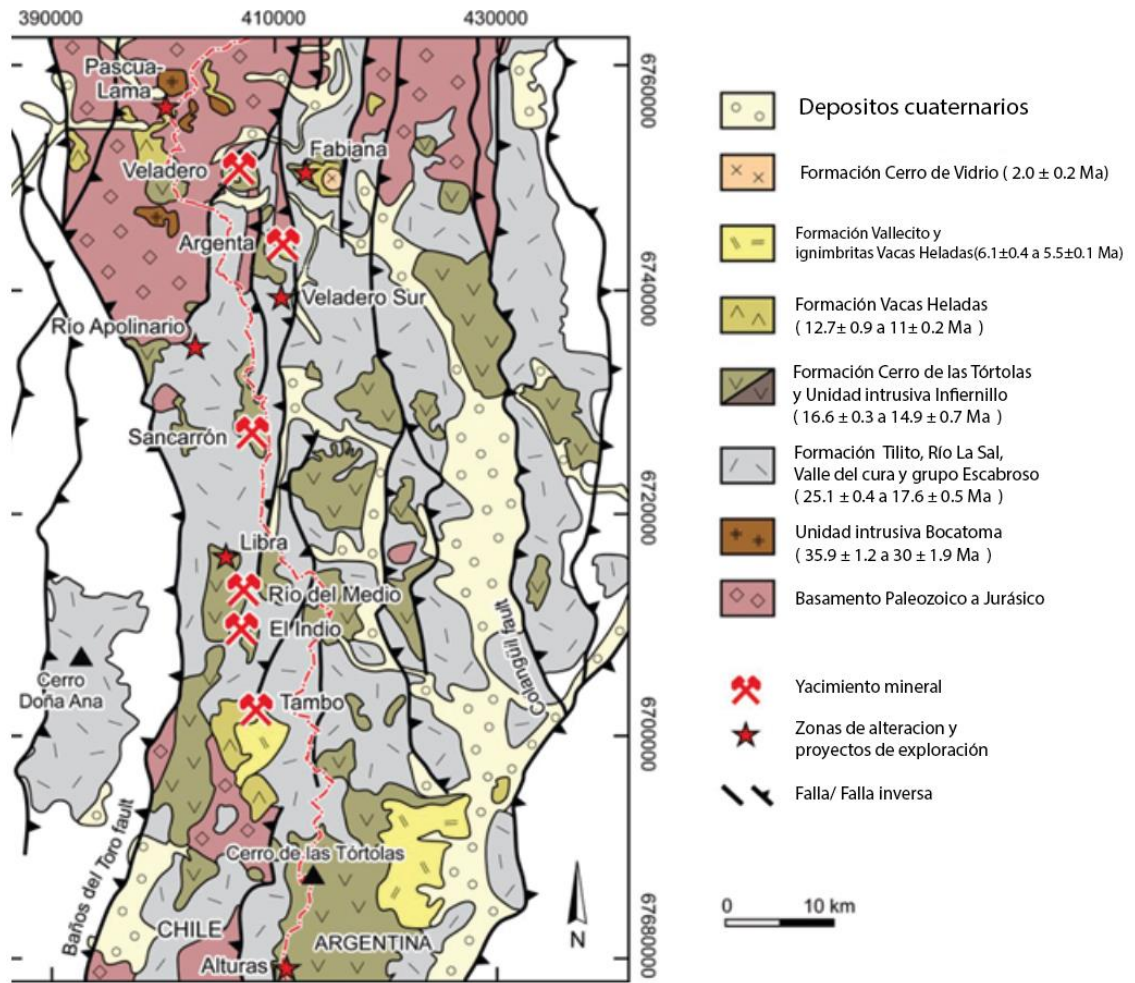


Figura 3-1 Mapa geológico, depósitos y target del cinturón metalogénico El Indio-Pascua (Geología regional de Winocur et al., 2015; Modificado de Holley et al., 2017).

A continuación, se describen las unidades litológicas de base a techo del cinturón El Indio-Pascua, alteración hidrotermal y marco geotectónico local del distrito El Indio- Tambo.

3.1 Basamento

El basamento del cinturón El Indio-Pascua se constituye de rocas volcánicas, intrusivas y metamórficas cuya edad oscila entre Paleozoico superior al Jurásico inferior. El basamento es cubierto en discordancia por estratos volcánicos y sedimentarios del Mesozoico hasta el Terciario (Bissig et al., 2001).

3.1.1 Grupo Pastos Blancos (Pérmico inferior – Jurásico inferior)

Este grupo se subdivide en dos secuencias volcánicas y dos unidades intrusivas, las cuales son descritas en base a las observaciones de Martin et al (1999):

3.1.1.1 Secuencia Guanaco – Sonso (Pérmico)

Corresponde a rocas volcánicas y volcanoclásticas, de composición riolítica a dacítica. Está intruida por granitos de grano grueso a medio de la unidad Chollay. Una edad de U-Pb en circones detríticos de una toba riolítica situada en el área de Pascua arrojó una edad de 265 ± 5.6 Ma.

3.1.1.2 Unidad intrusiva Chollay - El León (Pérmico – Triásico inferior)

Compuesta por granitos de grano grueso a medio, monzonitas, dioritas y pórfidos dacíticos, que presentan contactos gradacionales entre sí. Las cuales intruyen a la Secuencia Guanaco –Sonso. Esta unidad presenta una gama de variaciones texturales y composicionales, resulta difícil distinguir claramente las dos unidades por separado. Dataciones U-Pb en una muestra de pórfido dacítico que intruye a la Secuencia Guanaco Sonso extraída en el área de Pascua, arrojó una edad de 242.5 ± 1.5 Ma.

3.1.1.3 Secuencia Los Tilos (Triásico medio – Jurásico inferior)

Corresponde a rocas sedimentarias, subvolcánicas, ignimbritas riódacíticas, flujos de lavas bimodales y rocas calcáreas en menor cantidad. Descansa en discordancia sobre la Secuencia Guanaco Sonso en la localidad entre Río del Medio y Río Apolinario. Datación de U-Pb en circones detríticos, le asignan una edad 210 - 225 Ma.

3.1.1.4 Unidad Intrusiva El Colorado (Triásico superior – Jurásico inferior)

Compuesta por leucogranitos y pórfidos riolíticos con alto contenido en sílice, monzogranitos de biotita-moscovita, granitos de biotita y hornblenda de grano fino a grueso, pórfidos riolíticos de cuarzo-feldespato y numerosos diques porfídicos de cuarzo-feldespato. Localmente las rocas intrusivas félsicas están mezcladas con diques y cuerpos subvolcánicos máficos. Esta unidad intruye a las secuencias Guanaco-Sonso y Los Tilos y a los granitos de la unidad Chollay - El León. Dataciones de K-Ar en biotita y moscovita, arrojan edades 219 ± 5.0 y 221 ± 5.0 Ma para esta unidad.

Las rocas intrusivas El Colorado probablemente están relacionadas con la secuencia de Los Tilos, que también es bimodal (Bissig et al., 2001).

3.2 Unidades del Eoceno al Pleistoceno inferior

Las unidades del Jurásico medio al Eoceno son muy escasas en el cinturón El Indio-Pascua (Bissig et al., 2001) por lo que no serán consideradas en este trabajo.

Las unidades Cenozoicas descansan en discordancia sobre el basamento del Paleozoico superior al Jurásico inferior, serán descritas a continuación:

3.2.1 Unidad Intrusiva Bocatoma (Eoceno superior)

Compuesta por stocks dioríticos a granodioríticos de grano fino a grueso, característicamente exhiben fenocristales de hornblenda y biotita. Intruyen a las rocas del basamento en la parte norte del cinturón, en el área de Pascua-Lama. Dataciones de ^{40}Ar -

^{39}Ar (hornblenda y biotita) le asignan una edad de 35.9 ± 1.2 y 35.5 ± 1.2 Ma (Bissig et al., 2001).

3.2.2 Formación Tilito (Oligoceno superior)

Corresponde a tobas soldadas de composición riódacíticas a dacíticas, rocas volcanoclásticas y flujos basálticos menores. Es la formación más voluminosa de la región, alcanzando espesores de hasta 1200 m. Aflora tanto en el lado chileno como argentino, depositándose en un ambiente extensional (Winocur et al., 2015). Descansan en inconformidad sobre la Unidad Bocatoma (Bissig et al., 2002b). Las rocas volcánicas de esta formación característicamente contienen fenocristales de plagioclasas, biotitas, cantidades variables de cuarzo (frecuentemente con textura embahiada), augita, hornblenda y sanidina, además es común la presencia de fragmentos vítreos (“*shards*”) alargados y una matriz vítrea con textura fluidal (Maksaev et al., 1984; Bissig et al., 2001). Dataciones de ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita) le asignan edades de 25.1 ± 0.4 y 23.1 ± 0.4 Ma (Bissig et al., 2001).

3.2.3 Grupo Escabroso (Mioceno inferior)

Compuesto predominantemente por flujos de lavas andesíticas a dacíticas, cuerpos intrusivos granodioríticos a dioríticos, ignimbritas dacíticas en menor cantidad y rocas sedimentarias volcanoclásticas (Bissig et al., 2001; Deyell et al., 2005b). Las andesitas destacan por fenocristales de augita, plagioclasas, y hornblenda y biotita como constituyentes menores, localmente se observan plagioclasas glomeroporfídicas; las rocas intrusivas presentan el mismo conjunto mineral que las andesitas, pero contienen más biotita, cuarzo y feldespato intersticial (Bissig et al., 2001). Sobreyace a la Formación Tilito en discordancia angular marcada por un regolito localmente bien desarrollado (Heather y Díaz, 2000; Deyell et al., 2005b). Dataciones de ^{40}Ar - ^{39}Ar (plagioclasa, biotita y hornblenda) arrojaron edades de que oscilan entre 17.5 – 21 Ma (Bissig et al., 2001).

3.2.4 Formación Cerro de las Tórtolas (Mioceno medio)

Compuesta por flujos de lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y augita que se difieren del Grupo Escabroso por un mayor contenido de biotita y hornblenda, pero menor contenido de augita (Bissig et al., 2001). Una discordancia angular refleja el contacto con el Grupo Escabroso subyacente (Bissig et al., 2001). Restringida a un rango de edad entre 14 – 17 Ma (Bissig et al., 2001).

3.2.5 Unidad intrusiva Infiernillo (Mioceno medio)

Compuesta por dioritas y granodioritas porfídicas de grano grueso, con abundantes cristales de hornblenda, biotita y augita en menor cantidad. Esta unidad es coetánea con la Formación Cerro de las Tórtolas (Bissig et al., 2001).

3.2.6 Formación Vacas Heladas (Mioceno medio-superior)

Compuesta por ignimbritas dacíticas, domos locales y depósitos de bloque y ceniza. Las ignimbritas contienen hornblenda, cuarzo, biotita y plagioclasa como fenocristales dominantes; estas rocas distinguen de las tobas más antiguas por la presencia de fenocristales de cuarzo con un aspecto normalmente fresco, alta proporción de biotita y ausencia general de piroxenos (Bissig et al., 2001). Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita) arrojan edades que oscilan entre 11 – 12.8 Ma (Bissig et al., 2001).

3.2.7 Formación Pascua (Mioceno superior)

Compuesta por ignimbritas dacíticas y un dique de la misma composición. El dique fue identificado en el área de Pascua mediante sondajes de diamantina, cortando a la brecha central que hospeda la mineralización (Bissig et al., 2001). El dique destaca por fenocristales de biotita, plagioclasa y abundante cuarzo, con una edad de 7.8 ± 0.3 Ma ^{40}Ar - ^{39}Ar (biotita) (Bissig et al., 2001). Las ignimbritas tienen una edad de 7.6 ± 0.7 Ma (K-Ar en biotita) (Martin et al., 1995).

3.2.8 Formación Vallecito (Mioceno superior)

Compuestas por tobas riolíticas moderadamente soldadas y rocas sedimentarias volcánicas, aflorando en el lado argentino y chileno localmente. Las tobas destacan por fenocristales de biotita, sanidina, plagioclasa y cuarzo bipiramidal. La edad de estas unidades oscila entre 5.5 ± 0.1 - 6.0 ± 0.3 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita, plagioclasa y sanidina) (Bissig et al., 2001).

3.2.9 Formación Cerro de Vidrio (Pleistoceno inferior)

Compuesta por un domo vítreo riolítico con fenocristales de plagioclasas, sanidina, cuarzo y biotita, que aflora a 15 km al sureste del yacimiento Pascua. Presenta firmas geoquímicas ligeramente peraluminosas y anomalías negativas de Eu, similares a las rocas del basamento. La edad de este domo oscila entre 2.1 ± 0.5 - 2.0 ± 0.2 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita y vidrio) (Bissig et al., 2002b).

3.3 Alteración

Este cinturón exhibe extensas zonas de alteración hidrotermal con edades desde los 36 hasta 5 Ma, pero la mineralización se restringe desde 12,7 a 10 Ma en Veladero (Holley et al., 2016) y 9.5 - 5 Ma en otras áreas del cinturón El Indio-Pascua (Bissig et al., 2015).

Localmente una alteración hidrotermal de sericita-biotita temprana está asociada con una intrusión diorítica situada al sur de Pascua. Las edades mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar arrojaron valores de 36.2 ± 1.2 (sericita) Ma y 36.1 ± 1.3 Ma (biotita) (Bissig et al., 2001). Durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior, no se ha confirmado ninguna alteración hidrotermal relacionada con la Formación Tilito. Mientras que, si se ha identificado actividad hidrotermal relacionada con intrusiones subvolcánicas del Grupo Escabroso, el conjunto de alteración incluye sericita, localmente topacio, alunita, pirofilita y zunyita evidenciando altas temperaturas de formación. Esta alteración se dató mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar y arrojó edades de 19.1 ± 0.4 Ma (sericita), 20.1 ± 1.2 Ma (alunita) y 17.2 ± 0.2 Ma (alunita), esta última edad se considera como la alteración más joven relacionada con el magmatismo del Grupo Escabroso (Bissig et al., 2001).

Posteriormente, durante el Mioceno medio la alteración hidrotermal se relaciona con la Formación Cerro de las Tórtolas y la unidad Intrusiva Infiernillo. Consiste en varios centros de alteración hidrotermal, como el sistema de Libra (*Figura 3-1*) situado a unos 7 km al norte de El Indio, el cual es afectado por silicificación, alteración potásica (biotita hidrotermal, topacio y localmente andalucita) con edades de 16.8 ± 0.4 Ma y 16.6 ± 0.5 Ma (biotita y sericita) (Bissig et al., 2001), y turmalina (Gallardo, 1996), también se han observado venas de cuarzo-turmalina en el área de Azufreras, a elevaciones relativamente bajas, probablemente relacionadas con los cuerpos intrusivos de Infiernillo (Bissig et al., 2002b). Un yacimiento en lo alto del Río Apolinario situado 8 km al noroeste de Sancarrón (*Figura 3-1*) afectado por alteración argílica avanzada con edad de 14.9 ± 0.5 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; alunita) y silicificación (Bissig et al., 2001). En Veladero Sur también se produjo silicificación y alteración argílica avanzada con una edad de 15.7 ± 0.8 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; alunita) (Bissig et al., 2001). En Lama Central ocurre un pequeño sistema de alteración que se caracteriza por intensa silicificación, alteración argílica avanzada con edades de 13.3 ± 0.3 y 13.6 ± 0.8 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar ; alunita), y horizontes calentados por vapor donde estos son considerados la alteración más antigua de este tipo en el distrito (Bissig et al., 2001). En el área de Veladero, en el yacimiento Argenta (*Figura 3-1*) se ha dató una alunita en 13.12 ± 0.18 Ma (Holley et al., 2016), esta es considerada la alteración hidrotermal más temprana relacionada con la mineralización en Veladero (Holley et al., 2017).

Luego, durante el Mioceno tardío se han registrado varios centros de alteración hidrotermal dentro del cinturón El Indio-Pascua, correlacionándose temporalmente con la Formación Vacas Heladas. En el área de Veladero se dataron alunitas (^{40}Ar - ^{39}Ar) con edades que oscilan entre 12.8 ± 0.3 – 10.0 ± 0.4 Ma (Bissig et al., 2001). En Filo Federico se dato una alunita pre-mineral de 11.05 ± 0.12 Ma y en Amable 11.93 ± 0.09 Ma, también se dato una jarosita pos-mineral en Amable de 11.8 ± 0.3 Ma (Holley et al., 2016). En Fabiana (*Figura 3-1*) se dato una alunita pre-mineral que arroja una edad de 10 Ma (Holley et al., 2016). En el área de El Indio (*Figura 3-1*), en el Cerro Campana se dato una alunita con edad 12.1 ± 0.4 Ma (Bissig et al., 2001). Mientras que en el área de Tambo (*Figura 3-1*) se dato una alunita que cementa a la Brecha Silvestre con edad de 10.4 ± 0.3 Ma, cercana la brecha mineralizada Wendy. Además, Deyell et al (2005b) dato una alunita pre-mineral en el área de Tambo con una edad de 11 ± 0.3 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar).

Todo el enriquecimiento de metales preciosos económicamente significativo en el cinturón El Indio-Pascua se asigna a un único episodio entre ~ 6 - 9.5 Ma (Bissig et al., 2001).

3.4 Marco tectónico local del distrito El Indio - Tambo.

Las estructuras a gran escala del distrito El Indio - Tambo (Figura 3-2) se caracterizan por la presencia de fallas inversas de alto ángulo de rumbo N-S con vergencia al oeste y al este, y fallas oblicuas de alto ángulo (Maksaev et al., 1984, Martin et al., 1999). Se han identificado al menos dos fases de deformación durante el Mioceno, un evento compresivo (> 14 Ma) y otro de deslizamiento de rumbo (< 14 Ma) producto de un cambio en la orientación de los esfuerzos σ_3/σ_2 (Giambiagi et al., 2017).

A continuación, se describen las estructuras más importantes dentro del distrito (según Giambiagi et al., 2017):

3.4.1 Falla Baños del Toro

Es la falla inversa más importante del cinturón, con vergencia hacia el este, y un alto ángulo de buzamiento hacia el noroeste. Alza rocas plutónicas del basamento sobre rocas volcánicas del Oligoceno – Mioceno (Figura 3-2; Formación Tilito y Grupo Escabroso). Tuvo un desplazamiento mínimo de 4 km durante el Mioceno.

Las estructuras de segundo orden dentro del cinturón son las fallas La Laguna, La Paloma, sistema de fallas La Despensa, Tambo y El Indio. Cabe destacar que estos autores proponen que la Falla Baños del Toro, La Laguna y la Paloma están unidas a un plano maestro situado por debajo de la transición frágil-dúctil a unos 10 – 15 km de profundidad.

3.4.2 Falla La Laguna

Es una falla inversa con vergencia hacia el oeste, que monta rocas del basamento Permo-Triásico sobre rocas volcánicas del Oligoceno – Mioceno, ubicada en la parte sur del cinturón (Figura 3-2).

3.4.3 Falla La Paloma

Es una falla inversa con vergencia al oeste que afecta a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno, situada al sureste del cinturón (Figura 3-2).

3.4.4 Sistema de fallas La Despensa

Se compone de 3 segmentos paralelos entre sí, de fallas con rumbo NE. Los segmentos van de sur a norte y son falla Las Hediondas, Vacas Heladas y Vallecitos (Figura 3-2). Dentro de estos segmentos se generan dominios locales extensionales y de deslizamiento de rumbo.

3.4.5 Sistema de fallas Tambo

Está compuesto por los segmentos Wendy, Verónica, Cerro Elefante y Canto. Todas estas estructuras son fallas de rumbo con un movimiento dextral y/o normal. Wendy y Kimberly afectan rocas volcánicas del Oligoceno- Mioceno. La Falla Reina/Azufrera muestra un movimiento sinistral y se ubica al suroeste del segmento Wendy (Figura 3-2). Dentro de estos segmentos se generan dominios locales extensionales y de deslizamiento de rumbo.

3.4.6 Sistema de fallas El Indio

Incluye cuatro fallas de fuerte buzamiento con rumbo NNE y fracturas extensionales mineralizadas (Jannas et al., 1999). Las fallas son Inca Norte, Inca Sur, Paihuano y Canto Norte (Figura 3-2), tienen un movimiento de rumbo dextral y se enlazan en un escalón de la Falla Inca Norte. Dentro de estos segmentos se generan dominios extensionales y de deslizamiento de rumbo.

3.4.7 Falla El Azufre

Muestra un desplazamiento dextral y se ubica al sur del sistema de fallas El Indio (Figura 3-2) y es subparalela a la Falla Inca Norte.

También se han identificado fallas de rumbo con desplazamiento sinistral, las cuales cortan a las fallas inversas de rumbo N-S. Estas fallas son Falla Río Seco, El Trapiche y Toro Negro (Figura 3-2). Dentro de estos segmentos se generan dominios extensionales y de deslizamiento de rumbo (véase Giambiagui et al., 2017).

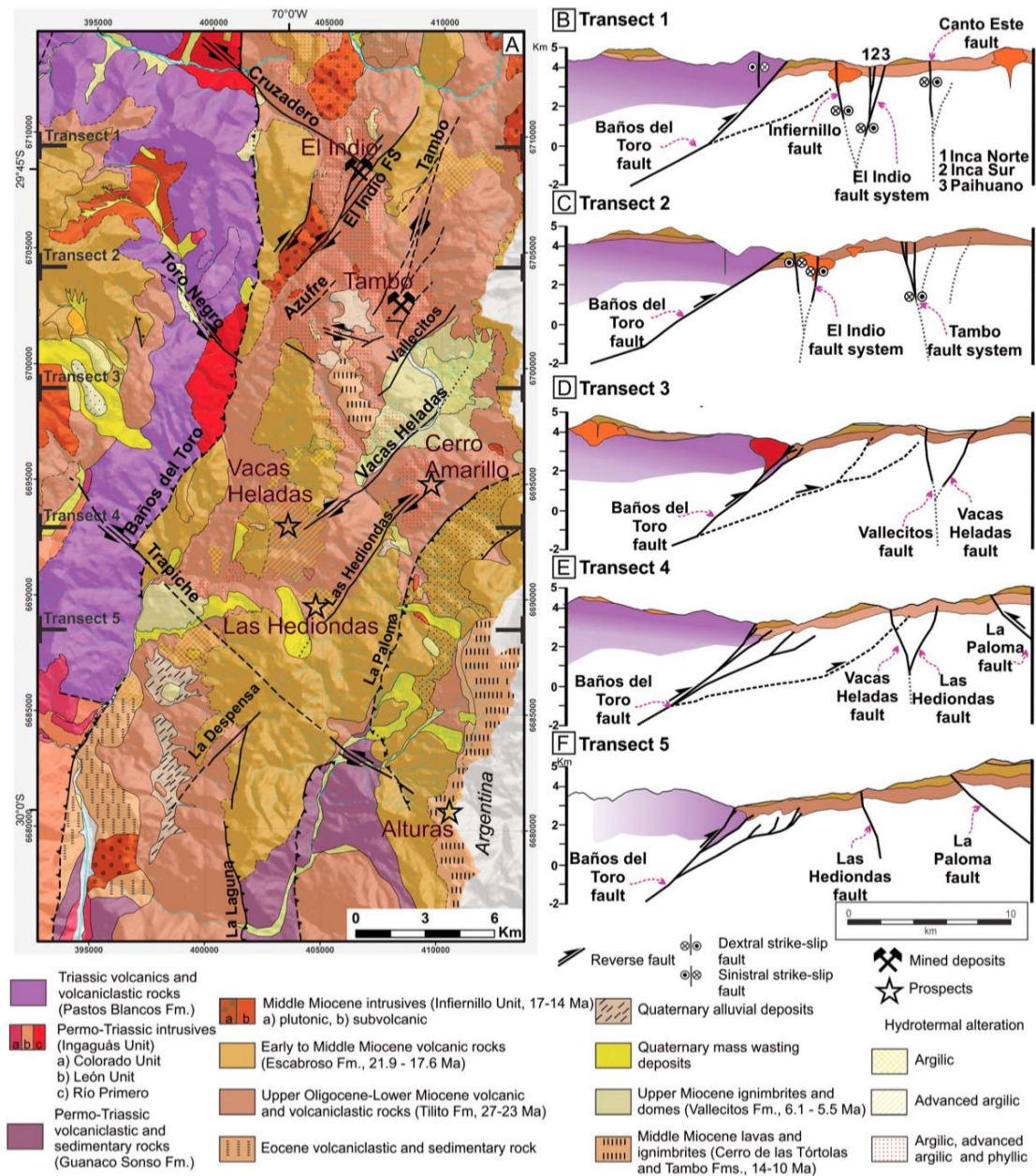


Figura 3-2. Mapa geológico-estructural entre los 29.45°S y 30°S, extraído de Giambiagui et al., 2017.

4 Capítulo Metodología

4.1 Etapa pre terreno

En esta etapa se recopiló información bibliográfica del distrito “El Indio-Tambo”, para tener una idea previa de la geología del sector. Luego se analizó la información obtenida, y se preparó una base de mapeo superficial definiendo una escala 1:2000.

4.2 Trabajo de campo

La etapa de terreno se realizó entre los meses de Abril – Mayo del año 2021, donde el equipo de Exploraciones Barrick Gold se encargó de toda la logística para llevar a cabo esta investigación.

Se realizó un mapeo a escala 1:2000 en superficie a lo largo de una transecta con tendencia noroeste con una longitud total aproximadamente 3 km, desde la cima norte del Cerro Elefante hasta la cima sur del Cerro Canto. Se recolectaron 67 muestras (rock chip) de afloramientos superficiales, con elevaciones entre 4200-4625 m.s.n.m. y tomando puntos de control, utilizando el sistema de coordenadas UTM WGS84 19S° (Figura 5-1).

El mapeo consistió en una descripción litológica, estructural (fallas, vetillas, estratigrafía, etc.), y alteración, modo de ocurrencia e intensidad de esta en todos los puntos de control. El muestreo no se llevó a cabo siguiendo una malla de muestreo sistemática, sino que se extrajeron de manera aleatoria y en zonas sin un muestreo previo a este trabajo.

4.3 Etapa post-Terreno

Esta etapa se divide en 2 partes: la primera es la digitalización de los datos de campo y análisis petrográficos de las muestras recolectadas, seguido del procedimiento analítico SWIR, geoquímico y microscópico.

4.3.1 Digitalización de mapas mediante información de campo:

En esta etapa se re describieron las muestras obtenidas en terreno seleccionando 24 de estas para análisis microscópicos, y se digitalizo la información obtenida utilizando el formato de la empresa mediante software ArcGIS Pro, confeccionando mapas litológicos y de alteración. Los cuales corresponden a mapas de afloramientos e interpretados, para ambos casos.

4.3.2 Análisis de espectrometría infrarroja de onda corta (SWIR):

En esta etapa se realizaron los análisis SWIR (dependencias de Barrick Gold, La Serena), geoquímicos (resultados de laboratorio ALS Chemex) y microscópicos (dependencias de la Universidad de Atacama, Copiapó). Para luego ser digitalizados mediante software ArcGIS Pro.

El análisis se aplicó a 67 muestras de afloramientos y caminos, con el objetivo de identificar los minerales de grano fino y variaciones composicionales de estos (p. ej., arcillas, micas blancas, alunita, etc.). Para realizar el análisis, se verifico que la muestra estuviese previamente seca y que la medición fuese realizada en una cara fresca. Se realizaron 2 mediciones por muestra con el instrumentó TerraSpec modelo Explorer (*Figura 4-1*), esto fue realizado en las dependencias y personal del equipo de Exploraciones de Barrick Gold.



Figura 4-1. Imagen del equipo TerraSpec modelo Explorer.

Respecto a la identificación espectral de los minerales se realizó utilizando el software The Spectral Geologist (TSG™), el cual tiene incorporado algoritmos automatizados de coincidencia de identificación de minerales. El autor verificó manualmente la mineralogía sugerida mediante la comparación con los espectros minerales de referencia. También se utilizó el software para obtener varios escalares espectrales (p. ej., posición de longitud de onda o valores de profundidad de absorción, 2200 nm (wAlOH), cristalinidad de micas blancas, w1480 nm, etc.) para análisis más detallados, esto se realizó a las muestras en las que se identificó alunita y minerales del grupo de las micas blancas.

4.3.3 Caracterización petrográfica-mineralógica mediante microscopía óptica:

Las 24 muestras que fueron seleccionadas para este análisis fueron enviadas al laboratorio GeoAtacama donde se realizaron 9 secciones pulidas transparentes y 15 secciones transparentes; con el objetivo de complementar la mineralogía identificada en terreno y por espectrometría (SWIR). Estas secciones fueron descritas con ayuda de un microscopio petrográfico con fuente de luz transmitida y reflejada con magnificaciones de 5,10, 15, 25 y 40x (Figura 4-2), y las fotografías se tomaron con una cámara celular modelo Pixel 5. Todo lo anterior se realizó en las dependencias de la Universidad de Atacama, con énfasis en la petrografía de alteración, texturas y vetillas.



Figura 4-2. Microscopio Óptico de luz transmitida y reflejada.

4.3.1 Análisis geoquímicos de elementos *pathfinders*

Los análisis geoquímicos se realizaron en 67 muestras de afloramientos y caminos, con el objetivo de delimitar áreas con concentraciones anómalas de elementos *pathfinders* con respecto del entorno de alteración hidrotermal y establecer guías de exploración hacia posibles zonas mineralizadas o conductos de fluidos magmático-hidrotermales.

Las muestras fueron enviadas al laboratorio ALS Chemex Global, donde realizaron un análisis para 51 elementos menores y traza (Au, Ag, Hg, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, K, La, Mg, Mn, Ce, Cs, Ge, Hf, In, Li, Na, Nb, P, Rb, Re, Se, S, Ta, Ti, Y, Mo, Ni, Pb, Sb, Sc, Sr, Te, Th, Tl, U, V, W, Zn y Zr).

Para la identificación de estos elementos se utilizó una digestión de 4 ácidos (HF, HNO₃, HClO₄, HCl; ME-MS61), donde la muestra tiene una digestión completa de los silicatos, pero una dificultad en la digestión de ciertos minerales específicos (p. ej. zircón, rutilo, apatito y óxidos de REE). Luego la disolución acuosa se analizó mediante ICP-MS para la identificación de los elementos químicos. Mientras que para el análisis de Hg se utilizó una digestión de Aqua Regia y para el Au Ensaye de fuego (Au-ICP22). En la *tabla 4-1* se pueden observar los límites de detección de los elementos analizados.

Tabla 4-1. Muestra los límites de detección de los elementos químicos analizados.

ANALYTES & RANGES (ppm)							
Ag	0.01-100	Cu	0.2-10,000	Na	0.01%-10%	Sr	0.2-10,000
Al	0.01%-50%	Fe	0.01%-50%	Nb	0.1-500	Ta	0.05-500
As	0.2-10,000	Ga	0.05-10,000	Ni	0.2-10,000	Te	0.05-500
Ba	10-10,000	Ge	0.05-500	P	10-10,000	Th	0.01-10,000
Be	0.05-1,000	Hf	0.1-500	Pb	0.5-10,000	Ti	0.005%-10%
Bi	0.01-10,000	In	0.005-500	Rb	0.1-10,000	Tl	0.02-10,000
Ca	0.01%-50%	K	0.01%-10%	Re	0.002-50	U	0.1-10,000
Cd	0.02-1,000	La	0.5-10,000	S	0.01%-10%	V	1-10,000
Ce	0.01-500	Li	0.2-10,000	Sb	0.05-10,000	W	0.1-10,000
Co	0.1-10,000	Mg	0.01%-50%	Sc	0.1-10,000	Y	0.1-500
Cr	1-10,000	Mn	5-100,000	Se	1-1,000	Zn	2-10,000
Cs	0.05-500	Mo	0.05-10,000	Sn	0.2-500	Zr	0.5-500
ALS Method		Sample size (g)		Detection limit (ppm)			
Au-ICP22		50		0.001			
ANALYTE & RANGES (ppm)							
Hg		0.005-100					

Luego se realizaron análisis de estadísticos (anomalías geoquímicas, diagramas de correlación de Pearson, box plot, etc.) de dichos elementos pathfinders. Realizando primeramente una validación de la data obtenida de ALS Chemex, reemplazando los valores con detecciones por debajo de los límites analíticos, por el 65% del límite detectado, y descartando elementos en los que más del 15% de los datos está por debajo del límite de detección.

También se realizaron diagramas de discriminación de alteraciones sugeridos por Halley (et al., 2020) y Bouzari (et al., 2022).

5 Capítulo Resultados

A continuación, se describen los resultados obtenidos de los análisis microscópicos, espectrometría (SWIR), mapeo y geoquímicos. En la Figura 5-1 se observa la distribución espacial de los puntos de control y las muestras de afloramientos (rock chip) recolectadas en el área de estudio. (Nota: Todas las elevaciones son con respecto al nivel del mar). No se muestran las coordenadas en el mapa por confidencialidad empresarial.

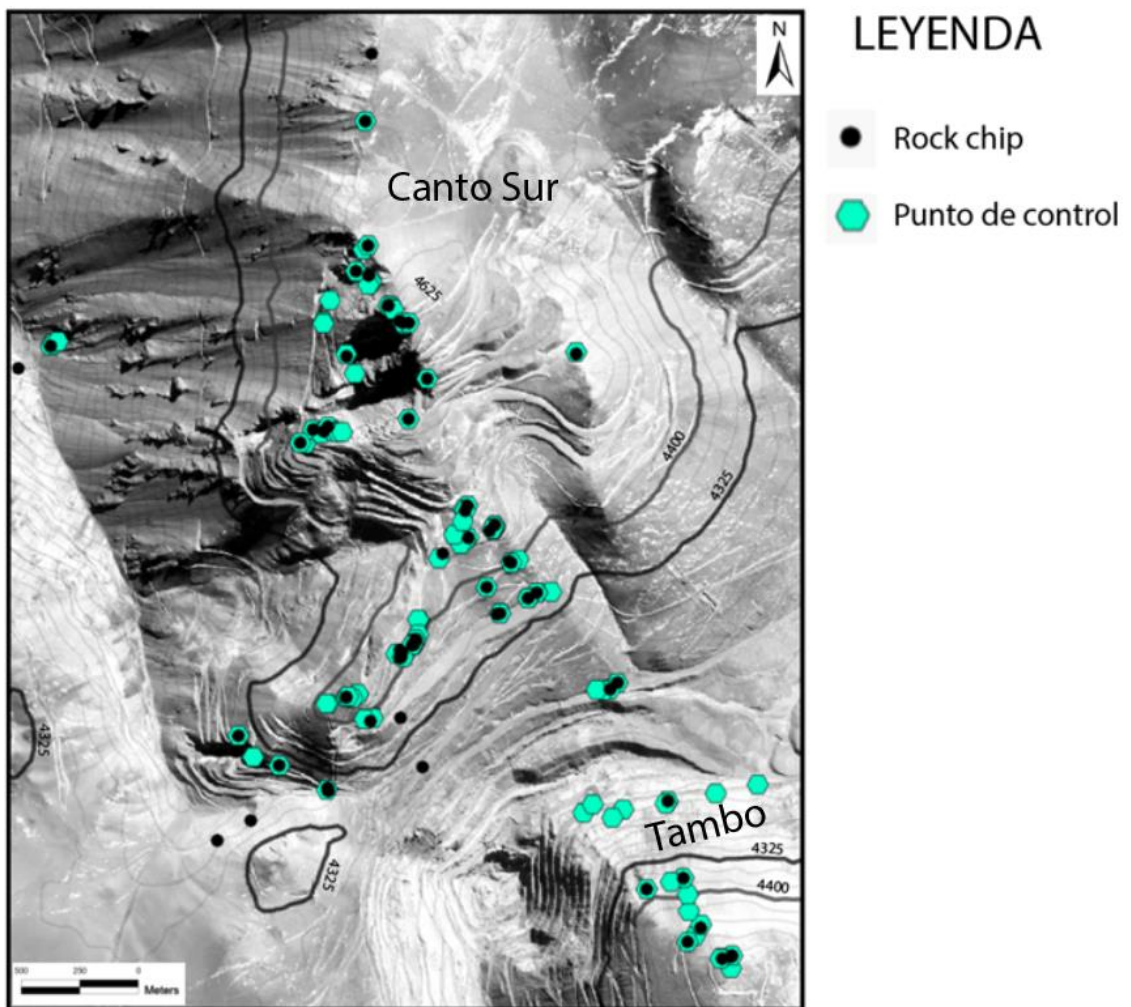


Figura 5-1. Mapa de puntos de control y muestras recolectadas en superficie, a lo largo del área de Tambo y Canto Sur. Elaboración propia.

5.1 Mapeo, petrografía y espectrometría (SWIR)

En el análisis petrográfico se realizó a 24 muestras (figura 5-2), las cuales fueron seleccionadas para corroborar la litológica definida en terreno y complementar la mineralogía de alteración. Las cuales estaban alteradas con diversos grados de intensidad, y modos de ocurrencia (por ejemplo: alunitas, arcillas, micas blancas, turmalina, etc.).

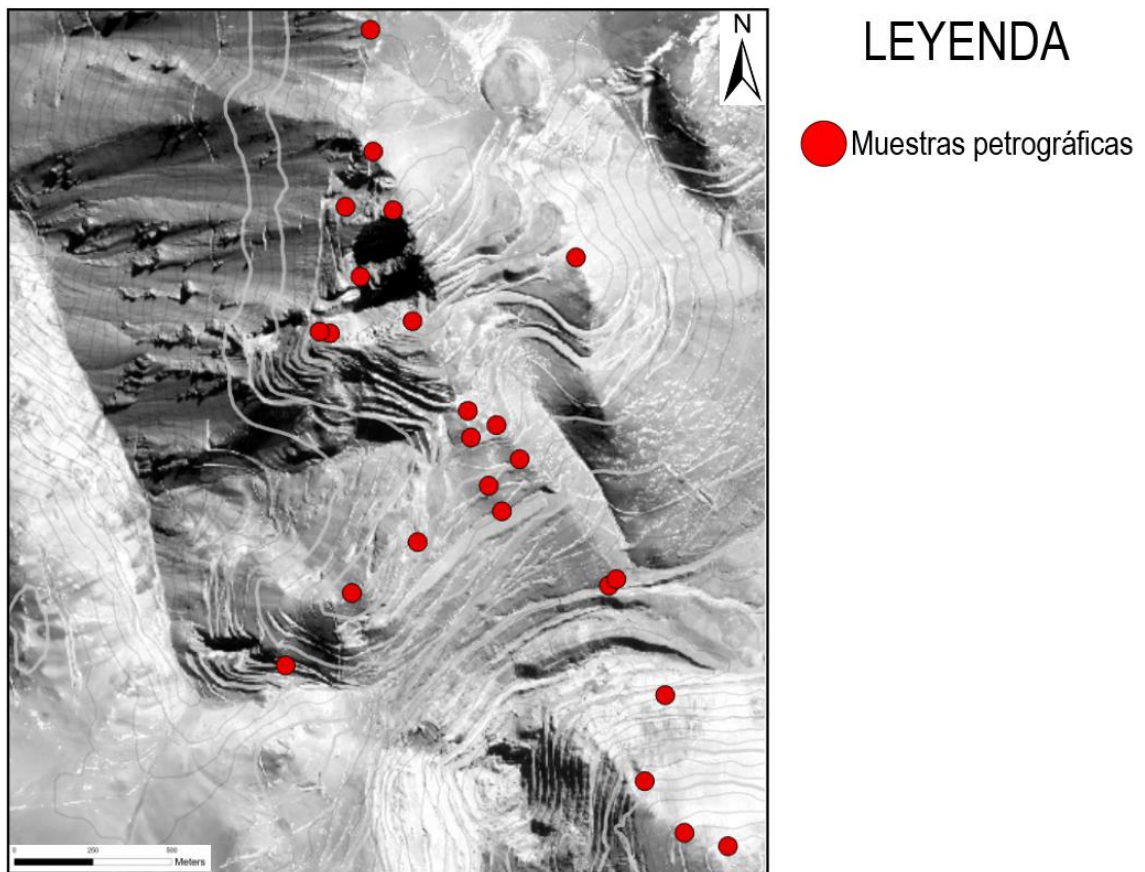


Figura 5-2. Se observa la distribución espacial de las muestras seleccionadas para análisis petrográficos. Elaboración propia.

Es por esto que, con la información recolectada en terreno, análisis SWIR y petrográficos, se describen a continuación las unidades litológicas y de alteración hidrotermal.

5.1.1 Unidades Litológicas

A continuación se describen las unidades litológicas definidas en el área de estudio (figura 5-3).

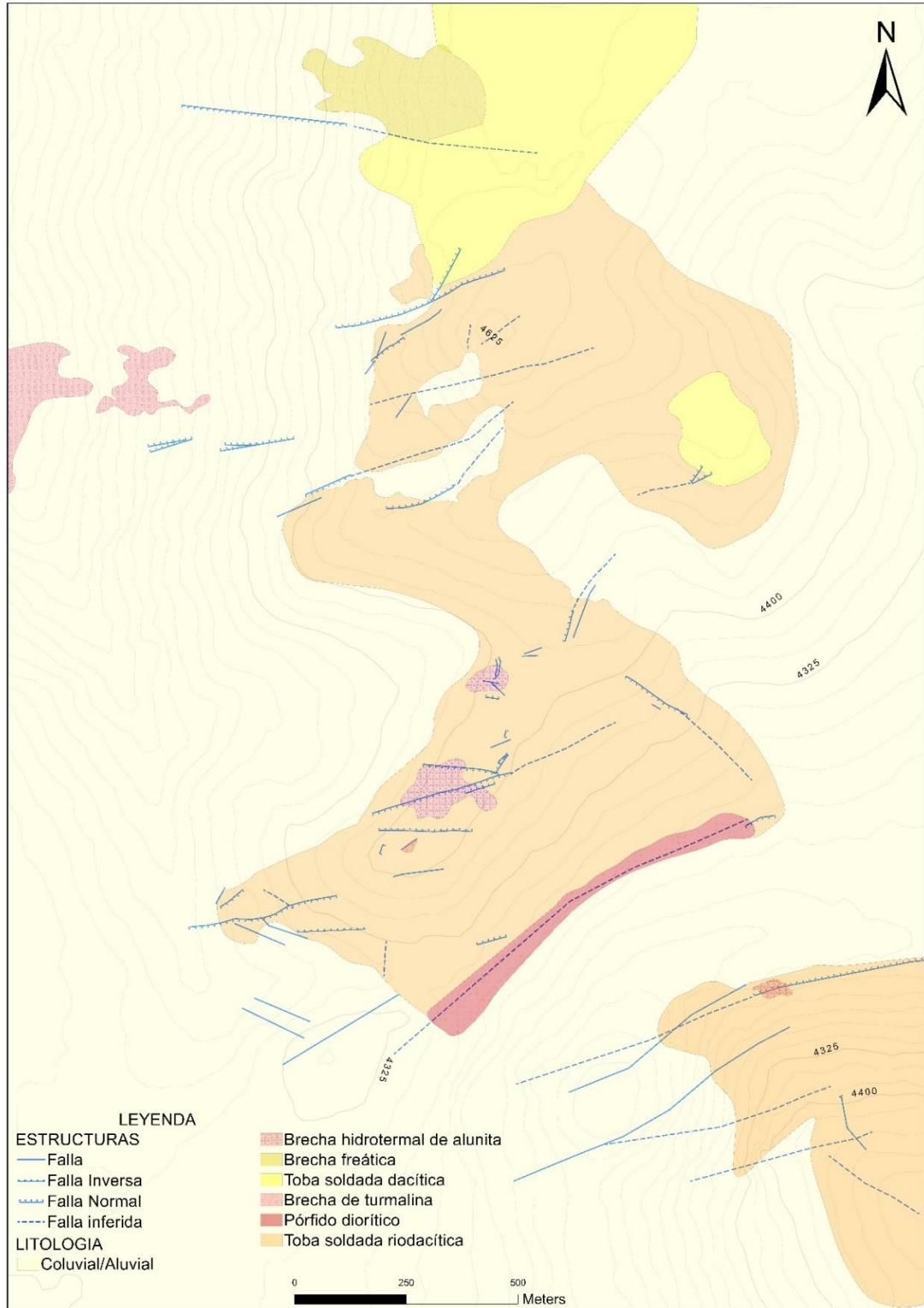


Figura 5-3. Mapa litológico del área de Canto Sur - Tambo. Geología estructural realizada por Cirrus Spa, 2021. Elaboración propia.

