



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DEL COMPLEJO DE
BRECHAS HIDROTERMALES DE LA FASE 6 EN EL RAJO
CATABELA DEL DISTRITO SIERRA GORDA, REGIÓN DE
ANTOFAGASTA, CHILE**

VÍCTOR MANUEL LIRA GERARDO

Copiapó, Chile, 2023



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DEL COMPLEJO DE
BRECHAS HIDROTERMALES DE LA FASE 6 EN EL RAJO
CATABELA DEL DISTRITO SIERRA GORDA, REGIÓN DE
ANTOFAGASTA, CHILE**

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

Profesor guía Dr. Karl Riveros Jensen

VÍCTOR MANUEL LIRA GERARDO

Copiapó, Chile 2022

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer al área de geología de la compañía minera Sierra Gorda: especialmente a Omar Cortes y Sergio Iribarren por brindarme la oportunidad, el apoyo y la confianza de realizar este trabajo de titulación.

Al equipo de técnicos y geólogos de la empresa KGHM por su apoyo, motivación y consejos desde el primer día en que me uní a la empresa, en especial a Eduardo Castellón.

A mi profesor guía Karl Riveros Jensen por el apoyo y formación como profesional durante mi estadía en la universidad.

A mi familia, mis hermanos Richard y Jesús, a mis abuelos Alfredo y Ledis, y en especial a mis padres Richard y Ana, por ser los pilares fundamentales en mi vida.

Por último, a mis compañeros de universidad y a mis amigos de la vida, gracias por ser parte importante de este camino.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO	1
1.1 Contexto del problema de investigación	1
1.2 Ubicación y accesos	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo General	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 Hipótesis	4
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	5
2.1 Sistemas hidrotermales	5
2.2 Fuente de fluidos hidrotermales y metales	5
2.3 Pórfidos cupríferos	7
2.4 Brechas hidrotermales	8
2.5 Alteraciones hidrotermales	10
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	17
3.1 Marco metalogénico regional	17
3.2 Marco geológico regional	17
3.2.1 Rocas volcánicas	18
3.2.2 Rocas intrusivas	19
3.2.3 Sedimentos no consolidados	19
3.3 Sistema estructural	20
3.4 Marco geológico local	20
3.4.1 Complejo Volcánico (AND – TB)	21
3.4.2 Complejo intrusivo	22
3.4.2.1 Sienogranitos (SG)	22
3.4.2.2 Monzogranitos (MG)	23
3.4.2.3 Monzodioritas (MD)	23
3.4.3 Pórfidos	24
3.4.3.1 Pórfido Feldespático (PF)	24
3.4.3.2 Pórfido granodiorítico (PG)	24
3.4.4 Sistemas de brechas ígneas e hidrotermales	24
3.4.4.1 Brechas intrusivas (BXI)	25
3.4.4.2 Brecha de turmalina (BXT)	25

3.4.4.3 Brecha hidrotermal (BXH)	25
3.4.5 Depósitos cuaternarios	26
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	27
4.1 Etapa de gabinete 1	27
4.2 Selección y descripción de sondajes	27
4.3 Selección y descripción de muestras cortes pulidos-transparentes	29
4.4 Etapa de gabinete 2	30
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	31
5.1 Descripción de unidades geológicas: litología, alteración y mineralización	31
5.1.1 Andesitas	31
5.1.2 Pórfido granodiorítico	36
5.1.3 Pórfido feldespático	37
5.1.4 Brecha ígnea	40
5.1.5 Brechas hidrotermales	44
5.1.5.1 Brecha de turmalina polimíctica	44
5.1.5.2 Brecha de turmalina monomíctica	46
5.1.5.3 Brecha de turmalina oligomíctica	49
5.1.5.4 Brecha hidrotermal de cuarzo-turmalina	51
5.1.5.5 brecha de turmalina oligomíctica 2	56
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES	59
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	61
REFERENCIAS	63

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Fase 6 del rajo Catabela, minera Sierra Gorda, región de Antofagasta.	2
Figura 2: Ruta de acceso Antofagasta – Sierra Gorda SCM.....	3
Figura 3: Sistema tipo pórfido Cu-Au-Mo y su relación con los depósitos tipo skarn, depósitos epitermales y sistema de brechas hidrotermales (Sillitoe, 2010).	8
Figura 4: Sección esquemática que muestra la génesis y evolución de un sistema mineralizado de brechas hidrotermales, a partir de una intrusión porfídica (Corbett y Leach, 1999).	10
Figura 5: Minerales de alteración en sistemas hidrotermales con sus respectivos ambientes (Corbett y Leach, 1998).....	14
Figura 6: Esquema generalizado de alteraciones en sistemas magmático-hidrotermales basado en los modelos de Lowell y Gilbert (1970), Gustafson y Hunt (1975) y Giggenbach (1997).	15
Figura 7: Mapa geológico regional, específicamente distrito Sierra Gorda (Duhart, et al., 2018).	18
Figura 8: Mapa litológico del rajo Catabela, minera Sierra Gorda, Antofagasta	21
Figura 9: Descripción de sondajes en muestrera geológica de Sierra Gorda.....	28
Figura 10: Ejemplo de toma de fotografías en muestras de sondaje.	29
Figura 11: Microscopio modelo Olympus Bx51 y descripción de secciones geológicas transparentes.	30
Figura 12: Fotografía de andesita con textura porfídica. Se observan vetillas centimétricas de cuarzo-pirita con halo de alteración de turmalina. También se presenta una vetilla de cuarzo turmalina que es cortada por una falla local en la parte inferior derecha de la muestra la cual posteriormente es rellenada por turmalina pirita.....	32
Figura 13: Fotomicrografía de andesita fuertemente alterada, con textura porfídica poco preservada. La masa fundamental es afanítica recristalizada y reemplazada por cuarzo, plagioclasa, sericita, clorita y biotita. Además, se presentan fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclasas muy alteradas y reemplazadas por cuarzo, feldespato, sericita, en algunos casos formando pseudomorfos. La alteración corresponde a sericita-clorita muy fuerte y pervasiva. (A) y (B) luz transmitida a nicoles paralelos y nicoles cruzados, 2X respectivamente. Vista general, masa fundamental, fenocristales relictos. (C) Luz Transmitida a nicoles cruzados, 2X. Vista general, vetilla cuarzo y pirita cortando vetillas sinuosas de cuarzo. (D) Luz transmitida a nicoles cruzados, 2X. Vista general, vetilla cuarzo, turmalina y pirita.	33
Figura 14: Fotografía de andesita con textura porfídica. La roca se compone de una masa fundamental afanítica con alteración cuarzo-sericita de intensidad moderada. También se observa una alteración secundaria potásica-biotita con intensidad moderada. Presenta fenocristales de plagioclasas de 0.3cm a 0.2cm de espesor alterados por sericita con intensidad moderada. En cuanto a la mineralización se logra reconocer disseminación de sulfuros, en este caso pirita en mayor proporción que la calcopirita, ambos minerales se logran apreciar de tamaño fino en la roca. La muestra presenta una vetilla de aproximadamente 1 cm de espesor la cual se compone de cuarzo-pirita-calcopirita, ordenadas de mayor a menor abundancia en la vetilla.	34
Figura 15: Fotografía de andesita con textura afanítica. La roca se compone de masa fundamental alterada a sericita-clorita con intensidad moderada y en menor proporción una alteración cuarzo-sericita de intensidad leve a moderada, esta última en forma de halos de alteración de las vetillas presentes en la muestra. Se reconoce mineralización sulfurada tanto en modo de ocurrencia disseminada como en vetillas, principalmente de pirita en mayor	

proporción que calcopirita. Como particularidad se logra reconocer enriquecimiento secundario de calcosina en la vetilla de mayor espesor en la muestra.34