5.1.1.1 Toba soldada riodacítica

Esta unidad se distribuye extensamente en el área de estudio (Figura 5-2). Tiene textura piroclástica, la cual se caracteriza por fragmentos mayores (30 %) inmersos en una matriz (70 %) vítrea que exhibe generalmente textura eutaxítica (ver figura 5-12. A). Los fragmentos mayores se componen de plagioclasas, cuarzo, sanidina, escasas biotita y minerales máficos, fragmentos líticos y juveniles (Figura 5-12. A, B, C y D). Las plagioclasas son subhedrales, frecuentemente, fracturadas con tamaños > 2 mm, alteradas moderada a intensamente por arcillas y sericitas, y localmente por epidota y calcita. La sanidina es subhedral con tamaños > 1 mm, reemplazadas por sericita y arcillas. Los cristales de cuarzo son redondeados, anhedrales con tamaños > 2 mm y exhiben textura embahiada. Pseudomorfo tabulares de biotita reemplazados por clorita, con tamaños > 1 mm. Los fragmentos líticos tienen tamaños > 2 mm, los fragmentos exhiben textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasas, cuarzo y biotitas inmersos en una matriz afanítica, y otros con textura piroclástica, generalmente alterados por sericitas y arcillas. Los fragmentos juveniles están constituidos por fiamas y pómez, los fiamas, tienen geometrías planas y alargadas con terminaciones plumosas (figura 5-4. A), mientras que, las pómez son redondeadas a ovalados. La matriz está compuesta principalmente de vidrio y minerales de la misma composición que los fragmentos mayores, con tamaños < 1 mm. Generalmente exhibe textura eutaxítica a fluidal.

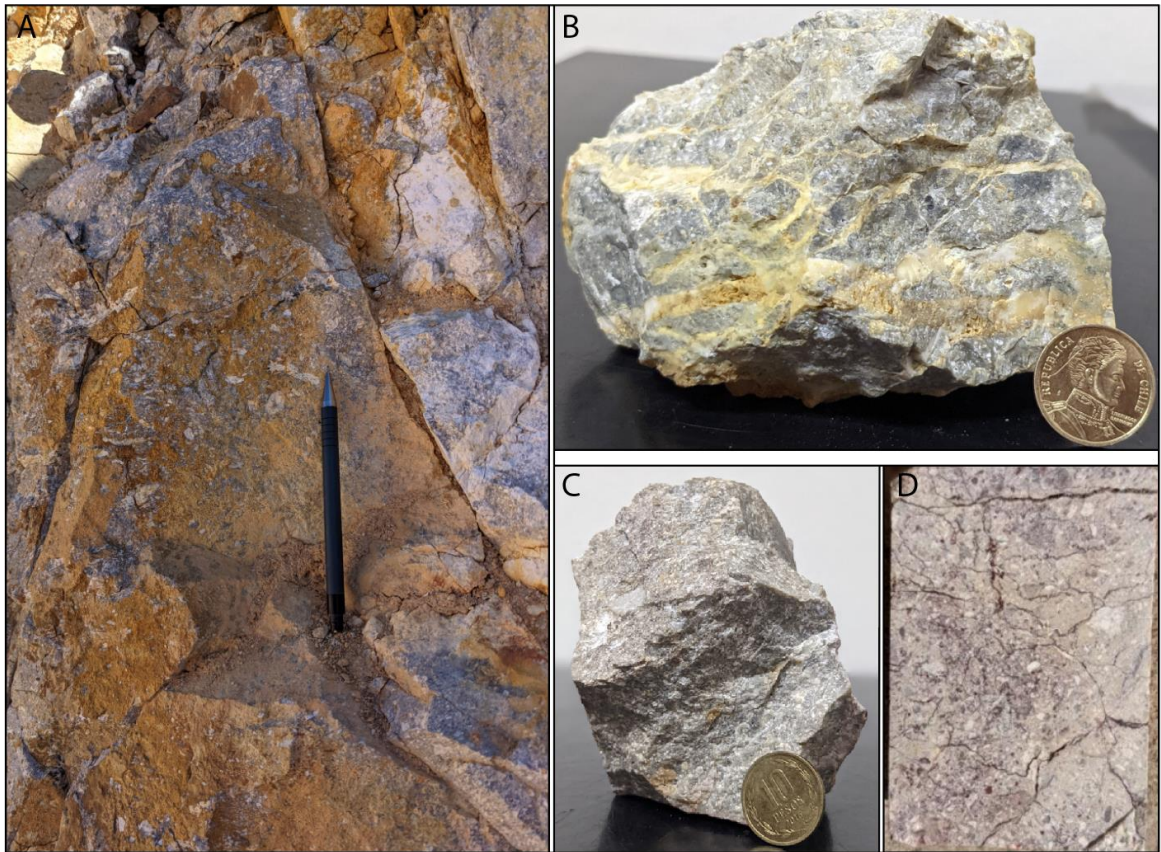


Figura 5-4. Se observan muestras representativas de afloramientos del área de estudio. A) Afloramiento que destaca la textura eutaxítica y fragmentos juveniles. B) Muestra del área de Tambo silicificada y con vetillas de alunita, destacando fragmentos líticos y feldespatos (color blanco). C) Muestra de un banco de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la textura piroclástica, fragmentos líticos y feldespatos. D) Rechazo de una muestra enviada a petrografía, ubicada en el área de Canto Sur, destacando los feldespatos subhedrales, fragmentos líticos y matriz afanítica. Elaboración propia.

No se observó una estratificación clara en terreno, ya que, esta unidad está muy fracturada, sin embargo, se midió la orientación de los fragmentos juveniles (fiames) que fueron considerados como S0. En la parte central y al sur del área de Canto Sur las tobas soldadas tienen rumbo en dirección NE y se inclinan hacia el SW. Las tobas soldadas que están en la parte central de Canto Sur tienen una orientación de 211/36 (cc) (figura 5-5. A) las cuales fueron alteradas intensamente por pistacita, clorita, arcillas y sericitas otorgándole un color verde pardo. Las tobas soldadas en los muros sur de los ex pit de producción de Canto Sur al norte del área, tienen una orientación 255/ 52 (cc) (figura 5-5. B) las cuales fueron alteradas por cuarzo, turmalina y sericitas.

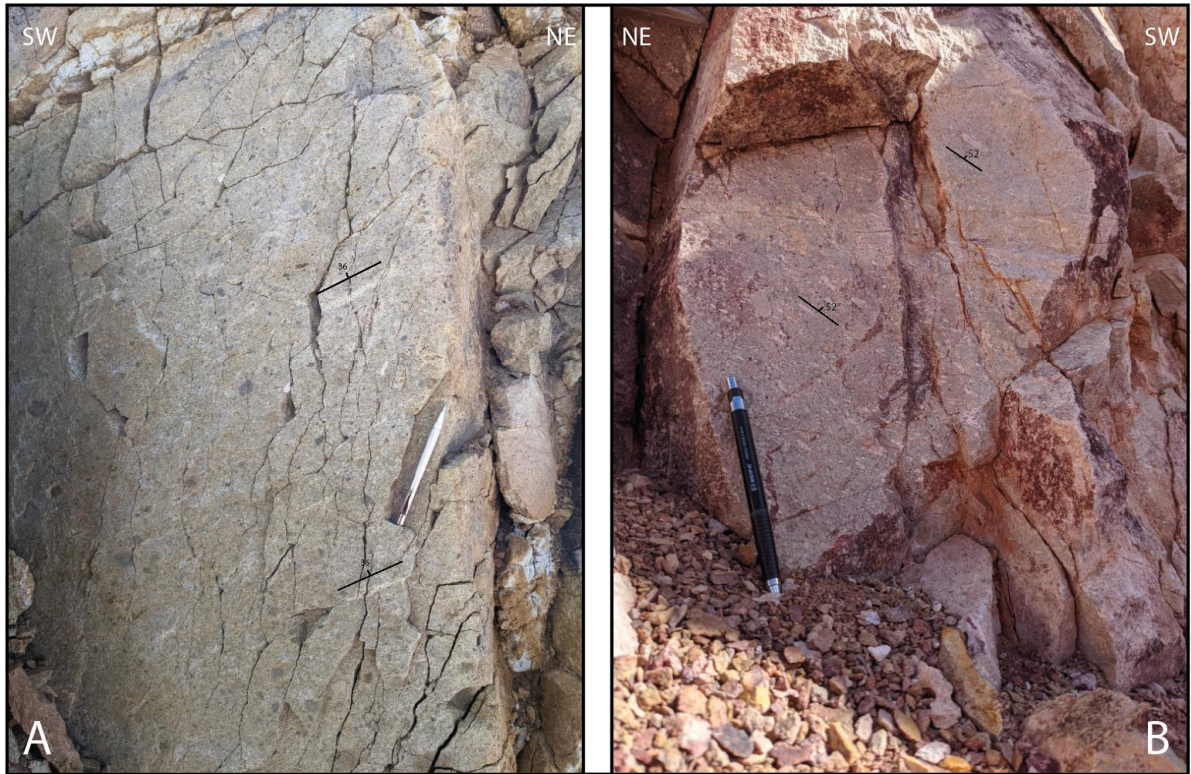


Figura 5-5. Afloramientos del área de Canto Sur en los cuales se midió la orientación S0 en fiames. A) Afloramiento verde pardo situado en la parte central del área de Canto Sur, destacando los fragmentos juveniles (fiames). B) Afloramiento gris situado en los márgenes de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando los fragmentos juveniles (fiames). Elaboración propia.

5.1.1.2 Pórfido diorítico

Esta unidad solo fue reconocida en terreno, en la ladera sur del Cerro Canto a elevaciones sobre los 4200 m (figura 5-3), intruyendo a las tobas soldadas riolacíticas. Exhibe textura porfídica, la cual está compuesta por fenocristales de plagioclasas (40 %) y en menor cantidad cuarzo (5%), inmersos en una masa fundamental de masa crecida (55 %) (Figura 5-6. A). Está leve a moderadamente alterada por turmalina + pirita + cuarzo + sericitas, y pistacita reemplazando levemente a las plagioclasas (figura 5-14. B).



Figura 5-6. A) Muestra del pórfido diorítico, destacando la textura porfídica. B) Rechazo de la misma muestra A, destacando la alteración de las plagioclasas, vetillas de cuarzo + turmalina + pirita. Elaboración propia.

5.1.1.3 Brecha hidrotermal de turmalina

Esta unidad aflora localmente al noroeste del área Canto Sur, en las laderas occidentales del Cerro Canto a elevaciones sobre los 3900 m (Figura 5-3). Corresponde a un cuerpo irregular de aproximadamente 80 m x 40 m de ancho. Exhibe textura fragmental en mosaico, matriz soportada (60 %), moderada a mala selección y composición monomíctica. Los clastos tienen geometrías angulosas y subredondeadas (Figura 5-7. A). Los clastos corresponden a tobas soldadas riódacíticas, con geometrías angulosas, mostrando rotación. La matriz está compuesta por turmalina y los clastos están silicificados, en ocasiones se observan mini “diques” de turmalina con fragmentos de roca de menor tamaño, donde estos tienen halos sericiticos y/o cuarzo de grano fino (Figura 5-7. B).

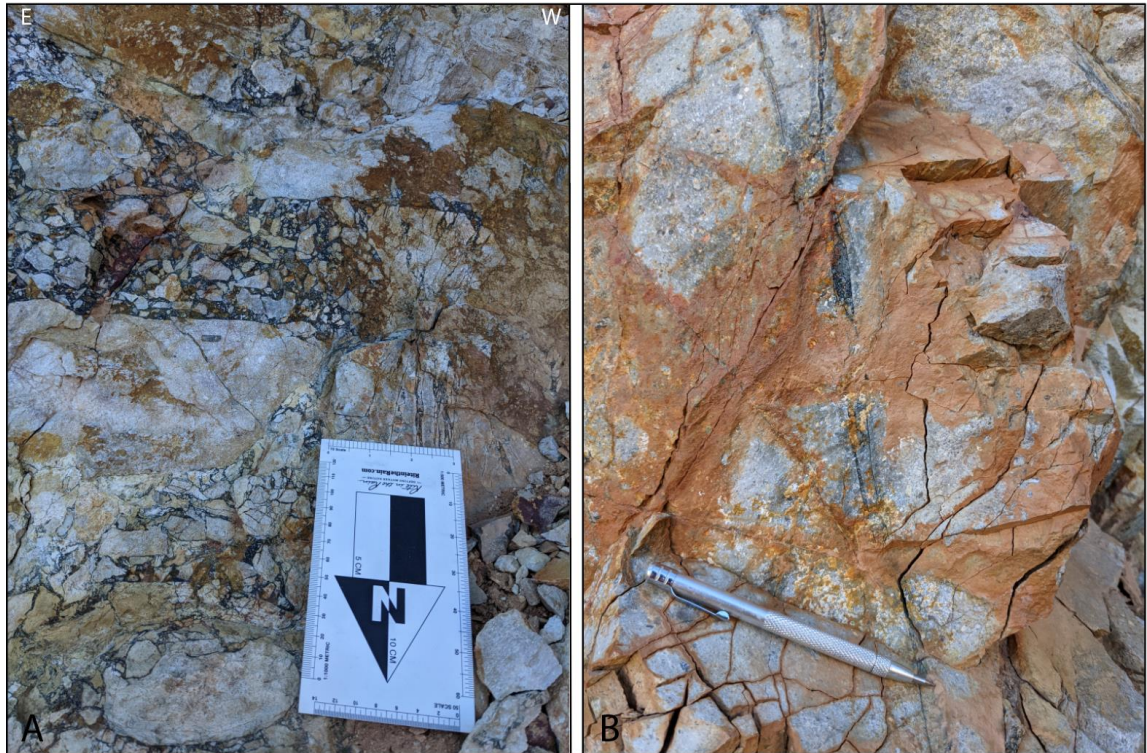


Figura 5-7. A) Se observa el afloramiento de la brecha de turmalina, destacando la textura en mosaico, rotación y geometría de los clastos, situado en la ladera oriental del Cerro Linderos frente al Cerro Canto. B) Se observa un mini “dique” de turmalina con halo de sericitas y/o cuarzo de grano fino, afectado a las tobas de la ladera occidental del Cerro Canto. Elaboración propia.

5.1.1.4 Brecha freática

Esta litología fue identificada localmente a una elevación de 4580 m al norte del área Canto Sur (Figura 5-11). Corresponde a un cuerpo irregular de 10 m x 20 m, clasto soportado (65 %), polimíctica con moderada a mala selección (Figura 5-8. A). Los clastos corresponden a fragmentos compuestos principalmente de sílice (fragmentos de cuarzo vuggy, sílice marrón, sílice de color piel y sílice calcedónica), con geometrías subangulosas a subredondeadas y tamaños entre 0.5 – 7 cm (Figura 5-8. B). La matriz se compone de polvo de roca, sílice granular grano fino y ojos de cuarzo. Corta a las tobas soldadas y aparentemente a las tobas dacíticas.

Además, se observó azufre nativo cristalino relleno de cavidades junto con caolinita, alunita, jarosita, goethita, y cavidades boxwork (Figura 5-8. A).

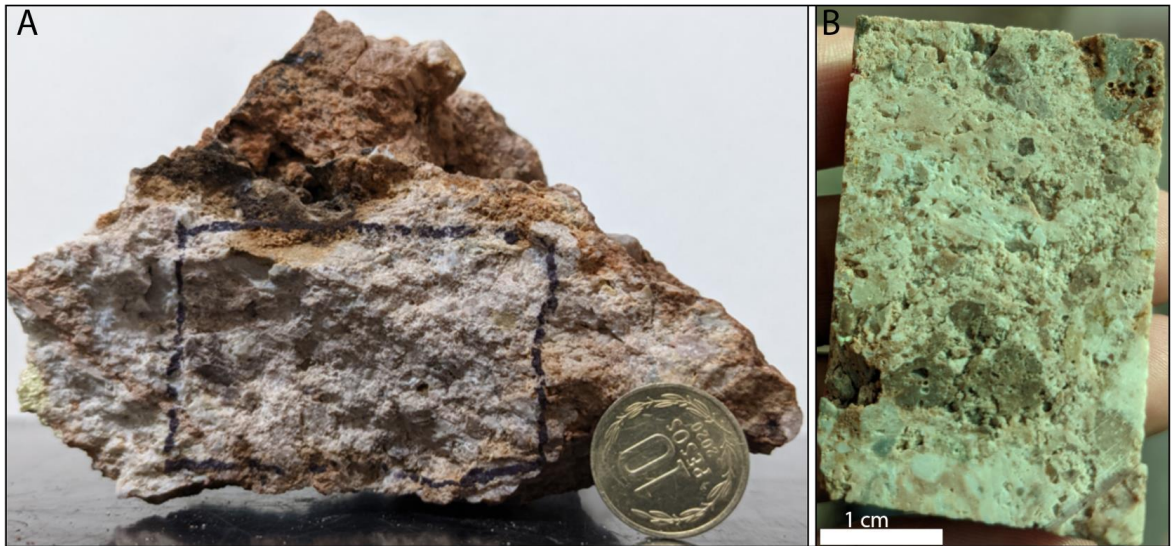


Figura 5-8. Muestras representativas del afloramiento. A) Corresponde a la muestra extraída del afloramiento, destacando la textura fragmental, composición de la brecha y el contenido de azufre (amarillo brillante). B) Corresponde al rechazo de la muestra A enviada al análisis petrográfico, destacando la composición y color de los fragmentos de la brecha. Elaboración propia.

5.1.1.5 Brecha hidrotermal de alunita

Ocurre principalmente en la parte centro sur del área Canto Sur (Figura 5-3) aproximadamente los 4400 m de elevación donde la alunita cristalina de grano grueso (figura 5-9. A) rellena fracturas y cementa fragmentos de las tobas soldadas riódacíticas previamente alteradas también por alunita cristalina de grano fino, que reemplazada aparentemente a los feldespatos y/o fragmentos juveniles. Es monomictica, clastosoportada (60%), con geometría irregular, abarca un área aproximada de 50 m² está controlada por fallas normales (Figura 5-9. B) que además posiblemente controlan la mineralización de Au.



Figura 5-9. Brecha hidrotermal de alunita. A) Alunita cristalina relleno de fracturas. B) Afloramiento cortado por una veta falla, el polígono blanco destaca la zona. Elaboración propia.

5.1.1.6 Toba cristalina dacítica

Esta unidad solo fue identificada en el área de Canto Sur, al norte y al este de la misma (Figura 5-3). Tiene textura fragmental la cual se compone de cristales de cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos y juveniles, inmersos en una matriz fina tamaño ceniza (68 %) (Figura 5-10. A). Los cristales de cuarzo son anhedrales, exhiben textura embahada, geometrías redondeadas y tamaños entre 0.2 – 3 mm, tipo “ojo de cuarzo”, con un aspecto fresco (Figura 5-10. A y B). Los feldespatos son subhedrales, con geometrías tabulares y tamaños entre 0.2 – 2 mm, generalmente reemplazados por arcillas. Los fragmentos líticos tienen geometrías subangulosas a redondeados, algunos tienen textura piroclástica y otros están intensamente silicificados, con tamaños entre 1 – 3 mm. Los fragmentos juveniles tienen geometrías redondeadas alargadas con terminaciones plumosas, con tamaños ≤ 3 mm. La matriz es de grano fino tamaño ceniza generalmente silicificada (Figura 5-10. B). Sobre yacen a las tobas soldadas riódacíticas en discordancia (Cirrus Spa, 2021), esta relación de contacto fue identificada en terreno. Ambos afloramientos de esta unidad en el área de Canto Sur están alterados por caolinita + cuarzo + alunita + azufre (descrita más adelante).

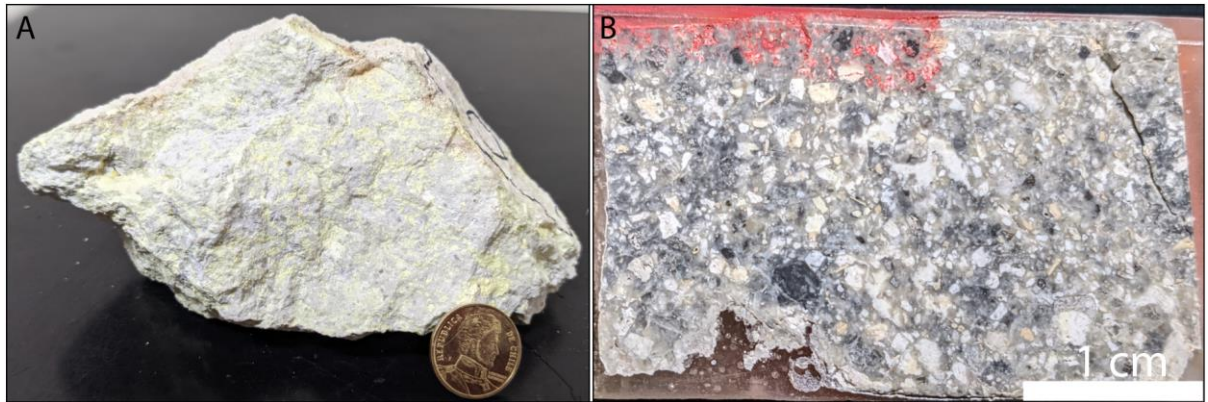


Figura 5-10. Muestras representativas de esta unidad. A) Muestra del afloramiento situado en Canto Sur, al norte del área de estudio, destacando los cristales de cuarzo tipo “ojos de cuarzo” y alteración de caolinita + azufre. B) Muestra del afloramiento situado en Canto Sur, al este del área de estudio, destacando la textura piroclástica, feldspatos subhedrales, ojos de cuarzo y fragmentos juveniles y líticos previamente silicificados. Elaboración propia.

5.1.2 Alteración hidrotermal

A continuación, se describe el modo de ocurrencia e intensidad de las asociaciones mineralógicas identificadas y su relación temporal. Cabe destacar que se utilizó el término “asociación mineral” para referirse a la ocurrencia de minerales en un mismo espacio, asumiendo que se crearon bajo las mismas condiciones de pH y temperatura. En la Figura 5-11 se observa el mapa de alteraciones tipo del área de estudio Canto Sur – Tambo.

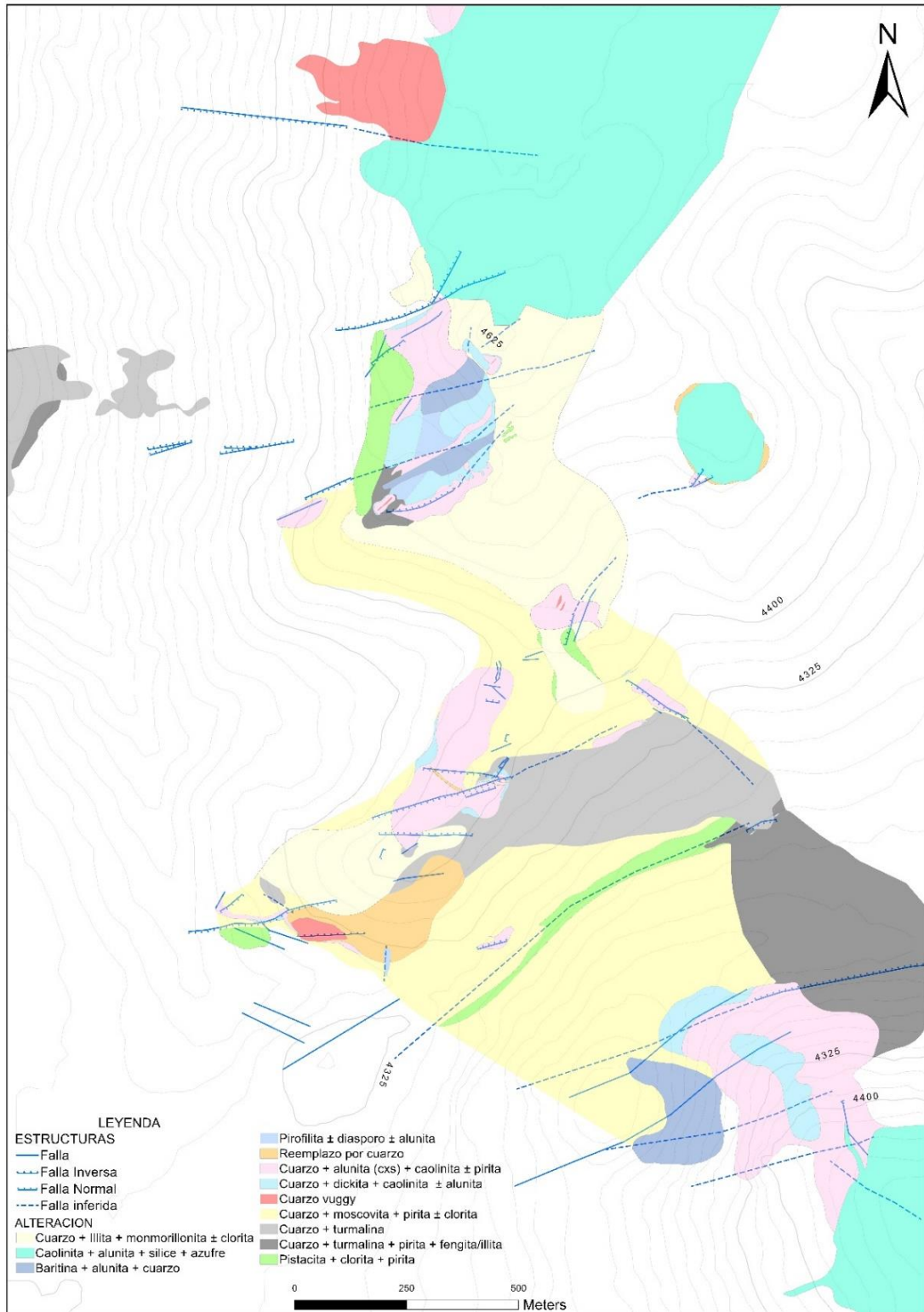


Figura 5-11. Mapa de asociaciones mineralógicas del área Canto Sur - Tambo. Geología estructural realizada por Cirrus Spa 2021. Elaboración propia.

5.1.2.1 Pistacita + clorita ± pirita ± calcita

Esta asociación mineralógica está localmente distribuida en el área de Canto Sur (Figura 5-11) afectando a las tobas soldadas riódacíticas al noroeste de manera moderada a intensa, en la periferia de los ex pit de producción, localmente la parte central (figuras 5-12. A), y al suroeste alterando al pórfido diorítico (Figura 5-3).

La epidota ocurre reemplazando a las plagioclasas y/o máficos (Figura 5-12. B y D) con intensidad leve a moderada. Localmente ocurre en vetillas, estas últimas se observan en una en afloramiento local y una sola muestra; las vetillas son de pistacita y cortan a los feldespatos y fragmentos líticos previamente alterados por sericita (Figura 5-12. D y E). La clorita ocurre reemplazando selectivamente a las biotitas frecuentemente acompañadas con anatasa, la cual se localiza en los clivajes de estas. La pirita ocurre subordinada inmersa en los feldespatos y matriz rocosa, en la parte central de Canto Sur. En menor cantidad se identificó goethita asociada con arcillas.

Localmente se identificó clinzoicita a una elevación de 4255 m al sur en el área de Canto Sur, reemplazando intensamente a feldespatos en una muestra representativa del pórfido diorítico. La calcita ocurre localmente en la parte central de Canto Sur a 4423 m de elevación, en contacto con pistacita reemplazando a las plagioclasas (Figura 5-12. C). En la parte central de Canto Sur esta alteración, aparentemente es sobre impuesta por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita (Figura 5-12. C), ya que, se observó sericita de grano fino rodeando a las pistacitas que reemplazan a los feldespatos.

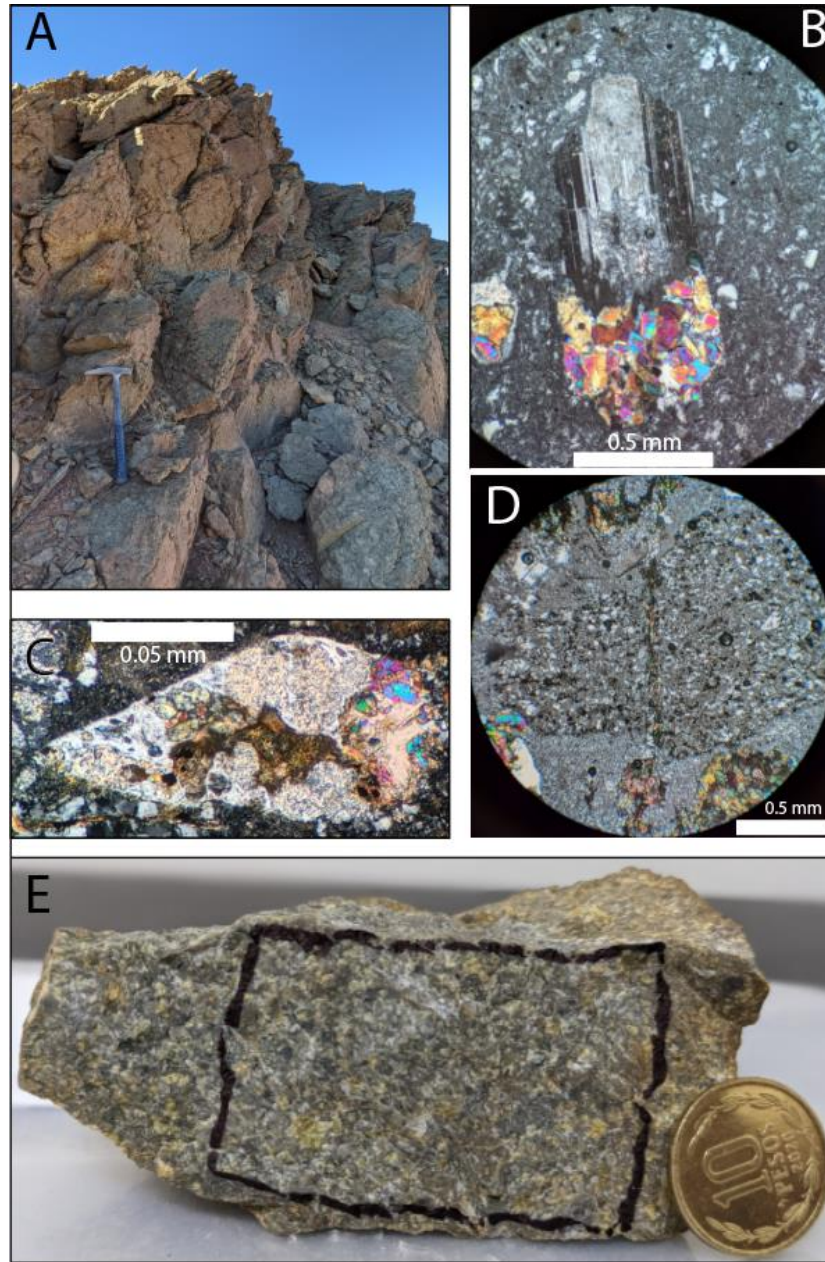


Figura 5-12. Se observan muestras representativas afectadas por esta alteración. A) afloramiento de color verde ubicado en el centro de Canto Sur. B) Sección transparente en NC de la muestra 560200096; plagioclasas reemplazada por pistacita. C) Sección transparente en NC de la muestra 560099926 extraída del afloramiento observado en A; feldespato reemplazado por pistacita + calcita, sericita y opacos. D) Sección transparente en NC de la 560200341 observada en E; Fragmento lítico cortado por una vetilla de pistacita, y feldespatos reemplazados completamente por pistacita. E) Muestra representativa de afloramientos situados al noroeste del área de Canto Sur. Elaboración propia.

5.1.2.2 Cuarzo + moscovita/illita + pirita ± clorita

Esta asociación mineralógica ocurre principalmente en el área de Canto Sur (figura 5-11) afectando a las tobas soldadas riódacíticas con intensidad moderada, las cuales conservan su textura original. Esta alteración se observó hasta aproximadamente los 4450 m de elevación.

Generalmente se observó un total reemplazo de los feldespatos y fragmentos juveniles (fiames y pómez) por sericitas, que mediante el análisis SWIR fueron identificadas como moscovitas (figura 5-13. A y B). Pseudomorfos de biotitas reemplazados por clorita y anatasa situada en los clivajes de estas (Figura 5-13. C). Los fragmentos líticos contenidos en estas rocas conservan sus texturas a pesar de la alteración, siendo alterados por sericitas y cuarzo. El cuarzo reemplaza a la matriz de las tobas y rellena cavidades. La pirita ocurre diseminada en toda la roca con hábito cúbico, de grano medio a fino (figura 5-13. D). Esta alteración está sobreimpuesta por cuarzo + illita + montmorillonita en la parte central de Canto Sur y al norte es sobre impuesta por una alteración de epidota + clorita (Figura 5-12. D) en las partes marginales de los ex pit de producción, y al suroeste es sobreimpuesta por vetillas de cuarzo + alunita y vetillas de cuarzo + turmalina (Figura 5-11).

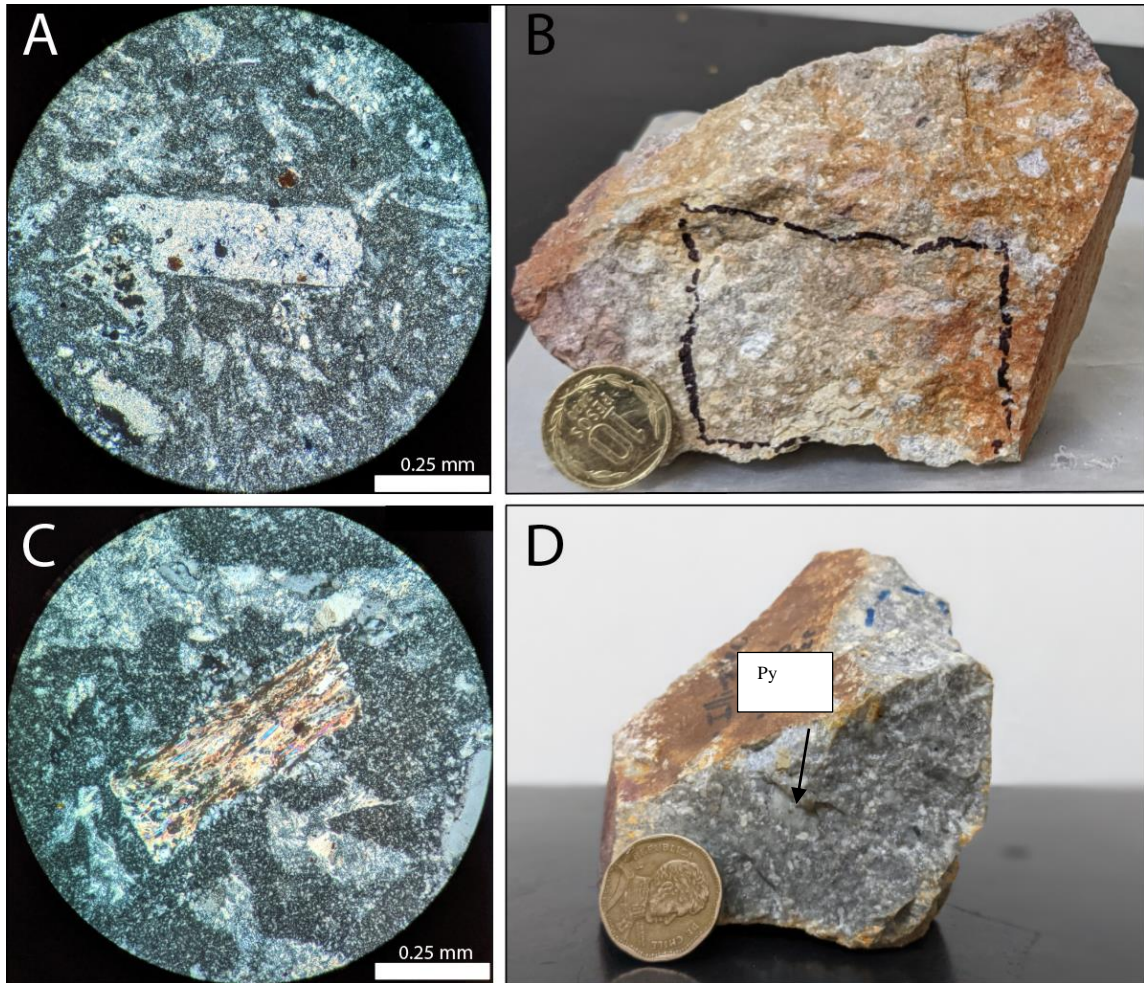


Figura 5-13. Muestras representativas afectadas por esta alteración. A) Sección transparente en NC de la muestra 56009928; feldespato y juveniles reemplazados por sericita, y matriz reemplazada por cuarzo micro granular. B) Muestra 56009928. C) Sección transparente en NC de la muestra 56009928; pseudomorfo de biotita reemplazado por clorita y anatasa, y juveniles reemplazados por sericita. D) Muestra 56009932, destacando la ocurrencia de pirita diseminada, feldespatos alterados por sericita y matriz silicificada. Elaboración propia.

5.1.2.3 Cuarzo + illita + montmorillonita \pm clorita \pm pirita

Esta asociación mineralógica ocurre el área de Canto Sur afectando principalmente a las tobas soldadas riódacíticas (Figura 5-11) a elevaciones sobre los 4380 m aproximadamente, conservando su textura original.

Los feldespatos están reemplazados por illita y montmorillonita otorgándoles un color verde agua, el cuarzo ocurre relleno de cavidades en menor cantidad. Los fragmentos juveniles están rellenos por montmorillonita + illita y cuarzo en menor cantidad (Figura

5-14. A y B). Pseudomorfos tabulares de biotita reemplazados por clorita y anatasa en sus clivajes. La matriz está reemplazada por cuarzo y arcillas.

Se identificó pirita en menor cantidad, diseminada en la matriz y fragmentos líticos al norte del área de Canto Sur a elevaciones sobre los 4560 m (Figura 5-14 G).

Afecta a las tobas soldadas de manera intensa en el límite norte del área del Canto Sur, justo por debajo de las tobas cristalinas alteradas por caolinita + sílice + alunita + azufre ± pirita (Figura 5-14. C). En la parte central de Canto Sur se sobreimpone a las rocas previamente alteradas por pistacita + clorita ± calcita (Figura 5-12. C). Al suroeste sobre los 4400 m altera a las tobas soldadas con intensidad moderada a leve. Mientras que al sureste a elevaciones sobre los 4380 m donde las tobas soldadas son afectadas de manera más intensa, los fragmentos líticos de estas exhiben bordes de cuarzo micro granular, y pequeños cristales de rutilo euهدral diseminados en la toda la roca (Figura 5-14. D, E y F).

Las tobas soldadas afectadas por esta alteración al suroeste del área de Canto Sur, son cortadas por finas vetillas de alunita + jarosita de color amarillo pálido a crema y también por vetillas de hematita, de igual modo al norte de Canto Sur donde se observó esta misma sobreimposición de vetillas (Figura 5-14 G).

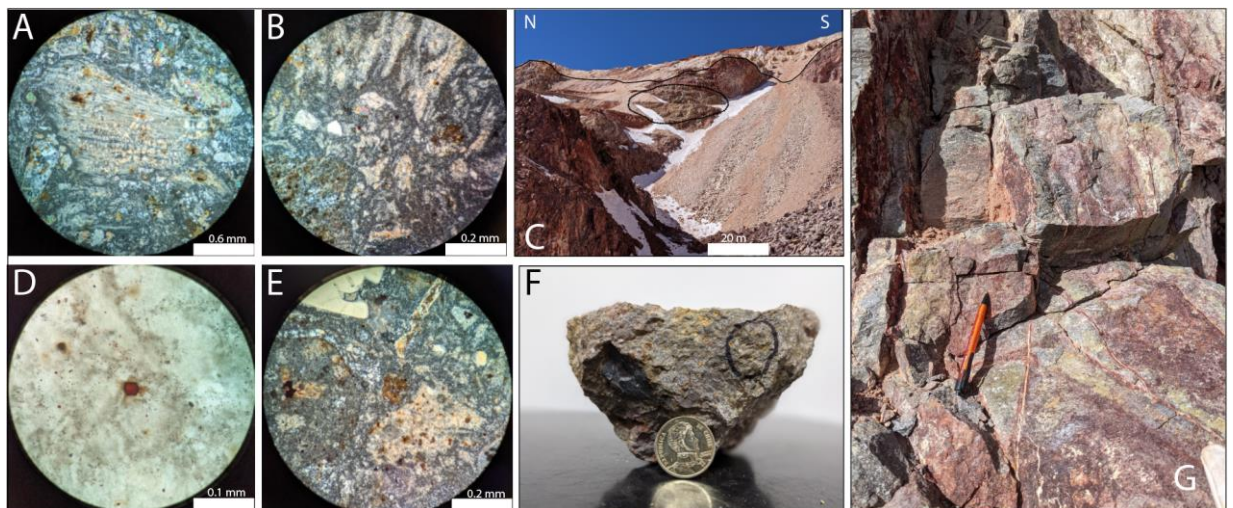


Figura 5-14. Se observan secciones transparentes, afloramientos y una muestra, representativas de esta alteración. A) Sección transparente en Nc de la muestra 560099926, destacando un fragmento juvenil en el centro de la imagen, reemplazado por sericitas, arcillas y en menor cantidad opacos. B) Sección transparente en Nc de la muestra 560200339, destacando juveniles y feldespatos reemplazados por arcillas y sericitas. C) Afloramiento intensamente alterado por esta alteración (circulo con líneas segmentadas) en los muros superiores del ex pit de producción en el límite norte del área de Canto Sur, que, además está cubierto por la alteración caolinita + sílice + alunita + azufre (afloramiento de color

blanco), delimitado por la línea negra continua. D) Sección transparente en Lpp de la muestra 560200339, destacando un pequeño cristal euhedral de rutilo. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200339, destacando un fragmento lítico con bordes de cuarzo micro granular en el lado izquierdo de la imagen, un pequeño pseudomorfo de biotita reemplazado por clorita en la parte superior de la imagen. F) Muestra 560200339. G) Afloramiento al norte de Canto Sur a una elevación de 4620 m, destacando las vetillas de alunita + jarosita con halos hematíticos que cortan a la roca previamente alterada esta alteración cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita. Elaboración propia.

5.1.2.4 Cuarzo + dickita + caolinita ± alunita ± pirita

Esta asociación mineralógica se encuentra adyacentemente a zonas alteradas con alunita cristalina en toda el área de estudio (Figura 5-11), además se observó una estrecha relación con la ocurrencia de sulfuros (pirita). Las muestras afectadas por esta alteración fueron respaldadas por el análisis SWIR.

Afectando a las tobas soldadas riódacíticas moderada a intensamente, aunque conservan su textura original. La dickita ocurre selectivamente alterando a los feldespatos y rellenando cavidades (figura 5-15. A, B, H e I). Localmente la dickita + caolinita se superponen en zonas alteradas previamente por alunita (cristalina) que reemplaza a los feldespatos (figura 5-15. E y F). La pirita ocurre de manera diseminada en la matriz rocosa, también en feldespatos y/o juveniles (figura 5-15. C, D y G). Al suroeste del área de Canto Sur, localmente finas vetillas de cuarzo cortan a los feldespatos previamente reemplazados por dickita + caolinita (figura 5-15. J).