Figura 16: Andesita con textura afanítica, se logra apreciar escasos sulfuros de tamaño fino de manera diseminada en donde predomina la pirita sobre la calcopirita, a su vez se observa una vetilla centimétrica de pirita-calcopirita-calcosina-cuarzo, que presenta un halo de alteración de cuarzo-sericita.35

Figura 17: Andesita con textura afanítica, se compone de una masa fundamental alterada moderadamente a sericita-clorita y también a cuarzo-sericita representado como halo de alteración. Se logra apreciar una vetilla de 3 cm de espesor aproximadamente de cuarzo-pirita-turmalina que están siendo cortadas por un evento tardío de vetillas de yeso. En la muestra se logra observar mineralización sulfurada de tamaño fino de pirita y calcopirita, esta última en menor proporción.36

Figura 18: Fotografía de pórfido granodiorítico con textura porfídica y holocristalina, tanto los fenocristales como la masa fundamental de feldespatos presentan una alteración moderada de sericita-clorita.37

Figura 19: Fotografía de pórfido feldespático, presenta textura porfídica. La mineralización se presenta diseminada y es de tipo sulfurada, la cual consiste en pirita y calcopirita, esta última en menor proporción. Por lo general el diseminado se asocia a cristal. Además, se observan vetillas de turmalina-cuarzo-pirita-calcopirita y cuarzo-pirita, todas ordenadas de mayor a menor abundancia mineral.38

Figura 20: Fotomicrografías de pórfido feldespático fuertemente alterado, con textura porfídica. Masa fundamental félsica de grano grueso compuesta de cuarzo, feldespato-potásico y sericita, fenocristales de plagioclasas subhedrales y euhedrales, con tamaño entre 1mm y 3mm que se encuentran completamente alterados a sericita, cuarzo (ojos) anhedral de 0,5mm a 2mm, máficos anhedral completamente alterados y reemplazados por clorita y sericita de 0,1 a 0,5 mm. La alteración corresponde a cuarzo sericita fuerte pervasiva. Se observan vetillas de cuarzo, pirita y calcopirita. además de turmalina diseminada. La mineralización corresponde a calcopirita y pirita en vetillas y diseminada. (A) y (B) luz transmitida a nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 2X. Vista general, pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita) y opacos asociados a turmalina. (C) y (D) luz transmitida a nicoles paralelos y nicoles cruzados, 2X. Vista general, pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita), clorita y opacos.39

Figura 21: Fotografía de pórfido feldespático con textura porfídica. La roca presenta una alteración de intensidad moderada de cuarzo-sericita, tanto en la masa fundamental como en los fenocristales de plagioclasa. En cuanto a la mineralización se observa mineralización diseminada de sulfuros como pirita y calcopirita, ordenados de mayor a menor abundancia respectivamente. En este caso la mineralización se ubica sobre los cristales de turmalina o rellenando espacios sobre esta. A su vez se observan vetillas de cuarzo-pirita, cuarzo-turmalina-calcopirita-pirita y cuarzo-pirita-calcopirita, todas las vetillas ordenadas de mayor a menor abundancia mineral.40

Figura 22: Fotografía de brecha ígnea monomítica. Se observa un clasto con vetilla de turmalina, la cual sería más tardía respecto a la formación de la brecha.41

Figura 23: Fotomicrografías de brecha ígnea moderadamente alterada. Matriz félsica fina compuesta por cuarzo (fino y en ojos), feldespato potásico, plagioclasa y sericita. Clastos de pórfido feldespático con masa fundamental félsica gruesa compuesta de cuarzo, feldespato-K y sericita, fenocristales de plagioclasas subhedrales y euhedrales con maclas polisintéticas y algunas zonadas, divididas en dos poblaciones de tamaño; entre 0,5 y 1 mm y entre 2 mm y 4 mm que se encuentran parcialmente alteradas a sericita, cuarzo (ojos) anhedral de 0,5 mm a 2 mm, máficos anhedral completamente alterados y reemplazados por clorita y sericita de 0,1 a 0,5 mm. La alteración corresponde a cuarzo sericita fuerte pervasiva y sericita clorita

débil pervasiva. Se observa turmalina en cúmulos y rosetas diseminadas. La mineralización corresponde a pirita y calcopirita diseminada. (A) y (C) Luz transmitida a nicoles paralelos, 2X. Vista general de clasto y matriz de pórfido feldespático. (B) y (D) Luz transmitida a nicoles cruzados, 2X. Vista general de clasto y matriz de pórfido feldespático.42

Figura 24: Fotografía de brecha ígnea de composición oligomítica, con matriz de sienogranito y clastos de andesita y monzogranito. Los clastos de andesitas son subredondeados, se encuentran con una alteración pervasiva de sericita-clorita y sus tamaños varían entre los 2 hasta los 6 cm. Los clastos de monzogranito son subredondeados, presentan una alteración cuarzo-sericita leve a moderada, y su tamaño va desde los 2,5 hasta los 5cm. En cuanto a la mineralización, esta se observa de manera diseminada y corresponde a calcopirita y pirita de tamaño fino, la que se presenta en los clastos de andesita y en los clastos de monzogranito. A su vez, se logra observar vetillas tardías de cuarzo-pirita que cortan a los dos tipos de clastos como también a la matriz, por lo que se interpreta que este evento es posterior a la formación de la brecha.43

Figura 25: Fotografía de brecha ígnea de composición monomítica, clasto soportado, con matriz de pórfido feldespático, con alteración sericita-clorita pervasiva y clastos de pórfido feldespático con alteración sericita-clorita moderada. Los clastos de pórfidos son angulosos a subangulosos, sus tamaños varían entre los 4 hasta los 10 cm. En cuanto a la proporción de matriz y clastos, la primera representa un 25 % mientras que los clastos corresponden a un 75 %. En la matriz se logra reconocer la ocurrencia de turmalina selectiva que también afectó parte de los clastos, principalmente en las zonas de contacto con la matriz. En cuanto a la mineralización, esta se observa de manera diseminada y corresponde a calcopirita y pirita fina en los clastos, siendo la pirita la de mayor abundancia. Caso similar para la matriz, pero la abundancia en general de sulfuros es mucho menor en comparación a la abundancia en los clastos. Por otra parte, se observan vetillas de cuarzo-pirita que cortan exclusivamente los clastos de pórfido, por lo que este evento se interpreta como más tardío respecto a la formación de la brecha.43

Figura 26: Fotografía de brecha hidrotermal polimítica, matriz soportada, se observa mineralización sulfurada de grano grueso de calcopirita y pirita en la matriz de turmalina, mientras que en los clastos de andesita se observa mineralización de grano fino de pirita en mayor proporción que calcopirita, caso contrario para los clastos de cuarzo que presenta mineralización de grano grueso, mayoritariamente de calcopirita.45

Figura 27: Fotografía de brecha hidrotermal polimítica matriz soportada, se logran observar clastos angulosos a sub angulosos de cuarzo, los cuales se infiere que provienen de vetillas emplazadas en un evento anterior a la formación de la brecha. En cuanto a la mineralización, se logra reconocer precipitación de sulfuros de grano fino, con mayor proporción de pirita respecto a calcopirita, tanto de manera diseminada en la matriz como en los clastos. En comparación con la figura 26, se observa que la mineralización en este tramo es de considerable menor proporción.46

Figura 28: Fotografía de brecha hidrotermal de turmalina monomítica, matriz soportada. La fotografía corresponde a la parte central de la unidad de brecha de turmalina monomítica distribuida en el sondaje, en donde se observa la mayor abundancia de matriz y la mayor ocurrencia de calcopirita en esta unidad.47