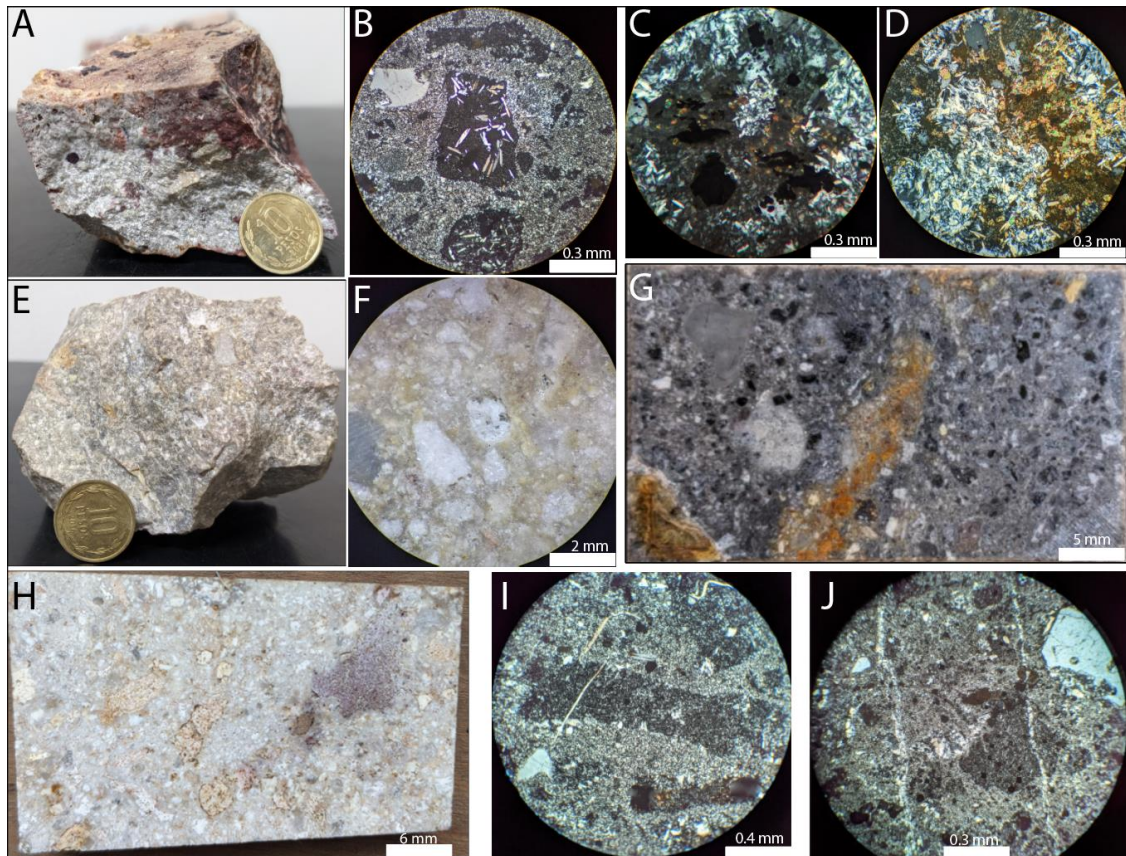


Figura 5-15. Se observan muestras con sus respectivas secciones transparentes, donde se seleccionaron las más representativas de esta alteración. A) Muestra 560200342, destacando feldspatos reemplazados por dickita + caolinita, en los halos de una zona “cuarzo vuggy”. B) Sección transparente en NC de la muestra 560200342 donde se observa en el centro de la imagen feldspatos reemplazados completamente por dickita ± alunita. C) Sección transparente en NC de la muestra 560200577*, destacando la ocurrencia de dickita de grano medio + pirita. D) Sección transparente en NC de la muestra 560200577*, destacando dickita de grano medio, cubierta por jarosita (color naranja) y clorita + sericita (?) (color verde pardo). E) Muestra 560061393, destacando los feldspatos reemplazados por dickita (color blanco). F) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 del rechazo de la muestra 560061393, destacando pseudomorfos de feldspatos reemplazados por alunita (cristales aciculares) sobreimpuestos por dickita + caolinita. G) Muestra 560200577*, destacando sulfuros (color negro), feldspatos reemplazados por dickita + caolinita (color blanco). H) Muestra 560099919, destacando feldspatos alterados por dickita + caolinita, posteriormente alterada por jarosita + hematita. I) Sección transparente en NC de la muestra 560099919, destacando feldspatos reemplazados por dickita + caolinita ± cuarzo. J) Sección transparente en NC de la muestra 560099919, destacando feldspatos reemplazados por dickita + caolinita, cortados por vetillas de cuarzo. Elaboración propia.

5.1.2.5 Cuarzo + alunita + caolinita ± dickita ± pirita

Esta asociación mineralógica afecta a las tobas soldadas riódacíticas y aparentemente con un control estructural (Figura 5-11). Se identificó la ocurrencia de 5 tipos de alunita, distinguiéndose entre sí por el hábito cristalino y modo de ocurrencia. Todas las rocas alteradas por esta asociación mineralógica, sufrieron un intenso reemplazo de los

minerales principales, aun así, conservado su textura original. Frecuentemente acompañadas por caolinita y cuarzo micro cristalino.

- Alunita “plumosa”: Este tipo y modo de ocurrencia de alunita solo fue identificado en el área de Canto Sur, se distribuye en vetillas de color amarillo porcelana (Figura 5-16. A), los cristales crecen desde las paredes de las fracturas, con hábito primático en forma de “dagas”. Estas vetillas fueron identificadas localmente en la parte central de Canto Sur y en los muros de los ex pit de producción al norte a elevaciones sobre los 4500 m (Figura 5-16. B y C).

El afloramiento en la parte central de Canto Sur (figura 5-11), presenta una intensa lixiviación previa de los feldespatos y/o juveniles exhibiendo textura “vuggy”, que posteriormente son cortadas por estas vetillas de alunita de color amarillo porcelana (Figura 5-16. A, D y E), mientras que, las tobas soldadas en la zona de los ex pit de producción, fueron alteradas previamente por dickita \pm pirofilita (?) \pm alunita que reemplazando a los feldespatos en forma de cúmulos donde luego son cortadas por vetillas de alunita “plumosa” (ver figura 5-16. C).

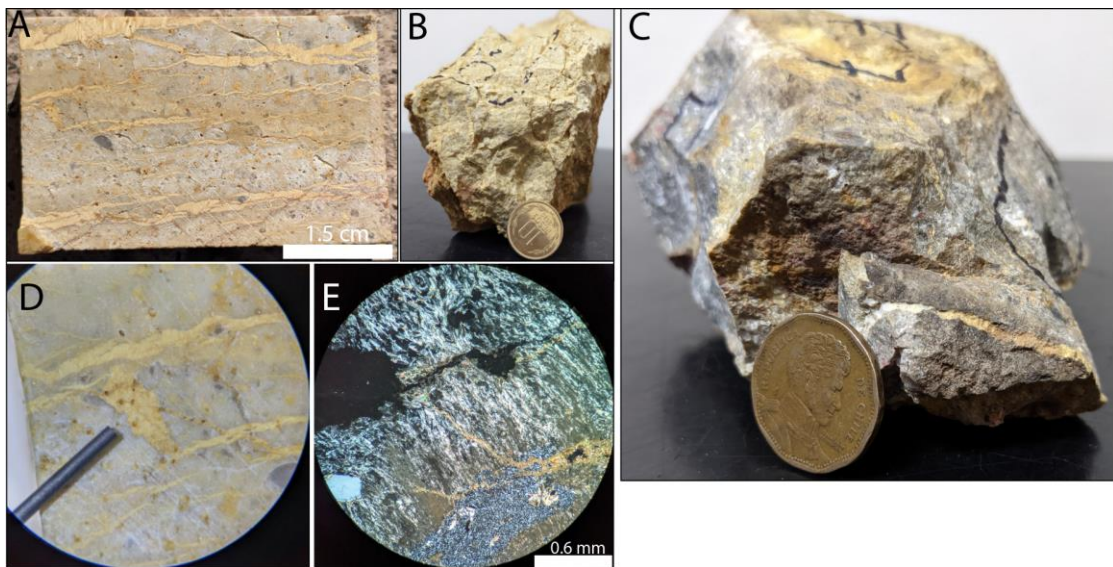


Figura 5-16. Se observan imágenes de las dos muestras en las que se identificó este modo de ocurrencia de alunita. A) Rechazo de la muestra 560200098, destacando las vetillas de alunita “plumosa”, en forma de trenzas. B) Muestra 560200098, representativa del afloramiento situado al centro del área Canto Sur. C) Muestra 560200577*, representativo de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de las vetillas de alunita “plumosa”. D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el aspecto trenzado y color amarillo porcelana de las vetillas, que además son cortadas por finas vetillas de alunita + jarosita. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200098, destacando el hábito de la alunita en las vetillas, además que son cortadas por finas vetillas de alunita + jarosita. Elaboración propia.

- Alunita en drusas (tetraédrica): Esta ocurrencia de alunita solo fue identificada en una sola parte de Canto Sur (Figura 5-11), localmente una vetilla con orientación W-E de 20 cm de espesor que corta a las tobas soldadas riódacíticas previamente alteradas por cuarzo + turmalina + moscovita fengítica/ilita (Figura 5-17. A y B), donde esta relación de corte se observó en terreno. La alunita exhibe un hábito prismático en forma de tetraedros con brillo metálico, cubiertas por hematita botroidal (Figura 5-17. C, D y E), mientras que, mediante el análisis microscópico se corroboró el hábito prismático de grano grueso, que además los cristales son cubiertos por alunita pseudocúbica contenida en un cemento de goethita + hematita (Figura 5-17. F). La roca hospedante de esta vetilla, en los halos de la misma, muestra que, los feldespatos fueron reemplazados por alunita acicular. Cabe destacar que a simple vista esta vetilla muestra un color rosado a burdeo, y el análisis SWIR corroboró la presencia de alunita.

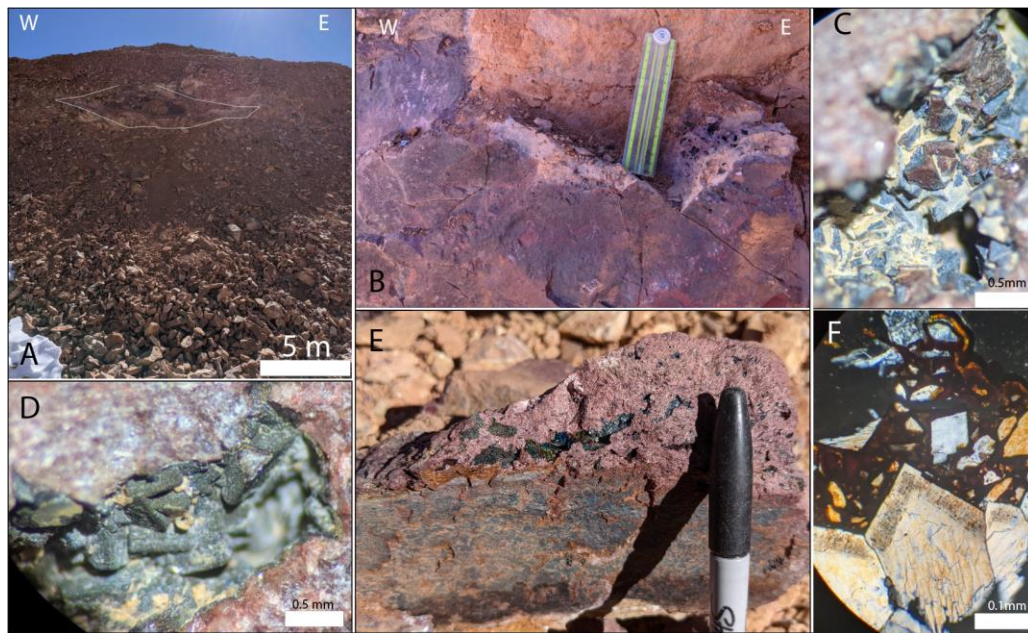


Figura 5-17. Imágenes representativas de la ocurrencia de este tipo de alunita. A) Afloramiento centro sur del área Canto Sur, la línea blanca destaca donde se identificó esta veta. B) Veta de alunita, destacando el color burdeo a rosado y a simple vista una textura “vuggy”. C) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 de la muestra 560200340, destacando los tetraedros de alunita. D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 de la muestra 560200340, destacando los tetraedros de alunita cubiertos por hematita botroidal. E) Imagen de la muestra 560200340, destacando el brillo metálico de la alunita que rellena cavidades. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560200340, destacando los cristales de alunita con hábito prismático que exhiben una zonación en sus bordes, y también son cubiertos por alunitas pseudocúbicas cementadas por goethita + hematita. Elaboración propia.

- Alunita en drusas (Huanguita): Únicamente en un solo afloramiento en el área de Canto Sur (mismo afloramiento de la veta de alunita en drusas, 10 metros al este de la figura 5-18. A), se identificó la ocurrencia de una vetilla de alunita de tonalidad anaranjada de 10 cm de espesor en dirección W-E, que corta al afloramiento alterado por cuarzo + moscovita fengítica/ilita (Figura 5-11). La vetilla es de color rosado anaranjado, y los cristales crecen desde las paredes hacia el centro, en forma de dientes interdigitándose entre sí (Figura 5-18. A). No se tiene información sobre la temporalidad con respecto a la ocurrencia de los demás tipos de alunita. Mediante el análisis SWIR, se identificó dicho mineral y composición (alunita-Ca) (Figura 5-18. B).

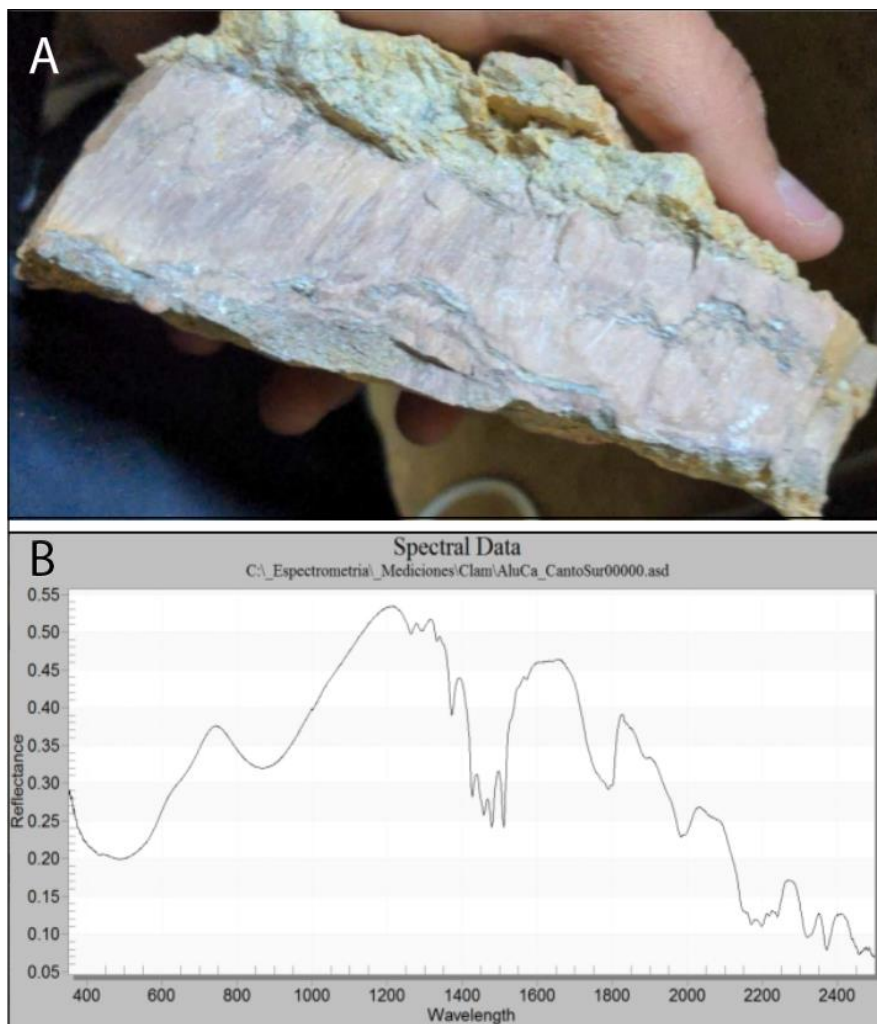


Figura 5-18. Se observa una veta de alunita Ca y su espectro representativo. A) Se observa la veta de alunita, destacando el hábito de sus cristales interdigitándose entre sí. B) Espectro característico de la veta de alunita, obtenido del análisis SWIR. Elaboración propia.

- Alunita laminar - tabular (“orejas de ratón”): Este modo de ocurrencia de alunita se observó en el área de Canto Sur, la alunita exhibe un hábito tabular de grano grueso, color rosado a marrón (Figura 5-19. A). Esta alunita rellena fracturas brechando localmente a las tobas soldadas riódacíticas al suroeste del área de Canto Sur (Figura 5-11 y Figura 5-19. B), los cristales de alunita alcanzan tamaños centimétricos. Los fragmentos de las brechas, están previamente alteradas por una lixiviación y reemplazo de los feldespatos por alunita acicular (Figura 5-19. A).



Figura 5-19. Imágenes representativas del modo de ocurrencia de este tipo de alunita. A) Se observan cristales de alunita con hábito tabular de grano grueso y fragmentos de las tobas previamente alteradas por cuarzo + alunita que reemplaza a los feldespatos y/o juveniles. B) Afloramiento donde se identificó esta ocurrencia de alunita, la línea blanca destaca la zona donde se intensifica la ocurrencia de este tipo de alunita. Elaboración propia.

- Alunita Acicular: Este modo de ocurrencia de alunita se observó en el área de Tambo y Canto Sur (Figura 5-11 y Figura 5-20. A), la alunita exhibe un hábito tabular - acicular reemplazando a los feldespatos y/o fragmentos juveniles (Figura 5-20. B, C y F) y relleno cavidades, en las tobas soldadas riódacíticas. Los cristales alcanzan tamaños hasta 0.5 mm, en algunas zonas se observó que están recubiertos por arcillas. En el área de Tambo ocurre relleno cavidades y fracturas a elevaciones sobre los 4400 m, a 4500 m de elevación se observó que estas alunitas están sobreimpuestas por una alteración caolinita + alunita + azufre ± pirita (Figura 5-20. D y G). En el área de Canto Sur las tobas

soldadas contienen alunita que reemplaza a los feldespatos y/o juveniles, en afloramientos locales, cercanos a los ex pit de producción (Figura 5-20. A y E) y en zonas de brechas hidrotermales (matriz de alunita; Figura 5-19. A).

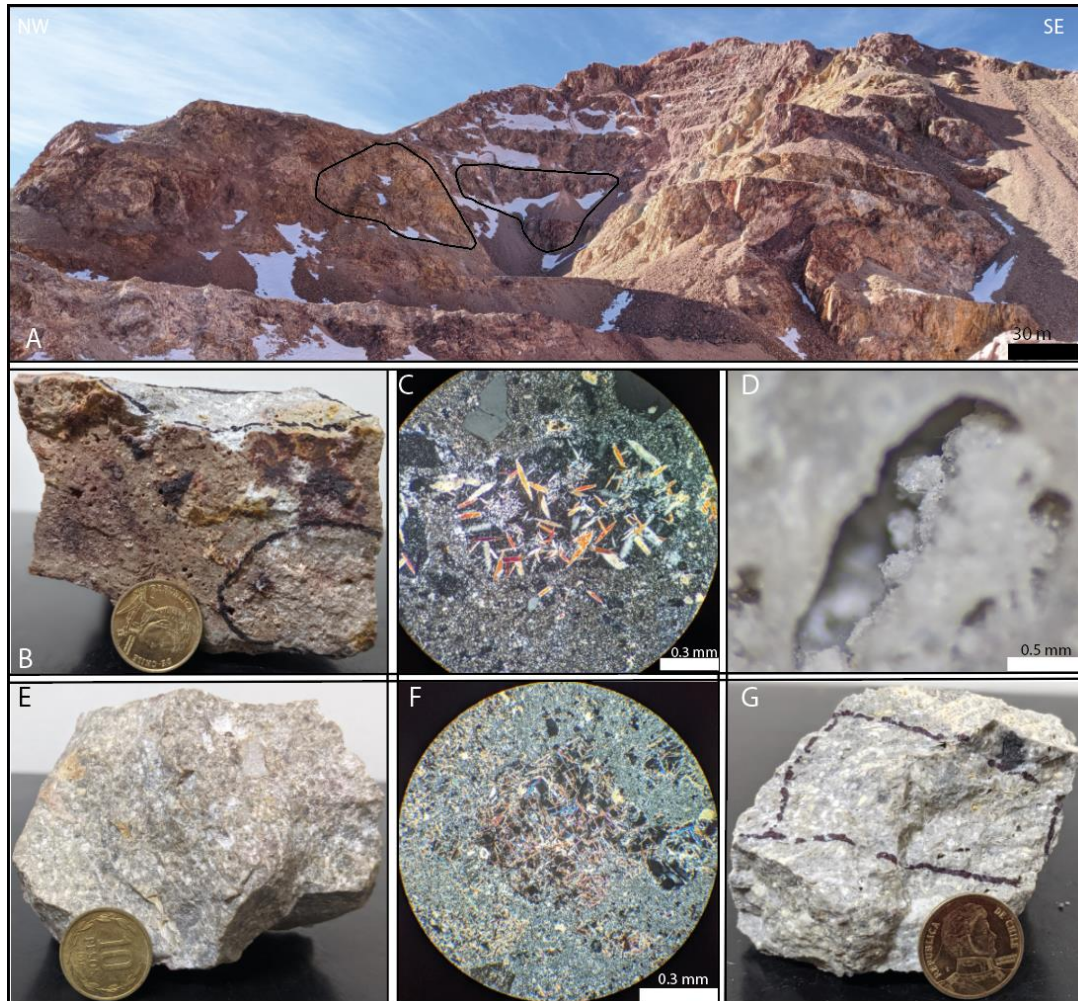


Figura 5-20. Imágenes representativas de las muestras, zonas y hábito cristalino, del modo de ocurrencia de este tipo de alunita. A) Se observan los ex pit de producción de Canto Sur, donde las líneas negras representan los muros donde ocurre este tipo de alunita. B) Muestra 560200342 extraída de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de alunita cristalina que rellena cavidades. C) Sección transparente en NC de la muestra 560200342, destacando un feldespato reemplazado por alunita acicular + arcillas, que está cubierta por arcillas y/o alunita de grano fino (?). D) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 en la muestra 560200090, destacando alunita tabular traslucida. E) Muestra 560061393 extraída de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560061393, destacando la alunita acicular que reemplaza a los feldespatos y fragmentos juveniles. G) Muestra 560200090 alterada por alunita tabular, y caolinita + sílice + alunita + azufre, donde esta última asociación mineralogía se superpone a la alunita tabular. En negro destaca la zona donde se realizó la sección transparente. Elaboración propia.

- Alunita tabular- prismática: Este modo de ocurrencia de alunita ocurre localmente en un afloramiento en el área de Canto Sur (Figura 5-11), sobre los 4400 m de elevación. Exhibe un hábito tabular – prismático rellenando cavidades y en vetillas (Figura 5-21. D y E), estas últimas cortan a las vetillas previamente descritas de alunita “plumosa” (Figura 5-21. B y C). Las alunita generalmente está acompañada y/o reemplazada por jarosita (Figura 5-21. D y E). En el área de Tambo se observó en terreno que finas vetillas de alunita + jarosita cortan cristales de turmalina diseminada (Figura 5-21. F) en las tobas soldadas riódacíticas previamente alteradas a los 4200 m de elevación, se asoció esta similitud de ocurrencia de alunita a las mismas vetillas identificadas en el Canto Sur.

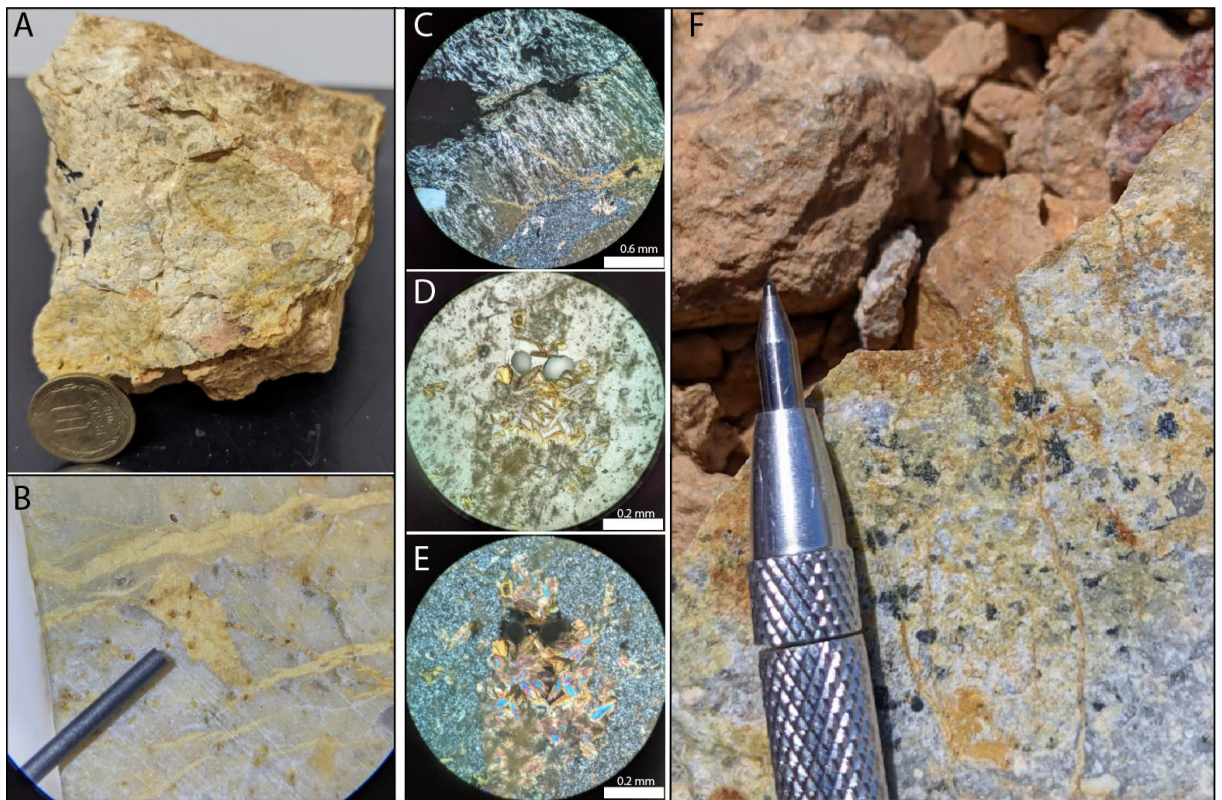


Figura 5-21. Imágenes representativas de este tipo de ocurrencia de alunita. A) Se observa la muestra 560200098, única muestra característica de este tipo de ocurrencia en el sector Canto Sur. B) Imagen tomada mediante una lupa binocular con aumento x4 en la muestra 560200098, destacando la relación de corte entre las vetillas de alunita “plumosa” y las vetillas de alunita + jarosita. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200098, destacando la relación de corte de estos dos tipos de vetillas mencionadas en B. D y E) Sección transparente de en Nc y Lpp de la muestra 560200098, destacando cristales de alunita reemplazados parcialmente por jarosita. F) Afloramiento ubicado en el área de Tambo, destacando las vetillas de alunita + jarosita (color) y relación de corte entre estas y los cristales de turmalina diseminadas. Elaboración propia.

5.1.2.6 Cuarzo + turmalina + moscovita/fengita + pirita

Esta asociación mineralógica ocurre en el área de Tambo y Canto Sur (Figura 5-11). En Tambo la turmalina ocurre diseminada con hábito acicular radial, en ocasiones en contacto con pirita, por otro lado, la sericita es de grano fino y ocurre alterando principalmente a los feldespatos y a la matriz de las tobas soldadas, el cuarzo rellena cavidades (Figura 5-22. A, B y C). Esta alteración fue observada a bajas elevaciones, sobre los 4200 m y por debajo de los 4325 m. Los feldespatos son reemplazados por sericitas, en donde el análisis SWIR las identifico como fengita.

En el área de Canto Sur esta asociación mineralógica se identificó en dos afloramientos, al sur frente a la ocurrencia en Tambo, y al norte. En el lado sur a los 4259 m de elevación, el afloramiento está sobreimpuesto por finas vetillas de pirofilita ± dickita que cortan a los feldespatos previamente alterados por sericitas de grano fino (Figura 5-22. G) y por vetillas de turmalina + cuarzo (Figura 5-22. E), estas últimas cortan a los cristales de turmalina acicular y a las vetillas de pirofilita (?) ± dickita (Figura. 5-22. D, F y H). Mientras que, al norte en los ex pit de producción a una elevación de 4348 m en uno de los muros, localmente la roca contiene turmalina acicular radial diseminada (Figura. 5-22. I), ahí la roca es cortada por un horizonte de 20 cm de espesor de alteración “cuarzo vuggy” + alunita cristalina que rellena las cavidades (Figura 5-20. B y C).

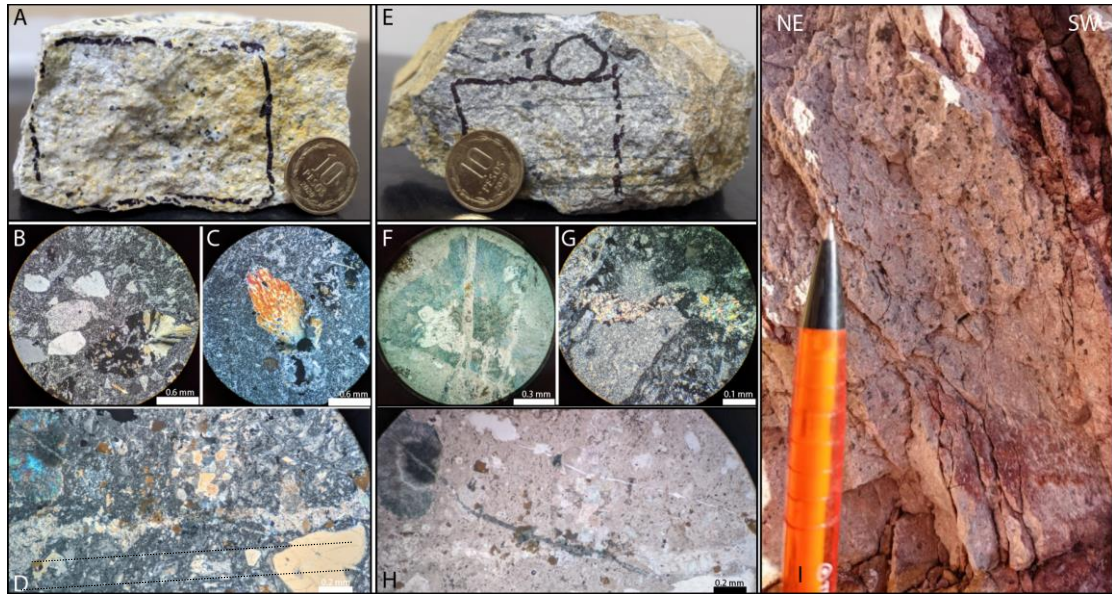


Figura 5-22. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica. A) Muestra 560200403, destacando la ocurrencia de turmalina diseminada, y área de la sección transparente. B) Sección transparente en Nc de la muestra 560200403, destacando feldespatos y juveniles alterados por sericitas, y turmalina con hábito acicular radial. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200403, destacando cristales de turmalina con hábito acicular acompañada de cuarzo y opacos. D y H) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre los cristales de turmalina acicular, vetillas de pirofilita (?) ± dickita (líneas segmentadas) y vetillas de turmalina + cuarzo. E) Muestra 560200095, destacando las vetillas de turmalina. F) Sección transparente en Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre cristales de turmalina acicular y vetillas de turmalina. G) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando vetilla de pirofilita (?) ± dickita cortando a pseudomorfos de feldespatos alterados por sericitas de grano fino. I) Afloramiento ubicado en uno de los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando la ocurrencia de turmalina diseminada. Elaboración propia.

5.1.2.7 Caolinita + azufre + sílice op ± alunita ± pirita

Esta asociación mineralógica se observó en el área de Tambo y Canto Sur, afectando a las tobas soldadas riódacíticas como a las tobas cristalinas dacíticas, en la cima de los cerros Elefante y Canto Sur (Figura 5-11).

En el área de Tambo (cerro Elefante) ocurre a elevaciones sobre los 4500 m, la roca presenta un color blanco con aspecto friable, una intensa lixiviación de los feldespatos y fragmentos juveniles, aunque la roca preserva su textura original (Figura 5-20. G y Figura 5-23. A y B). La caolinita, alunita, azufre y pirita subordinada rellenan cavidades. La caolinita y la alunita son de grano muy fino, mientras que el azufre se presenta con hábito cúbico a masivo (Figura 5-23. C y F) que además rellena fracturas por debajo de los 4500 m de elevación. La pirita se conserva localmente en partes donde la roca no sufrió una

intensa lixiviación, ocurre diseminada y es de grano fino, por otro lado, se observó que el azufre no es homogéneo si no que su ocurrencia es gradual, intensificándose de oeste a este incluyendo localmente parches de rocas alteradas por alunita + jarosita en vetillas (Figura 5-23. B).

Mediante el análisis microscópico se observó que esta asociación mineralógica está sobreimpuesta a una alteración previa de alunita \pm caolinita \pm pirita con trazas de diásporo (Figura 5-23. D), ya que la alunita temprana es de hábito tabular (Figura 5-20. D), mientras que la alunita más tardía exhibe un hábito pseudocúbico (Figura 5-23. E).

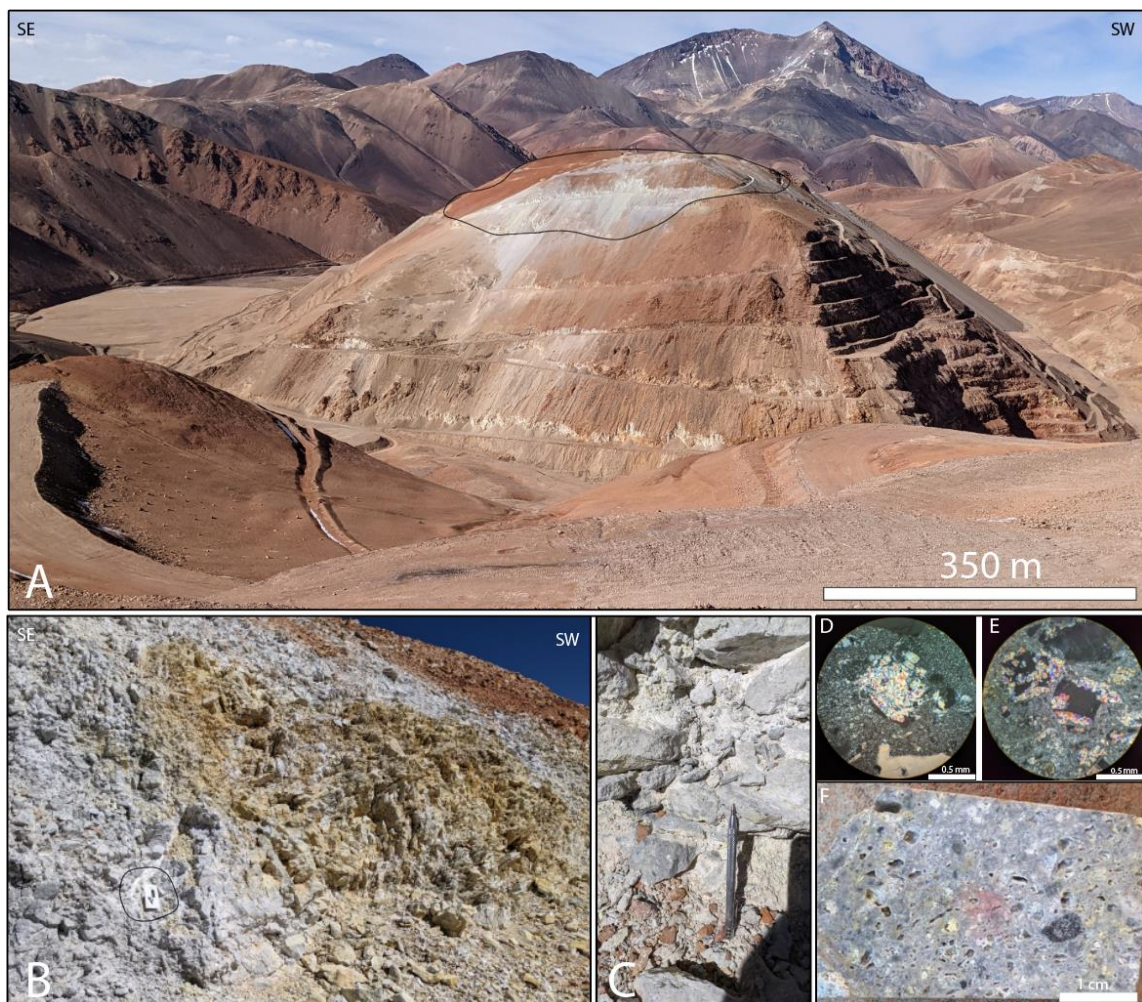


Figura 5-23. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, en el área de Tambo. A) Se observa la cima del Cerro Elefante, vista desde el Cerro Canto, destacando la zona alterada por esta asociación mineralógica. B) Imagen de unos de los caminos en que se observan en A, destacando el fracturamiento, color y parches de roca alterada por vetillas de alunita + jarosita. El círculo negro destaca la regla de la libreta. C) Mismo afloramiento mostrado en B, destacando la ocurrencia de azufre, caolinita + alunita pulverulenta. D) Sección transparente de en Nc de la muestra 560200090, destacando un feldespato reemplazado por alunita \pm caolinita \pm pirita. E) Sección transparente de en Nc de la muestra 560200090, destacando pseudomorfos de feldespatos rellenos por alunita pseudocúbica que cristaliza desde los bordes.

F) Rechazo de la muestra 560200090, destacando la intensa lixiviación y el relleno posterior de azufre y arcillas. Elaboración propia.

En el área de Canto Sur (cerro Canto) esta asociación mineralógica se manifiesta en dos sectores (Figura 5-11). En la parte norte se sitúa sobre los 4560 m de elevación en el hombro norte de un ex pit de producción (Figura 5-24. A), aquí, aparentemente tiene un control estructural, y afecta a las tobas cristalinas dacíticas, el afloramiento muestra un color blanco brillante, friable y lixiviado donde las cavidades son rellenas con caolinita y alunita de grano fino y azufre cúbico (figura 5-24. B, C y D), en esta zona la ocurrencia de azufre es más intensa que en Tambo, esta asociación se extendiéndose hasta el límite norte del área de estudio, a elevaciones sobre los 4580 m afectando a la brecha freática (Figura 5-16).

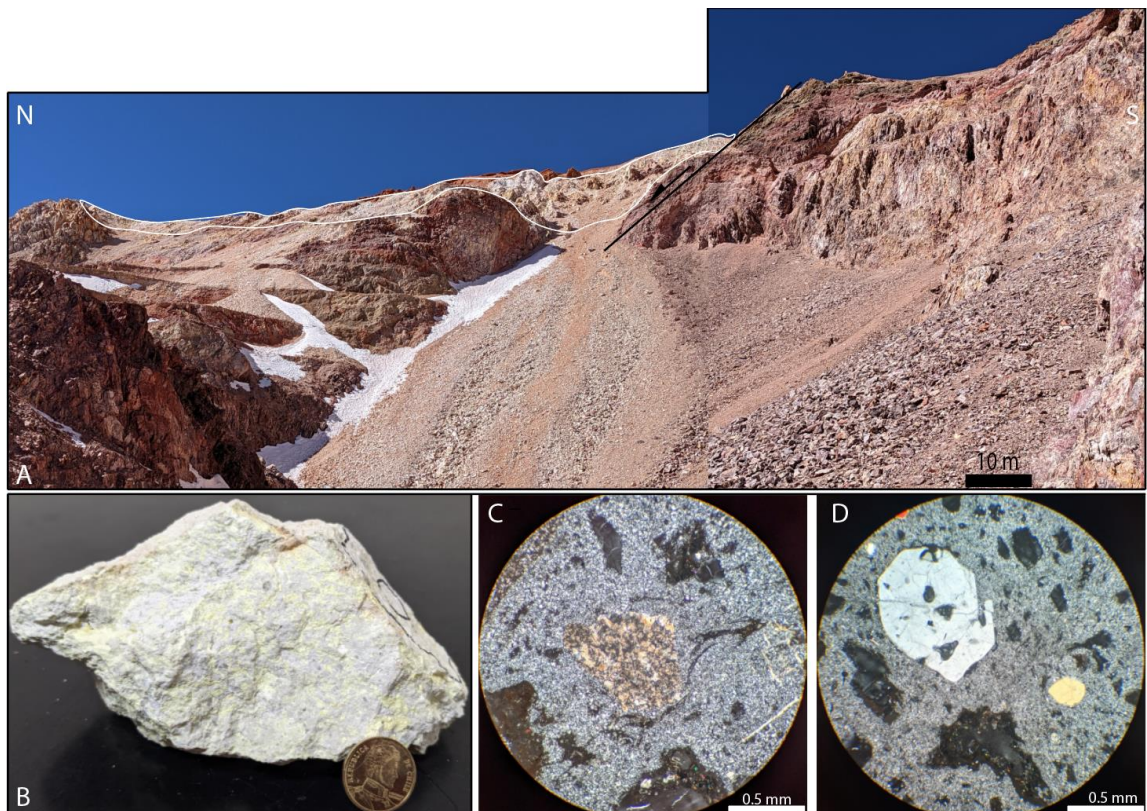


Figura 5-24. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, al N del área de Canto Sur. A) Imagen de uno de ex pit de producción de Canto Sur, destacando en blanco la zona alterada por estos minerales y en negro el plano de

falla más su cinemática. B) Muestra 560200337 que corresponde a las tobas cristalinas dacíticas, destacando la intensidad de azufre. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560200337, donde se observa un fragmento alterado por alunita + caolinita de grano muy fino, intensa lixiviación reflejado por las cavidades irregulares con terminaciones plumosas (juveniles). D) Sección transparente en Nc de la muestra 560200337, destacando los ojos de cuarzo, cavidades producto de la lixiviación, pequeños cristales de azufre que rellenan estas y la matriz reemplazada por pequeños cristales de cuarzo más arcillas. Elaboración propia.

Mientras que, al este del área Canto Sur (Figura 5-11), ocurre un centro aislado a elevaciones sobre los 4540 m (Figura 5-25. A), en este afloramiento la roca está muy destruida y lixiviada, tiene un aspecto friable y color gris claro. La caolinita, alunita y azufre rellenan cavidades (Figura 5-25. B, D y E), aquí se observó una mayor intensidad en la ocurrencia de azufre con respecto a las demás zonas con este tipo de alteración, por lo demás, esta asociación mineralógica está sobreimpuesta a una previa silicificación, esto es apoyado por observaciones de campo y microscópicas. En campo las cavidades provocadas por la intensa lixiviación tenían geometrías redondeadas que se rellenaron posteriormente por arcillas y azufre, mientras que, con el análisis microscópico, mostro las cavidades rellenas con cuarzo prismático de grano medio a fino (Figura 5-25. C).

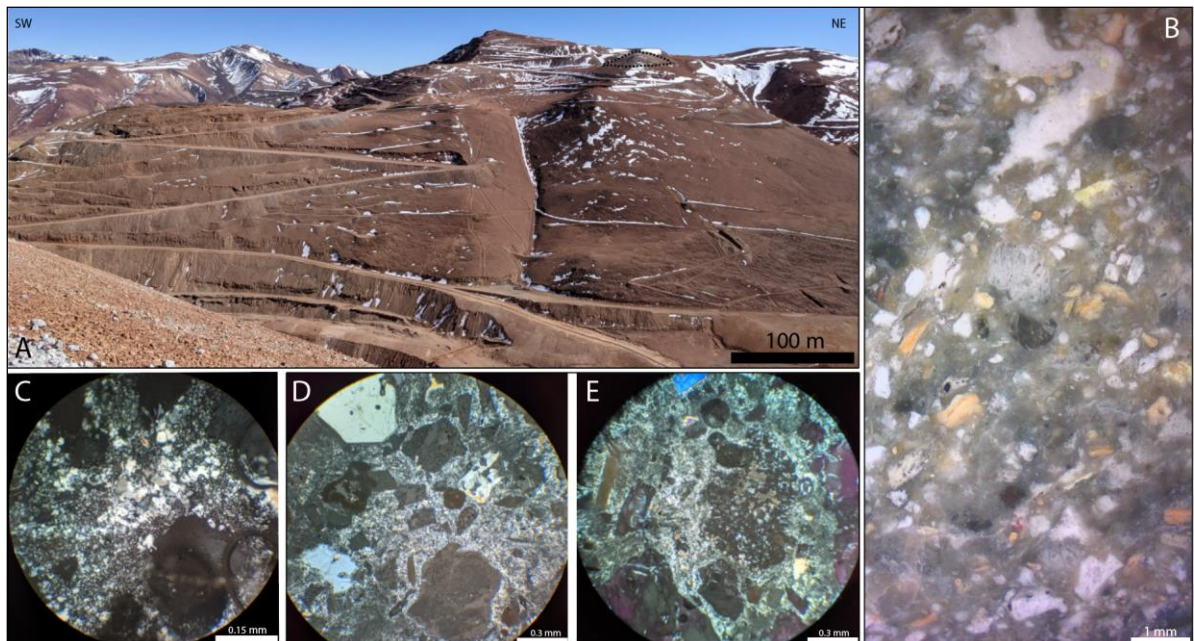


Figura 5-25. Imágenes representativas de esta asociación mineralógica, al E del área de Canto Sur. A) fotografía del Cerro Canto (Canto Sur), visto desde el Cerro Elefante (Tambo), en líneas segmentadas se destaca el centro aislado afectado por esta asociación mineralógica. B) Imagen tomada de una lupa binocular con aumento x1 del rechazo de la muestra 560099934, destacando los feldespatos y juveniles reemplazados por arcillas y alunita, cavidades rellenas con azufre y fragmentos silicificados. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, se observa una cavidad rellena con cuarzo micro granular. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, se observa que la matriz de un fragmento lítico esta alterado por caolinita y alunita de grano muy fino, también cavidades con geometrías angulosas,

y cristales de cuarzo tipo ojos de cuarzo. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560099934, destaca la cantidad de cavidades subangulosas producto de la lixiviación y la alteración de la matriz por caolinita y alunita de grano muy fino. Elaboración propia.

5.1.2.8 “Cuarzo vuggy”

Esta alteración se identificó principalmente en el área de Canto Sur afectando a las tobas soldadas riodacíticas localmente al suroeste (figura 5-11), en la parte central, en uno de los muros de los ex pit de producción y se identificaron clastos con textura “vuggy” contenidos en la brecha freática que aflora en el límite norte del área de estudio (figura 5-8).

El afloramiento situado al suroeste del área de Canto Sur a 4325 m de elevación, fue afectado por esta alteración donde lixivio toda la mineralogía (Figura 5-27. A y B), dejando una roca compuesta principalmente por cuarzo, seguido de un relleno de las cavidades por cuarzo euhedral. En la parte central de Canto Sur a los 4458 m de elevación un pequeño afloramiento también es afectado por esta alteración y luego cortado por vetillas de alunita plumosa (Figura 5-16. A). En uno de los muros del ex pit de producción de Canto Sur, específicamente en el muro más meridional a los 4474 m de elevación, se observó un horizonte de aproximadamente 20 cm de espesor (Figura 5-26. A) que se angosta en dirección SW (Figura 5-26. B) que es controlado por pequeñas fracturas. Además, este último afloramiento es portador de turmalina diseminada con hábito acicular radial, que ocurrió previo al evento de “cuarzo vuggy”.

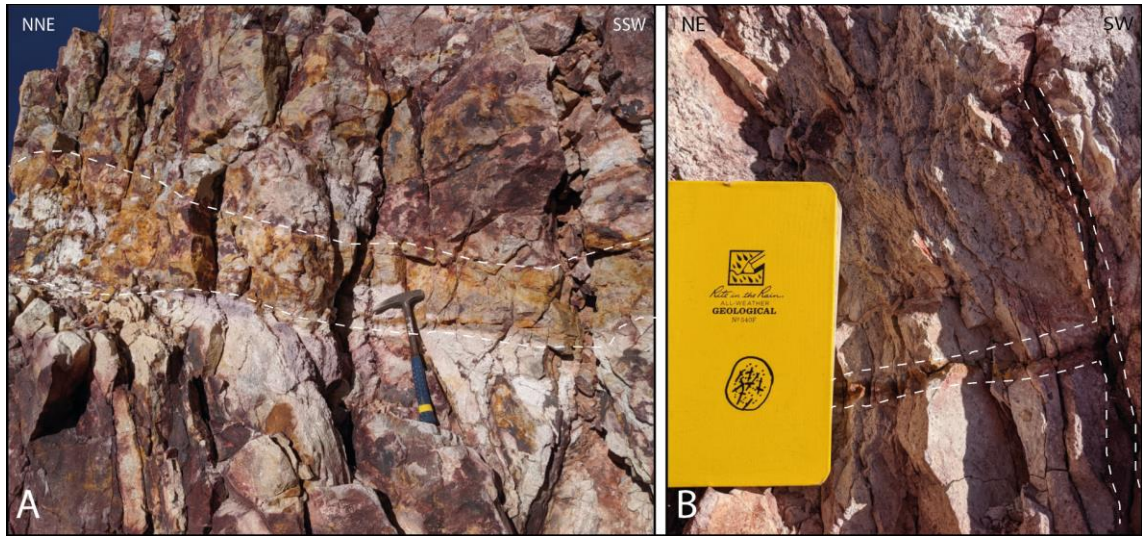


Figura 5-26. Imágenes de los muros meridionales de ex pit de producción de Canto Sur. A) Se observa un horizonte de aproximadamente 20 cm de “cuarzo vuggy”. B) Se observa un pequeño horizonte de “cuarzo vuggy” controlado por una fractura. A y B corresponden al mismo afloramiento. Elaboración propia.

5.1.2.9 Reemplazo por cuarzo

Esta alteración ocurre localmente al suroeste y este del área Canto Sur (Figura 5-11), rellenando cavidades y fracturas, de manera moderada a intensa.

En la parte suroeste de Canto Sur ocurre rellenando cavidades en un afloramiento previamente alterado por “cuarzo vuggy” ± alunita, por debajo de los 4350 m, donde las cavidades tienen geometrías redondeadas producto del relleno de cuarzo (Figura 5-27. A y B). El análisis microscópico mostro que la roca contiene un stockwork de vetillas de cuarzo euhedral de grano medio, y rellenando cavidades (Figura 5-27. C, D y E), además de la ocurrencia de al menos dos eventos de precipitación de cuarzo (Figura 5-27. F y G). Cabe destacar que las vetillas de cuarzo euhedral están acompañadas por pequeños cristales de pirita (Figura 5-27. E). Vetillas tardías de jarosita que cortan toda la roca (Figura 5-27. B).

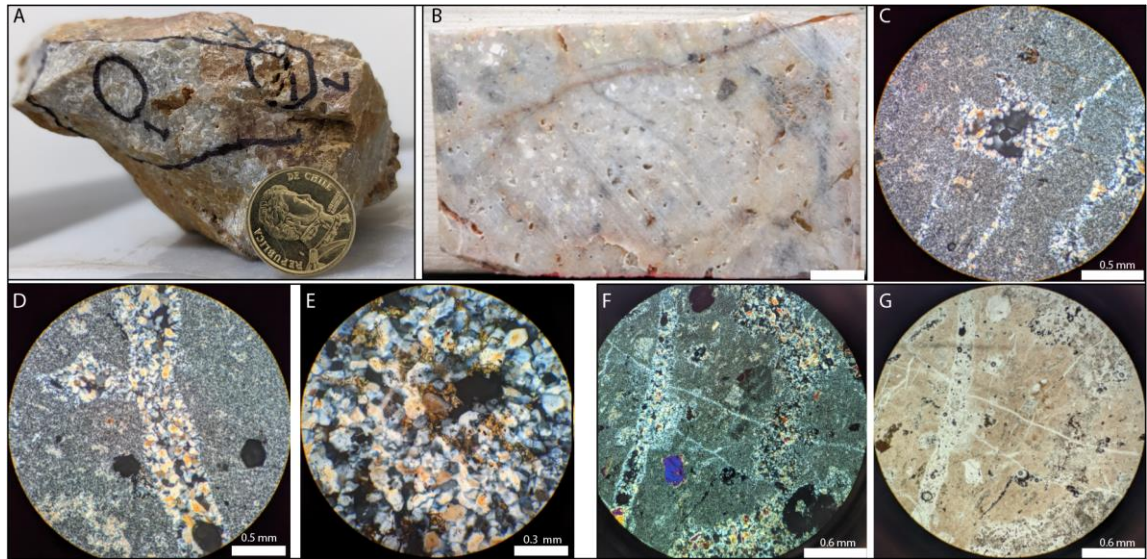


Figura 5-27. Imágenes representativas de esta alteración, al SW del área de Canto Sur. A) Muestra 560099937 representativa de dicho afloramiento, destacando el intenso reemplazo por cuarzo. B) Rechazo de la muestra 560099937, destacando las geometrías subredondeadas de las cavidades y finas vetillas de cuarzo. C) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando un pseudomorfo de feldespato reemplazado por cuarzo subhedral cristalizando desde los bordes. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando una vetilla de cuarzo euhedral de grano medio. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando los cristales de cuarzo subhedral con hábito prismático, pequeños cristales de pirita, y jarosita en los intersticios de los cristales. F) Sección transparente en Nc de la muestra 560099937, destacando la relación de corte entre los dos eventos de precipitación de cuarzo. G) Sección transparente en Lpp de la muestra 560099937, destacando la relación de corte entre los dos eventos de precipitación de cuarzo. Elaboración propia.

En la parte este del área Canto Sur, esta alteración rellena cavidades localmente en un afloramiento aislado (Figura 5-25. A), la roca sufrió una intensa lixiviación y luego un relleno parcial de las cavidades por cuarzo subhedral de grano fino (figura 5-28. A y B), finalmente sobreimpuesto por caolinita + sílice + alunita + azufre.

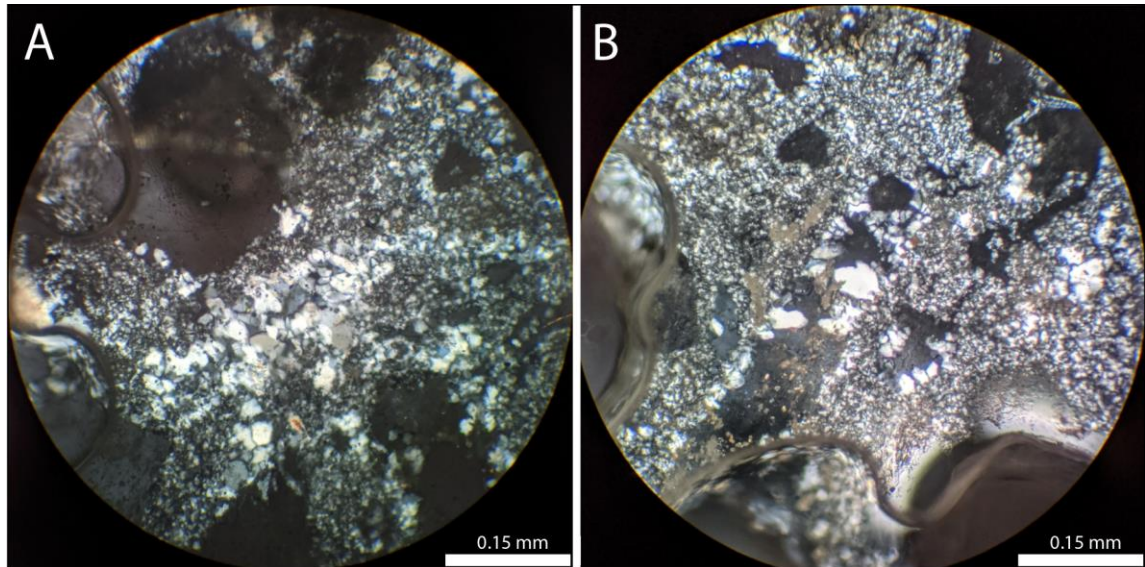


Figura 5-28. Imágenes de una sección transparente en Nc de la muestra 560099934. A) Cavity rellena completamente por cuarzo que cristaliza desde los bordes. B) Pseudomorfos tabulares y cavidades subredondeadas rellenas severamente por cuarzo que cristaliza desde los bordes de estas. Elaboración propia.

5.1.2.10 Cuarzo + turmalina

Esta asociación mineralógica ocurre principalmente en Canto Sur (Figura 5-11), afectando a las tobas soldadas riódacíticas al sur y noroeste, de manera moderada a intensa, las cuales son cortadas por vetillas de cuarzo + turmalina de color azul oscuro a negro (Figura 5-37. A).

En la parte sur de Canto Sur las tobas son cortadas por finas vetillas de cuarzo + turmalina, moderada a intensamente entre los 4250 - 4348 m de elevación (10 – 12 vetillas por metro, con espesores entre 5 – 70 mm; Figura 5-29. A, B, G y H). A los 4250 m de elevación, mediante el análisis microscópico se observó que estas vetillas cortan a cristales de turmalina con hábito acicular radial (Figura 5-29. C, D, E y F) y a vetillas de pirofilita (?) ± dickita (Figura 5.22. D y H). Por otro lado, al suroeste de Canto Sur estas vetillas son cortadas por vetas de alunita + cuarzo ± caolinita a los 4462 m de elevación (Figura 5-29. G y Figura 5-22. A y B).

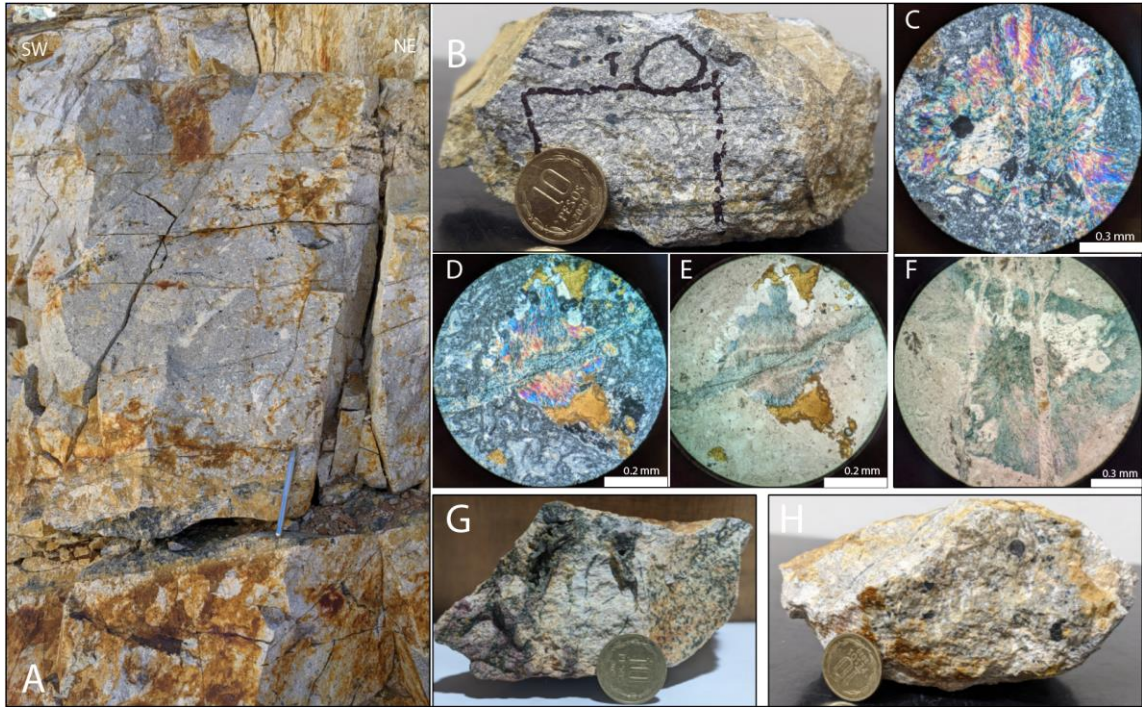


Figura 5-29. Imágenes representativas de esta alteración. A) Afloramiento ubicado al S del área de Canto Sur, destacando las vetillas de cuarzo + turmalina, se observa una gruesa veta en justo detrás del rayador. B) Muestra 560200095 extraída del afloramiento mostrado en A, destacando las finas vetillas de color azul oscuro a negro de cuarzo + turmalina. C y F) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre las dos ocurrencias de turmalina. D y E) Sección transparente en Nc y Lpp de la muestra 560200095, destacando la relación de corte entre las dos ocurrencias de turmalina, además de jarosita relleno cavidades, y feldespatos y juveniles alterados por sericitas. G) Muestra de mano del afloramiento ubicado al SW de área de Canto Sur a 4462 m de elevación, destacando la ocurrencia de las vetillas de cuarzo + turmalina de color negro. H) Muestra 560200573, extraída en un afloramiento situado al S de Canto Sur, a 4348 m de elevación. Elaboración propia.

Al noroeste de Canto Sur en la parte baja de la ladera occidental a 3985 m de elevación (figura 5-19), ocurre localmente una brecha de turmalina asociada a esta alteración, donde los fragmentos corresponden a tobas soldadas, y vetillas de cuarzo + turmalina con halos sericiticos (Figura 5-7. A y B).

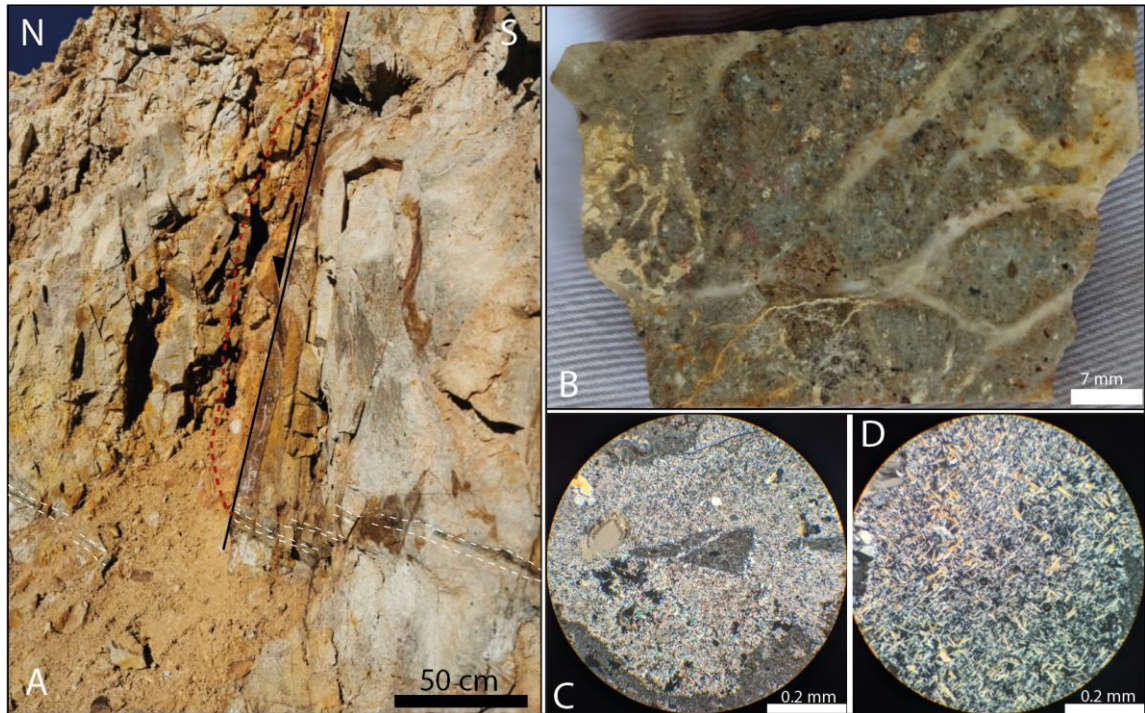


Figura 5-30. Relación de corte entre vetillas de cuarzo + turmalina y alunita + cuarzo \pm caolinita. A) Se observa el afloramiento donde se observó esta relación de corte, las líneas segmentadas blancas corresponden a las vetillas de cuarzo + turmalina y la línea segmentada roja corresponde a la zona de alunita + cuarzo \pm caolinita. B) Rechazo de la muestra 560099944 extraída del afloramiento observado en A, destacando las vetillas de alunita + cuarzo. C) Sección transparente en Nc de la 560099944, destacando una vetilla de alunita que contiene un clasto de toba silicificada. D) Sección transparente en Nc de la 560099944, destacando el hábito acicular de la alunita que rellena las vetillas. Elaboración propia.

5.1.2.11 Pirofilita \pm alunita \pm diásporo

Esta asociación mineralógica fue definida en base a los resultados obtenidos por el análisis SWIR y microscópico (Figura 5-33).

Mediante el análisis SWIR se identificó la presencia de pirofilita y diásporo en una muestra al suroeste de Canto Sur, a elevaciones por debajo de los 4325 m (Figura 5-36).

A través del análisis microscópico se identificó en 2 muestras se observó la ocurrencia de pirofilita (?) \pm dickita \pm alunita reemplazando a los feldespatos en forma de cúmulos (Figura 5-31. D, G y H) una situada al norte y la otra al sureste de Canto Sur. La muestra extraída en la parte norte, situada en uno de los bancos de los ex pit de producción de Canto Sur, sobre los 4400 m de elevación (Figura 5-31. B), se observó con mayor intensidad la ocurrencia de cúmulos de pirofilita (?) \pm dickita \pm alunita (Figura 5-31. G y

H), además de tennantita/tetraedrita (?) + pirita (figura 5-31. C). Mientras que en la otra muestra, situada al sureste a los 4260 m de elevación (Figura 5-31. F) se identificaron finas vetillas de pirofilita (?) ± dickita, de grano medio que corta a otros feldespatos previamente alterado por sericitas de grano más fino (Figura 5-31. A y E), también solo se identificó un feldespato reemplazado por cúmulos de pirofilita (?) ± dickita (Figura 5-31. D).

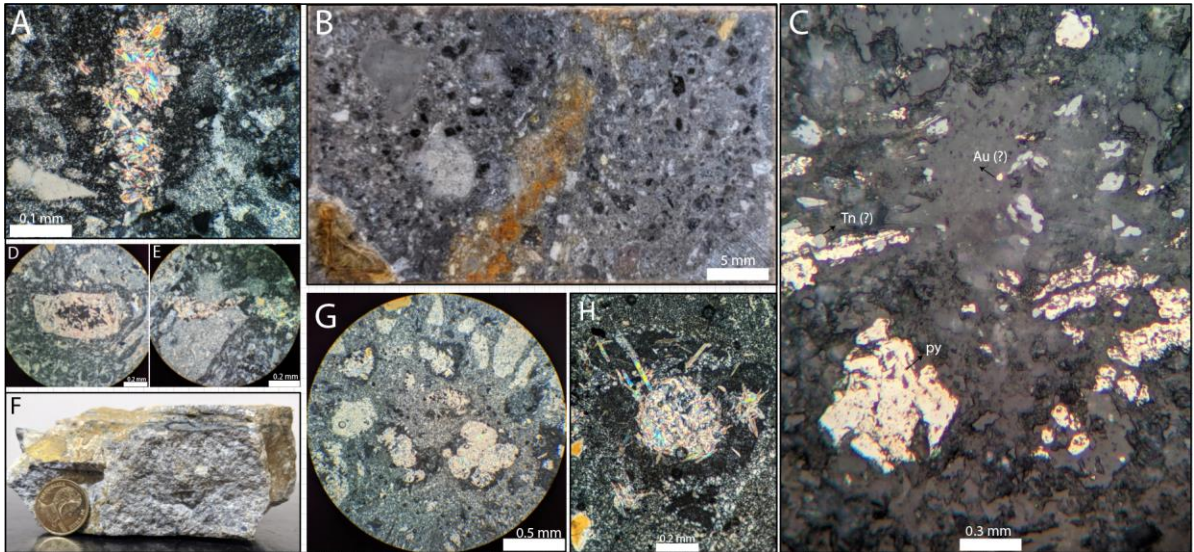


Figura 5-31. Fotografías representativas de esta alteración. A) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando la vetilla de pirofilita (?) y la diferencia en el tamaño de grano, entre la vetilla y los feldespatos y/o juveniles alterados por sericita. B) Rechazo de la muestra 560200577*, destacando el color blanco de los feldespatos reemplazados por pirofilita (?) ± dickita ± alunite. C) Sección pulida en Lpp de la muestra 560200577*, destacando la ocurrencia de tennantita/tetraedrita (?) + pirita y un posible granito de Au. D) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando un feldespato reemplazado por cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunite. E) Sección transparente en Nc de la muestra 560200095, destacando una vetilla de pirofilita (?) ± dickita cortando un feldespato alterado previamente por sericita de grano fino. A es la misma vetilla observada en E. F) Muestra 560200095. G) Sección transparente en Nc de la muestra 560200577*, destacando el reemplazo de feldespatos por cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunite. H) Sección transparente en Nc de la muestra 560200577*, destacando la geometría de los cúmulos de pirofilita (?) ± dickita ± alunite. Elaboración propia.

5.1.2.12 Baritina + oro + alunite

Esta asociación mineralógica se determinó en base a la bibliografía disponible y algunas muestras recolectadas en terreno (figura 5-11), considerada como los minerales de ganga que acompañaron a la mineralización aurífera, esta última situada en los clivajes de los cristales de baritina (comunicación personal M. Gallardo 2021). Esta asociación está localizada únicamente en las zonas de los ex pit de producción en el área de Canto Sur y Tambo.

Las muestras recolectadas en terreno solo fueron en Canto Sur. La primera corresponde a un bloque rodado a la orilla del camino (Figura 5-32. A), justo en la ladera sur del cerro Canto a una elevación de 4351 m, corresponde a una brecha hidrotermal la cual está compuesta principalmente por cristales cúbicos de baritina inmersos en una matriz de cuarzo y alunita cristalina (Jannas et al.,1999; Figura 5-32. B y C). La otra muestra ubicada en uno de los ex pit de producción (Figura 5-32. D) a una elevación de 4472 m, la cual corresponde a una vetilla de 10 cm de espesor aprox, compuesta de baritina entrecrecida con cristales tabulares de alunita y cuarzo (Figura 5-32. E y F), con una aptitud 320/74 (cc).

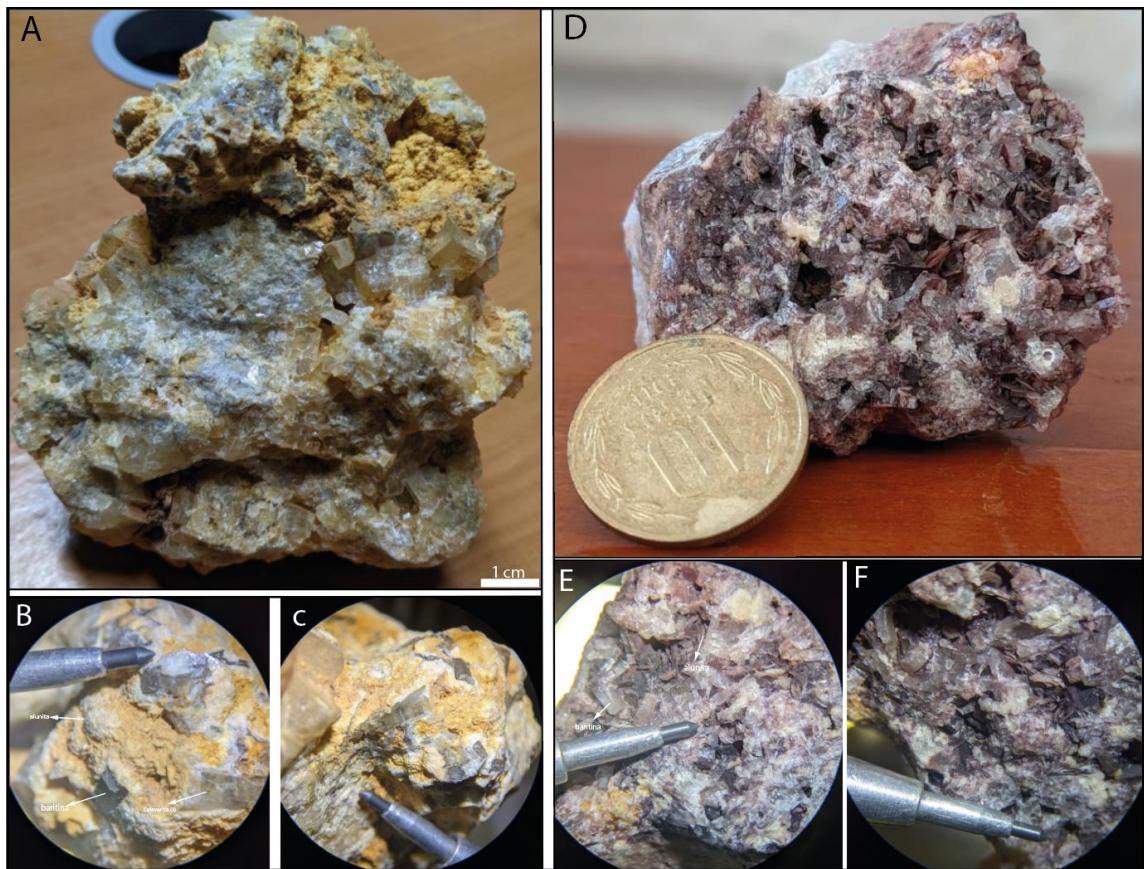


Figura 5-32. Fotografías de las dos muestras características de esta asociación mineralógica. A) Se observa la muestra recolectada al S del área de Canto Sur, destacando los cristales cúbicos de baritina. B y C) Imágenes tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el hábito de la alunite, baritina y pequeños minerales opacos en los clivajes de los cristales de baritina. D) Se observa la muestra recolectada en uno de los ex pit de producción de Canto Sur, destacando el relleno de la vetilla. E y F) Imágenes tomada mediante una lupa binocular con aumento x4, destacando el hábito de la baritina y alunite. Elaboración propia.

5.2 Espectrometría (SWIR)

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de la mineralogía identificada de las muestras recolectadas en terreno, interpretadas mediante el software TSG, y análisis de parámetros espectrales w2200 nm (micas blancas) y w1485 nm (alunitas).

5.2.1 Mineralogía identificada

Se identificaron 17 minerales: alunita, pirofilita, diásporo, dickita, caolinita, moscovita, illita, fengita, jarosita, turmalina, clorita, epidota, montmorillonita, prehnita, hematita, goethita y ópalo. En la Tabla 5-1 se detalla el número de muestras en las que se identificó cada mineral.

Tabla 5-1. Minerales y numero de muestras que los contienen.

Mineral	N° de muestras	Mineral	N° de muestras
Alunita- K (1)	32	Fengita	8
Pirofilita	3	Jarosita	2
Caolinita	17	Turmalina- Fe (1)	3
Diásporo	1	Clorita- Fe (1)	3
Dickita	6	Epidota	2
Moscovita	7	Montmorillonita	8
Ilita	8	Prehnita	1
Ópalo	1	Hematita	11
		Goethita	10

(1) diferencia las variaciones composicionales de un mismo mineral de acuerdo con variaciones espectrales.

Se observa en la Figura 5-33 y 5-34 la distribución espacial de todos los minerales identificados mediante el software TSG. Generalmente se identificó más de un mineral, donde se presentan como Mineral 1, Mineral 2. Se destacan dos curvas de nivel 4325 y 4400 m, porque bajo la cota 4325 se identificaron minerales de mayor temperatura como

pirofilita, y diáspora, turmalina y moscovita, mientras que sobre la cota 4400, se identificaron minerales de menor temperatura, tales como alunita, montmorillonita, caolinita y illita/moscovita.

En el área de Tambo, principalmente las muestras contienen alunita, caolinita y clorita, sobre los 4325 m de elevación. En el área de Canto Sur, en su parte norte se identificó una única muestra de sílice opalina; alunita en todas las elevaciones y muestras con minerales como pirofilita, diásporo, turmalina y moscovita. Existe una mayor variación en la mineralogía identificada en Canto Sur que en Tambo.

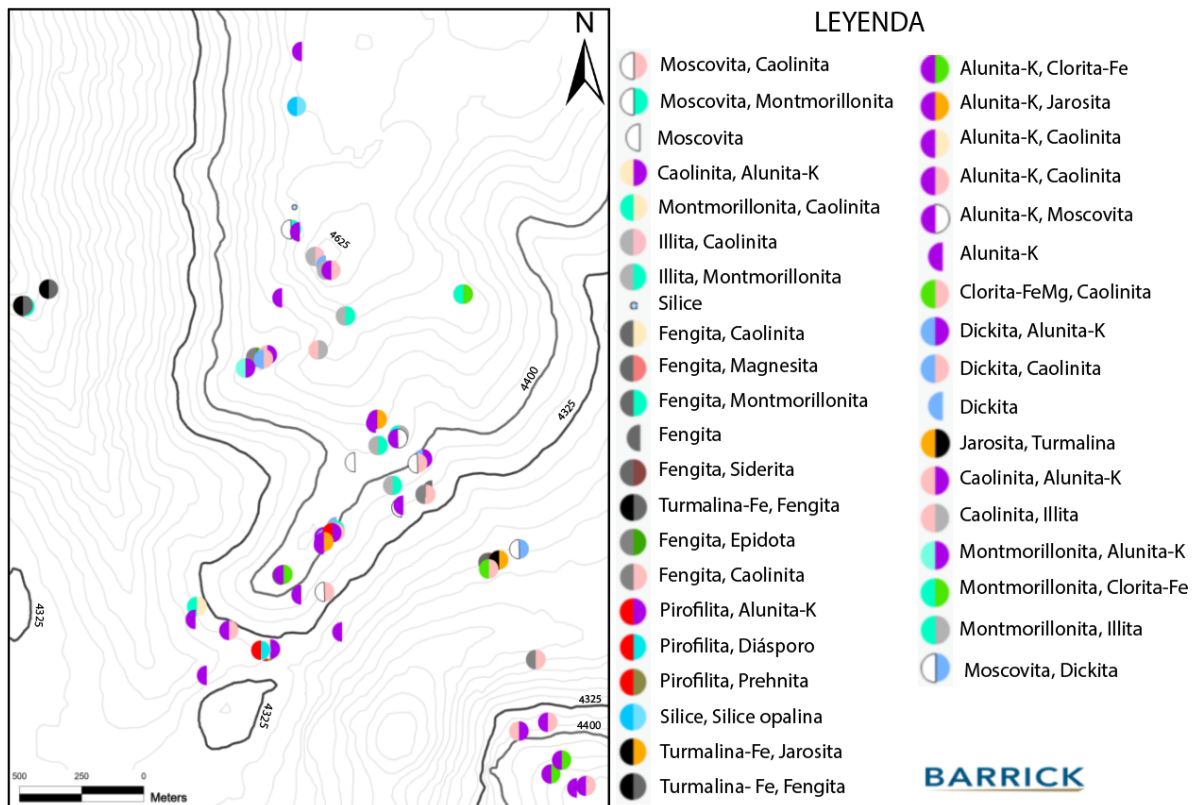


Figura 5-33. Distribución espacial de la mineralogía identificada por TSG. Elaboración propia.

En el área de Canto Sur, se observa la ocurrencia de goethita y hematita (Figura 5-34), principalmente por debajo de los 4400 m en zonas donde también se identificó alunita y pirita (observación en terreno).

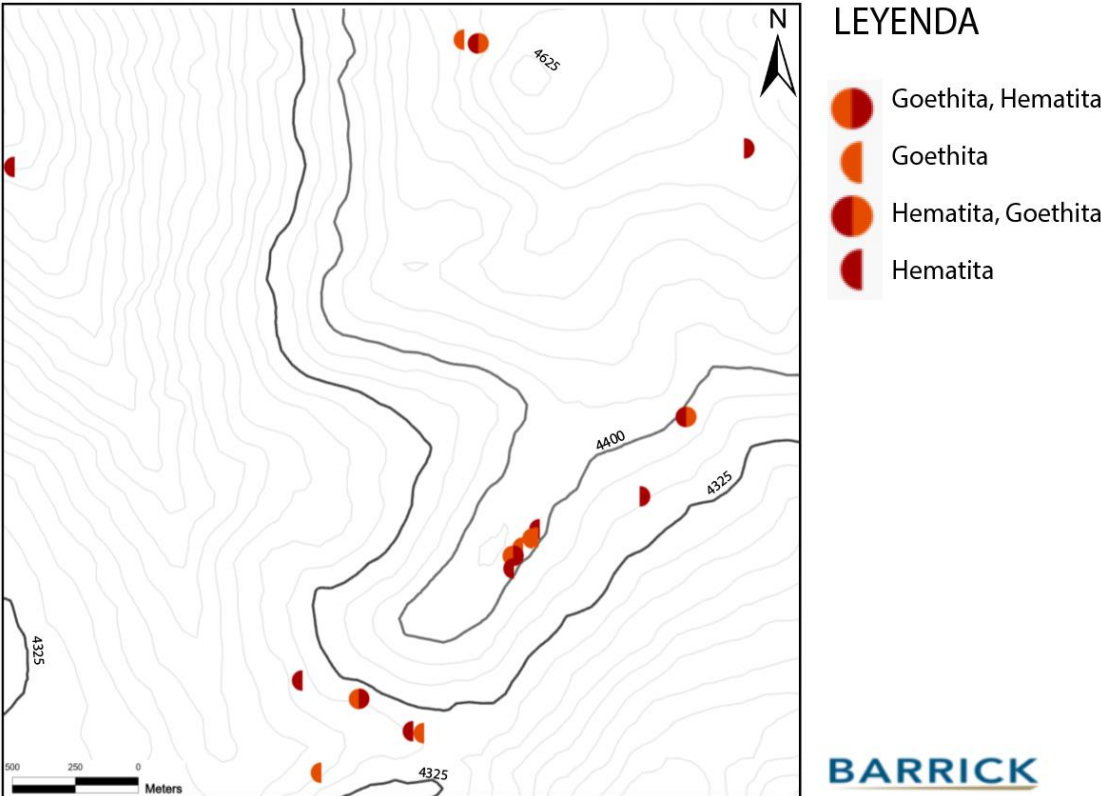


Figura 5-34. Distribución espacial de óxidos/hidróxidos-Fe identificados por TSG. Elaboración propia

5.2.1.1 Micas blancas y pirofilita

Las micas blancas están presentes en gran parte de las muestras analizadas, en la Figura 5-36 se observa la distribución espacial de aquellas muestras. Las sericitas que acompañan a zonas con alunita o periféricas a ellas son principalmente identificadas como illita. Mientras que las zonas con turmalina están acompañas por fengita, y la moscovita son identificadas principalmente por debajo de los 4400 metros de elevación, en Canto Sur.

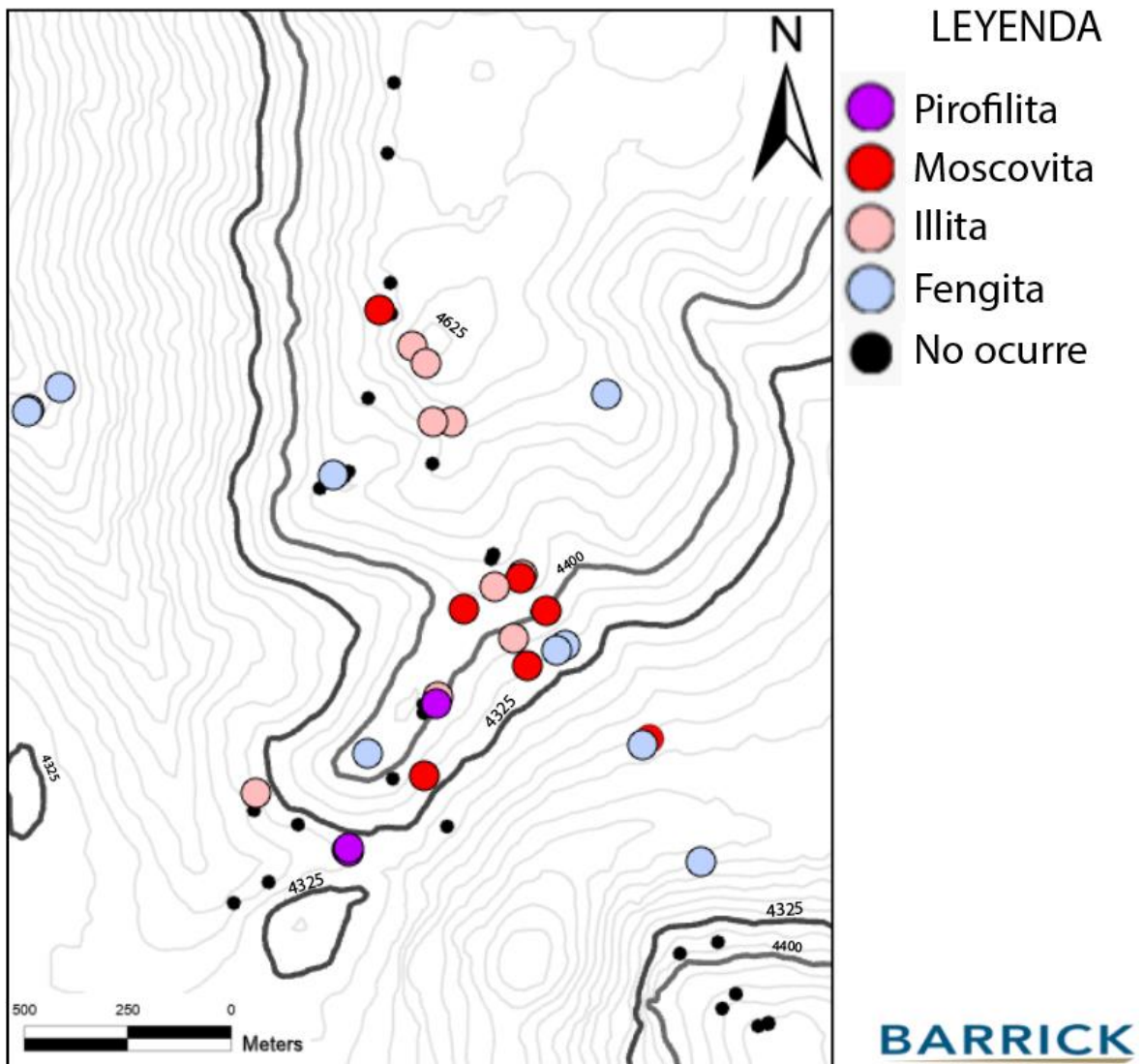


Figura 5-36. Muestras en las que se identificó minerales del grupo de las micas blancas, y pirofilita. Elaboración propia.

5.2.1.2 Arcillas

La dickita fue identificada (Figura 5-37) en el área de Canto a elevaciones de hasta 4.400 m al S del área de estudio y localmente al N del área de estudio a elevaciones sobre los 4.600 m. Estas muestras se encuentran adyacentes a zonas alteradas con alunita cristalina de grano medio. La caolinita se identificó en el área de Tambo a elevaciones desde los 4.200 m hasta 4.500 m. En el área de Canto, la caolinita fue identificada a elevaciones desde 4.250 m hasta 4.620 m, al igual que la dickita, la caolinita se encuentra adyacente o en muestras con alunita cristalina. La montmorillonita ocurre en las zonas periféricas de las zonas alteradas con dickita y/o caolinita y a elevaciones sobre los 4.400 m en general, donde solo se identificó en el área de Canto Sur.

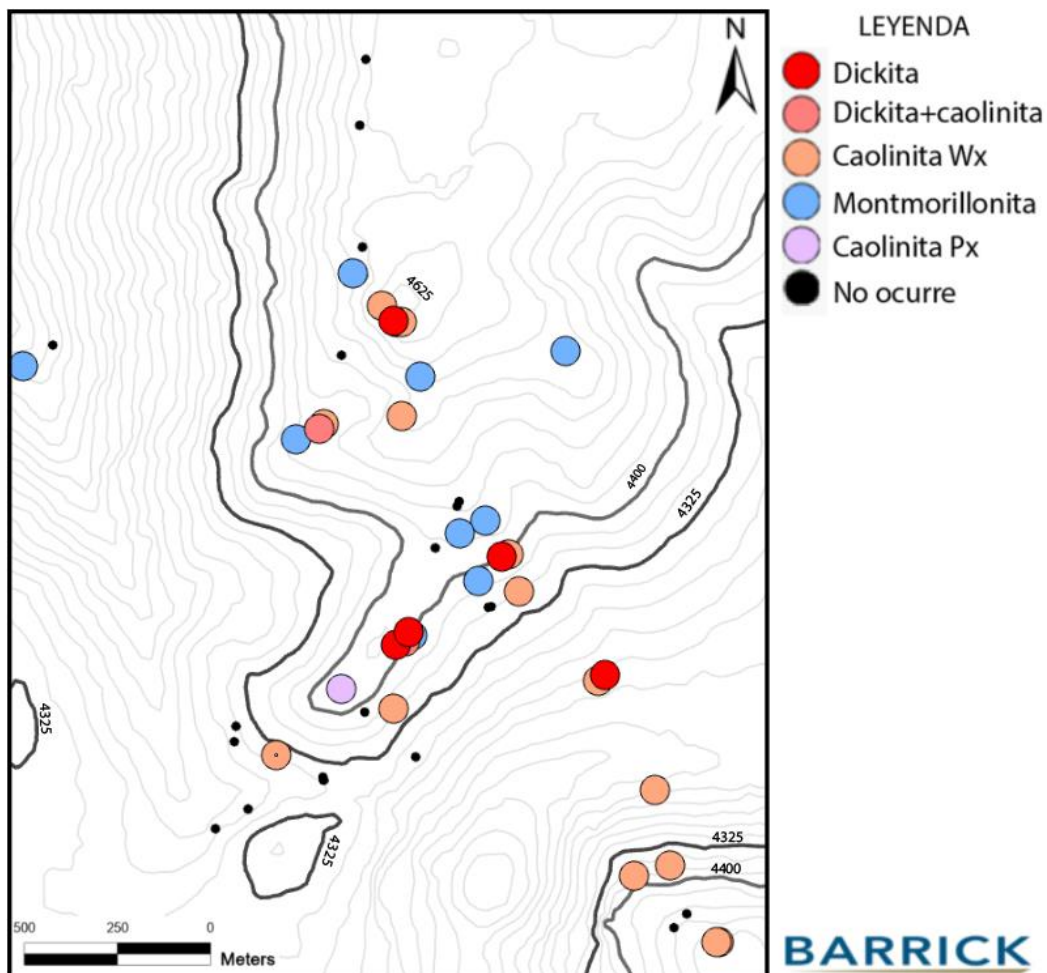


Figura 5-37. Mapa de arcillas en muestras superficiales identificadas mediante SWIR. Elaboración propia.