Figura 29: Fotografía de brecha hidrotermal de turmalina monomítica, clasto soportada. la fotografía corresponde a los últimos metros de la unidad de brecha de turmalina monomítica distribuida en el sondaje. La mineralización corresponde a calcopirita en mayor proporción pirita en la matriz de turmalina, mientras que en los clastos se observa una mineralización de pirita mayor a calcopirita. Como particularidad se logra reconocer un clasto de pórfido feldespático cortado por una vetilla de turmalina lo que indica que esta vetilla se formó anterior al proceso de formación de la brecha.48

Figura 30: (A) y (B) fotomicrografía de brecha hidrotermal de turmalina monomíctica en luz transmitida en nicoles paralelos y nicoles cruzados respectivamente, 2X. Vista general, clasto de pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita) y opacos. (C) y (D) fotomicrografía en luz transmitida en nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 2X. Vista general, matriz de turmalina, cuarzo, opacos y sericita.	48
Figura 31: Fotomicrografía de brecha de turmalina monomíctica en luz transmitida (reflejada) y nicoles paralelos, 5X. Vista general de la mineralización, la que está asociada a turmalina y que corresponde a pirita, calcopirita con coronas de calcosina y covelina.	49
Figura 32: Fotografía de brecha oligomíctica de turmalina, se puede observar en la parte superior derecha de la muestra una falla local que desplaza algunos clastos de pórfido como también de andesita, por lo que se interpreta que esta falla ocurrió posterior al emplazamiento de la brecha, y que también en un evento posterior fue reutilizada por fluidos rico que depositaron yeso.	50
Figura 33: Fotomicrografía de la unidad de brecha de turmalina oligomíctica luz reflejada a nicoles paralelos, 2X. Vista general, pirita y calcopirita diseminada.	51
Figura 34: Brecha hidrotermal de turmalina, matriz soportada, de composición monomíctica. Los clastos corresponden a pórfidos feldespáticos con alteración cuarzo-sericita en intensidad leve a moderada. Se observa mineralización de tipo sulfurada de grano fino en un modo de ocurrencia diseminado, tanto de pirita como calcopirita. Esta mineralización ocurre en los clastos de pórfido como en la matriz, siendo esta última en donde es mayor la abundancia de estos minerales.	52
Figura 35: Fotografía que muestra la brechización del cuerpo de brecha de turmalina temprana por un evento posterior de cuarzo asociado a calcopirita y pirita. Se observan clastos de pórfidos feldespáticos y brecha de turmalina dentro de la matriz de cuarzo.	52
Figura 36: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con matriz de cuarzo y turmalina. La mineralización de sulfuros primarios se encuentra distribuida de manera diseminada en los clastos y principalmente en la matriz.	53
Figura 37: Fotomicrografía de unidad de brecha de hidrotermal de cuarzo-turmalina en luz reflejada a nicoles paralelos, 2X. Vista general, calcopirita masiva con inclusiones de pirita diseminados en la matriz de cuarzo-turmalina.	54
Figura 38: Brecha hidrotermal oligomíctica, matriz soportada, con composición de matriz de cuarzo y turmalina, siendo el primero el de mayor abundancia. Se observa pirita y calcopirita de grano fino tanto en los clastos de pórfidos como en los de brecha de turmalina, siendo el de mayor abundancia en ambos la calcopirita. En la matriz se observa una mineralización de sulfuros tanto de calcopirita como de pirita, siendo la primera la de mayor abundancia. En este caso la mineralización de la matriz se encuentra diseminada como también rellenando cavidades. Como particularidad de esta muestra, se observan zonas con enriquecimiento secundario, específicamente de calcosina, la cual se encuentra de manera diseminada y coronando los cristales calcopirita.	54
Figura 39: Fotomicrografía de unidad de brecha de hidrotermal de cuarzo-turmalina en luz transmitida a nicoles paralelos, 5X. Vista general, matriz de cuarzo-turmalina, pirita y calcopirita con corona de calcosina.	55
Figura 40: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con composición de matriz de cuarzo y turmalina, siendo el primero el de mayor abundancia en la matriz. Con respecto a la mineralización se observan piritas y calcopiritas de tamaño fino en los clastos de pórfidos, siendo el de mayor en abundancia en ambos la pirita. En el caso de los clastos de turmalina no se observa ninguna mineralización. En la matriz, se observa una mineralización diseminada de sulfuros tanto de calcopirita como de pirita siendo la primera la de mayor abundancia. Como particularidad se observa oquedades en la roca, las cuales son rellenados	

por cristales de calcopirita coronados por calcosina, como también están rellenos por cristales de pirita euhedrales, que en algunos casos se encuentran oxidados.55

Figura 41: Fotografía de brecha hidrotermal oligomíctica, matriz soportada, con matriz de turmalina. Se logra observar una vetilla gruesa de pirita euhedral de 2.3 cm de potencia aproximada, la cual también contiene cristales de cuarzo y calcopirita, pero estos dos en considerable menor proporción.....57

Figura 42: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con composición de matriz de turmalina. Se observa mineralización diseminada de pirita y calcopirita de tamaño fino en los clastos de pórfido, siendo la pirita la de mayor abundancia en este tipo de clastos. En el caso de los clastos de cuarzo se observa el mismo tipo de mineralización, pero en menor proporción. En la matriz se observa una mineralización diseminada de tamaño fino de calcopirita y pirita, estando las dos en la misma proporción aproximadamente.58

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de cuerpos de brechas hidrotermales.

59

RESUMEN

La minera Sierra Gorda se ubica en la planicie de la depresión intermedia a unos 150 km al noreste de la ciudad de Antofagasta, en el norte de Chile. El depósito mineral corresponde a un sistema magmático-hidrotermal de cobre-oro-molibdeno, el cual se encuentra hospedado en una secuencia de rocas volcánicas del Cretácico Inferior intruidas por un complejo intrusivo granítico de edad Paleoceno. El rajo Catabela corresponde al área de explotación a cielo abierto de la minera Sierra Gorda. El rajo se caracteriza principalmente por la explotación de sulfuros primarios de cobre y es catalogado como un depósito de baja ley. Actualmente el yacimiento se encuentra definido en 9 fases. La presente investigación se enfocó en caracterizar petrográficamente los cuerpos de brechas hidrotermales presentes en la denominada fase 6 del depósito, con el propósito de identificar los cuerpos de brechas con leyes de cobre más altas. En base a los resultados se identificaron un total de 9 cuerpos de brechas hidrotermales, diferenciados tanto por su matriz de cuarzo y/o turmalina, como también por la composición de sus clastos, en donde los valores más elevados de cobre se hospedan en aquellos cuerpos de brecha con predominancia de matriz de cuarzo. Estos cuerpos con leyes elevadas de cobre se definieron como brechas polimícticas matriz soportada de cuarzo-turmalina con clastos de pórfidos feldespáticos y clastos de brechas de turmalina. Estos dos tipos de clastos presentan mineralización de sulfuros primarios (calcopirita-pirita) de grano fino. En cuanto a la matriz de cuarzo-turmalina, presenta una mineralización diseminada de grano grueso de calcopirita y pirita, además se observan zonas de enriquecimiento secundario considerables principalmente de calcosina asociadas a las calcopiritas. Los análisis petrográfico y mineralógico, tanto macroscópico como microscópico se consideran como una metodología fundamental para este tipo de investigación, ya que entrega resultados rápidos y confiables, sin embargo, es ideal realizar estudios complementarios petrológicos de geoquímica para obtener más antecedentes y comprender de mejor manera sobre las zonas o fases del sistema hidrotermal que están interactuando en el yacimiento.