5.2.2 Análisis del rasgo espectral w2200 nm.

Las lecturas del rasgo espectral del w2200 nm se aplicó a las muestras en las que se identificó sericitas (moscovita, fengita e illita) con el fin de identificar la composición de estas (véase más adelante) en base a la lectura de w2200 nm. Que va desde los 2195 -2200 nm para micas paragoníticas (rica en Na), 2200.01 – 2208 nm como moscovita/ilita (rica en K) y > 2208 nm fengíticas (ricas en Fe-Mg).

En el área de Tambo (Figura 5-38) solo una muestra con mica fengítica fue identificada en la ladera del cerro Elefante a una elevación por debajo de 4325 m. En el área de Canto las micas fengíticas son abundantes, mientras que al S del área de estudio se identificaron localmente muestras con composiciones moscovita/ilita a elevaciones desde los 4260 m hasta 4400 m, y micas paragoníticas a elevaciones sobre los 4400 m.

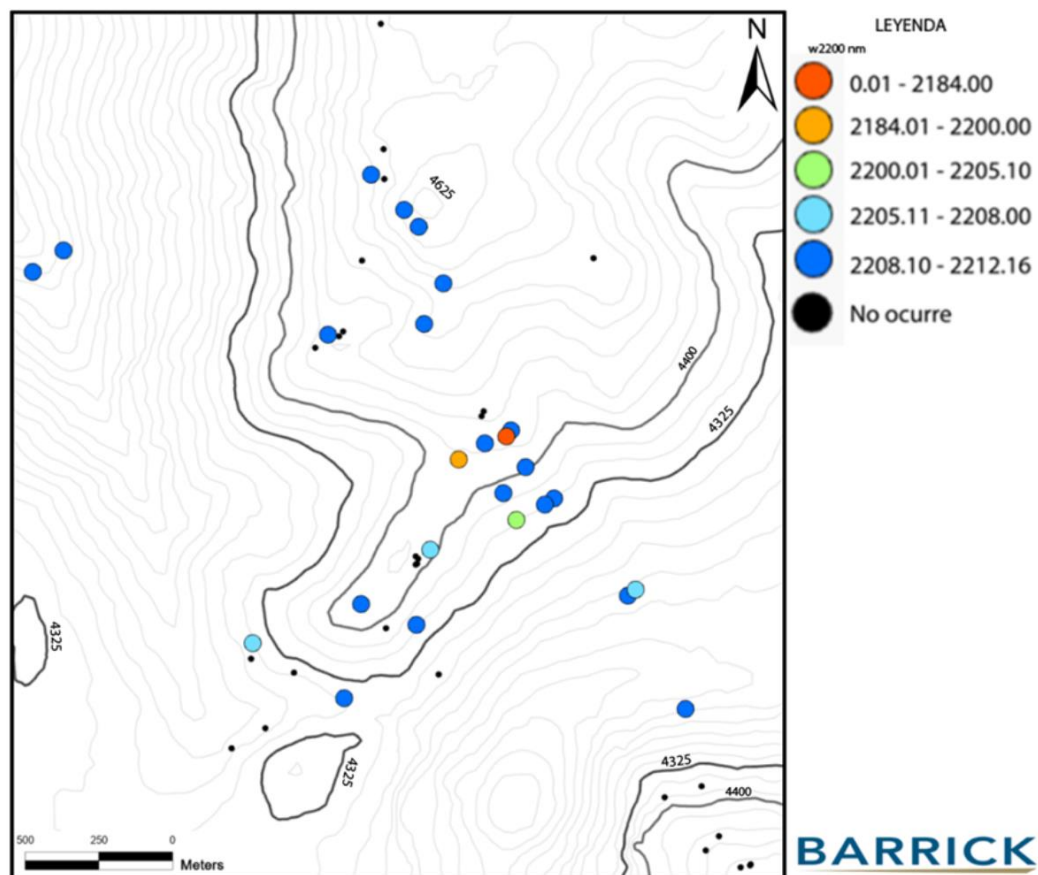


Figura 5-38. Distribución espacial de micas blancas según lectura del rasgo espectral 2200nm. Elaboración propia.

5.2.3 Análisis de cristalinidad de micas blancas

El índice de cristalinidad de las micas blancas, fue calculado a partir de la relación entre w_{2200} y la anchura de la lectura w_{1900} nm.

Muestra que la cristalinidad en el área de Tambo (Figura 5-39) es moderada > 1.14 . Mientras que, en el área de Canto Sur se observa una mayor variabilidad de las cristalinidades. En la parte norte las cristalinidades son bajas < 1.14 , en cambio al sur-suroeste las cristalinidades son moderadas < 1.65 , y localmente muestras fuertemente cristalinas > 2.1 a elevaciones por debajo de los 4400 m.

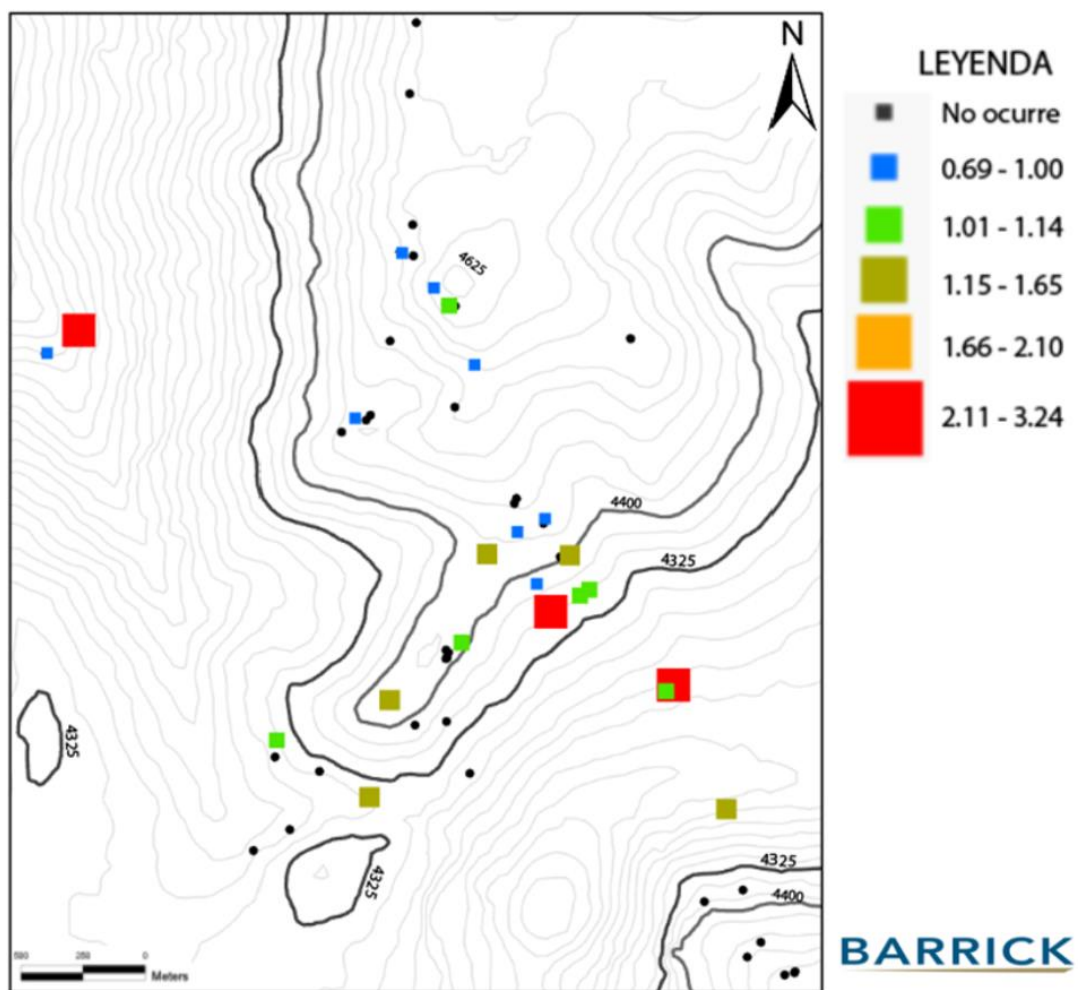


Figura 5-39. Cristalinidad de las micas blancas calculado a partir de la relación entre las profundidades de las longitudes de onda de 2200 nm y 1900 nm. Elaboración propia.

5.2.4 Análisis del parámetro espectral w1480 (nm)

En la Figura 5-40 se observa la distribución espacial de las muestras en las cuales se identificó alunita, además de su lectura característica en el rango de los w1480 nm.

Se observa, que generalmente las alunitas con mayores lecturas 1479.073 – 1480.170 nm se encuentran principalmente por debajo de la cota 4325, y hasta elevaciones de 4515 m, por otra parte, las muestras con estos índices solo se observan en el área de Canto, cercano o dentro de las paredes de los ex pit producción. Las lecturas con índices entre 1478.452 – 1479.072 nm ocurren hasta la cota 4400 m en el área de Tambo, mientras que en el área de Canto Sur ocurren hasta la cota 4550. Las lecturas con índices 1477.649 – 1478.451 nm ocurren desde la cota 4300 hasta la 4621 m en el área de Canto Sur, mientras que, en el área de Tambo solo se identificaron a elevaciones sobre los 4400 m de elevación.

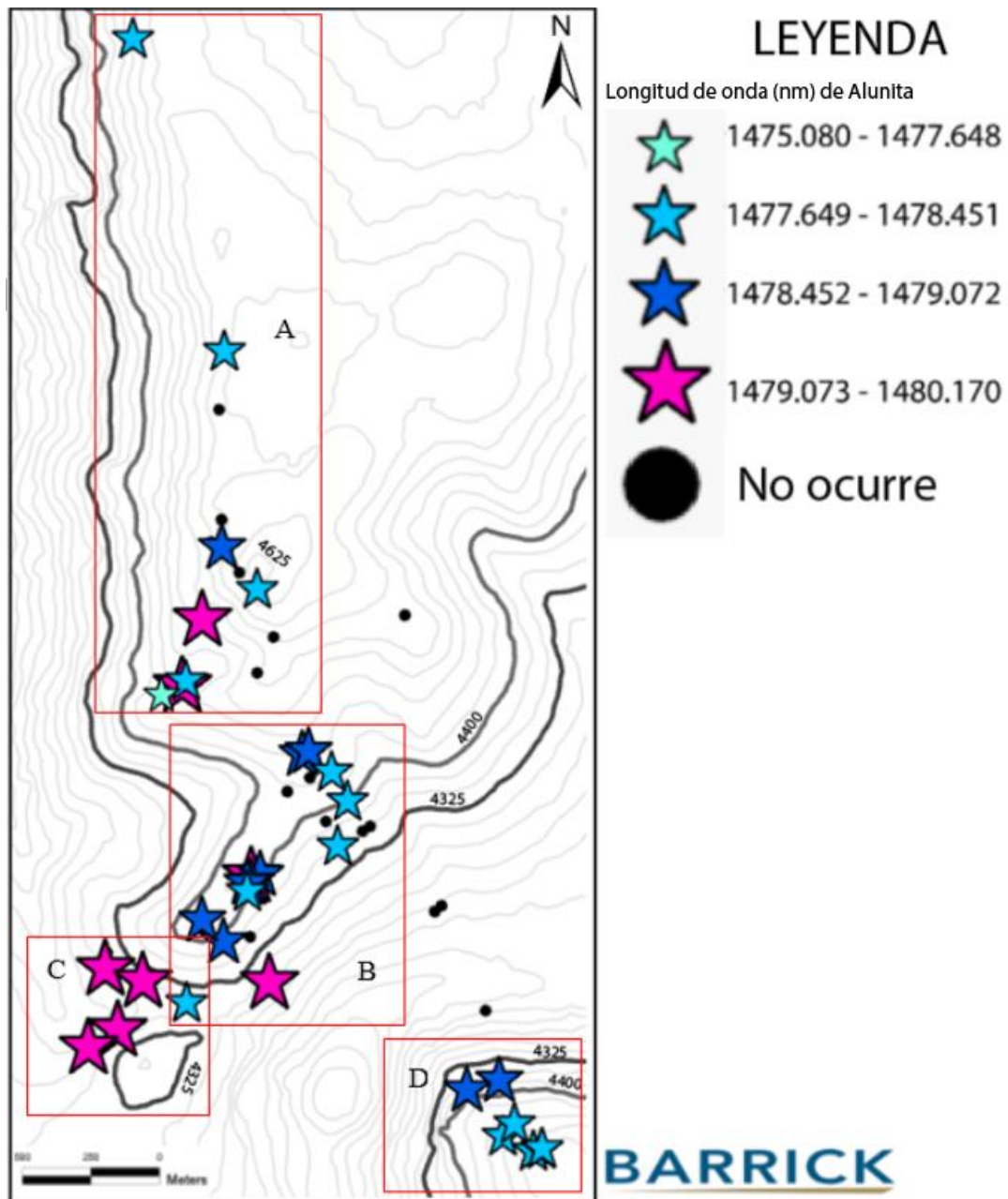


Figura 5-40. Distribución espacial de las muestras en las que identificó alunita con su rasgo espectral w1480 nm. A) Canto Sur “ex pit Canto Sur”, B) Canto Sur centro, C) Cantos sur “mini pit”, D) Tambo. Elaboración propia.

5.3 Geoquímica

Para determinar patrones geoquímicos en la alteración hidrotermal del área de estudio, se realizaron los siguientes análisis:

5.3.1 Estadística univariable de elementos y metales preciosos

Todos los datos enviados por el laboratorio de ALS Chemex pasaron por una nivelación geoquímica realizada por el autor. Todos los valores por debajo del límite de detección fueron reemplazados por el 65% de dicho límite. También a los elementos *pathfinders* y metales preciosos (Au-Ag) se les aplicó una transformación ZScore (Log 10), con el fin de normalizar los datos y así facilitar los análisis que se describen a continuación.

Ninguno de los elementos que se analizaron contenían más del 15% de los datos por debajo de dicho límite. En la Tabla 5-2 se observa un resumen estadístico descriptivo para cada elemento en cuestión. En Anexo 9.2 se muestran los gráficos de probabilidad de estos elementos con y sin la transformación ZScore (Log 10). Los análisis estadísticos, de concentraciones de elementos *pathfinders* fueron realizados mediante software ioGAS-64, el cual funciona en base a algoritmos y fundamentos científicos.

Tabla 5-2. Estadística descriptiva de elementos *pathfinders* y metales preciosos

Elemento	Unidad	Promedio	Desviación estándar	Máximo	Mínimo	Umbral Muestras	Abundancia promedio Rocas félsicas
Au	ppm	0.007	1.336	10.650	0.0005	0.007	*0.0045
Ag	ppm	0.51	8.336	39.300	0.04	0.51	*0.05
As	ppm	214.00	669.050	7890	2.80	214.00	*1.5
Hg	ppb	92.01	13,384.30	10,000	2.50	92.01	*80
Sb	ppm	10.15	25.425	192.00	1.86	10.15	*0.26
Bi	ppm	0.91	6.199	33.20	0.02	0.91	*0.01
Mo	ppm	0.69	1.270	8.55	0.16	0.69	*1
Cu	ppm	18.40	55.263	408	2.60	18.40	*20
Te	ppm	1.90	12.160	56.4	0.40	1.90	**0.001

Pb	ppm	106.00	202.781	940	7.60	106.00	*20
Zn	ppm	18.00	116.559	823	1.30	18.00	*60
W	ppm	1.20	8.709	58.30	0.40	1.20	**1
Se	ppm	2.00	3.918	24	0.50	2.00	**0.05
Tl	ppm	0.81	1.321	5.92	0.02	0.81	**0.36

* Govett, 1983, **Halley et al., 2015.

5.3.2 Estadística multivariable de elementos pathfinders y metales preciosos

La estadística multivariable considerada en el presente estudio consta del cálculo de una matriz de correlación de Spearman y Pearson. Se consideraron los elementos con correlaciones mayores a 0.5

En Tabla 5-4 se muestra la matriz de correlación (Spearman) de la data sin normalizar y en la Tabla 5-5 la matriz de correlación (Pearson) de la data normalizada (ZScore Log 10). Se puede ver, que en la matriz de Pearson se añaden nuevas correlaciones entre elementos (As y Cu, Au y Te) como también se eliminan correlaciones (Ag y As, W y Sb).

De ambas matrices se estableció una buena correlación (0.75 – 0.90) entre Ag-Bi, Ag-Sb y Bi-Sb. Mientras que los demás elementos observados en la Tabla 5-4 y 5-5, conservan una moderada correlación (0.5 – 0.75).

Tabla 5-3. Matriz de correlación de Spearman (data sin normalizada), destacando en rojo las mayores correlaciones.

	Au		Ag		Sb		Te		Pb		W		Bi
Ag	0.72	Bi	0.78	Au	0.62	Se	0.70	Au	0.68	Ag	0.59	Au	0.56
Sb	0.62	Sb	0.72	Ag	0.62			Ag	0.67	Pb	0.57	Ag	0.78
Pb	0.68	Pb	0.67	Bi	0.81		Zn	Pb	0.54	Au	0.60	Pb	0.63
W	0.60	W	0.59	Pb	0.54	Tl	0.66	Bi	0.63	Sb	0.53	Sb	0.81
Bi	0.56	As	0.52	W	0.53			W	0.57				

Tabla 5-4. Matriz de correlación de Pearson (data normalizada), destacando en rojo las mayores correlaciones.

	Au		Ag		Zn		Sb		Bi		Te		Pb
Ag	0.73	Au	0.73	Tl	0.66	Au	0.62	Au	0.54	Au	0.53	Au	0.61
Sb	0.62	Bi	0.77			Ag	0.75	Ag	0.77	Se	0.71	Au	0.64
Pb	0.61	Sb	0.75		W	Bi	0.75	Pb	0.63			Sb	0.51
W	0.70	Pb	0.64	Au	0.7	Pb	0.51	Sb	0.75		As	Bi	0.63
Bi	0.54	W	0.58	Ag	0.58					Cu	0.55	W	0.55
Te	0.53			Pb	0.55								

5.3.3 Distribución y concentración de elementos pathfinders y metales preciosos

A continuación, se observan los mapas geoquímicos de los elementos pathfinders (As, Hg, Te, W, Sb, Bi, Mo, Cu, Pb, Zn, Se y Tl) y metales preciosos (Au y Ag).

Debido a la baja cantidad de muestras de roca, el modo más conveniente de graficar la concentración de los distintos elementos, es mediante símbolos de color y tamaño, agrupados en intervalos definidos por el análisis estadístico. Los intervalos fueron definidos por medio de los gráficos de probabilidad de la data transformada (Anexo 9.3), donde los valores mayores a la media (\bar{x}) hasta 1 desviación estándar de lejanía fueron considerados como Theshold (color amarillo). Los valores mayores a 1 desviación estándar (σ) de lejanía, fueron considerados como anomalía baja (color naranja). Los valores mayores a 1.5 desviaciones estándar (1.5σ) de lejanía como anomalía alta (color rojo).

5.3.3.1 Au

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Au está asociadas a zonas con alteración de cuarzo + alunita (cxs) + caolinita \pm piritita, localmente al suroeste de Canto Sur (Figura 5-41), donde las muestras con mayor concentración se encuentran en la brecha hidrotermal con 10.65 ppm situada a los 4400 m de elevación (Figura 5-19. B), y en las

tobas soldadas intensamente alteradas por “cuarzo vuggy” con posterior reemplazo por cuarzo (euhedral), con 2.14 ppm de Au situada bajo los 4325 m de elevación (Figura 5-27. A). Todas las zonas con anomalías están controladas por fallas normales. También se observa que, desde las muestras con mayores concentraciones de Au hacia la periferia, las concentraciones disminuyen. Localmente al norte de Canto Sur sobre los ex pit de producción dos muestras con anomalía baja (0.51 – 2.00 ppm) situadas sobre los 4600 m de elevación asociada a zonas con cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita.

Por otro lado, en el área de Tambo las concentraciones de Au son todas con valores mínimos (Figura 5-41).

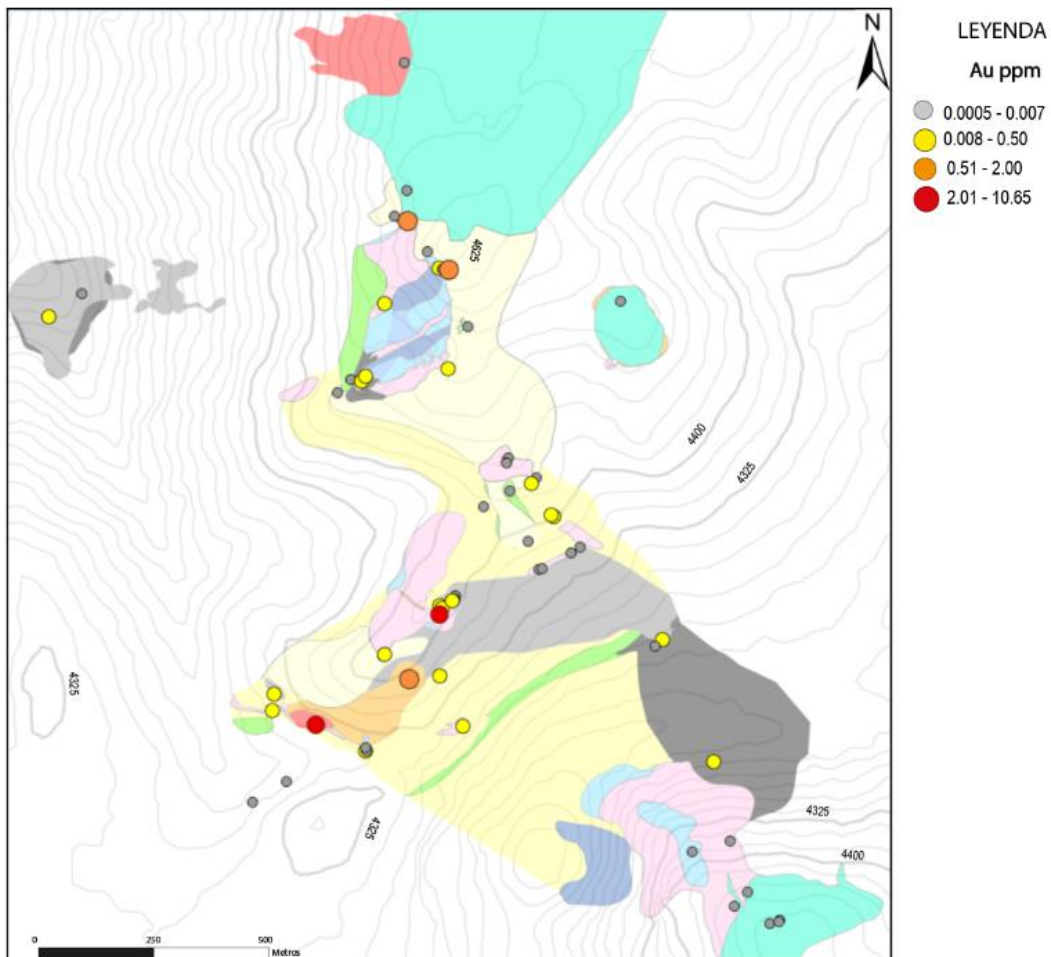


Figura 5-41. Distribución de la concentración de Au en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.2 Ag

El análisis obtenido muestra que las mayores concentraciones de Ag están en el área de Canto Sur (Figura 5-42). Las áreas con las mayores concentraciones están asociadas a la alteración cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita y zonas con alteración “cuarzo vuggy”.

En la parte sur las mayores concentraciones 15.25 ppm de Ag están por debajo de los 4325 m de elevación, estas disminuyen a medida que aumenta la altura, hasta los 4400 m aproximadamente se registran anomalías bajas de Ag. Por otro lado, al norte las mayores concentraciones son de hasta 39.3 ppm de Ag y están asociadas a zona con alteración “cuarzo vuggy” (Figura 5-26. A) que gradan localmente a cuarzo + alunita + caolinita ± pirita, situadas en los muros de los ex pit de producción de Canto Sur, entre los 4478 – 4621 m de elevación.

Mientras que en el área de Tambo las concentraciones de Ag son menores.

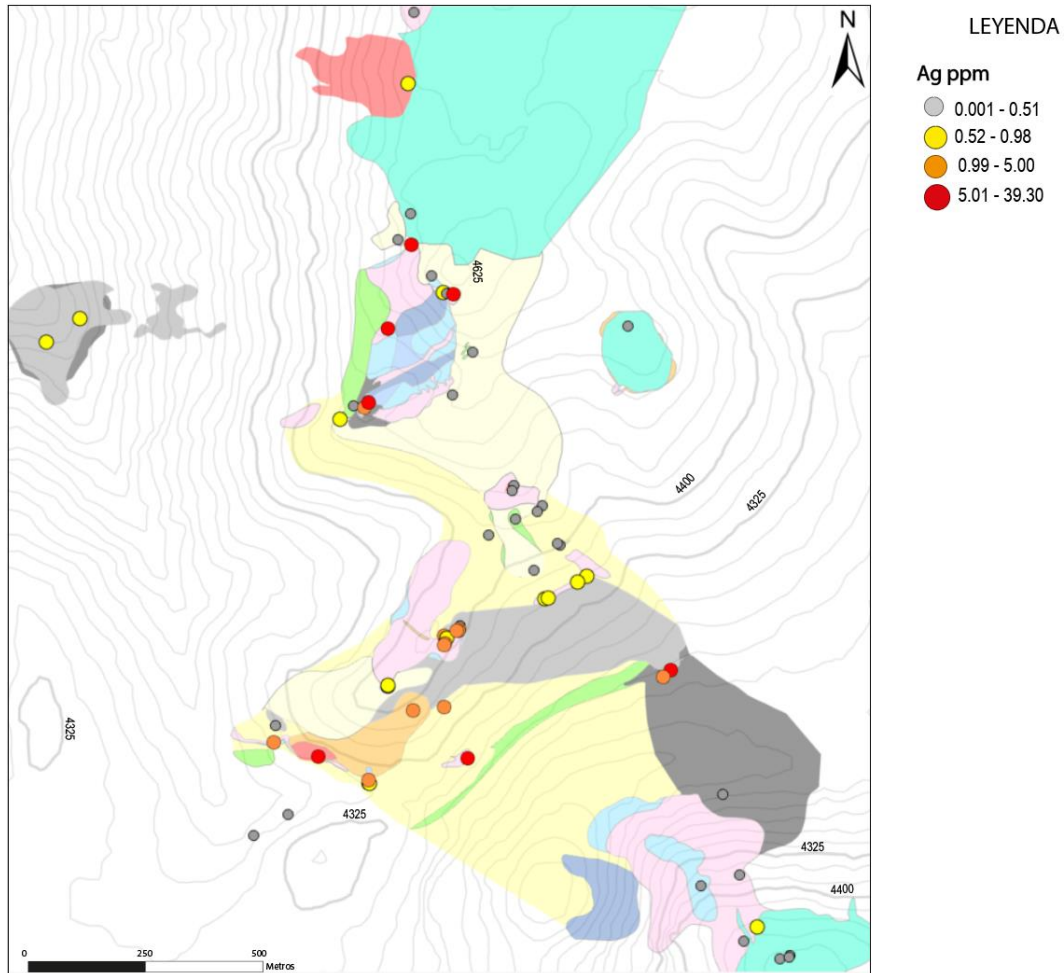


Figura 5-42. Distribución de la concentración de Ag en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.3 Hg

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Hg está asociadas a zonas con alteración caolinita + alunita + sílice op + azufre (Figura 5-43), tanto en el área de Tambo como en Canto Sur.

También algunas zonas con alteración cuarzo + turmalina + pirita + fengita/ilita, en la ladera norte del cerro Elefante (Tambo) y ladera sur del cerro Canto (Canto Sur) muestran anomalías bajas. Mientras que en las demás zonas se observa un notable empobrecimiento de Hg.

Las anomalías en las zonas alteradas por caolinita + alunita + sílice op + azufre varían entre los 3.090 – 100 ppm. Donde la mayor concentración de Hg (100 ppm) está localizada al este de Canto Sur en la cima del centro aislado asociado a esta alteración (Figura 5-25).

Al norte de Canto Sur las concentraciones de Hg disminuyen en dirección norte, desde la muestra ubicada sobre los ex pit de producción (28.8 ppm), luego hacia la zona alterada por caolinita + alunita + sílice op + azufre (7.34 ppm; Figura 5-24) y sobre la brecha freática (3.34 ppm; figura 5-8). Luego más al norte en un afloramiento aislado alterado por cuarzo + alunita, la concentración de Hg (16.150 ppm) vuelve a aumentar.

Mientras que las anomalías de Hg en Tambo aumentan hacia la cima del Cerro Elefante (Figura 5-23) donde las concentraciones alcanzan los 3.09 ppm.

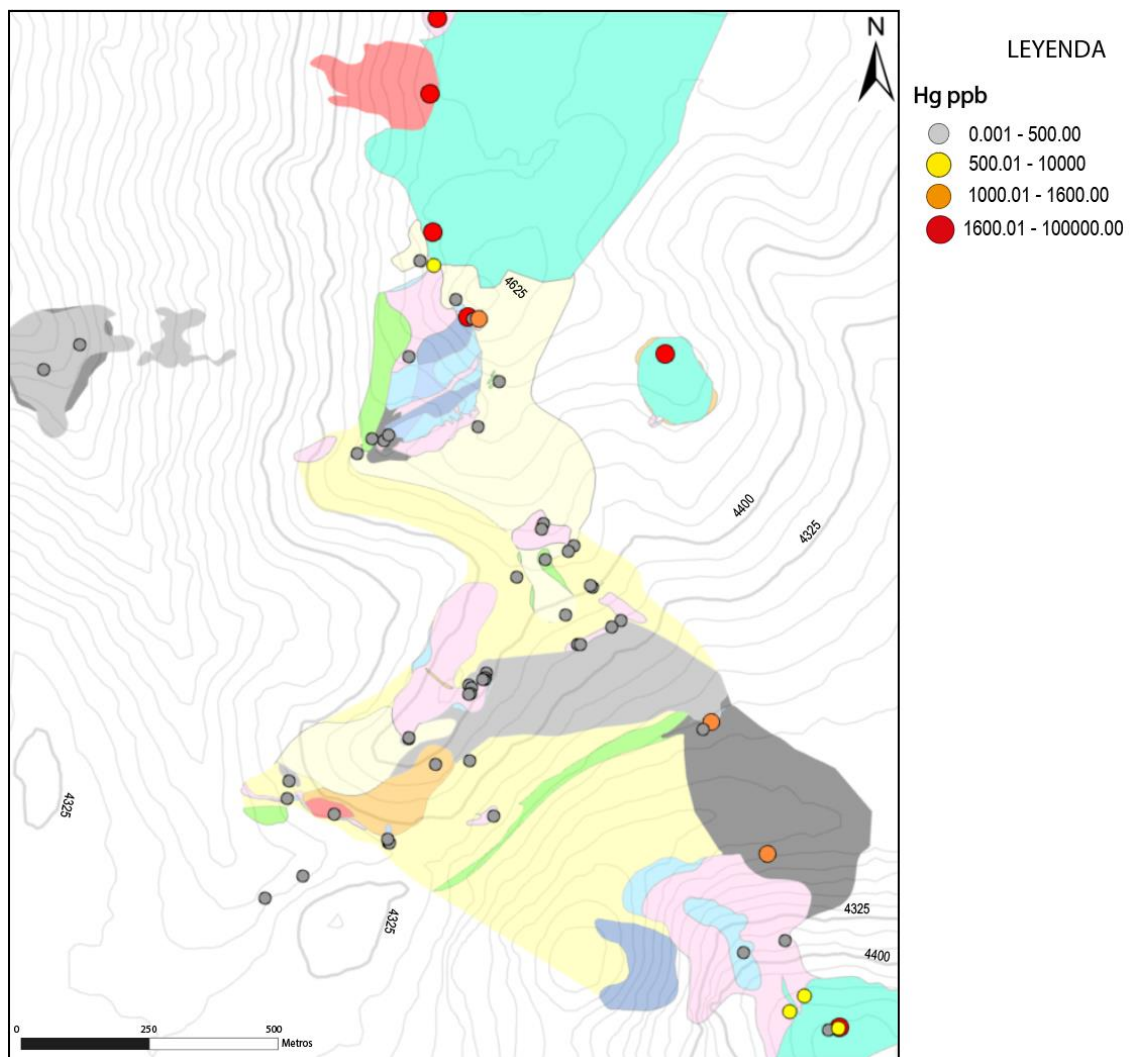


Figura 5-43. Distribución de la concentración de Hg en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.4 As

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de As está asociadas a zonas con alteración cuarzo + alunita + caolinita ± pirita y pirofilita ± alunita± diásporo (Figura 5-44). También se observa que las anomalías tanto bajas como altas ocurren entre los 4300 – 4400 m de elevación al sur de Canto, y en Tambo.

En el área de Canto las mayores concentraciones se observan al suroeste, donde la zona con alteración pirofilita ± alunita± diásporo presenta los mayores valores de As (1055 ppm, Figura 5-33) bajo los 4325 m de elevación, mientras que, hacia los 4400 m de elevación, las concentraciones de As llegan hasta los 1345 ppm, en la zona de la brecha hidrotermal de alunita (Figura 5-9). Sobre los 4400 en el área las concentraciones comienzan a disminuir, en las partes más altas las concentraciones son casi 0 ppm.

Del mismo modo en Tambo las concentraciones comienzan a aumentar a medida que sube la elevación, llegando hasta los 4400 m las mayores concentraciones de As (1195 y 1875 ppm) que luego comienzan a disminuir drásticamente.

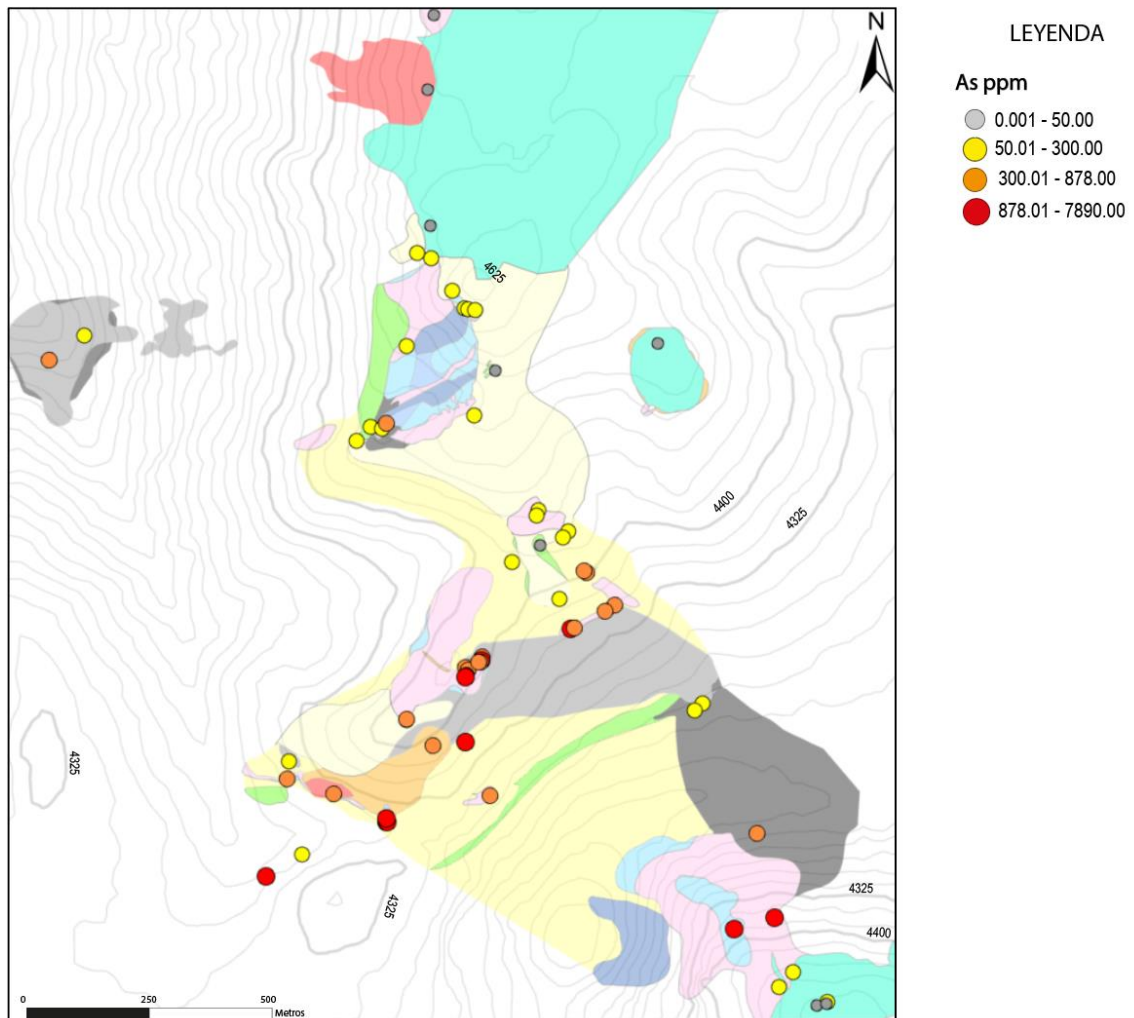


Figura 5-44. Distribución de la concentración de As en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.5 Te

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Te está localmente asociadas a zonas con alteración cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita en área de Canto Sur (Figura 5-45). Las mayores concentraciones ocurren sobre los 4400 m de elevación llegando hasta los 4625 m donde ocurre la mayor concentración 56.40 ppm. Las concentraciones de Te aumentan hacia el norte y con la elevación.

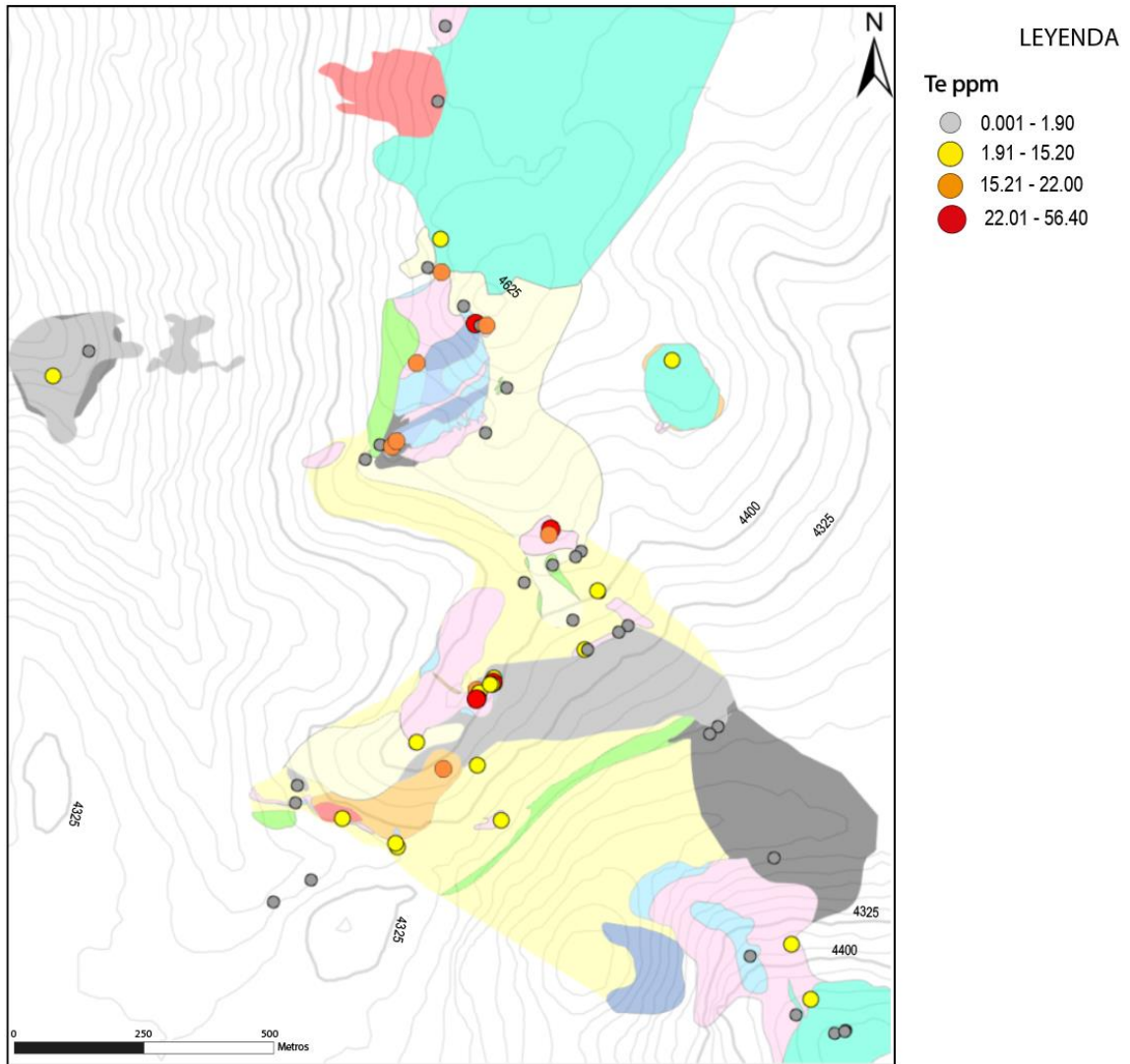


Figura 5-45. Distribución de la concentración de Te en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.6 W

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de W está netamente asociada a zonas afectadas por reemplazo de cuarzo, “cuarzo vuggy” y cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita (Figura 5-46) en el área de Canto Sur al suroeste de esta, entre los 4300 y 4400 m de elevación.

La mayor concentración de W corresponde a 58.30 ppm y está situada puntualmente en un afloramiento intensamente silicificado y cortado por finas vetillas de cuarzo + pirita (?). Las anomalías bajas varían entre 6 – 36.10 ppm y están asociadas a zonas con

alteración cuarzo vuggy que gradan a cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita. Donde aflora la brecha hidrotermal de alunita (Figura 5-9) en Canto Sur, las anomalías bajas alcanzan valores máximos 36.10 ppm, sobre los 4400 m de elevación, mientras que, por debajo de los 4325 m de altura, las anomalías alcanzan valores de 8 ppm de W.

En el área de Tambo las concentraciones de W no alcanzan valores anómalos.