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO

1.1 Contexto del problema de investigación

El distrito minero de Sierra Gorda está ubicado en la región de Antofagasta, en el norte de Chile. El rajo Catabela se ubica dentro del distrito Sierra Gorda, el cual corresponde a la mayor área de explotación de la compañía Sierra Gorda Sociedad Contractual Minera (SGSCM) que se dedica principalmente a la explotación de sulfuros de cobre y molibdeno en un yacimiento de origen magmático-hidrotermal clasificado como un pórfido de Cu-Mo-Au. La explotación de estos sulfuros se caracteriza por su baja ley, siendo la mena principal de cobre, la calcopirita, y para el molibdeno, la molibdenita.

El rajo Catabela se encuentra en fase de explotación desde el año 2014 hasta la actualidad, razón por la cual se ha ido expandiendo y con ello, exponiendo niveles profundos y zonas próximas al centro del depósito. En las nuevas fases de expansión, específicamente en la denominada fase 6 (figura 1), se han identificado unidades de brechas hidrotermales no reconocidas en los modelos predictivos vigentes, estas han evidenciado un alto grado de mineralización con leyes altas en el contexto del yacimiento, las cuales alcanzan valores sobre el 2% de CuT.

En base a esto, la presente investigación pretende caracterizar la litología, alteración y mineralización de las unidades geológicas presentes en la fase 6 del rajo Catabela, en específico el complejo de brechas hidrotermales. Para ello se utilizará petrografía macroscópica y microscópica.

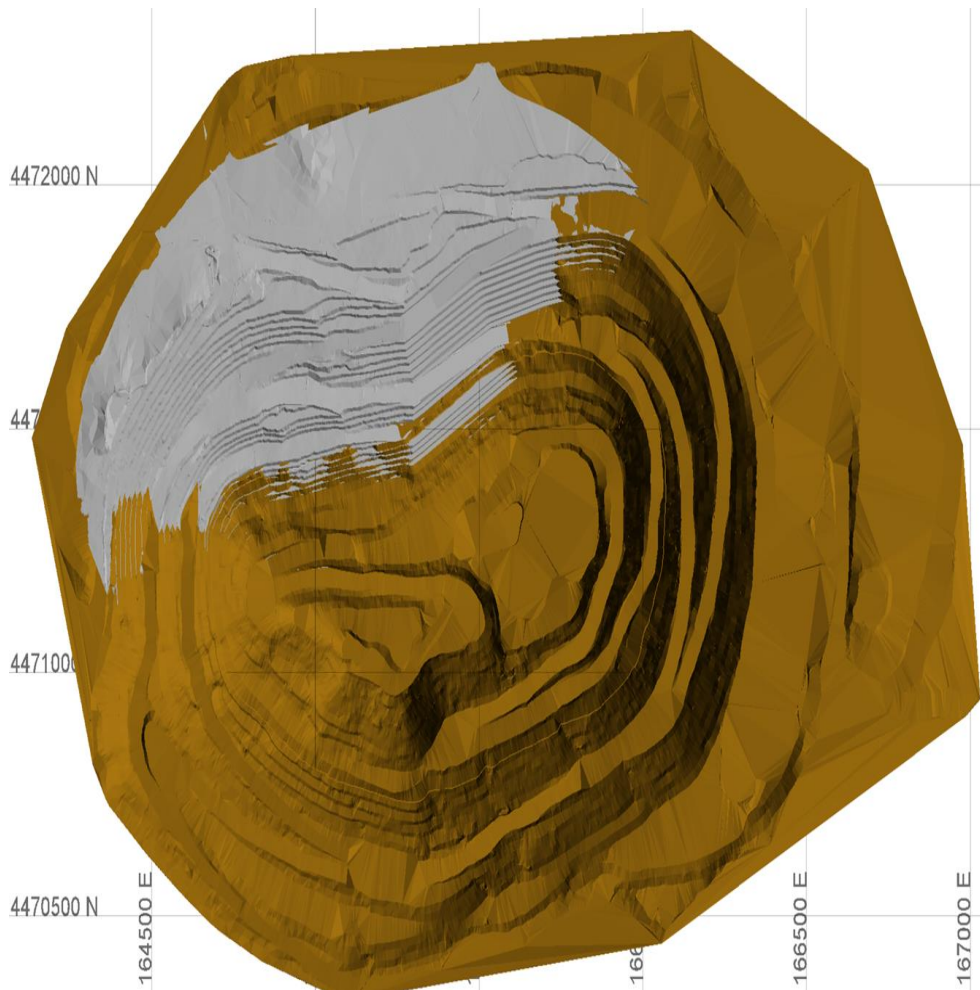


Figura 1: Fase 6 del rajo Catabela, minera Sierra Gorda, región de Antofagasta.

1.2 Ubicación y accesos

Sierra Gorda SCM se ubica aproximadamente a 150 km al noreste de la ciudad de Antofagasta, a 60 km al suroeste de Calama y 5 km al NW del poblado de Sierra Gorda. Las coordenadas geográficas de Sierra Gorda SCM son aproximadamente: latitud $22^{\circ}50'50''$ Sur, longitud $69^{\circ}20'20''$ Oeste y se encuentra a una elevación de 1700 m.s.n.m.

Para acceder desde la ciudad de Antofagasta, se debe tomar la ruta 5 S y recorrer 100 km aproximadamente y desde ahí seguir por la ruta 25 y recorrer unos 44 km. Desde este punto se toma la dirección norte por el camino B-225 para ingresar al yacimiento Sierra gorda SCM (figura 2).

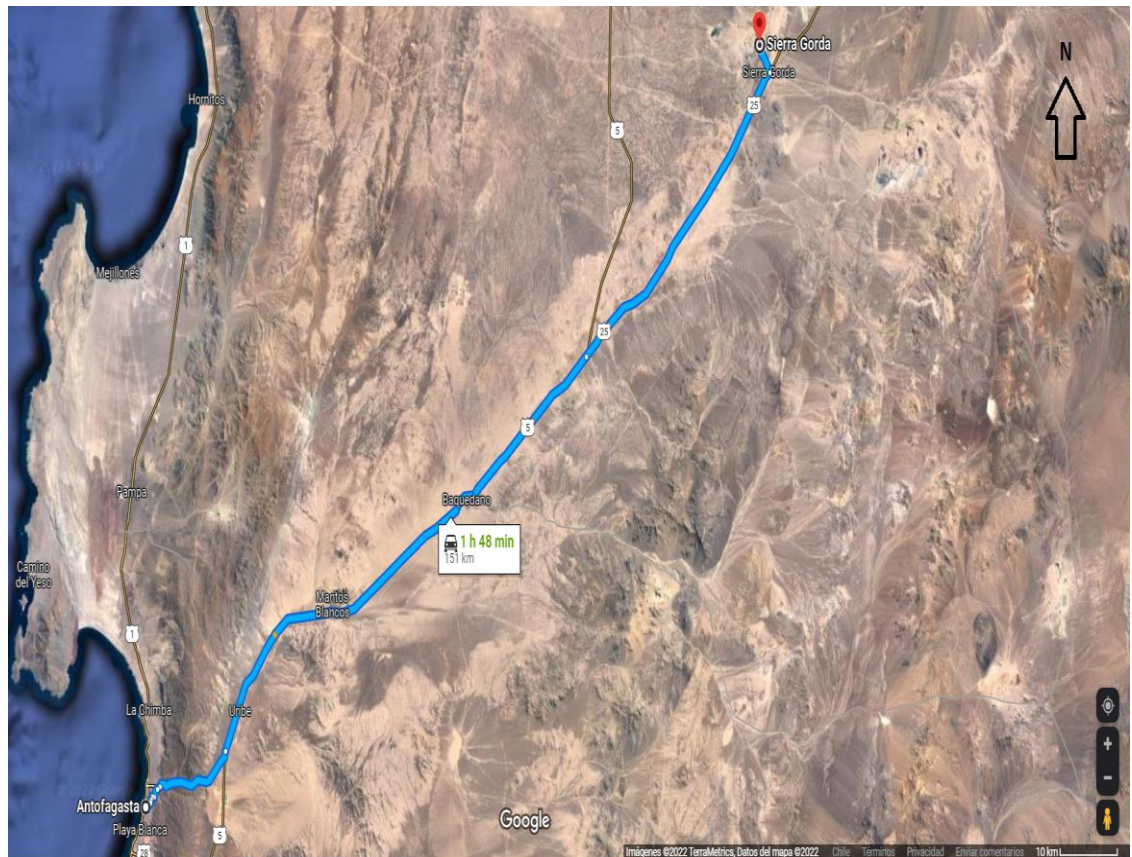


Figura 2: Ruta de acceso Antofagasta – Sierra Gorda SCM.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Definir el (o los) evento (s) de brechización asociados a la mineralización de cobre en la fase 6 del rajo Catabela del distrito Sierra Gorda, estableciendo las implicancias metalogénicas y económicas.

1.3.2 Objetivos específicos

Identificar y caracterizar petrográficamente las unidades geológicas expuestas en los sondeos KSG22-1684 y KSG22-1685 y establecer su relación con las otras unidades geológicas del depósito.

Determinar la contribución y distribución de la mineralización de cobre en las unidades geológicas interceptadas por los sondeos KSG22-1684 y KSG22-1685.

1.4 Hipótesis

La presencia de leyes altas de cobre en el complejo de brechas hidrotermales expuestos en los pozos KSG22-1684 y KSG22-1685 pertenecientes a la fase 6 del rajo Catabela, permiten hipotetizar que el alto grado de mineralización se puede deber a un evento hidrotermal particular asociado a brechas hidrotermales o bien corresponder a un evento mineralizador posterior al emplazamiento de estas.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Sistemas hidrotermales

Los sistemas hidrotermales se desarrollan en cualquier lugar de la corteza terrestre donde el agua coexista con una fuente de calor y se definen como el conjunto de procesos en donde reaccionan intrusiones magmáticas, fluidos hidrotermales, rocas hospedantes y aguas meteóricas en la corteza superior (White, 1974). Hedenquist y Lowenstern (1994) señalan que dichas intrusiones magmáticas son responsables en la gran mayoría de los casos, de controlar la convección de calor en la superficie de la Tierra.

Los sistemas hidrotermales pueden estar activos o extintos, y pueden ser identificados, ya sea por la actividad térmica actual o por los efectos que ha dejado el sistema en la roca de caja (Bogie et al., 2005). Además, una característica importante de los sistemas hidrotermales es que gran parte de ellos pueden estar relacionados con la formación de depósitos minerales de origen hidrotermal (Corbett y Leach, 1998), agrupando una variedad de tipos de depósitos con importantes concentraciones metálicas en la corteza terrestre.

La formación de depósitos de mena hidrotermales, sean estos de tipo pórfido, skarn u otro, depende de muchos factores, a su vez interdependientes entre sí, que deben operar de una manera “óptima” para generar yacimientos económicos. De forma general, se puede decir que estos factores son: La naturaleza del magma (su composición, contenido de azufre, cloro, etc., especialmente de H_2O), sus parámetros termodinámicos, ambiente geológico y tectónico, especialmente la profundidad de emplazamiento del magma (Burnham y Ohmoto, 1980).

2.2 Fuente de fluidos hidrotermales y metales

Los metales pueden adherirse a un magma mediante diversas formas, las cuales pueden ser por fusión del manto, transferencia de masa desde la placa subductante y/o la fusión de la corteza. Los elementos siderófilos de la Tierra están concentrados dentro del núcleo interno enriquecido en Fe-Ni, aunque también se encuentran estos elementos en el manto superior (Chaussidon y Lorand, 1990). En condiciones de alta presión y temperatura, un magma posee una alta solubilidad del agua, la cual decrece con el

descenso de temperatura y más fuertemente con el descenso de presión. Magmas máficos poseen mayor solubilidad de agua que magmas félsicos. La pérdida de solubilidad de un magma y la consecuente partición de agua desde la fase magmática es denominada "primera ebullición", fenómeno gradual y de poca injerencia. Otro proceso de partición de agua más efectivo que la pérdida de solubilidad, es la denominada "segunda ebullición", que consiste en la exsolución de la fase volátil o fluida desde un magma saturado (Townley, 2001).

La importancia de los contenidos de H₂O reside en el control que ésta ejerce en la etapa de cristalización, cuando se separa una fase fluida (fluido hidrotermal), mediante la segunda ebullición, la cual a su vez provoca el fracturamiento de la roca de caja y la actividad hidrotermal subsecuente (Burnham y Ohmoto, 1980). Este proceso también provoca la liberación de energía mecánica durante el emplazamiento y la cristalización de magmas félsicos hidratados a poca profundidad. Esta liberación de energía se ve manifestada en los yacimientos de tipo pórfido, en donde las partes marginales de los cuerpos intrusivos porfídicos y la roca de caja que los alberga, aparecen intensamente fracturados, y en los numerosos cuerpos de brecha que también aparecen. Se estima que la segunda ebullición sería la mayor causa del fracturamiento en estos sistemas (Burnham, 1985).

Una vez que la fase hidrotermal particionada se separa de la fase magmática, esta se convertirá en una fase vapor y una fase de hidro-salmuera salina, con altos contenidos de Na y Cl. Bajo condiciones normales de cristalización, metales como el Cu, Zn, Pb, Au, Ag, etc., son incorporados a la fase cristalina como trazas en minerales formadores de roca ya sea como microinclusiones de sulfuros magmáticos o en la red cristalina de estos (Hendry et al., 1985). Sólo la separación masiva y violenta de una fase hidrotermal será capaz de secuestrar metales antes de que entren a formar parte de minerales formadores de roca. Esto implica que mientras menos cristalizado este un magma antes de que comience cristalización masiva y rápida, mejor probabilidad de extraer altos contenidos de metal existen. La convergencia de parámetros geológicos, tectónicos y termodinámicos durante el emplazamiento de magmas será de gran relevancia en la optimización de procesos hidrotermales capaces de secuestrar metales desde un magma. Presión, temperatura, velocidad y tipo de emplazamiento, velocidad de cristalización, porcentaje de cristalización, tipo de volcanismo asociado, entre otros,

serán factores incidentes sobre la optimización de segunda ebullición en un magma (Hendry et al., 1985).

2.3 Pórfidos cupríferos

Los depósitos tipo pórfido son los principales yacimientos de cobre, molibdeno y renio a nivel mundial y también proporcionan cantidades significativas de oro, plata y otros metales (Sillitoe, 2010). Estos pueden estar relacionados espacialmente a otro tipo de depósitos hidrotermales como lo son los de tipo epitermal y tipo skarn (figura 3). Los estilos de mineralización incluyen vetas stockwork, brechas hidrotermales y reemplazos de roca de caja. La formación de depósitos tipo pórfido se da a profundidades de aproximadamente 1 a 6 km por debajo de la paleosuperficie debido a fenómenos magmático-hidrotermales asociados al emplazamiento de complejos intrusivos intermedios a félsicos (Seedorff et al., 2005).

Estos yacimientos están asociados a arcos magmáticos de márgenes continentales y a magmatismo calcoalcalino de composición intermedia. La roca de caja es típicamente granodiorita, cuarzo-monzonita y pórfido diorítico, asociado a sistemas intrusivos multifásicos y comúnmente relacionado con etapas tardías de la evolución magmática. Los depósitos de pórfido se clasifican típicamente sobre la base de su dotación económica de metales (Kesler, 1973). Los subtipos incluyen pórfidos de Cu, Au, Mo, Cu–Mo, Cu–Au y Cu–Au–Mo.