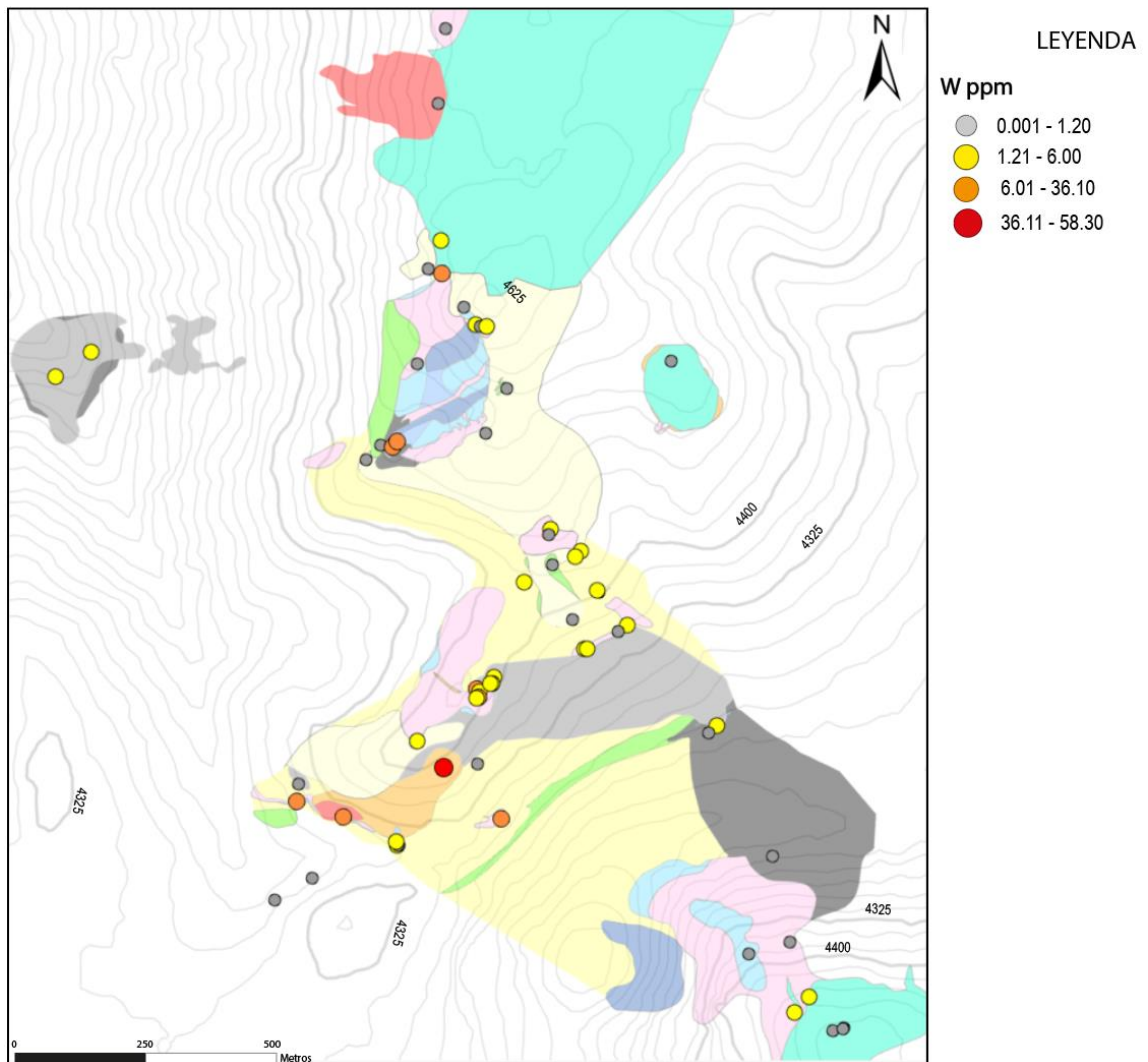


Figura 5-46. Distribución de la concentración de W en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.7 Sb

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Sb está asociada a zonas con alteración cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita (Figura 5-47), al norte y suroeste de Canto Sur. Las muestras ubicadas al norte, se sitúan en los ex pit de producción, en zonas donde la roca es afectada localmente por “cuarzo vuggy” que grada hacia afuera a cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita, ubicadas entre 4478 – 4555 m de elevación. La muestra a menor altura (4478 m) contiene la mayor concentración de Sb (192 ppm) de todas las muestras. Mientras que al suroeste la anomalía alta (48.1 ppm) se encuentra en la con alteración “cuarzo vuggy” con posterior reemplazo de cuarzo (Figura 5-27), por debajo de los 4325 m de elevación. Además, en esta zona se observa que desde los 4325 m hasta los 4400 m de altura las concentraciones de Sb disminuyen gradualmente. En la parte central de Canto Sur se observa una zona donde todas las muestras no presentan concentraciones considerables.

En el área de Tambo las concentraciones aumentan con la altura, llegando las mayores concentraciones (39.1 ppm) entre los 4325 – 4500 m de elevación.

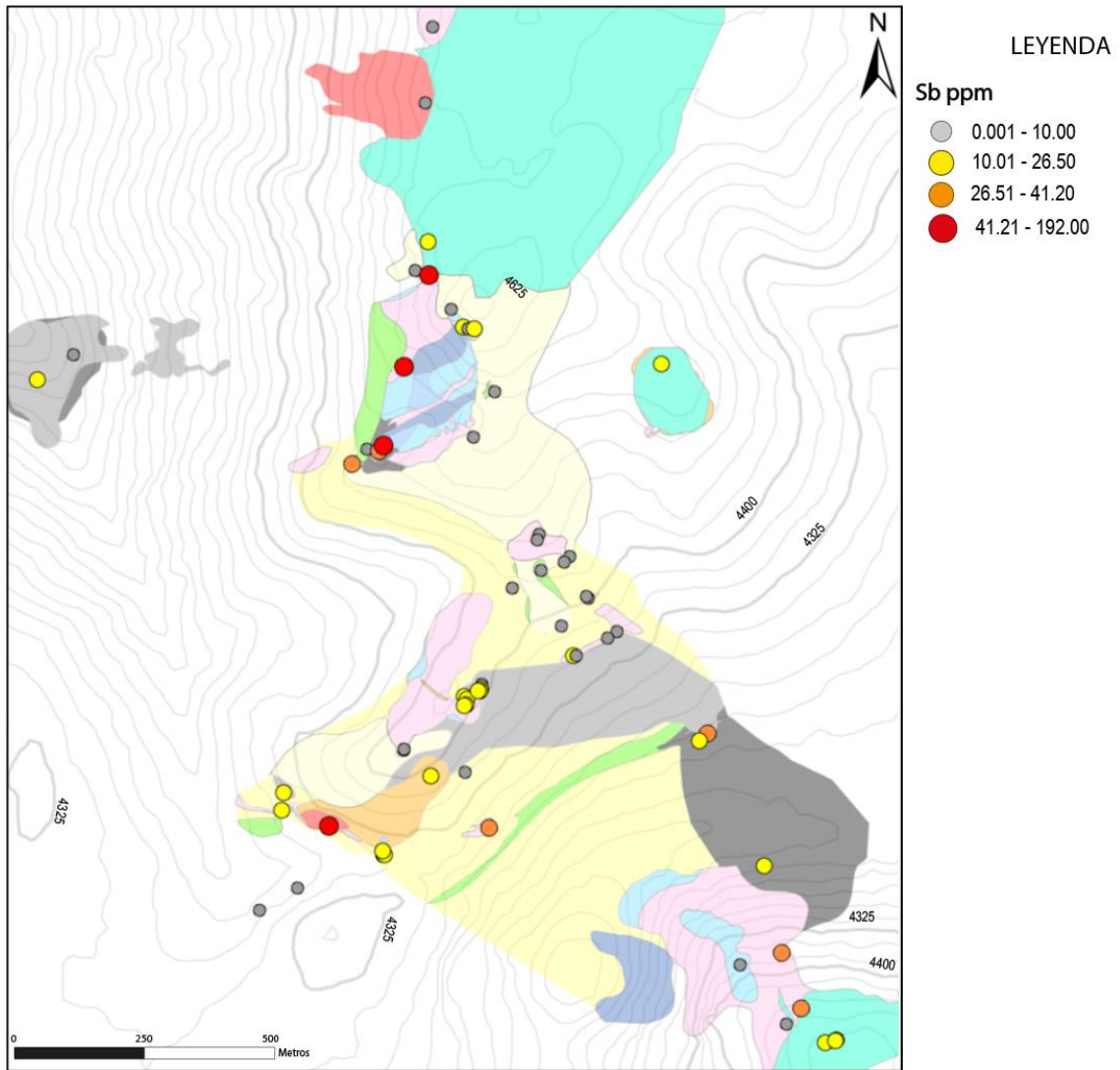


Figura 5-47. Distribución de la concentración de Sb en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.8 Bi

El análisis obtenido muestra que las mayores concentraciones de Bi están asociadas a zonas con alteración cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita (Figura 5-48) al norte de Canto Sur, zonas alteradas por “cuarzo vuggy” y reemplazadas por cuarzo al suroeste de la misma. A los 4259 m de elevación, localmente al sur de Canto Sur una muestra contiene 20.1 ppm de Bi, asociada a la muestra 560200095 (Figura 5-22. E) la cual es afectada por 3 tipos de alteración cuarzo + turmalina + moscovita/fengítica + pirita, pirofilita ± dickita

y cuarzo + turmalina. Se observa además en la zona central del área sobre los 4400 m de elevación una parte donde todas las muestras tienen valores < 0.91 ppm de Bi.

Mientras que, en el área de Tambo ocurre localmente la mayor concentración de Bi (23.6 ppm) sobre los 4400 m de elevación, asociada a la alteración cuarzo + alunita (cxs) + caolinita \pm piritita.

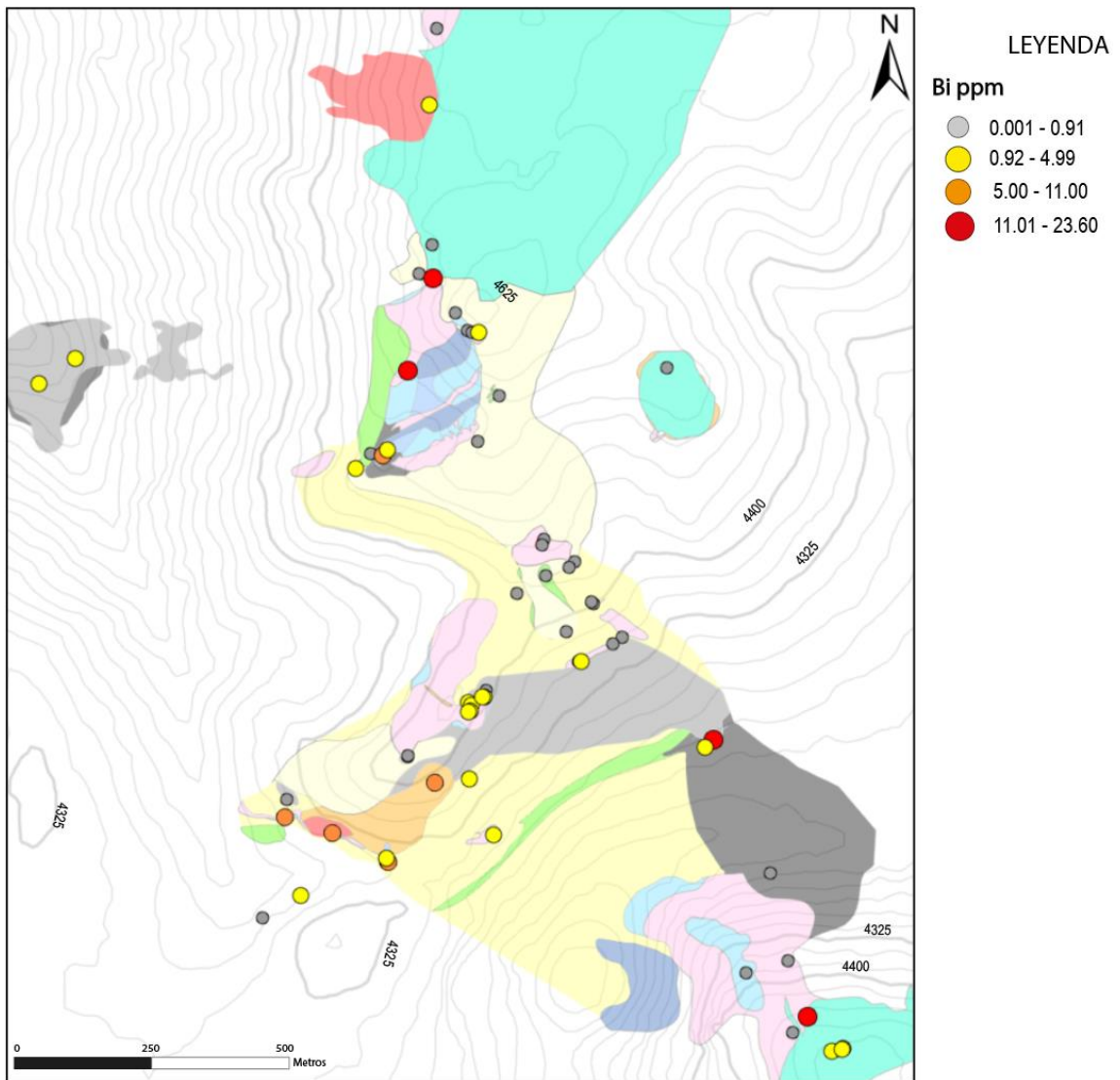


Figura 5-48. Distribución de la concentración de Bi en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.9 Se

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Se está localizada en el área de Canto Sur al norte y al suroeste (Figura 5-49). Al norte las anomalías altas están asociadas a zonas con alteración de cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita y cuarzo + dickita + caolinita ± alunita ± pirita alcanzando concentraciones hasta 24 ppm sobre los 4600 m de elevación. Mientras que al suroeste las anomalías altas ocurren a los 4400 m de elevación en la zona donde aflora la brecha hidrotermal de alunita (Figura 5-9) con concentraciones máximas de 12 ppm de Se, disminuyendo hacia la periferia, con la elevación y profundidad. Sin embargo, puntualmente una muestra contiene 6 ppm de Se por debajo de los 4325 m de elevación, asociada a la alteración pirofilita ± diásporo ± alunita.

Por otro lado, en el área de Tambo las concentraciones solo alcanzan valores entre 2 – 3 ppm de Se, sobre los 4325 m de elevación (Figura 5-49).

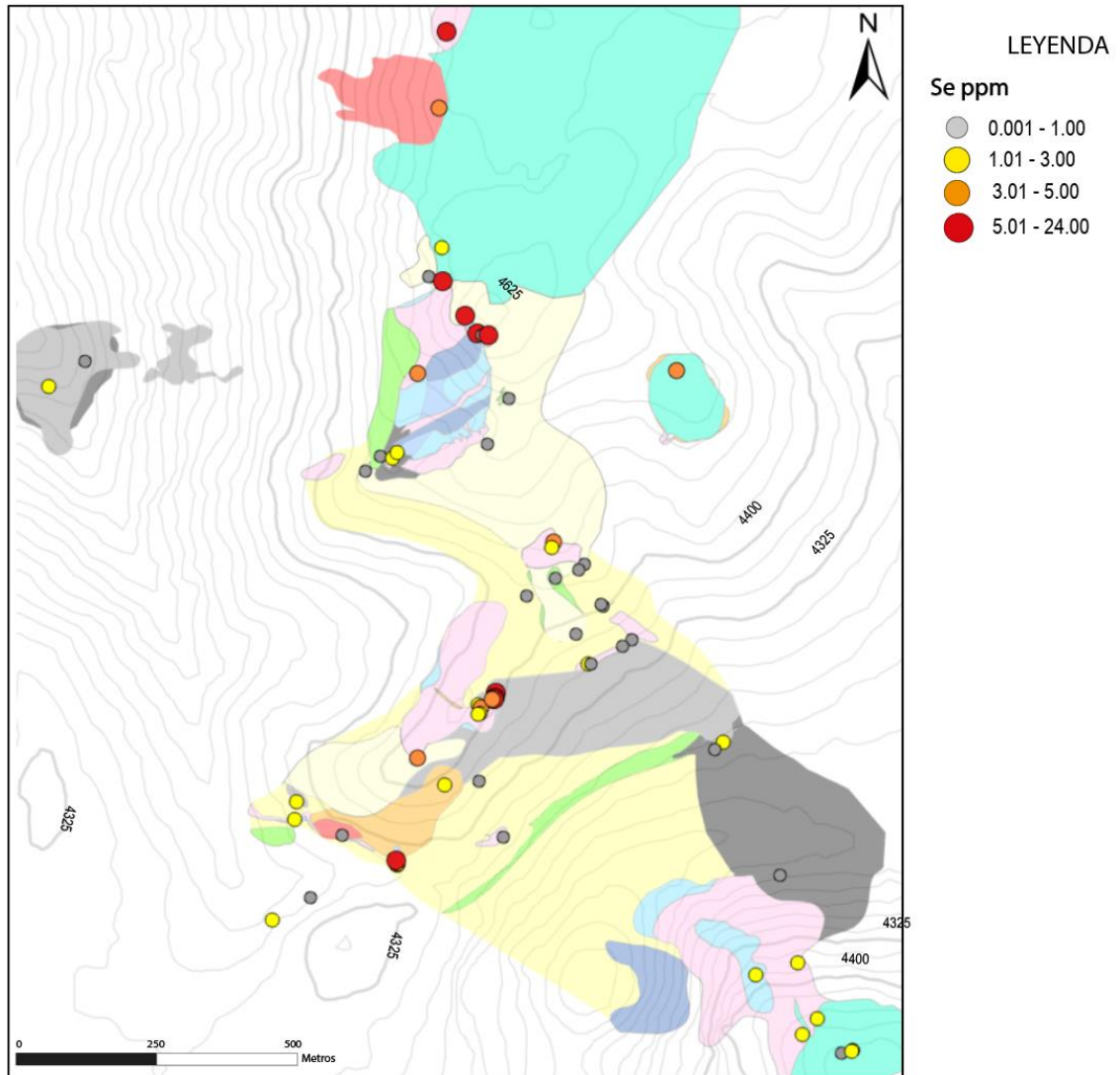


Figura 5-49. Distribución de la concentración de Se, en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.10 Mo

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Mo esta localmente asociada a zonas con alteración cuarzo + dickita + caolinita ± alunita ± pirita y cuarzo + turmalina (Figura 5-50).

En el área de Canto Sur a 3907 m de elevación una muestra contiene 4.84 ppm de Mo justamente donde aflora la brecha hidrotermal de turmalina (Figura 5-7. A). También en la parte central del área localmente a 4402 m de elevación, una vetilla de cuarzo + dickita + alunita que corta las tobas soldadas riódacíticas alteradas previamente por cuarzo +

moscovita ± clorita ± pirita, contiene la mayor concentración de Mo (8.55 ppm) de toda el área de estudio.

Por otro lado, en el área de Tambo puntualmente la muestra 5602000402, alterada por cuarzo + dickita + caolinita + pirita, contiene 4.22 ppm de Mo, situada a 4379 m de elevación.

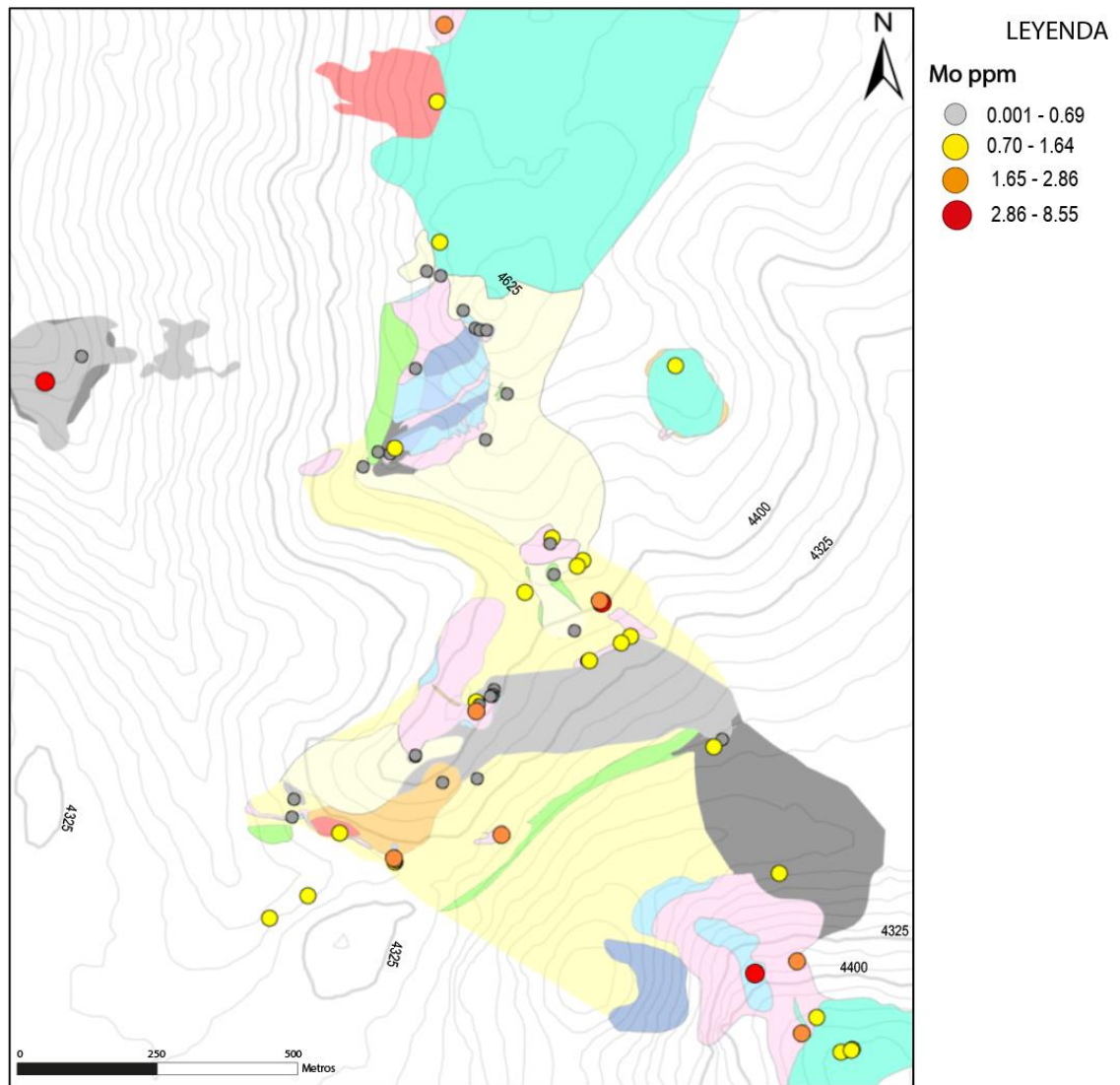


Figura 5-50. Distribución de la concentración de Mo en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.11 Cu

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Cu esta localmente asociada a una zona con alteración pirofilita ± diásporo ± alunita al suroeste de Canto Sur (Figura 5-51), alcanzando la mayor concentración de toda el área de estudio. Se observa que las concentraciones de Cu van aumentando gradualmente con la profundidad, por debajo de los 4325 m de elevación se sitúa la mayor concentración de Cu (408.00 ppm). Mientras que, sobre los 4400 m de elevación las concentraciones son bajas.

Por otro lado, en el sector de Tambo todas las muestras que están sobre los 4325 m de elevación contienen concentraciones mínimas (Figura 5-51).

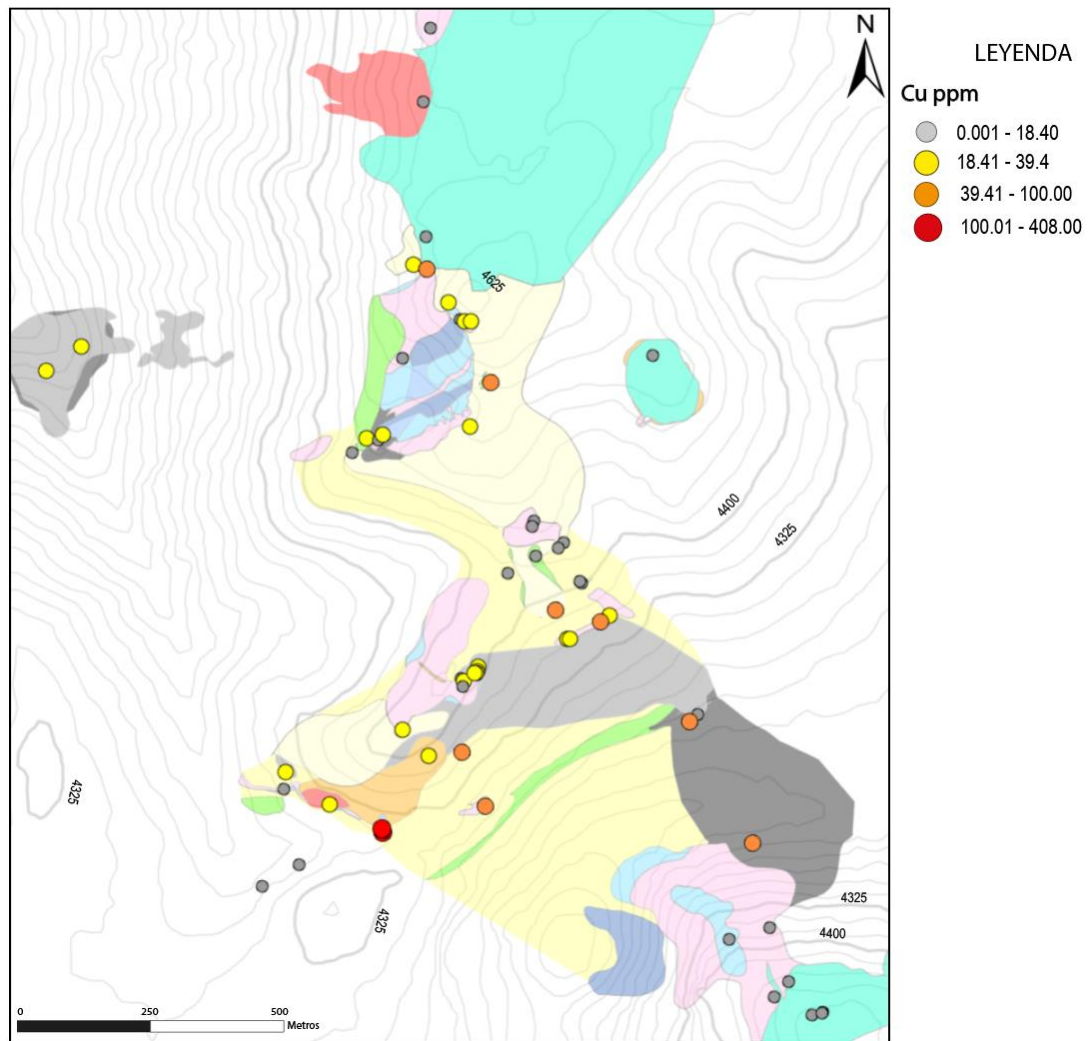


Figura 5-51. Distribución de la concentración de Cu en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.12 Pb

El análisis obtenido muestra que las mayores concentraciones de Pb están asociadas a zonas alteradas por cuarzo + moscovita + pirita ± clorita al suroeste de Canto Sur (Figura 5-52). Las mayores concentraciones se sitúan por debajo de los 4400 m de elevación y aumentan gradualmente con la profundidad en dirección suroeste alcanzado hasta 940 ppm de Pb. Mientras que, al noroeste de Canto Sur una muestra de la brecha de turmalina contiene 612 ppm de Pb a los 3985 m de elevación.

Por otro lado, en el sector de Tambo (Figura 5-52) las concentraciones de Pb alcanzan valores hasta 168 ppm sobre los 4400 m de elevación.

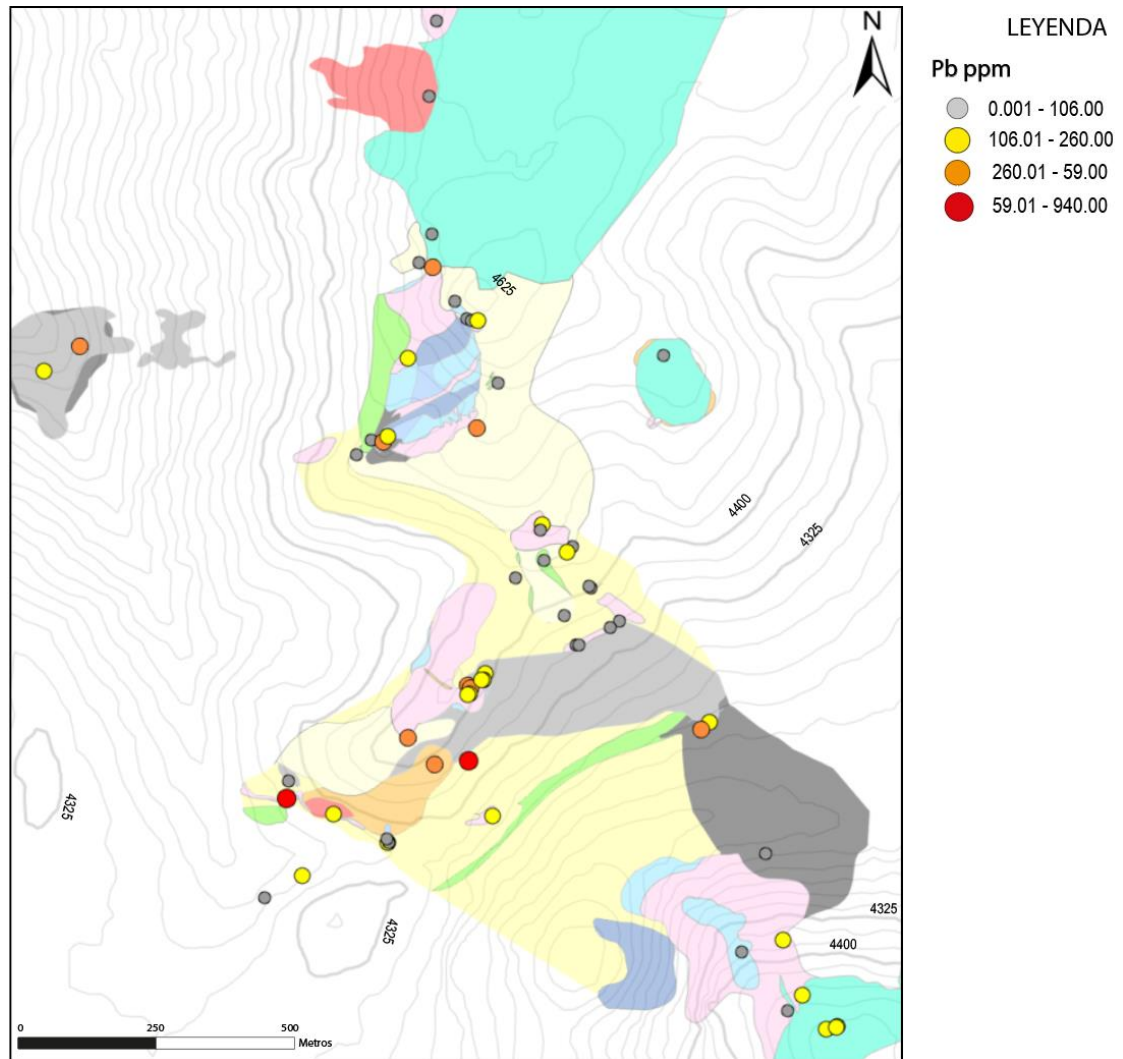


Figura 5-52. Distribución de la concentración de Pb en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.13 Zn

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Zn está asociadas a zonas alteradas por pistacita + clorita ± pirita y cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita en el área de Canto Sur (Figura 5-53).

Al norte de Canto Sur se obtienen las mayores concentraciones de Zn (823 ppm), situada en una zona alterada por pistacita + clorita (Figura 5-12. E) en la periferia de los muros de los ex pit de producción a una elevación de 4460 m. Mientras que, más al norte una muestra intensamente alterada por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita contiene 379 ppm de Zn a los 4531 m de elevación, en uno de los muros del ex pit de producción más

septentrional de Canto Sur (Figura 5-14. C). En la parte central de Canto Sur se observa una muestra con 208 ppm de Zn donde la roca es alterada por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita y remanentes de epidota (Figura 5-14. F) situada a 4383 m de elevación. Finalmente se observa al suroeste de Canto Sur en la periferia del “ex mini pit de producción” una muestra con 241 ppm de Zn, alterada por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita, situada a 4322 m de elevación.

Por otro lado, en el área de Tambo solo se observa una anomalía baja de Zn con 80 ppm a los 4545 m de elevación, donde las rocas son alteradas intensamente por caolinita + alunita + sílice op + azufre ± pirita (Figura 5-53).

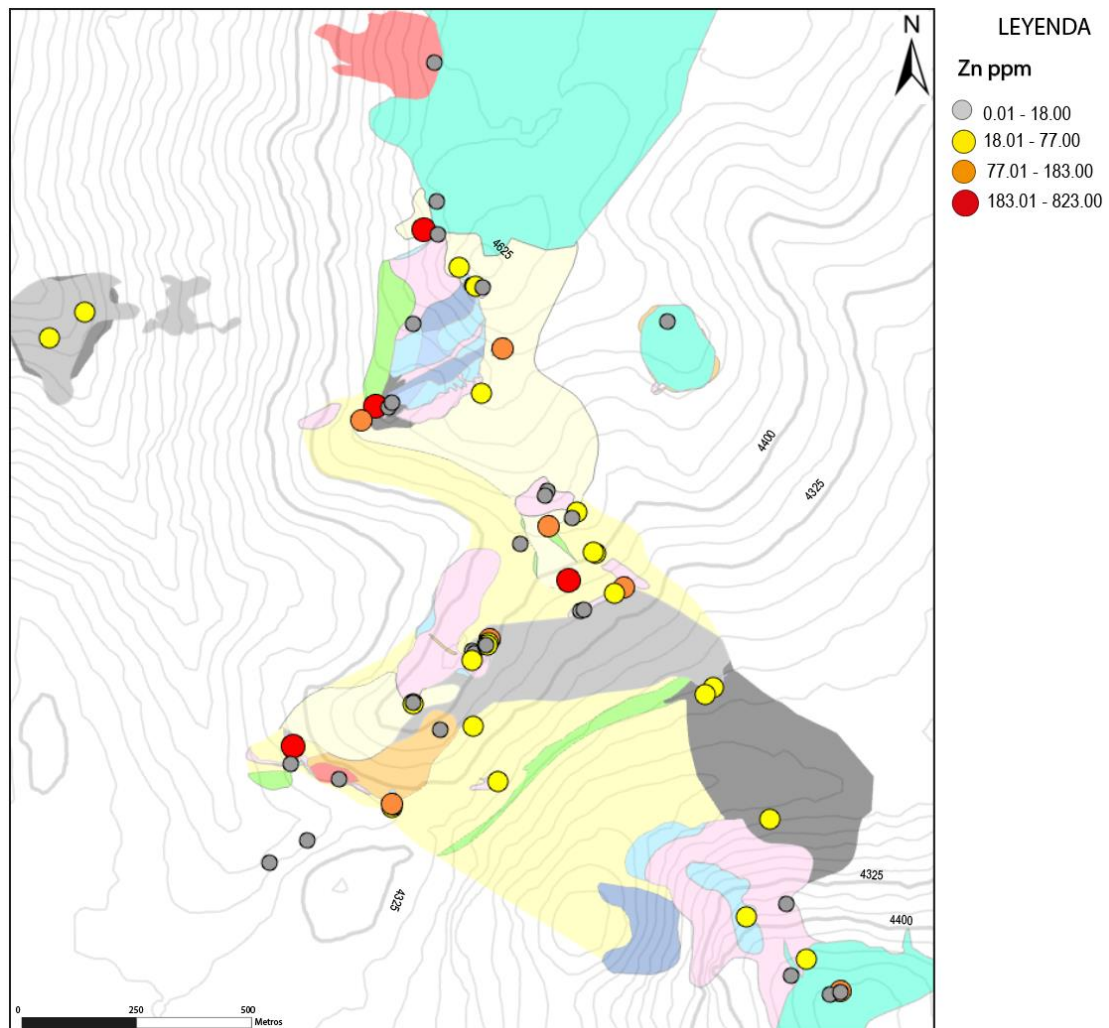


Figura 5-53. Distribución de la concentración de Zn en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.3.14 Tl

El análisis obtenido muestra que la mayor concentración de Tl está asociada a zonas alteradas por cuarzo + turmalina + fengita/illita + pirita al oeste, al sur (Figura 5-54), y en la parte central de Canto Sur. Se observa que las concentraciones de Tl ocurren entre los 4400 m y 3985 m de elevación donde se sitúa la mayor concentración 5.92 ppm, justo en la brecha de turmalina (Figura 5-7). Localmente la brecha hidrotermal de alunita en Canto Sur contiene 5.77 ppm de Tl, al este de esta se tienen concentraciones de 3.55 ppm asociada a una zona alterada por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita a los 4383 m de elevación. Por debajo de los 4260 m de elevación en la parte sur una muestra del pórfido diorítico (Figura 5-6) contiene 3.46 ppm de Tl. Mientras que, al suroeste una muestra en la periferia del “ex mini pit de producción” contiene 4.05 ppm de Tl, situada a 4322 m de elevación.

Por otro lado, en el ara de Tambo no se observan anomalías bajas y altas, llegando hasta los 2 ppm de Tl (Figura 5-54).

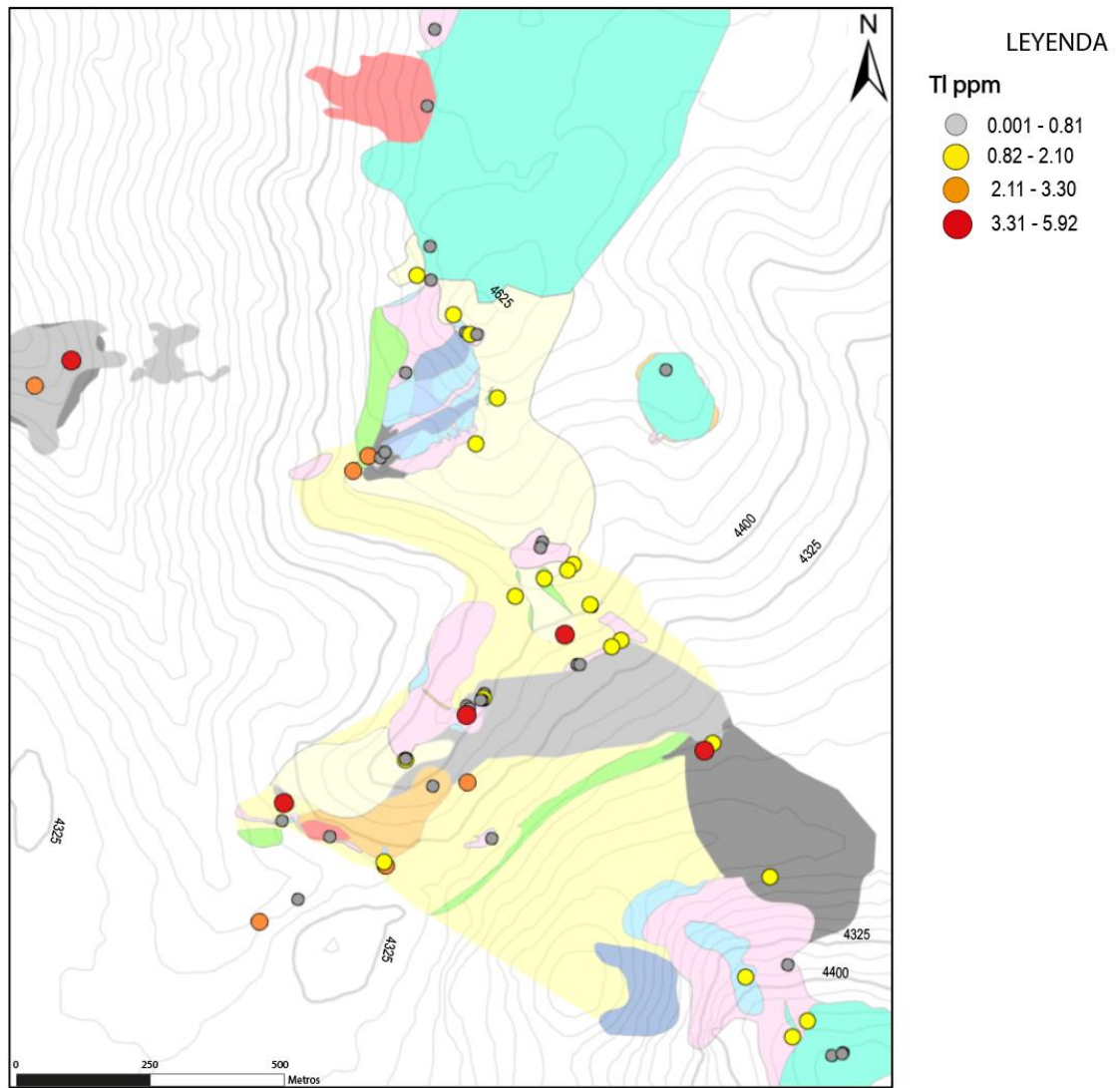


Figura 5-54. Mapa de la concentración de Tl en muestras rock chip. Elaboración propia.

5.3.4 Diagramas Turkey box

A modo de facilitar la distribución de las concentraciones de los elementos *pathfinders* y metales preciosos con el tipo de alteración, se muestran diagramas Turkey box de cada elemento en cuestión (Figura 5-55).

Cada alteración se le designo un color, las muestras fueron agrupadas con respecto a la mineralogía identificada por los análisis de campo, microscópicos y SWIR.

Se observa en que (figura 5-55) las mayores concentraciones de Au, Ag, Pb, Te, As, Sb, W y Bi se localizan en zonas alteradas por cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± pirita y cuarzo + dickita + caolinita ± alunita. Mo y Se, se encuentra en zonas alteradas por cuarzo + dickita + caolinita ± alunita. Cu en zonas alteradas por pirofilita ± diásporo ± alunita. Hg en zonas alteradas por caolinita + alunita + sílice op + azufre ± pirita. Zn en zonas alteradas por pistacita + clorita ± pirita y cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita. Tl en zonas alteradas por cuarzo + turmalina + pirita + fengita/illita, illita + montmorillonita ± clorita y cuarzo + moscovita/illita + pirita ± clorita.

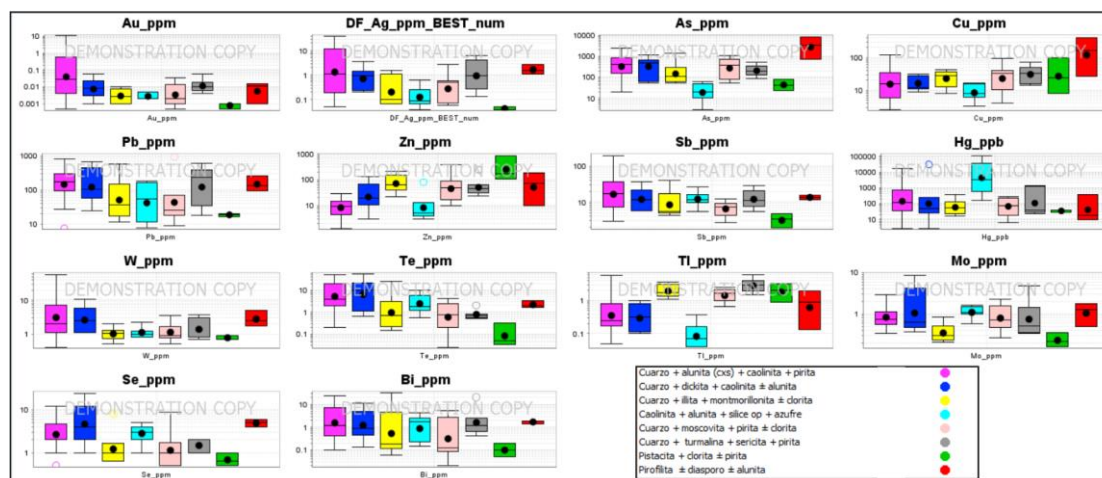


Figura 5-55. Diagramas Turkey Box de elementos *pathfinders* y metales preciosos con respecto al tipo de alteración. Elaboración propia.

6 Capítulo VI Discusión de los resultados

Para llevar a cabo esta sección, se discutirán primero los aspectos de la geología local. Seguidamente la alteración hidrotermal en base a las asociaciones mineralógicas definidas. Luego los resultados de los análisis de Espectrometría (SWIR) partiendo con el parámetro espectral de los 2200 nm y cristalinidad de las micas blancas, y luego con el parámetro espectral de los 1480 nm de alunites. Finalmente se discutirá el capítulo de Geoquímica incorporando los resultados en conjunto del análisis univariable y bivariable, terminando con la distribución espacial de las concentraciones de los elementos *pathfinders* y metales preciosos relacionándolos con las distintas zonas de alteración hidrotermal definidas en el área de estudio.