La mineralogía primaria de mena de los pórfidos cupríferos consiste principalmente en pirita y calcopirita (aprox. 90% de los sulfuros), con menor bornita, enargita, tetrahederita y trazas de molibdenita y esfalerita. La mineralogía supérgena consiste principalmente en calcosina y covelina (enriquecimiento) y en minerales oxidados de cobre como malaquita, crisocola, atacamita, copper wad y copper pitch entre otros (zona oxidada) (Townley, 2001).

.

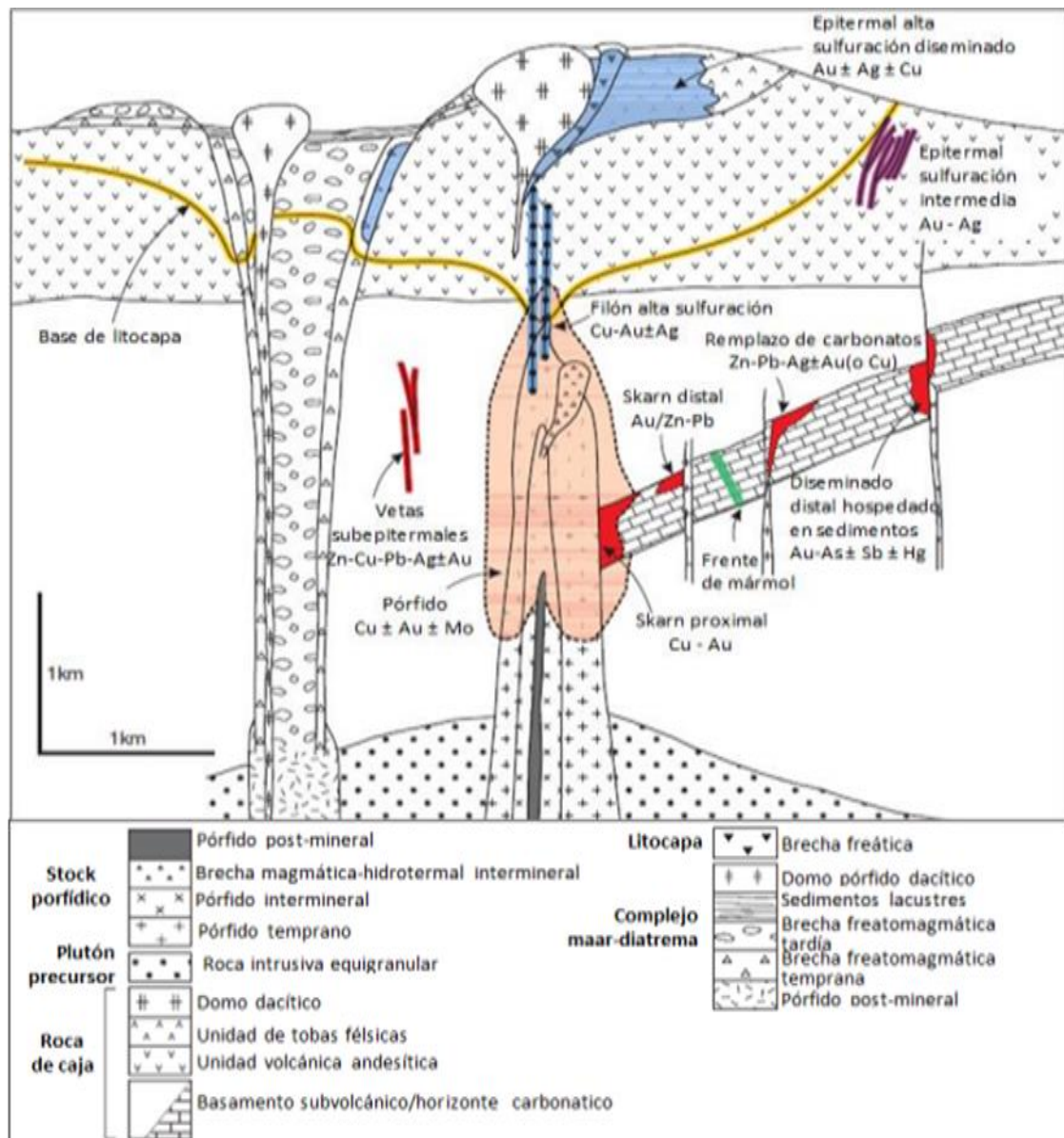


Figura 3: Sistema tipo pórfido Cu-Au-Mo y su relación con los depósitos tipo skarn, depósitos epitermales y sistema de brechas hidrotermales (Sillitoe, 2010).

2.4 Brechas hidrotermales

Generalmente en las áreas con desarrollo de yacimientos tipo pórfido cupríferos existen brechas hidrotermales (figura 4). Estas han sido clasificadas en tres tipos: Brecha intrusiva hidrotermal, brecha de reemplazo y brecha hidrotermal de colapso (Bryner, 1961; 1968). Generalmente todas exhiben alteración hidrotermal en los fragmentos y efectos de corrosión química; los clastos normalmente están sericitizados, argilizados y/o silicificados (Neumann, 1971).

Sillitoe (1985) publicó una descripción detallada y una clasificación de brechas relacionadas a mineralización. Esta clasificación incluye 6 tipos principales de brechas, con algunos subtipos:

Brechas magmático-hidrotermales:

- Chimeneas de brechas
- Tipo pórfido (cuerpos de brecha asociados a sistemas porfídicos)

Brechas hidromagmáticas:

Freáticas:

- Depósitos epitermales
- Depósitos tipo pórfido
- Kuroko (sulfuros masivos)

Freatomagmáticas:

- Sistemas maar - diatrema
- Depósitos tipo pórfido y epitermales

Brechas magmáticas:

- (Volcánicas) Diatremas volcánicas
- Tipo pórfido y otros depósitos.

Brechas intrusivas:

- Con matriz intrusiva

Brechas tectónicas

- Fracturamiento frágil en fallas

Las más importantes son las brechas hidromagmáticas relacionadas a los depósitos tipo pórfido, las cuales se caracterizan por hospedar minerales de Cu, Au y metales base de naturaleza hipógena, sin embargo, puede haber desarrollo de enriquecimiento

supérgeno. Suelen presentar abundante matriz (de 50% a 90%), la cual posee una porosidad eficiente para la depositación de menas (Sillitoe, 1985).

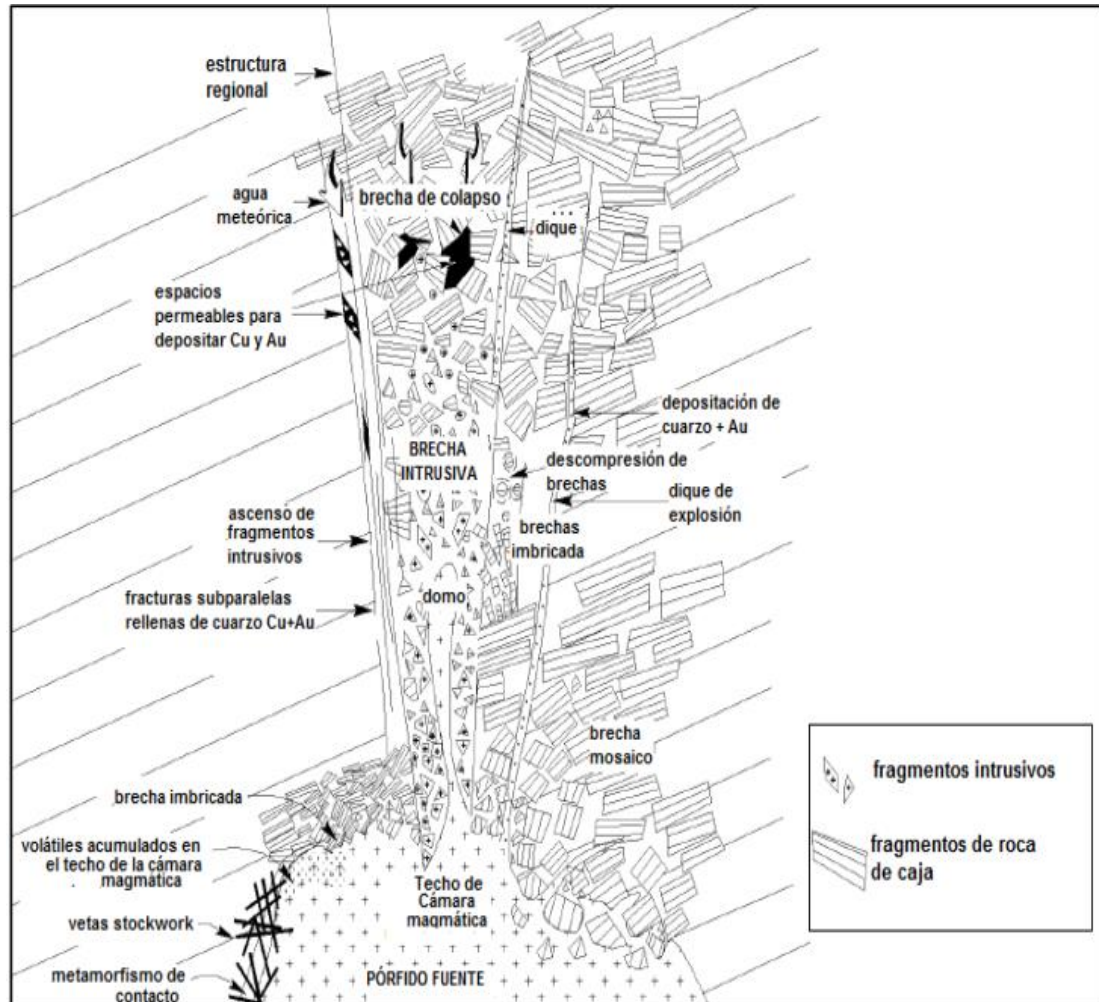


Figura 4: Sección esquemática que muestra la génesis y evolución de un sistema mineralizado de brechas hidrotermales, a partir de una intrusión porfídica (Corbett y Leach, 1999).

2.5 Alteraciones hidrotermales

La alteración hidrotermal corresponde a una respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en términos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas. Equivale a un reemplazo químico de los minerales originales en una roca por nuevos minerales en donde un fluido hidrotermal suministra los reactivos químicos y elimina los productos de reacciones acuosas (Reed, 1997).

Según Reed (1997) dentro de los factores que condicionan y controlan la alteración hidrotermal en las rocas se pueden nombrar:

- Temperatura: La importancia de este factor reside en que mientras más caliente sea el fluido mayor será el efecto que tiene sobre la mineralogía original.
- Presión: Controla procesos secundarios como fracturamiento hidráulico o profundidad de ebullición de fluidos.
- Composición de la roca: Relevante para grados menos intensos de alteración, ya que, para este caso, los minerales tienen distintos grados de susceptibilidad a ser alterados.
- Composición del fluido: Mientras más bajo sea el pH del fluido hidrotermal (más ácido), mayor será el efecto de alteración sobre los minerales.
- Duración de la interacción agua/roca: En cuanto mayor sea el tiempo y el volumen de fluidos hidrotermales que circulen en la roca, más completa serán las modificaciones mineralógicas.

Se presenta a continuación un breve resumen de los tipos de alteración más comunes y sus respectivas asociaciones mineralógicas (figura 5), basado en Corbett y Leach (1998), Reed (1997), Titley (1982), Rose y Burt (1979) y Meyer y Hemley (1967):

- Alteración potásica: Caracterizada principalmente por feldespato potásico y/o biotita, con minerales accesorios como cuarzo, magnetita, sericita, clorita. La alteración potásica temprana suele presentar una textura tipo hornfel con biotita de alteración de similar composición a biotita primaria, principalmente por efectos de reemplazo metasomático de hornblenda primaria. Biotita tardía en vetillas es más rica en Mg, este cambio sugiere una gradación de alteración metasomática inicial dominada por transferencia de calor (metamorfismo de contacto) a alteración hidrotermal convectiva asociada con exsolución y circulación de fluidos hidrotermales. La alteración potásica de alta temperatura (400°C a 800°C) se caracteriza por una alteración selectiva y penetrativa. Biotita en vetillas ocurre principalmente en el rango 350°C a 400°C, y feldespato potásico en vetillas en el rango 300°C a 350°C. Biotita y feldespato están comúnmente asociados con cuarzo, magnetita y/o pirita, formados a condiciones de pH neutro a alcalino.

- **Alteración propilítica:** Caracterizada principalmente por la asociación clorita-epidota con o sin albita, calcita, pirita, con minerales accesorios como cuarzo-magnetita-illita. La alteración propilítica ocurre por lo general como halo gradacional y distal de una alteración potásica, gradando desde actinolita-biotita en el contacto de la zona potásica a actinolita-epidota en la zona propilítica. En zonas más distales se observan asociaciones de epidota-clorita-albita-carbonatos gradando a zonas progresivamente más ricas en clorita y zeolitas hidratadas formadas a bajas condiciones de temperatura. Esta característica zonal y gradacional es reflejo de una gradiente termal decreciente desde el núcleo termal (alteración potásica en esta discusión) hacia afuera. Esta alteración se forma a condiciones de pH neutro a alcalino a rangos de temperatura bajo (200°C a 250°C). La presencia de actinolita (280°C a 300°C) puede ser indicador de la zona de alteración propilítica interior.
- **Albitización:** Normalmente asociado con alteración propilítica de alta temperatura, ocurre por lo general como reemplazo selectivo de plagioclasas junto con actinolita. En sistemas porfídicos es interpretado como una alteración temprana y profunda durante etapas tardías de cristalización de un magma.
- **Alteración cuarzo-sericita:** Caracterizada principalmente por cuarzo y sericita con minerales accesorios como clorita, illita y pirita. La alteración cuarzo-sericita ocurre en un rango de pH 5 a 6 a temperaturas sobre los 250°C. A temperaturas más bajas se da illita (200°C a 250°C) o illita-esmectita (100°C a 200°C). A temperaturas sobre los 450°C, corindón aparece en asociación con sericita y andalucita. En ambientes ricos en Na, paragonita puede aparecer como la mica dominante. La mica rica en vanadio (roescolita) y la rica en cromo (fuchcita) ocurren localmente en rocas máficas.
- **Alteración argílica moderada:** Caracterizada principalmente por arcillas (caolín) y mayor o menor cuarzo. La alteración argílica moderada ocurre en rangos de pH entre 4 y 5 y puede coexistir con alunita en un rango transicional de pH entre 3 y 4. La caolinita se forma a temperaturas bajo 300°C, típicamente en el rango <150°C a 200°C. sobre los 300° la fase estable es pirofilita.
- **Alteración argílica avanzada:** Caracterizada principalmente por cuarzo residual con o sin presencia de alunita, jarosita, caolín, pirofilita y pirita. La alteración argílica avanzada ocurre dentro de un amplio rango de temperatura, pero a condiciones de pH entre 1 y 3,5. A alta temperatura (sobre 350°C) puede

ocurrir con andalucita además de cuarzo. Bajo pH 2 domina el cuarzo, mientras que alunita domina a pH sobre 2. La alunita puede originarse en variados tipos de ambientes, como producto de alteración por condensación de gases ricos en ácido sulfhídrico, como producto de alteración supérgena, como producto de cristalización magmática/hidrotermal, o a lo largo de vetas y brechas hidrotermales de origen magmático.