6.1 Aspectos de la Geología Local

El área de estudio Canto Sur - Tambo presenta rasgos geológicos y de alteración hidrotermal típicos de la Franja El Indio-Pascua, definida por un conjunto de sistemas epitermales de alta sulfuración de Au-Ag, pórfidos de Cu-Au o como una transición entre estos tipos de sistemas (Jannas et al., 1999; Bissig et al., 2001; Chouinard et al., 2005; Deyell et al., 2005a, b; Bissig et al., 2015; Holley et al., 2017).

Las tobas soldadas riódacíticas identificadas en el área de estudio se correlacionan con la Formación Tilito (23 – 27 Ma), ya que muestran similitudes texturales y composicionales (Bissig et al., 2001; Maksaev y Mpodozis, 1984). Estas tobas fueron la roca hospedante de la mineralización (Jannas et al., 1999) de los depósitos Kimberly (Tambo) y Canto (Canto Sur). El Pórfido diorítico se correlaciona con la Unidad Intrusiva Infiernillo (14 – 17 Ma) por su similitud textural y composicional descritas por Bissig et al., (2001). Con respecto a la Brecha hidrotermal de turmalina, el evento hidrotermal ocurrió posterior a la depositación de la Formación Tilito y podría estar relacionada con la actividad magmática - hidrotermal de la Unidad Intrusiva Infiernillo. Las tobas cristalinas dacíticas se correlacionan con la Formación Vacas Heladas (11 – 12.8 Ma), en base a sus similitudes

textura, composición y relación de contacto con las tobas soldadas riódacíticas (Cirrus Spa, 2021; Bissig et al., 2001).

Con respecto a la Brecha freática corta las tobas cristalinas dacíticas al norte de Canto Sur. Contiene cristales de cuarzo embahados, fragmentos alterados por cuarzo residual, fragmentos silicificados de color marrón a piel con textura de flujo, inmersos en una matriz de polvo de roca principalmente de sílice granular. Estos fragmentos evidencian la ocurrencia de un horizonte silicificado y zonas de cuarzo residual en profundidad. Finalmente, con respecto a la Brecha hidrotermal de alunita, esta aflora localmente en Canto Sur y aparentemente muestra una estrecha relación con la mineralización, ya que contiene las mayores anomalías de Au (10.5 ppm). No se tiene claridad de la relación temporal con la Brecha freática, aunque se infiere que es posterior a esta. Ambas brechas hidrotermales aparentemente tienen un control estructural por fallas normales, sin embargo, no se discutirá la geología estructural del área de estudio en este trabajo.

Las litologías identificadas en este estudio pueden ser comparadas con las unidades litológicas identificadas en el área de Campanareo situada ~ 10 km al noroeste del área de estudio. Las unidades litológicas corresponden a tobas asociadas a la formación Vacas Heladas y lavas andesíticas del Grupo Escabroso (Salas, 2022). Mientras que en el área de Canto Sur-Tambo principalmente se identifican rocas de la Formación Tilito y localmente rocas de la Formación Vacas Heladas en las partes superiores del Cerro Canto, esto podría deberse a un nivel más profundo de erosión al momento en que se generó la paleo superficie Azufreras-Torta (Bissig et al., 2002) o por estar más alejada de las fuentes precursoras. Mientras que la brecha freática identificada aquí no presenta similitudes composicionales con las brechas freatomagmáticas que ocurren en Campanario (Salas, 2022). Por la ubicación espacial de la brecha freática reconocida en este estudio, podría ser que se erosionó parte del conducto mientras ocurría la incisión de la superficie de Los Ríos (Bissig et al., 2002). Este contraste de litologías también controla en gran parte el tipo e intensidad de la alteración hidrotermal en ambas zonas.

6.2 Alteración Hidrotermal

Las zonas de alteración argílica avanzada están mineralógicamente zonificadas, y si están definidas, pueden ser utilizadas para vectorizar hacia la parte de mayor temperatura del sistema (Hedenquist y Arribas, 2021). Los minerales característicos de esta alteración, incluyen alunita, anhidrita, aluminosilicatos (caolinita, halloysita, dickita, pirofilita, andalucita, zunyita y topacio) y diáspora. Uno o más de estos minerales se forman en cinco ambientes geológicos claramente diferentes de alteración hidrolítica (Figura 2-5), a condiciones de pH 4–5 a < 1 , la mayoría a profundidades < 500 m (Hedenquist y Arribas, 2021). Dado que la mayoría de estos minerales (con enlaces hidroxilo o sulfato) son activos en el infrarrojo de onda corta y cercana (NIR-SWIR), se pueden identificar de manera más confiable en el laboratorio y en el campo con espectrómetros SWIR portátiles (Thompson et al., 1999; Hedenquist y Arribas, 2021). Por lo tanto, la caracterización mineralógica, las tendencias texturales y geoquímicas alrededor y dentro de estas zonas de alteración argílica avanzada es primordial para que los exploradores identifiquen los indicadores de proximidad de potenciales depósitos de Au epitermal de alta sulfuración y de pórfidos subyacentes (Bouzari et al., 2022).

La actividad hidrotermal en Tambo se caracterizó por múltiples etapas de alteración y dos eventos de mineralización relacionados con la actividad magmática episódica durante un período de al menos 4 Ma (Deyell et al., 2005), esto es consistente con las observaciones realizadas en este estudio (eventos de alteración). El área de Canto Sur - Tambo es afectada por zonas de alteración argílica avanzada caracterizada por la presencia de caolinita, dickita, pirofilita, diásporo y múltiples eventos de alunita, y localmente zonas de alteración cuarzo, turmalina, pirita y sericita.

La alteración es más intensa en y alrededor de los ex pit de producción de Canto Sur y Tambo). También se observa una zonación mineral típica de la alteración argílica avanzada (Figura 6-2), que va desde una zona de cuarzo residual (cuarzo vuggy) que grada hacia la periferia a cuarzo + alunita, caolinita/dickita y la parte más externa de illita + montmorillonita \pm clorita, reflejando la neutralización del fluido a medida que se aleja del conducto principal (Hedenquist et al., 2000; Hedenquist y Taran, 2013), indicándonos las partes más marginales del sistema hidrotermal.

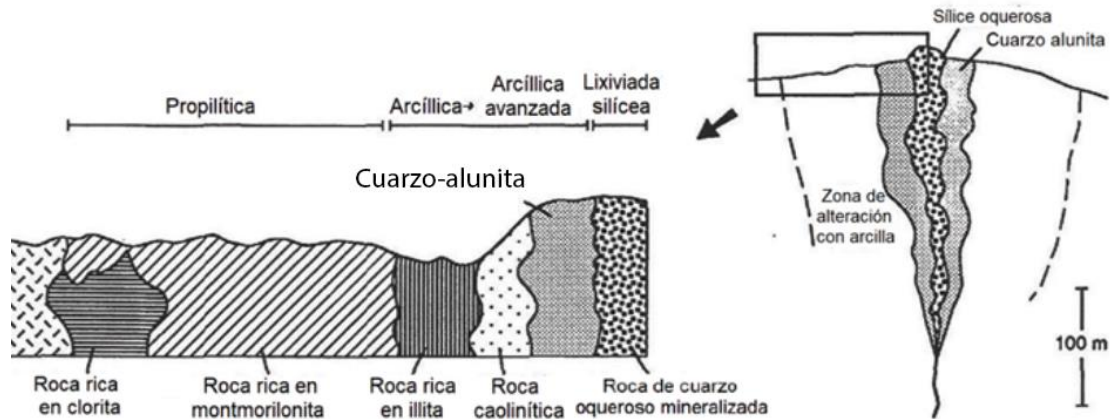


Figura 6-1. Sección típica de la zonación mineral característica de una zona de alteración argílica avanzada, hacia fuera del núcleo de cuarzo residual. Extraído de Hedenquist et al (2000).

Por otro lado, se identificaron distintas asociaciones mineralógicas posiblemente indicativas a un entorno de mayor profundidad (meso termal), previamente a los diferentes estilos de alteración argílica avanzada identificados en este estudio. Mediante los resultados obtenidos por el análisis microscópico se interpreta que la asociación mineralógica pistacita + clorita y cuarzo + turmalina + moscovita/fengítica + pirita son los eventos más tempranos de alteración en el área de estudio. Esto es consistente con investigaciones anteriores que habían reportado la ocurrencia de esta asociación mineralógica definiéndola como alteración fílica temprana en el distrito relacionada con un evento de pórfido más antiguo (Reporte interno Barrick). Luego esta alteración fue cortada por finas vetillas de cuarzo + turmalina (Figura 5-29. B, C, D, E y F), asociada a un evento de pórfido más joven previo a la alteración argílica avanzada. Así mismo las vetillas de cuarzo + turmalina cortan vetillas de pirofilita (?) + dickita (Figura 5-22, D y H)

Con respecto a esta última asociación pirofilita (?) + dickita se interpreta como un evento temprano de alteración argílica avanzada de mayor temperatura observado en el área de Canto Sur y podría estar relacionado con la ocurrencia de la textura “*micro patchy*” observada en las tobas de uno de los ex pit de producción de Canto Sur (Figura 5-31. B, G y H), que posteriormente fueron reemplazados por dickita + caolinita + sulfuros, asociados a la alteración argílica avanzada principal, aunque no queda muy claro esta

temporalidad, ya que, solo se restringe la información obtenida de solo dos muestras. Sin embargo, se interpreta que la alteración de dickita + caolinita + sulfuros es una superposición telescópica tardía de baja temperatura sobre el conjunto pirofílico-aluminoso, esto es consistente con Hedenquist y Arribas (2021).

Sin embargo, la identificación de la textura “*patchy*” puede ser de mayor atención, ya que la aparición de esta textura sugiere la proximidad a la base de la zona de alteración argílica avanzada e indicativas de una transición a un entorno de pórfido (Hedenquist y Arribas, 2021; Bouzari et al., 2022). Esto se ha observado en otros depósitos como en el reciente descubrimiento de Onto, Indonesia (Burrows et al., 2020), en Kemess North, Canadá (figura 6-3; Bouzari et al., 2022), así como en Escondida (Padilla-Garza et al., 2004). Debido a esto, las zonas donde se identificó la textura “*micro patchy*” y vetillas de pirofilita (?) + dickita en el área de estudio (Figura 5-31), podrían indicar las partes superiores de un sistema tipo pórfido y posiblemente el alimentador de las zonas mineralizadas de Au epitermal de alta sulfuración en el área Canto Sur-Tambo.

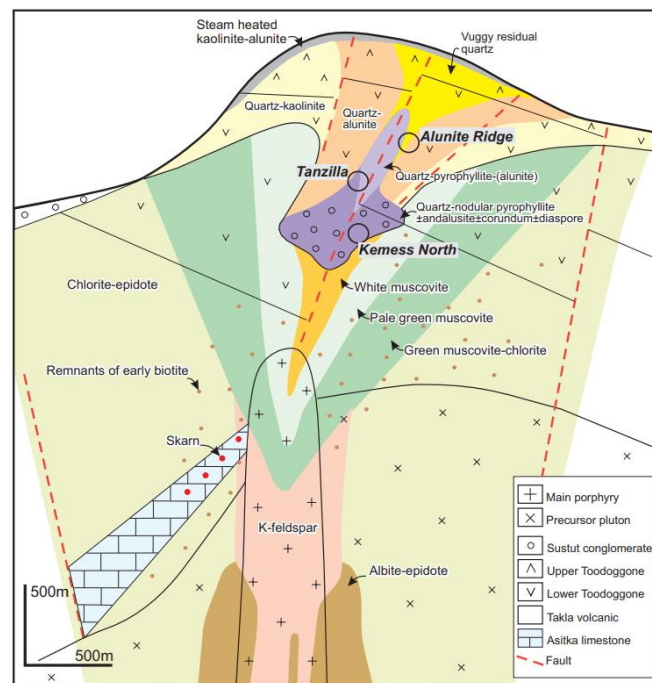


Figura 6-2. Sección esquemática de un depósito tipo pórfido con lithocap argílico avanzado, destacando la zonación mineral y textural del sistema hidrotermal, según Sillitoe, 2010 y Hedenquist y Arribas, 2021. Extraído de Bouzari et al., 2022.

Una de las interpretaciones más críticas es identificar el origen de la alteración argílica avanzada (hipogéna, calentada por vapor o supergénica), así como el origen de la alteración silicea (cuarzo residual o silicificación) (Hedenquist et al., 2000).

Con respecto a la asociación mineralógica caolinita + azufre + sílice op ± alunita identificada en el área de estudio, esta es característica de un entorno generado por sulfato ácido calentado por vapor, formado por encima de la capa freática (Rye et al., 1992; Sillitoe, 2015) producto de la oxidación atmosférica del H₂S en la zona vadosa (Hedenquist y Arribas, 2021). La conservación de esta alteración representa un nivel de erosión poco profundo y la conservación del sistema hidrotermal en profundidad. Esta alteración afecta a la “toba amiga” en el área de Tambo a unos 4500 m de elevación (Jannas et al., 1999) y a 4578 m en Canto Sur. En este trabajo se utilizará el término “*steam-heated*” (Sillitoe, 2015) para este entorno de alteración.

Las zonas presentes en el área de estudio pueden ser comparadas con otras zonas “*steam-heated*” del cinturón El Indio – Pascua, por ejemplo, con el área de Campanario situado ~ 10 km al noroeste del área de estudio, también presentan alunita, caolinita y azufre nativo local (Salas, 2022), en el depósito de Veladero presenta zonas con cuarzo, caolinita y azufre nativo (Holley et al., 2016), el depósito de Pascua – Lama también exhibe zonas afectadas por sílice (calcedonia, ópalo), caolinita y azufre nativo (Chouinard et al., 2005), Sol Poniente y Azufreras con alunita, caolinita, calcedonia y azufre nativo (Jannas et al., 1999).

Todas las zonas donde se observó alunita cristalina (cuarzo + alunita (cxs) + caolinita ± dickita ± pirita) con hábito tabular, acicular y prismático son característico de un origen hipógeno, además por estar estrechamente relacionada con zonas locales de cuarzo residual (Hedenquist et al., 2000; Hedenquist y Arribas, 2021), producto de la condensación de vapores magmáticos (Arribas, 1995). Estas zonas frecuentemente son rodeadas o encapsuladas por pocos metros de cuarzo + dickita + caolinita ± pirita, esta zonación es típica de los depósitos epitermales de alta sulfuración (Hedenquist et al., 2000).

La ubicación de las zonas alteradas por cuarzo residual que afectan localmente a las tobas soldadas, principalmente al suroeste de Canto Sur y en los muros de los ex pit de

producción de los mismos. Se infiere que posiblemente los vapores ácidos se condensaron por debajo de la zona vadosa (Hedenquist et al., 2000) y migraron hacia la parte occidental del área, producto de paleo corrientes subterráneas (Hedenquist y Taran, 2013) a elevaciones por debajo de los 4400 m, facilitadas por la permeabilidad de las tobas soldadas, no así, en el área de Tambo donde no se identificaron afloramientos afectados por cuarzo residual.

La precipitación de cuarzo euhedrico observada en el área de Canto Sur (Figura 5-27), podría estar relacionada con la misma ocurrencia de cuarzo euhedral en Veladero (Holley et al., 2017) y estar relacionada con la mineralización de Au. Ya que la muestra identificada en este trabajo contiene leyes de 2.1 ppm de Au.

Posiblemente un evento tardío de alteración dickita + caolinita + sulfuro (?) en el área de Canto Sur, sobreimprime a las alunitas que reemplazan a los feldespatos y juveniles de las tobas soldadas, y a los cúmulos de pirofilita (?) acompañados con la ocurrencia de tetraedrita/tennantita (?) + pirita (figura 5-31. B y C) diseminada. Es por estas evidencias que se cree que corresponde a un evento tardío, posiblemente asociado con mineralización o simplemente representa las raíces más profundas de las zonas mineralizadas (extraídas) en Canto Sur.

Con respecto a la ocurrencia de huanguita (alunita-cálcica) en el área de Canto Sur, podría estar relacionada con la ocurrencia en otras zonas del cinturón El Indio – Pascua. En Tambo (8.6 ± 0.4 Ma; Deyell et al., 2005b), o en el área de El Indio también que también se identificó la ocurrencia de huanguita (6.2 ± 0.3 Ma; Bissig et al., 2001b), sin embargo, es posible que esté relacionada con el evento en Tambo por la cercanía. Se podría considerar la muestra de huanguita identificada en el área de Canto Sur (Figura 5-18. A), para re definir la edad de esta ocurrencia en el distrito Tambo, ya que aquí se observó un mayor tamaño de grano y la muestra corresponde casi en su totalidad a alunita-cálcica. No se observó relación temporal con las demás ocurrencias de alunita, pero si, corta a las tobas soldadas previamente alteradas por cuarzo + moscovita/illita + pirita \pm clorita. La ubicación de esta muestra podría indicar una cercanía a un cuerpo intrusivo en profundidad, donde Chang et al (2011) utilizaron este mineral como una herramienta de vectorización (temperatura) hacia el pórfido del Lejano Sudeste, Filipinas.

Las vetillas de alunita “diente de peineta”, están asociadas a un origen de vapor magmático (Deyell et al., 2005; M. Gallardo comunicación personal ,2021). Las vetillas de alunita + jarosita que cortan a las rocas alteradas previamente por cuarzo + illita + montmorillonita ± clorita ± pirita y a las vetillas de alunita “diente de peineta” (Figura 5-16) en el área de Canto Sur, son consistentes con las vetillas descritas por Deyell et al (2005b) que podrían estar asociadas a la mineralización más joven en el área de Canto Sur (7.1 ± 0.2 Ma; Bissig et al., 2001), aunque en este trabajo no se identificó mineralización, en las zonas donde ocurren estas vetillas.

Deyell et al (2005b) concluyo que la transición de los procesos magmático-hidrotermal a los magmático-vaporíferos en el distrito Tambo refleja probablemente los repentinos descensos de presión en el sistema hidrotermal, los resultados obtenidos en esta investigación, indicarían que al norte de Canto Sur con la ocurrencia en superficie de una brecha freática (Figura 5-8), la cual contiene clastos alterados por cuarzo residual, refleja eventos de descompresión y/o ebullición en profundidad.

En resumen, el área de Canto Sur-Tambo es afectada por diversos eventos hidrotermales de alteración fílica, silicificación y argílica avanzada (Figura 6-4), esta última desarrollada con mayor intensidad en, sobre y alrededor de las zonas mineralizadas de oro epitermal. Los ambientes de formación para los minerales de la alteración argílica avanzada son magmático-hidrotermal, calentados por vapor, magmático-vapor y posiblemente enfriamiento de un fluido estable con la mica blanca. Mostrando variaciones composicionales de los fluidos hidrotermales responsables de los diferentes estilos de alteración que afectan el área de estudio. No se descarta un potencial de mineralización de tipo pórfido Cu-Au en profundidad, que podría estar localizado en las profundidades del cerro Canto o desplazado hacia al este del mismo. En el área de estudio se observó un nuevo modo de ocurrencia de alunita, con hábito prismático en forma de tetraedros (Figura 5-17), que no había sido identificado anteriormente en el distrito, se interpreta aquí que esta alunita reemplazo completamente a un mineral previamente formado adquiriendo su hábito cristalino, probablemente a la zunyita, mencionada anteriormente su ocurrencia al oeste de Tambo (Jannas et al., 1999), pero no es del todo fiable solo por esa característica.

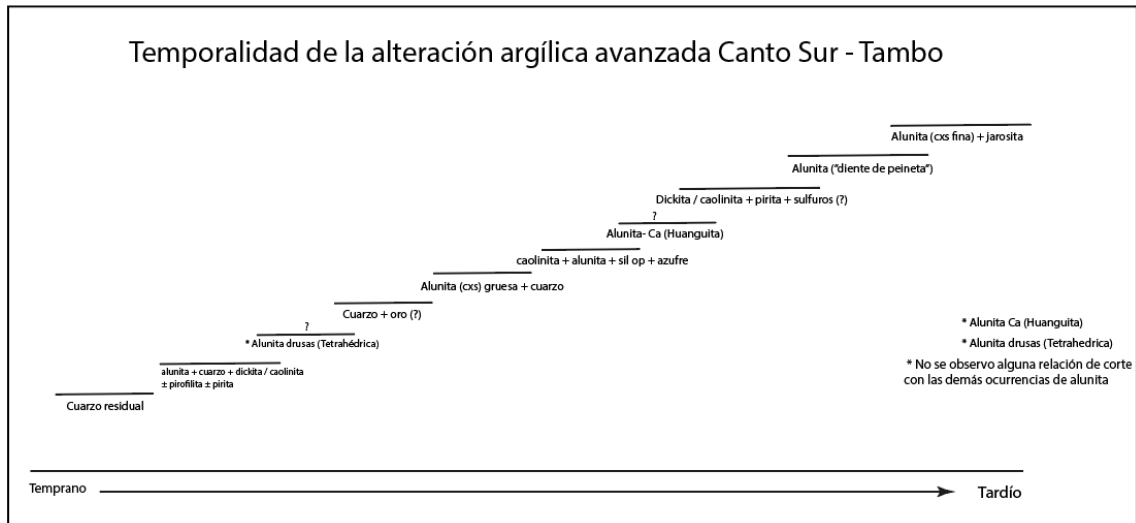


Figura 6-3. Resumen temporal de la alteración argílica avanzada que afecta el área de estudio Canto Sur-Tambo complementada por Deyell et al (2005b). Elaboración propia.

6.3 Espectrometría de onda corta (SWIR)

La espectrometría infrarroja de onda corta (SWIR) es una herramienta muy útil en la exploración asociada a depósitos epitermales, pórfidos Cu y sulfuros masivos (Thompson et al., 1999; Hedenquist et al., 2000). Muchos de los minerales de alteración pueden ser analizados usando espectrometría infrarroja, ya que presentan propiedades espectrales características (Thompson et al., 1999).

En la zona de estudio, esta herramienta sirvió para identificar los diferentes tipos de minerales arcillosos, difíciles de diferenciar mediante el ojo humano, como se observa en la [Figura 5-33](#), mientras que en la [Figura 5-36](#) se muestran las muestras que contiene pirofilita y sericitas y en la [Figura 5-37](#) se muestran las muestras que contienen arcillas. Las identificaciones de estos minerales nos dan indicios de que se conserva gran parte del sistema hidrotermal poco profundo, ya que por debajo de los 4400 m de elevación se identificó la pirofilita al suroeste de Canto Sur, indicadora de mayor temperatura además la ocurrencia de dickita está restringida a actividad hidrotermal (Hedenquist y Arribas, 2021).

6.3.1 Parámetro espectral 2200 nm (wAlOH) y cristalinidad de micas blancas

El análisis SWIR distingue fácilmente entre diferentes tipos de illita, incluidas las variedades paragoníticas (Al-OH a 2180-2195 nm), moscovíticas (Al-OH a 2200-2210 nm), y fengíticas (Al-OH a 2210-2228 nm) (Yang et al., 2011), mientras que distinguir estos tipos de illita por XRD puede ser más difícil (Wang et al., 2021).

El aumento en la lectura de los w2200 nm representa una sustitución del Al por (Fe, Mg) + Si. Esta sustitución es controlada por el pH, así como por las concentraciones de (Fe⁺²) y (K⁺) del sistema hidrotermal (Halley et al., 2015). El nombre sericita ha sido ampliamente utilizado como un término de campo para designar la mica blanca de grano fino (Meyer y Hemley, 1967).

Considerando la información mencionada anteriormente, se interpreta que en el área de Canto Sur-Tambo, las composiciones de las sericitas son fengíticas, moscovíticas y paragoníticas en menor cantidad (figura 6-4. A), estas pueden ser usadas como vectores de pH.

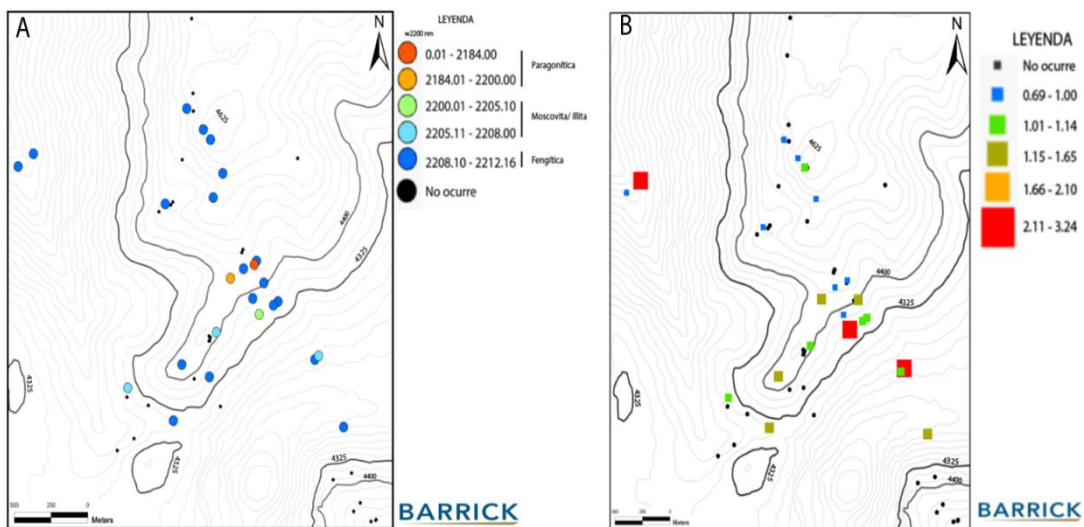


Figura 6-4. Distribución espacial de la composición de las sericitas y cristalinidad, identificadas en las muestras rock chip. Elaboración propia.

Se observa (Figura 6-4. A) que en la parte central de Canto Sur la ocurrencia de las lecturas más bajas (paragoníticas) las cuales reflejan un entorno ácido y podrían estas relacionadas a conductos hidrotermales, más próximos a estos y/o por encima de estos. Las

composiciones moscovíticas/illita también reflejan entornos ácidos (Halley et al., 2015), ocurren principalmente a mayores profundidades y solo están restringidas al sur de Canto Sur, estas sericitas podrían corresponder a una alteración fílica remanente más antigua, o las partes más profundas del *lithocap* (Sillitoe, 2010). Mientras que las demás sericitas muestran una composición fengítica representando un entorno con pH más neutro, se observa también que ocurren en la periferia de las lecturas paragoníticas e moscovíticas/illita (pH ácido) en el centro del área de Canto Sur y a elevaciones menores como superiores. Estas podrían corresponder a la neutralización de los fluidos hidrotermales a medida que ascienden e interactúa con la roca hospedante, desde el centro del posible conducto hidrotermal.

Por otro lado, si comparamos la lectura de los w2200 nm con la mineralogía identificada mediante el software TSG ([Figura 5-33](#)), se puede inferir que cuando el software identifica la sericita como fengita concuerda con una lectura fengítica, mientras que cuando identifica la sericita como moscovita/illita y moscovita, hay que considerar la lectura de los w2200 nm para fiarse de su interpretación.

Se infiere que la parte norte de Canto Sur podría corresponder a una posición más elevada y/o distal del sistema hidrotermal, y/o a un ambiente de pórfido en profundidad debido a la composición de las sericitas y a la cristalinidad de estas, relativamente bajas. Considerando que generalmente en las rocas alteradas por illita + montmorillonita, tienen cristalinidades < 1 ([Figura 6-4. B](#)). Mientras que la zona sur de Canto Sur corresponde a una parte más profunda del sistema hidrotermal, por la composición de las sericitas (moscovítica/illita) y las mayores cristalinidades de estas. En cambio, en el área de Tambo esta zona podría estar enmascarada por una alteración más ácida y superficial.

El valor de wAlOH se puede utilizar con confianza en la exploración donde el tipo de roca y la paleo permeabilidad de la roca hospedante son similares (Wang et al., 2021), esto es consistente para el área de estudio, ya que el tipo de roca es similar para casi toda el área donde se identificó la ocurrencia de sericitas.

6.3.2 Análisis del parámetro espectral w1480 nm

Con respecto a la [Figura 5-40](#), todas las lecturas de las muestras que contienen alunita caen en el rango de alunitas altamente potásicas, se interpreta que las lecturas aumentan a

medida que aumenta la profundidad y temperatura (Chang et al.,2011), pese a esto, Deyell (et al., 2005) concluyo que el uso de composición K-Na de la alunita como guía para la exploración de minerales debe ser tratada con precaución en el cinturón El Indio- Pascua, ya que la composición de la roca hospedante puede condicionar esta lectura. Probablemente esta variación en las lecturas podría corresponder a los distintos modos de ocurrencia de la alunita y puede estar relacionada a distintos eventos de alteración, al menos a 3 eventos distintos. Además, estos índices de alunita altamente potásica se observan en otro parte del cinturón El Indio-Pascua, al noroeste del área de estudio específicamente en el sector de Campanario (Salas, 2021), donde todas las alunitas presentan composiciones potásicas.

Se infiere que las composiciones altamente potásicas identificadas en el área de estudio podrían estar controladas por la composición de la roca hospedante. Estas corresponden a rocas de composición riódacíticas.

6.4 Geoquímica

Los datos geoquímicos de roca entera proporcionan una herramienta útil para mapear la alteración y pueden complementar los datos de campo y SWIR (por ejemplo, Halley, 2020). A continuación, se discutirán los resultados obtenidos por los análisis geoquímicos, sumando algunos diagramas útiles para vectorizar la composición de la alteración sugeridos por Halley (2020) y Bouzari et al (2022).

6.4.1 Distribución de elementos *pathfinders* con respecto a los metales preciosos

En el área de estudio se identificaron anomalías positivas de los siguientes elementos Ag, As, Hg, Te, W, Sb, Pb, Zn y localmente Au, Tl y Bi (Figura 6-5).

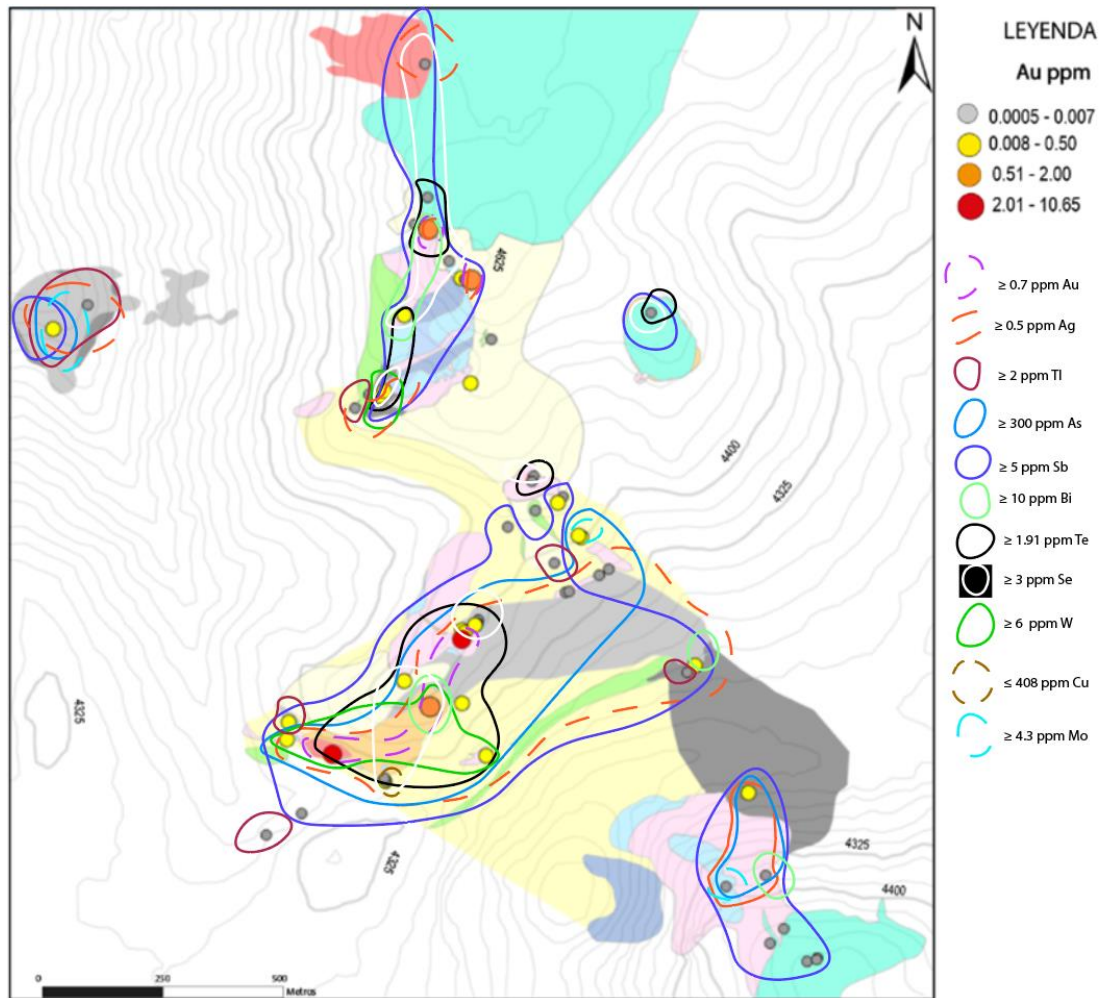


Figura 6-5. Mapa geoquímico de los elementos pathfinders y metales preciosos, no se observan las concentraciones de Pb, Zn y Hg. Elaboración propia.

Las zonas enriquecidas con Zn y Pb son comunes en los márgenes de la mayoría de los depósitos de pórfido de Cu, están presente donde hay cantidades menores de sericita y clorita en las rocas (Halley et al., 2015). En el área de estudio las zonas con alteración epidota + clorita ± calcita ± pirita y cuarzo + illita + montmorillonita ± pirita, contienen las mayores concentraciones de Zn (≥ 77.00 ppm), estas podrían representar los márgenes del sistema hidrotermal. Mientras que, las zonas enriquecidas con Pb están asociadas con la alteración cuarzo + alunita ± caolinita ± pirita, esto podría deberse a que el Pb puede tener mayor solubilidad a temperaturas más altas en ubicaciones proximales, lo que resulta su transporte a una ubicación distal, luego se incorpora a la alunita (Chang et al., 2011). Dado que el Pb sustituye al K, y este último contenido en mayor cantidad en la alunita

(todas las lecturas SWIR indican alunitas altamente potásicas; Figura 5-40), esta se forma en posiciones más distales a menor temperatura (Chang et al., 2011).

Las zonas con anomalías positivas de Hg se localizan a altas elevaciones (≥ 4500 m) en el área de estudio, asociadas a la alteración caolinita + sílice op + alunita + azufre (“*steam heated*”). En zonas afectadas con este tipo de alteración es típico encontrar este tipo de anomalías, ya que, no se permite el transporte de metales preciosos y básicos, además de elementos indicadores del conjunto epitermal (As, Sb, etc.), porque estos no son transportados por el vapor a baja presión (Hedenquist et al., 2000; Hedenquist y Arribas, 2021). Sin embargo, al norte de Canto Sur y al este, estas zonas presentan sutiles anomalías de Te (> 1.9 ppm), Sb (> 10 ppm) y Se (> 3 ppm). Cabe destacar que en la zona este se encuentra la mayor anomalía de Hg (100 ppm), la cual podría ser definida como blanco de perforación para determinar si existe mineralización en profundidad, por las anomalías que presenta y la conservación del sistema en profundidad (Sillitoe, 2015; Hedenquist y Arribas, 2021). Mientras que, en Tambo se observan anomalías de Hg y sutiles anomalías Sb y Bi (> 2 ppm). Las anomalías de estos elementos indicadores del conjunto epitermal podrían deberse a una superposición de la alteración “*steam heated*” sobre una alteración más antigua, posiblemente a la alteración reemplazo por cuarzo en el este de Canto Sur, y a la alteración cuarzo + alunita \pm caolinita \pm pirita en Tambo (Figura 5-20. D).

La mayor concentración de Tl está asociadas a zonas alteradas por cuarzo + turmalina + fengita/illita + pirita al oeste, al sur y en la parte central de Canto Sur. El enriquecimiento de Tl es común en zonas alteradas con sericitas (Halley et al., 2015). El Tl es suministrado probablemente de forma dominante por el fluido magmático-hidrotermal de origen que es transportado hacia las partes superiores del sistema hidrotermal (Halley et al., 2015). Probablemente en estas zonas donde se encuentran las anomalías de Tl son ricas en sericitas y representan las partes superiores por donde pudo haber ascendido el fluido hidrotermal.

Las zonas con alteración “cuarzo *vuggy*”, reemplazo por cuarzo y cuarzo + alunita \pm caolinita \pm pirita, presentan las mayores concentraciones de W localizadas generalmente por debajo de los 4400 de elevación, en la parte suroeste de Canto Sur probablemente

reflejando zonas más profundas (Halley et al., 2015) en comparación con otras partes del área Canto Sur, mientras que en Tambo no se observan anomalías de W reflejando partes más superficiales.

También anomalías de Se, Te, Bi, Sb y As están asociadas a zonas con alteración de cuarzo + alunita ± caolinita ± piritita principalmente en el área de Canto Sur. Las anomalías de Se ocurren en dos sectores de Canto Sur al suroeste a 4400 m de elevación y al norte sobre los 4600 m de elevación, sobre los *ex pit* de producción, este contraste de elevaciones podría deberse a la ocurrencia de dos sistemas hidrotermales temporo-espacial diferentes. Las anomalías de Te ocurren entre los 4500 – 4400 m de elevación en Canto Sur, mientras que las mayores concentraciones de As solo llegan hasta los 4400 m de elevación, las concentraciones de Sb y Bi aumentan hacia el norte en Canto Sur mostrando una sutil zonación en la vertical entre estos elementos (Halley et al., 2015).

Puntualmente anomalías de Mo ocurren en Canto Sur, asociado a una vetilla de cuarzo + alunita + dickita que contiene 8 ppm de Mo, este lugar podría reflejar condiciones de mayor temperatura (Halley et al., 2015), relacionado posiblemente con una mineralización de pórfido en profundidad. Mientras que se observan zonas empobrecidas de Cu, probablemente este fue lixiviado producto de la oxidación de zonas ricas en piritita, ya que se observaron zonas con presencia de hematita, goethita y jarosita (Figura 5-34).

La zona de Canto Sur – Tambo muestra anomalías de elementos característicos del conjunto epitermal Au, Ag, Hg, As, Sb, Bi, Te, Se y algunos puntualmente del conjunto de pórfido Mo, Pb, Zn y W. Con los resultados geoquímicos se puede interpretar que los elementos guías asociados al Au en el área de estudio son Ag + As + Sb + Bi ± W ± Se. Además, la zona de estudio está situada en las partes más superficiales del sistema hidrotermal, con algunas zonas más profundas expuestas al sur de Canto Sur, mientras que la parte norte corresponde a las partes someras. Esto es respaldado con la zonación elemental que propone Halley et al (2015) respecto a las variaciones en la vertical de las concentraciones elementales, reflejando un descenso de la temperatura (Figura 6-6).

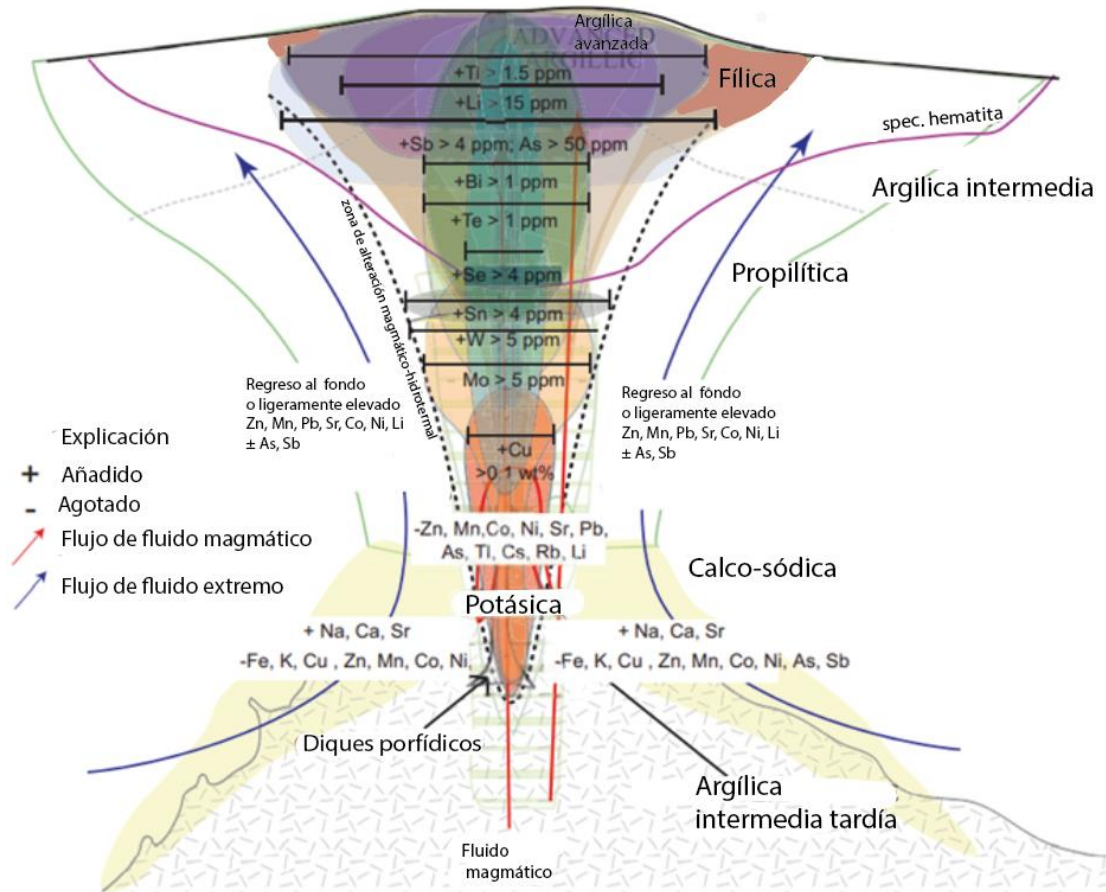


Figura 6-6. Variaciones verticales de elementos traza en un sistema de pórfido de Cu. Modificado de Halley et al., 2015.

Por otro lado, las zonas “*steam heated*” presentes en el área de estudio pueden ser comparadas con la zona “*steam heated*” de Campanario, situado ~ 10 km al noroeste de Canto, aquí esta zona en ciertos sectores presenta anomalías de Au, Ag, As, Bi, Hg, Pb, Sb y Te (Salas, 2021). Mostrando similitudes anómalas de Hg, Sb y Te en Canto Sur como en Campanario, no así con Se, este está presente en Canto Sur. Además, si comparamos geoquímicamente el sector de Canto Sur – Tambo con Campanario (Salas, 2021), en el primer sector existen mayores concentraciones de Au, Ag, As, Te y Hg, mientras que en Campanario ocurren mayores concentraciones de Sb, Bi y Pb probablemente reflejando una parte más somera del sistema hidrotermal.

6.4.2 Vectores de composición de la alteración

Los datos geoquímicos de elementos trazan también logran caracterizar las rocas huésped, por ejemplo, el gráfico V/Sc vs Sc descrito por Halley (2020).

En la Figura 6-7 se observa un grupo de datos con altos valores de V/Sc que pueden ser el resultado de una intensa alteración argílica avanzada, especialmente por pirofilita, diásporo, alunita, dickita, caolinita y cuarzo. Por lo tanto, es posible que las rocas afectadas por una intensa alteración argílica avanzada pueda aumentar la relación V/Sc de la roca, esto es consistente con las observaciones de Bouzari et al (2022).

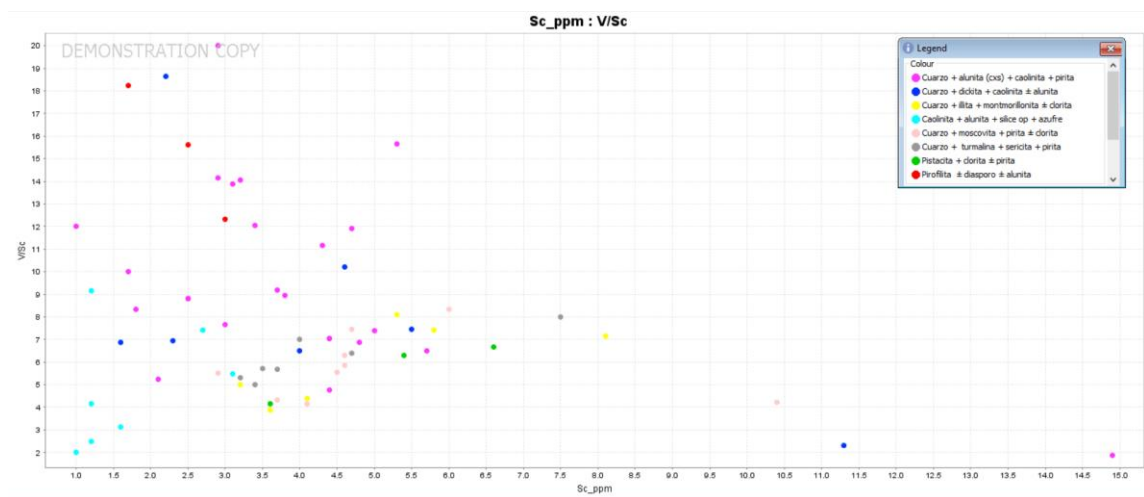


Figura 6-7. Diagrama V/Sc vs Sc scatterplot que muestra el tipo de alteración hidrotermal. Elaboración propia.

El diagrama álcali-alúmina de Davies y Whitehead (2006) ha sido ampliamente utilizado para cartografiar los minerales de alteración de feldespatos y moscovita (Halley, 2020), utilizando la relación molar de Na/Al y K/Al. Los datos muestran (Figura 6-8) una tendencia de cambio composicional desde valores Na/Al y K/Al “mayores” hacia menores valores. Donde la gran mayoría de datos se presenta con valores Na/Al bajos y valores de K/Al desde el nodo de la moscovita hasta el nodo de minerales arcillosos (caolinita), reflejando una disminución de la abundancia de la moscovita y/o una superposición de alteraciones, cabe destacar que las muestras en que se identificó alunita caen cercano o en el nodo de la moscovita. Este grupo de muestras están caracterizadas por moscovita, alunita, caolinita, dickita, pirofilita, diásporo y cuarzo que corresponden a conjuntos de alteración argílica avanzada y fílica más intensos.

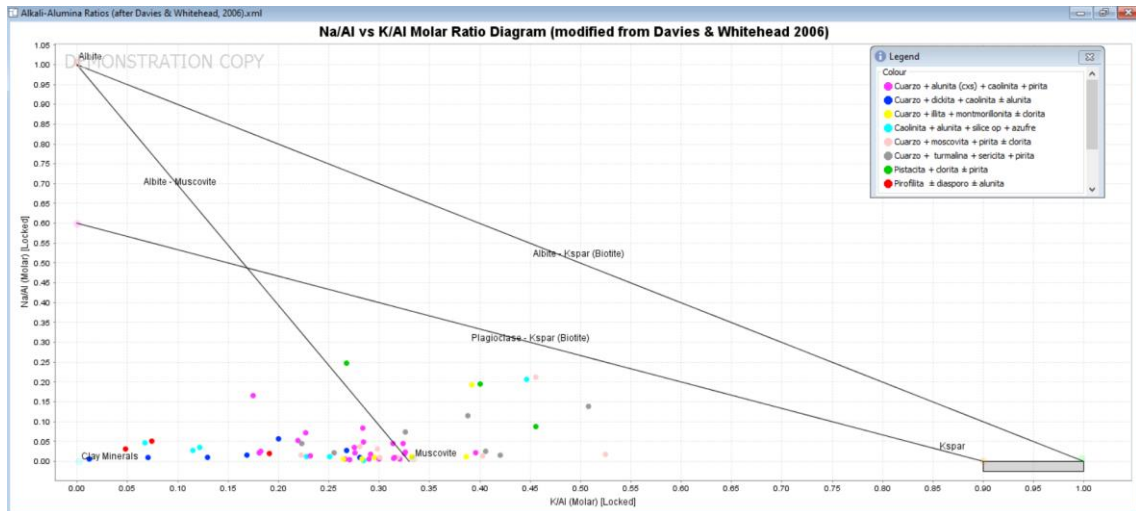


Figura 6-8. Diagrama álcali-alúmina de Davies y Whitehead (2006) y mineralogía identificada en campo y SWIR.

El diagrama de K/Rb-Al ha sido introducido por Bouzari et al (2022), para diferenciar la mayoría de los minerales ricos en Al y la alunita de la alteración argílica avanzada, de los ensamblajes de alteración comúnmente extendidos como moscovita y arcilla usando datos geoquímicos de roca entera. Ya que, se interpreta que el Al en estas rocas está concentrado de forma residual resultado de la lixiviación de la mayoría de los elementos durante la alteración argílica avanzada (Bouzari et al., 2022). La alunita puede distinguirse por su alta relación K/Rb porque el rubidio sustituye fácilmente al potasio en la mayoría de los minerales de silicato, pero no sustituye al potasio en los minerales de sulfato como la alunita (Halley, 2020).

La Figura 6-9, muestra las muestras codificadas por colores por los tipos de minerales identificados por SWIR, petrografía y en campo. Se observa que las muestras que contiene alunita y minerales que suelen aparecer en la zona de alteración argílica avanzada (pirofilita, dickita, caolinita y diásporo) se sitúan entre 1 – 4.5 Al (molar) y 517 - 5742 K/Rb, las muestras que están sobre los 1000 K/Rb presentan una mayor intensidad de la ocurrencia de alunita. También un grupo de muestras con baja cantidad de Al y K/Rb, estas están afectadas por una alteración “*steam heated*” la cual podría haber lixiviado gran parte del aluminio debido a su acidez. Mientras que las muestras que están alteradas por moscovita, moscovita/fengítica, turmalina y arcillas, contienen entre 2.3 – 3.4 Al (molar) y bajas concentraciones de K/Rb, esto podría deberse a la composición de las micas y

arcillas (montmorillonita principalmente), a una mayor sustitución del Rb por K en las moscovitas. Este diagrama es consistente con las observaciones de Bouzari et al (2022) ya que en este trabajo fue útil para diferenciar las muestras afectadas por alteración argílica avanzada, “*steam heated*”, filica y argílica intermedia.

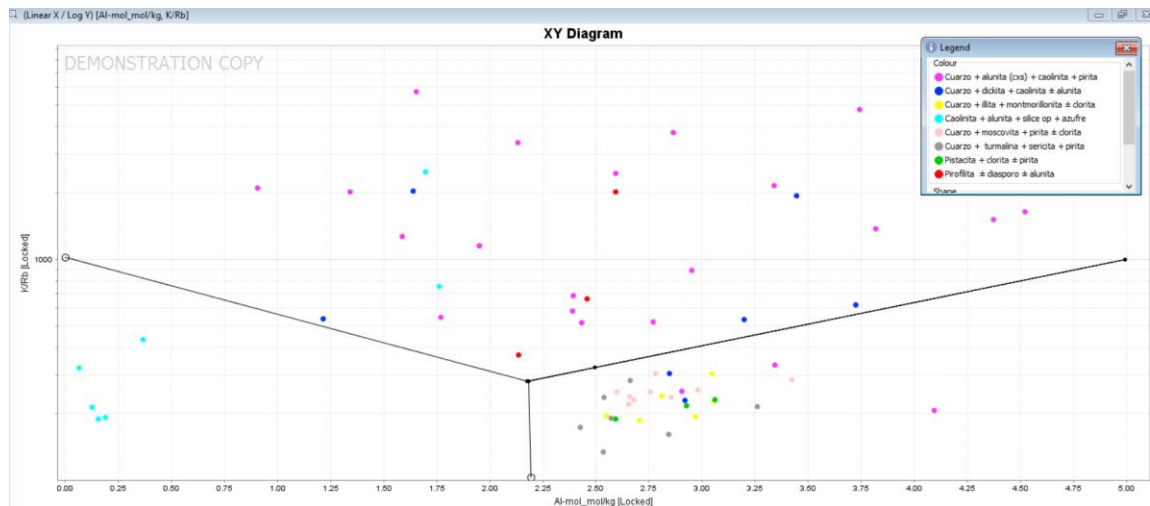


Figura 6-9. Diagrama K/Rb vs Al (molar), se observan las muestras codificadas por colores por los minerales identificados por SWIR, petrografía y en campo.

El diagrama de K/Rb-Al de Bouzari et al (2022) mostrado en la figura anterior, puede complementarse con el diagrama de Rb vs K (Halley, 2020) que discrimina de mejor manera las muestras que contienen alunita de las que contienen moscovita.

Se observa en la Figura 6-10, aquí se observa que las muestras en las que predomina la ocurrencia de alunita contienen concentraciones por debajo de los 75 ppm de Rb, y están enriquecidas de K que es consistente con los resultados de los análisis SWIR, la muestra con alunita que contiene mayor cantidad de K corresponde a la veta de alunita tetraédrica (Figura 5-17). Mientras que las muestras que contienen montmorillonita y moscovita/ilita/fengita contiene mayores concentraciones de Rb > 100 ppm, ocurriendo una mayor sustitución del Rb por el K (Bouzari et al., 2022). También se puede observar que dos muestras alteradas por pistacita + clorita ± pirita contienen mayores concentraciones de Rb y K, en estas muestras se observó que dicha asociación mineralógica de pistacita + clorita ± pirita sobrepone a una alteración cuarzo +

moscovita más antigua (Figura 12. D y E). Este diagrama es útil para discriminar muestras que contienen alunita principalmente, pero no para discriminar minerales ricos en Al, típicos del ensamble argílico avanzado, es por esto que se sugiere complementar el diagrama Rb vs K, con el diagrama Rb/K-Al para identificar minerales típicos de la alteración argílica avanzada, vectorizar hacia las zonas más centrales y de mayor temperatura de esta.

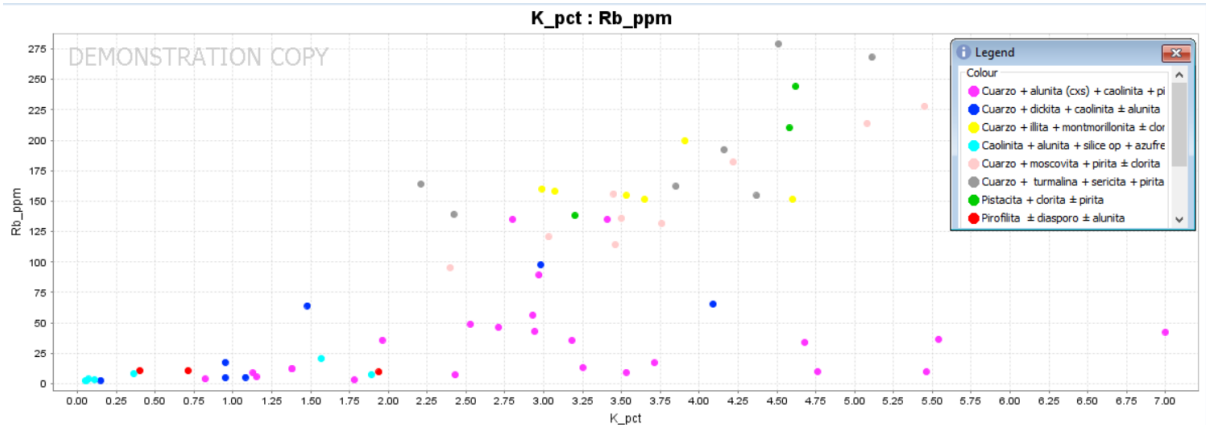


Figura 6-10. Diagrama Rb vs K, para discriminación de muestras afectadas por alteración argílica avanzada.

6.5 Discusión general

Sobre la litología identificada en este estudio, queda en duda la prolongación en profundidad y geometría de la brecha freática, brecha hidrotermal de turmalina y alunita, esta última contiene las mayores concentraciones de Au, por lo tanto, se proponen sondajes para identificar la continuidad de la mineralización y geometría de las brechas en profundidad. El pórfido diorítico que aflora al sur de Canto Sur presenta vetillas de cuarzo + piritita + turmalina con halos sericiticos, las cuales podrían corresponder a vetillas tipo D (Sillitoe, 2010), útiles para vectorizar hacia un sistema pórfido en profundidad.

Con respecto a los resultados obtenidos de los análisis SWIR, petrográficos, mapeo y geoquímicos, podemos interpretar en este trabajo que el área de Canto Sur – Tambo corresponde a un sistema epitermal de alta sulfuración (Jannas et al., 1999; Deyell et al., 2005b), con la zonación mineral argílica avanzada conservada, desde horizontes “*steam*

heated” en las partes altas, que recubren zonas de cuarzo + alunita + caolinita + dickita ± pirita ± pirofilita ± diásporo, estas a su vez rodean localmente zonas de alteración cuarzo *vuggy*. Observando al menos 3 de los ambientes genéticos de la alteración argílica avanzada (Hedenquist y Arribas, 2021), condensado de vapor hipógeno, calentado por vapor y posiblemente el enfriamiento de un fluido hidrotermal de mica blanca. El área de estudio se localiza en las partes superficiales de un lithocap (Sillitoe, 2010), aflorando localmente las raíces en los *ex pit* de producción de Canto Sur evidenciado por la identificación de la textura “*micro patchy*” (Hedenquist y Arribas, 2021). La ocurrencia de múltiples eventos de alunita, magmática-hidrotermal, calentada por vapor y vapor-magmático (Deyell et al., 2005b), evidenciado por alunitas cristalinas aciculares, alunita tetraédrica, alunita en “hojuelas”, alunita pulverulenta, vetillas de alunita “diente de peineta” y alunita Ca. Las zonas de alteración argílica avanzada posiblemente son sobreimpuestas por una alteración de dickita + caolinita + sulfuro (?), relacionada quizás con la mineralización más joven en Canto Sur (Bissig et al., 2001). A su vez la alteración argílica avanzada se sobreimpuso a 3 eventos previos de alteración de estilo pórfido cuarzo + moscovita/illita ± pirita, cuarzo + turmalina + fengita/illita + pirita y cuarzo + turmalina. Hay evidencia de que probablemente ocurrió ebullición en profundidad, responsable de las zonas mineralizadas de Canto Sur - Tambo evidenciados por la brecha freática y horizontes *steam heated*.

La identificación de alunita Ca podría ser útil para redefinir la edad de esta, como vector de temperatura y como posible indicador de fertilidad de mineralización de Au en otras partes del cinturón El Indio – Pascua, ya que, se ha observado la ocurrencia de alunita-Ca en la mina El Indio y Tambo (Deyell et al., 2005b), y pórfido del Lejano Sudeste (Chang et al., 2011).

Las anomalías de Au sugieren que las principales zonas mineralizadas ya fueron explotadas, sin embargo, las anomalías elementos pathfinders, ocurrencia de una brecha freática, textura “*micro patchy*”, alunita-cálcica y composición de las micas blancas sugieren posibles blancos de perforación para identificar mineralización más profunda posiblemente de tipo pórfido Cu-Au en el área de Canto Sur principalmente, ya que el sistema se encuentra bien preservado.

La lectura SWIR del parámetro de las alunitas 1480 nm no muestra variaciones en las lecturas, el cual no es útil para vectorizar en el área de estudio.

Las lecturas de las micas blancas 2200 nm indican una composición fengítica predominante, reflejando condiciones de pH neutras (Halley et al., 2015; Bouzari et al., 2022), se interpreta aquí que la predominancia en composición se debe a los eventos temprano de alteración de sericitas relacionados con la turmalina, mientras que las composiciones moscovíticas/illita representan condiciones más ácidas y un evento más tardío posiblemente con la mineralización de Au y/o la alteración argílica avanzada. En conjunto con la cristalinidad las micas fengíticas presentan menores cristalinidades que las moscovíticas/illita, posiblemente estas últimas formadas a mayores temperaturas.

Los diagramas de Rb vs K y Rb/K vs Al, son útiles en conjunto para mapear la alteración argílica avanzada y vectorizar hacia zonas más centrales y de mayor temperatura, a través de los minerales ricos en Al como la andalucita, diásporo y corindón. Sin embargo, en este trabajo no se identificaron dichos minerales, solo la textura “*micro patchy*” y una muestra con pirofilita y diásporo, útiles para vectorizar hacia zonas de mayor temperatura.

7 Capítulo Conclusiones

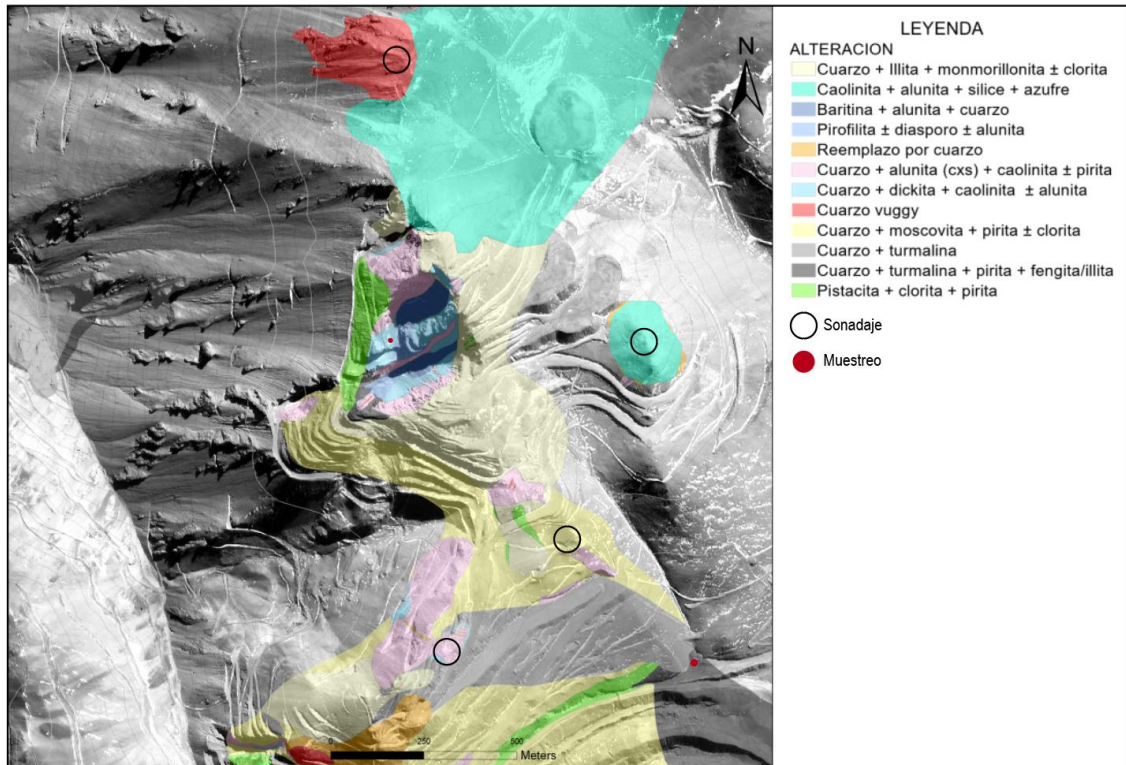
- Las rocas piroclásticas corresponden al Formación Tilito y Vacas Heladas, y cuerpos intrusivos de la Unidad Infiernillo.
- El área de estudio corresponde a un sistema hidrotermal con diversos eventos de alteración y una buena conservación de este. Reflejando distintos ambientes de formación y profundidad. Correspondiendo a una alteración argílica avanzada hipógena caracterizada por la presencia de alunita, dickita, caolinita, y pirofilita y diásporo en menor cantidad, que sobreimprime conjuntos de ambientes más profundos moscovita/fengita, turmalina y pirita, a su vez estas, sobreimpresas por una alteración argílica caracterizada por cuarzo, illita y montmorillonita. Horizontes “*steam heated*” indicadores de una buena conservación del sistema en profundidad. Diversos modos de ocurrencia de alunita magmática-hidrotermal y vapor-magmático evidenciando una evolución del sistema hidrotermal y posiblemente más de un sistema hidrotermal en profundidad. La alunita-cálcica es indicadora de una zona de mayor temperatura, y posiblemente de fertilidad.
- La identificación de la textura “micro *patchy*”, indicadora de las raíces del lithocap argílico avanzado en el área de estudio, expuesto en los *ex pit* de producción de Canto Sur.
- La espectrometría SWIR es una herramienta efectiva que ayuda al mapeo de campo durante la exploración minera para diferenciar rápidamente los minerales de alteración de grano fino, aunque presenta algunas limitaciones, sin embargo, ayuda a identificar la composición de las minerales del grupo de las micas blancas y la alunita, permitiendo incrementar el conocimiento del proyecto que se está estudiando. Las composiciones de las micas blancas identificadas en el área de estudio corresponden a micas fengíticas con cristalinidades menores posiblemente a un evento temprano de alteración, y micas moscovíticas/illita con mayores cristalinidades posiblemente asociadas al evento de mineralización área de estudio y/o conductos hidrotermales por donde ascendieron los fluidos. Las composiciones de las alunitas son todas altamente potásica, donde este parámetro no fue útil para vectorizar a zonas de mayor temperatura en el área de estudio.

- Los diagramas de Rb vs K y Rb/K vs Al son útiles para mapear detalladamente las muestras afectadas por la alteración argílica avanzada en las cuales los análisis SWIR no identifican minerales ricos en Al.
- Las anomalías geoquímicas Ag, As, Hg, Te, W, Sb, Pb, Zn y localmente Au, Bi y Mo, definen zonas prospectivas en el área de estudio sumando la información de la alteración, composición y cristalinidad de micas blancas, para ser definidas como blancos de perforación para identificar mineralización en profundidad posiblemente de tipo pórfido Cu-Au. Precisamente en la zona con la mayor concentración de Mo, y Au para identificar la profundidad de la mineralización. Las anomalías en Tambo no muestran signos de mineralización en profundidad.

7.1 Interrogantes y recomendaciones

- ¿Qué relación temporal tiene la brecha hidrotermal de turmalina con la mineralización?
- ¿La brecha freática que relación temporal tiene con el Formación Vacas Heladas, y con la mineralización?
- ¿La alunita tetraédrica reemplazo a un mineral previo con dicho habito, cuál es su relación con la mineralización?
- Se recomiendan 4 sondajes en el área de estudio (Figura 7-1). El 1er sondaje para identificar la geometría y profundidad de la Brecha Freática, localizada en el límite norte del área de estudio. El 2do en la parte central de Canto Sur en el afloramiento que contiene la mayor concentración de Mo de todas las muestras, que además es cortado por finas vetillas de alunita + dickita y situado 25 metros sobre la veta de alunita-Ca y alunita tetraédrica. El 3er sondaje se recomienda con una inclinación de 45° en dirección suroeste en la brecha hidrotermal de alunita de Canto Sur, para determinar la continuidad de la mineralización de Au en profundidad e interceptar el afloramiento de “*cuarzo vuggy*”. Finalmente, el 4to sondaje en el centro aislado con alteración “*steam heated*”, ya que presenta sutiles anomalías de Se, Sb y Te posiblemente albergando mineralización en profundidad.
- Datar la veta de Alunita-Ca para redefinir su edad, la Brecha freática y Brecha de turmalina, con el fin de conocer la relación con la mineralización.

- Revisar y muestrear los sectores donde se tomaron las muestras con la textura “micro patchy” (560200577*) y vetillas de pirofilita (560200095), y realizar difracción de rayos X para mayor detalle de la mineralogía.



8 Referencias

- Arribas, A., Jr., (1995): Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid: Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 23, p. 419 – 454.
- Bissig, T., Lee, J.K.W., Clark, A.H., and Heather, K.B., (2001): The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt, $29^{\circ}20' - 30^{\circ}30'S$: International Geology Review, v. 43, p. 312 – 340.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W., and Hodgson, C.J., (2002a): Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina: Economic Geology, v. 97, p. 971 – 996.
- Bissig, T., Clark, A.H., and Lee, J.K.W., (2002b): Cerro de Vidrio rhyolitic dome: Evidence for late Pliocene volcanism in the central Andean flat-slab region, Lama-Veladero district, $20^{\circ}20'S$, San Juan Province, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 571 – 576.
- Bissig, T., Clark, A.H., and Lee, J.K.W. (2003): Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina: Mineralium Deposita, v. 38, p. 844 – 862.
- Bissig, T., Clark, A.H., Rainbow, A., and Montgomery, A., (2015): Physiographic and tectonic settings of high-sulfidation epithermal gold-silver deposits of the Andes and their controls on mineralizing process: Ore Geology Reviews, v. 65, p. 327 – 364.
- Bouzari, F., Lee, R.G., Hart, C.J.R. and van Straaten, B.I. (2020): Porphyry vectoring within advanced argillic-altered rocks of British Columbia; in Geoscience BC Summary of Activities 2019: Minerals, Geoscience BC, Report 2020-01, p. 115–130.
- Bouzari, F., Lee, R.G., Hart, C.J.R., and van Straaten, B.I. (2022): Porphyry Vectoring Techniques in Advanced Argillic Altered Rocks of British Columbia: Geoscience BC Report 2022-03, MDRU Publication 456, 38 p.
- Burrows, D.R., Rennison, M., Burt, D., and Davies, R., 2020: The Onto Cu-Au discovery, eastern Sumbawa, Indonesia: A large middle Pleistocene lithocap-hosted high-sulfidation covellite-pyrite porphyry deposit: Economic Geology, v. 115, p. 1385–1412
- Camprubí, A., and Albinson, T., (2006): Depósitos epitermales en México- Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: Boletín de la sociedad Geológica Mexicana, No. 1, p. 27 – 81.

Chang, Z., Hedenquist, J.W., White, N.C., Cooke, D.R., Roach, M., Deyell, C.L., Garcia, J.S., Jr., Gemmell, J.B., McKnight, S., and Cuisson, A.L., (2011): Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines: *Economic Geology*, v. 106, p. 1365 – 1398.

Corbett, G.J., 2017, Epithermal Au-Ag and porphyry Cu-Au exploration – short course manual: unpublished, Sept 2017 edition, www.corbettgeology.com.

Davies, J.F. and Whitehead, R.E. (2006): Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of altered and unaltered rhyolites: *Exploration and Mining Geology*, v. 15, p. 75–88.

Deyell, C.L., Dipple, G.M., (2005): Equilibrium mineral-fluid calculations and their application to The solid solution between alunite and natroalunite in the El Indio-Pascua belt of Chile and Argentina: *Chemical Geology*, v. 215, p. 219 – 234.

Deyell, C.L., Rye, R.O., Landis, G.P., and Bissig, T., (2005b): Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile: *Chemical Geology*, v. 215, p. 185 – 218.

Giambiagi, L., Álvarez, P. P., Creixell, C., Mardonez, D., Murillo, I., Velásquez, R., Lossada, A., Suriano, J., Mescua, J., and Barrionuevo, M., (2017): Cenozoic Shift From Compression to Strike-Slip Stress Regime in the High Andes at 30°S, During the Shallowing of the Slab: Implications for the El Indio/Tambo Mineral District: *Tectonics*, v. 36, p. 2714 – 2735.

Giggenbach, W.F., and Glasby, C.P., 1977: Influence of thermal activity on the trace metal distribution in marine sediments around White Island, New Zealand: *New Zealand DSIR Bulletin*, v. 218, p. 121–126.

Gustafson, L.B., and Hunt, J.P. (1975): The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857–912.

Hedenquist, J.W. and Taran, Y.A. (2013): Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions: *Economic Geology*, v. 108, p. 1523 – 1540.

Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., and Gonzalez-Urien, E., (2000): Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v.13, p. 245 – 277.

Hedenquist, J.W. and Arribas, A., Jr. (2021): Exploration Implications of Multiple Formation Environments of Advanced Argillic Minerals: *Economic Geology*, v. 117, p. 609 – 643.

Halley, S.W., Dilles, J.H. and Tosdal, R.M., (2015): Footprints: hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits: *Society of Economic Geologists, Newsletter*, no. 100.

Halley, S.W., (2020): Mapping magmatic and hydrothermal processes from routine exploration geochemical analyses: *Economic Geology*, v. 115, p. 489 – 503.

Hemley, J.J., and Jones, W.R., (1964): Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: *Economic Geology*, v. 59, p. 538 – 569.

Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., and Luce, R.W., (1980): Equilibria in the System Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some General Implications for Alteration/Mineralization Processes: *Economic Geology*, v. 75, p. 210-228.

Holley, E.A., Bissig, T., and Monecke, T., (2016): The Veladero high-sulfidation epithermal gold deposit, El Indio-Pascua belt, Argentina: Geochronology of alunite and jarosite: *Economic Geology*, v. 111, p. 311 – 330.

Holley, E.A., Monecke, T., Bissig, T. and Reynolds, T., (2017): Evolution of High-Level Magmatic-Hydrothermal Systems: New Insights from Ore Paragenesis of the Veladero High-Sulfidation Epithermal Au-Ag Deposits, El Indio-Pascua Belt, Argentina: *Economic Geology*, v. 117, p. 1747 – 1771.

Harraden, C.L., McNulty, B.A., Gregory, M.J., and Lang, J.R., (2013): Shortwave infrared spectral analysis of hydrothermal alteration associated with the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Iliamna, Alaska: *Economic Geology*, v. 108, p. 483-494.

Jannas, R.R., Beane, R.E., Ahler, B.A., Brosnahan, D.R., 1990: Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, 36 (1990) 233-266.

Jannas, R., Bowers, T., Petersen, U., Beane, R., (1999): High-Sulfidation Deposit Types in the El Indio District, Chile.

Lindgren, W., 1922, A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: *Economic Geology*, v. 17, p. 292 – 294.

Longo, A.A., Dilles, J.H., Grunder, A.L. and Duncan, R. (2010): Evolution of calc-alkaline volcanism and associated hydrothermal gold deposits at Yanacocha, Peru: *Economic Geology*, v. 105, p. 1191–1241.

Maksaev, V.J., Moscoso, R.D., Mpodozis, C.M., and Nasi, C.P., 1984, Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29° - 31° S): *Geología, alteración hidrotermal y mineralización: Revista Geológica de Chile*, v. 21, p. 11 – 51.

Martin, M.W, Clavero, J.R., Mpodozis, C.M., (1997): Eocene to late Miocene magmatic development of the El Indio belt, 30° S, North-central Chile. Congreso Geol. Chileno, VIII, Concepción, Chile, Actas v, p. 149 – 153.

Martin, M.W., Clavero, J.R., Mpodozis, C., 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29–308S). *J. South Am. Earth Sci.* 12, 33 – 49.

Rhys, D. A., Lewis, P. D., and Rowland, J. V. (2021): Structural Controls on Ore Localization in Epithermal Gold-Silver Deposits: A Mineral Systems Approach: *Reviews Economic Geology*, v. 21, pp. 83 – 145.

Salas, C (2021): Caracterización geoquímica y mineralógica de la alteración hidrotermal tipo “steam heated” de sector Campanareo, Franja El Indio, Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Andrés Bello, Chile.

Sillitoe, R.H. (1995): Exploration of porphyry copper lithocaps: Pacific Rim Congress, Auckland, 1995, Proceedings: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 527 – 532.

Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W., (2003): Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 315 – 343.

Sillitoe, R.H. (2010): Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3 – 41.

Sillitoe, R.H., (2015): Epithermal paleosurfaces: *Mineralium Deposita*, v. 50, p. 767 – 793.

Thompson, A.J.B., Hauff, P.L., and Robitalille, A.J., (1999): Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave infrared (SWIR) Spectroscopy: *SEG Discovery*, No. 39, p. 1 – 27.

Steven, T.A. and Ratté, J.C. (1960): Geology and ore deposits of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado: U.S. Geological Survey Professional Paper 343, 70 p.

Tosdal, R.M., Dilles, J.H., Cooke, D.R., 2009, From source to sinks in auriferous magmatic-hydrothermal porphyry and epithermal deposits.

Vidal, J.S., (2014): Análisis y caracterización de la alteración hidrotermal en el Proyecto Coyote, Vallenar, Región de Atacama. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Chile.

Wang, L., Percival, J.B., Hedenquist, J.W., Hattori, K., and Qin, K., (2021): Alteration Mineralogy of the Zhengguang Epithermal Au-Zn Deposit, Northeast China: Interpretation of Shortwave Infrared Analyses During Mineral Exploration and Assessment: *Economic Geology*, v. 116, no. 2, pp. 389 – 406.

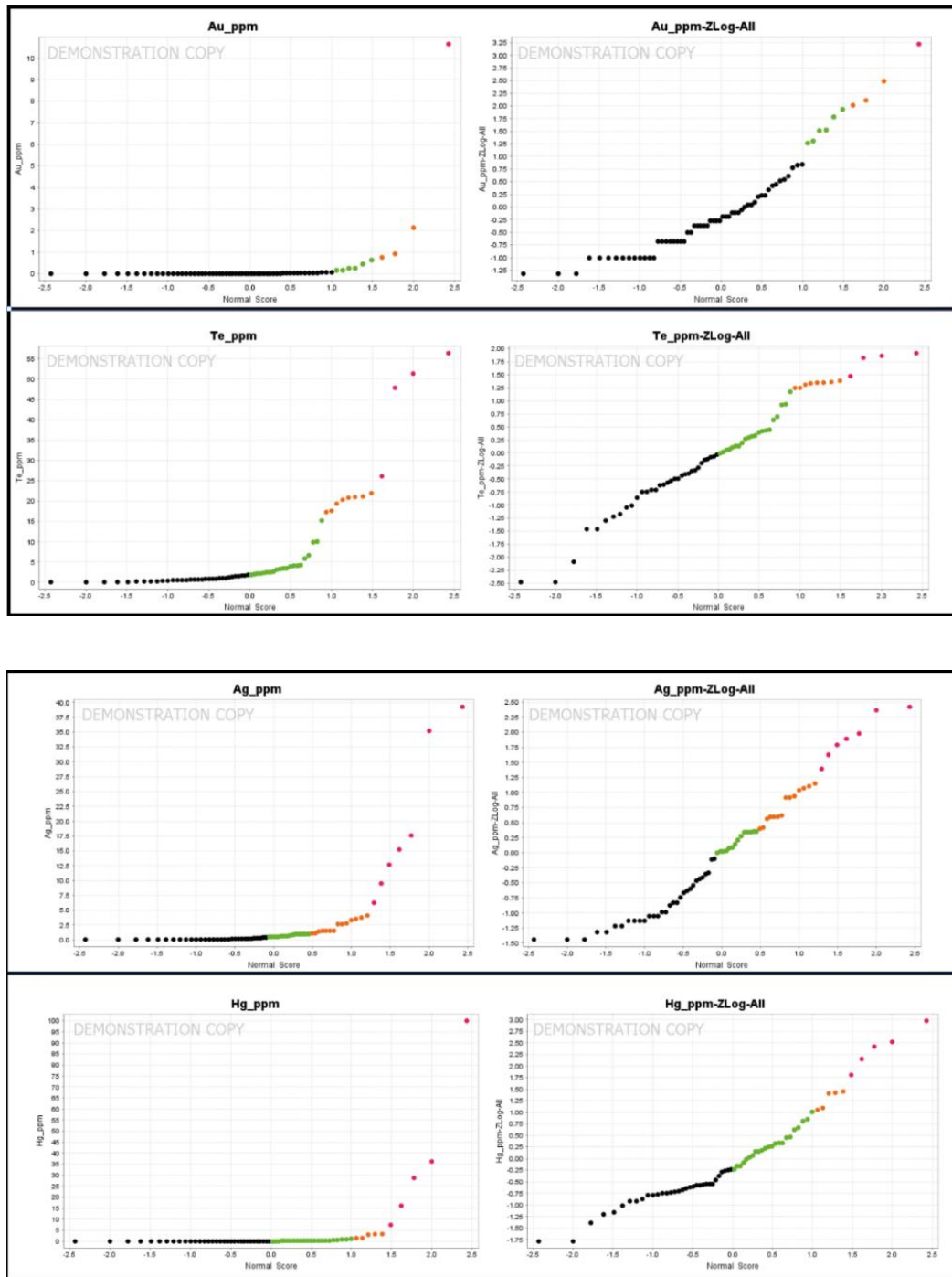
Watanabe, Y. and Hedenquist, J.W. (2001): Mineralogic and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry copper deposit, Chile: *Economic Geology*, v. 96, p. 1755–1797.

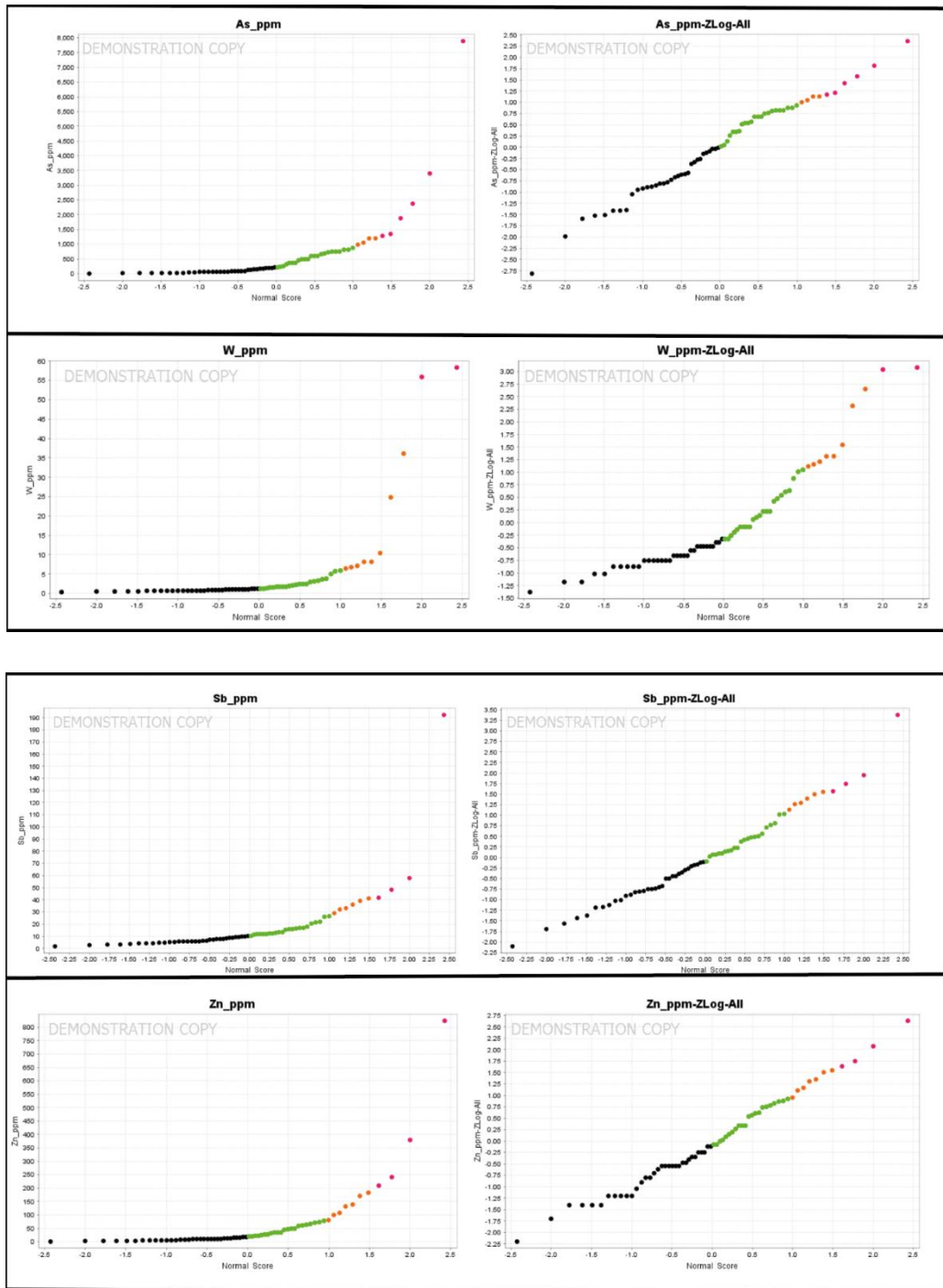
Winocur, D.A., Litvak., and Ramos, V.A., (2015): Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile evidence for generalized extension: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 399, p. 109 – 130.

Yang, K., Huntington, J.F., Gemmell, J.B., Scott, K.M., (2011): Variations in composition and abundance of white mica in the hydrothermal alteration system at Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 108, p. 143 – 156.

9 Anexo

9.1 ANEXO 2. GEOQUÍMICA (Gráficas de probabilidad)





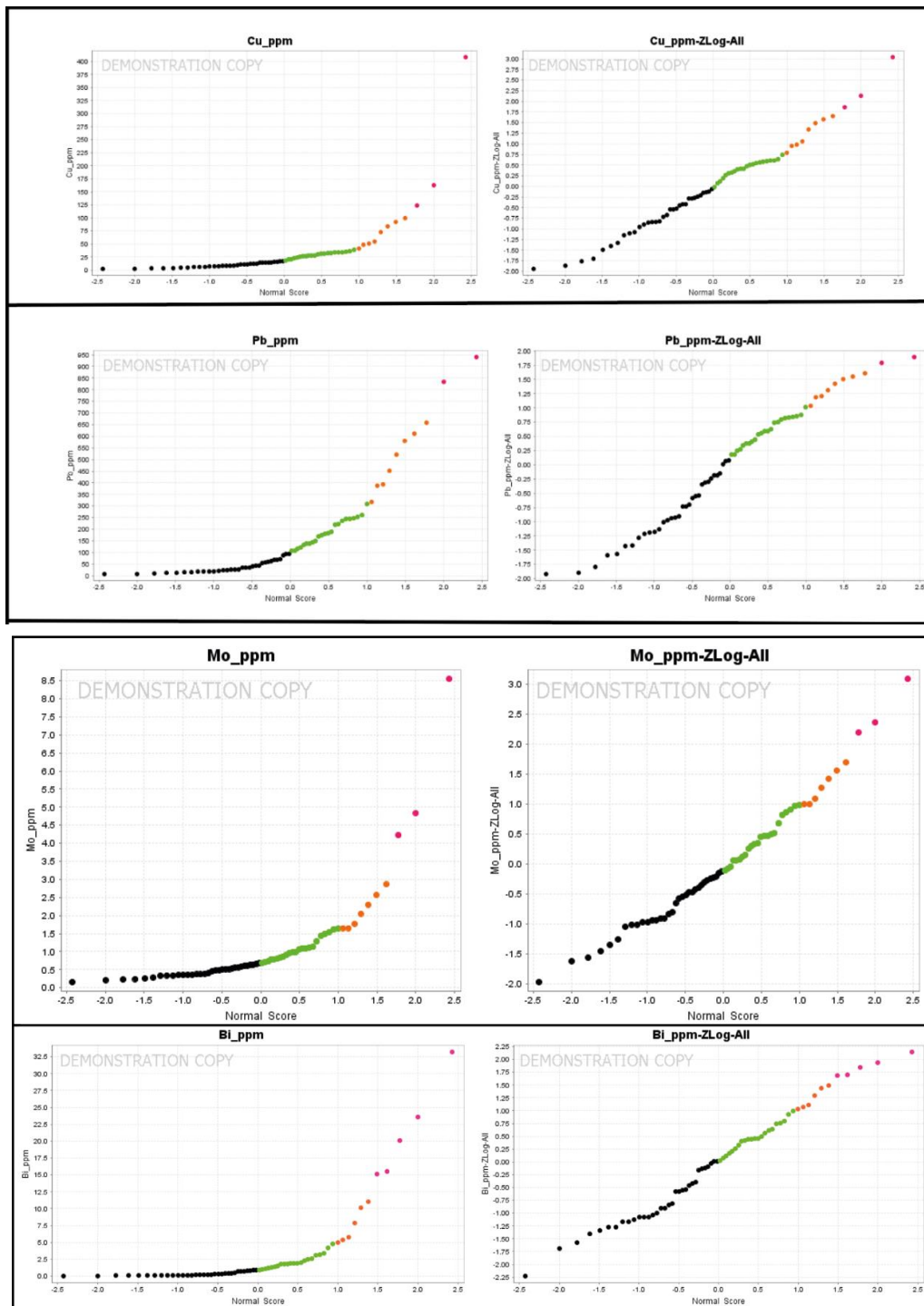


Figura 9-. Gráficos de probabilidad sin transformación y con transformación ZScore (Log 10). Elaboración propia