Cabe destacar que la alteración propilítica corresponde a una asociación de minerales que se da en rocas a baja temperatura y razón agua/roca. Por otra parte, se recomienda restringir el uso de la palabra propilítica a aquellas asociaciones que contengan albita, clorita y epidota en rocas cuya composición total no ha variado enormemente con respecto a la roca original. Esta definición la distingue de alteraciones particulares como son la albitización, cloritización y epidotización. Existen otras formas de clasificar las alteraciones hidrotermales, ya sea por mineral de alteración principal (ej.: sericitización, epidotización) o por metasomatismo principal (ej. cálcico-férrico, aluminio-potásico), pero estas son de poco uso.

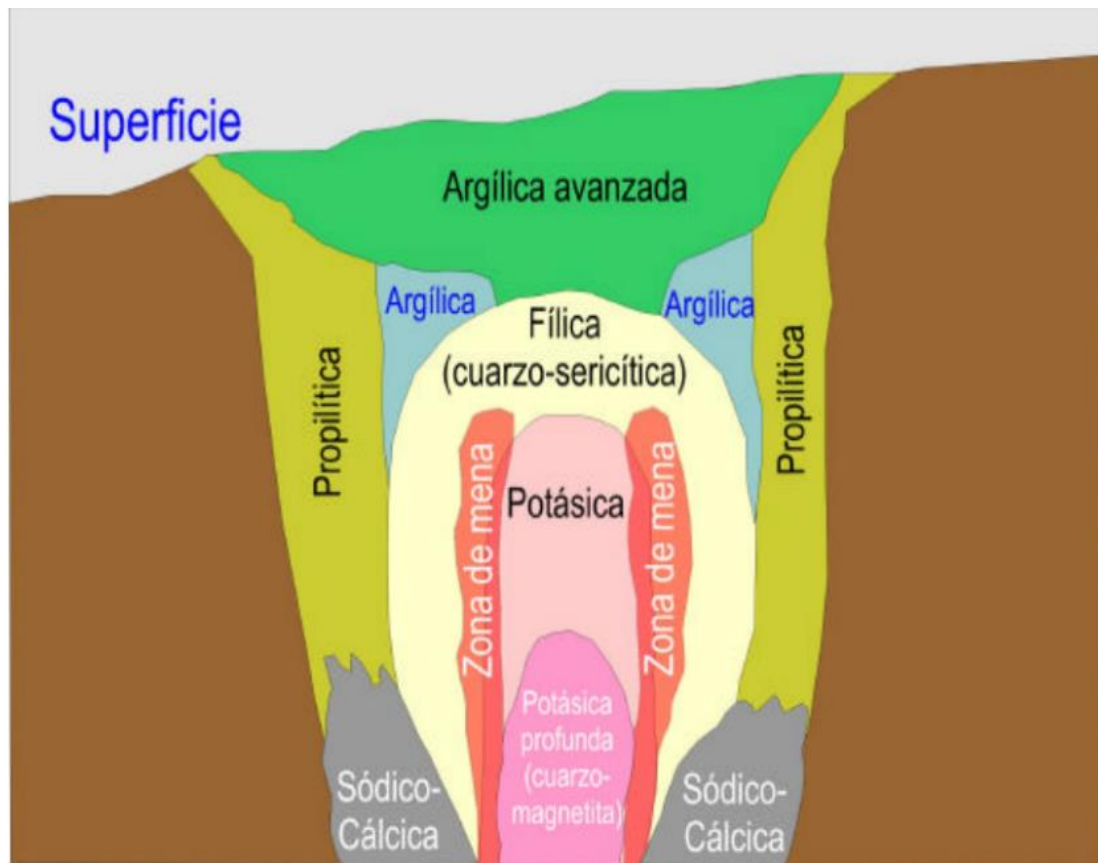


Figura 6: Esquema generalizado de alteraciones en sistemas magmático-hidrotermales basado en los modelos de Lowell y Gilbert (1970), Gustafson y Hunt (1975) y Giggenbach (1997).

En cuanto a la relación entre mineralización y zonas de alteración en los pórfidos, se puede definir lo siguiente: En la zona de alteración potásica (biotita y/o feldespato potásico) se observa del orden de un 1% de pirita, con una razón pirita/calcopirita del orden de 3/1. Se observa también magnetita, anhidrita y en algunos casos mineralización económica de molibdenita asociada con vetillas de cuarzo. En la zona de alteración fílica (sericita – cuarzo) se observa del orden de 10% de pirita, con una razón pirita/calcopirita de 12/1 y menor mineralización de molibdenita, bornita, calcosina, esfalerita, galena, enargita, tetrahederita, entre otros. La mayor concentración de mineralización cuprífera primaria ocurre normalmente entre la zona de alteración potásica y la zona de alteración fílica. La zona de alteración argílica (caolinita – cuarzo) aparece en forma lateral a la zona de alteración fílica, no siempre presente. En esta zona domina la pirita, con una razón pirita/calcopirita del orden de 23/1. En menor proporción pueden ocurrir bornita, molibdenita, tetrahederita, esfalerita, galena, enargita, calcosina, entre otros. La zona de alteración propilítica

(epidota-clorita-pirita-calcita) representa el halo más externo, con mineralización de magnetita, hematita, menor galena, esfalerita. Externo a la zona propilítica ocurre normalmente un anillo con mineralización en vetas de esfalerita, galena, calcopirita, oro, plata y pirita. En algunos sistemas de pórfido cuprífero se reconoce en su zona superior alta o periférica zonas de alteración argílica avanzada, caracterizadas por alunita – cuarzo de textura oquerosa y mineralización con enargita, pirita y menor oro y plata (Townley, 2001).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Marco metalogénico regional

En el norte de Chile se definen tres franjas relacionadas a sistemas hidrotermales con mineralización de cobre, oro y molibdeno, conocidas como las franjas metalogénicas de pórfidos cupríferos ubicadas entre las latitudes 20°S y 27°S. La franja más joven corresponde a la franja Eoceno Superior-Oligoceno Inferior con una edad entre 42-31 Ma, luego se encuentra la franja paleocena con una edad entre 66-58 Ma y por último se encuentra la de mayor edad que corresponde a la franja cretácica con una edad entre 132-73 Ma. (Sillitoe y Mckee, 1996).

El distrito Sierra Gorda forma parte de una franja metalogénica cuprífera del Paleoceno, la cual engloba mineras como Spence y Sierra gorda SCM, específicamente este último se encuentra ubicado en la planicie de la depresión intermedia o de valles intermedios, es decir entre la Cordillera de la Costa y las nacientes de la cordillera de los Andes (Llaumett, 1994)

Williams (1992) propuso tres eventos mineralizadores principales durante el Paleoceno; el más antiguo entre los 65-60 Ma. y el más joven entre los 55-48 Ma. En ambos periodos se formaron yacimientos de pequeño tamaño y vetas epitermales de metales preciosos de dirección E-O como las del distrito Faride y Flor del Desierto. El pulso intermedio coincide con la fase compresiva Incaica I (Noble et al. ,1985; McKee y Noble, 1990), este pulso representaría el principal evento de mineralización de cobre en el Paleoceno tanto en Chile como en el sur de Perú. Durante este período se habrían emplazado los principales pórfidos cupríferos de esta franja, en territorio peruano corresponden a Cerro Verde-Santa Rosa, Cuajone, Quellaveco y Toquepala, mientras que para el territorio chileno corresponden a Cerro Colorado, Spence, Lomas Bayas, Relincho y Sierra Gorda.

3.2 Marco geológico regional

Regionalmente, se reconoce una secuencia de rocas volcánicas del Cretácico Inferior la cual fue intruida por un complejo granítico de edad paleocena y una serie de plutones más pequeños que han servido de roca huésped a numerosos sistemas de

mineralización hidrotermal de cobre, oro y molibdeno. A su vez todas estas unidades están cubiertas por gravas cuaternarias (figura 7).

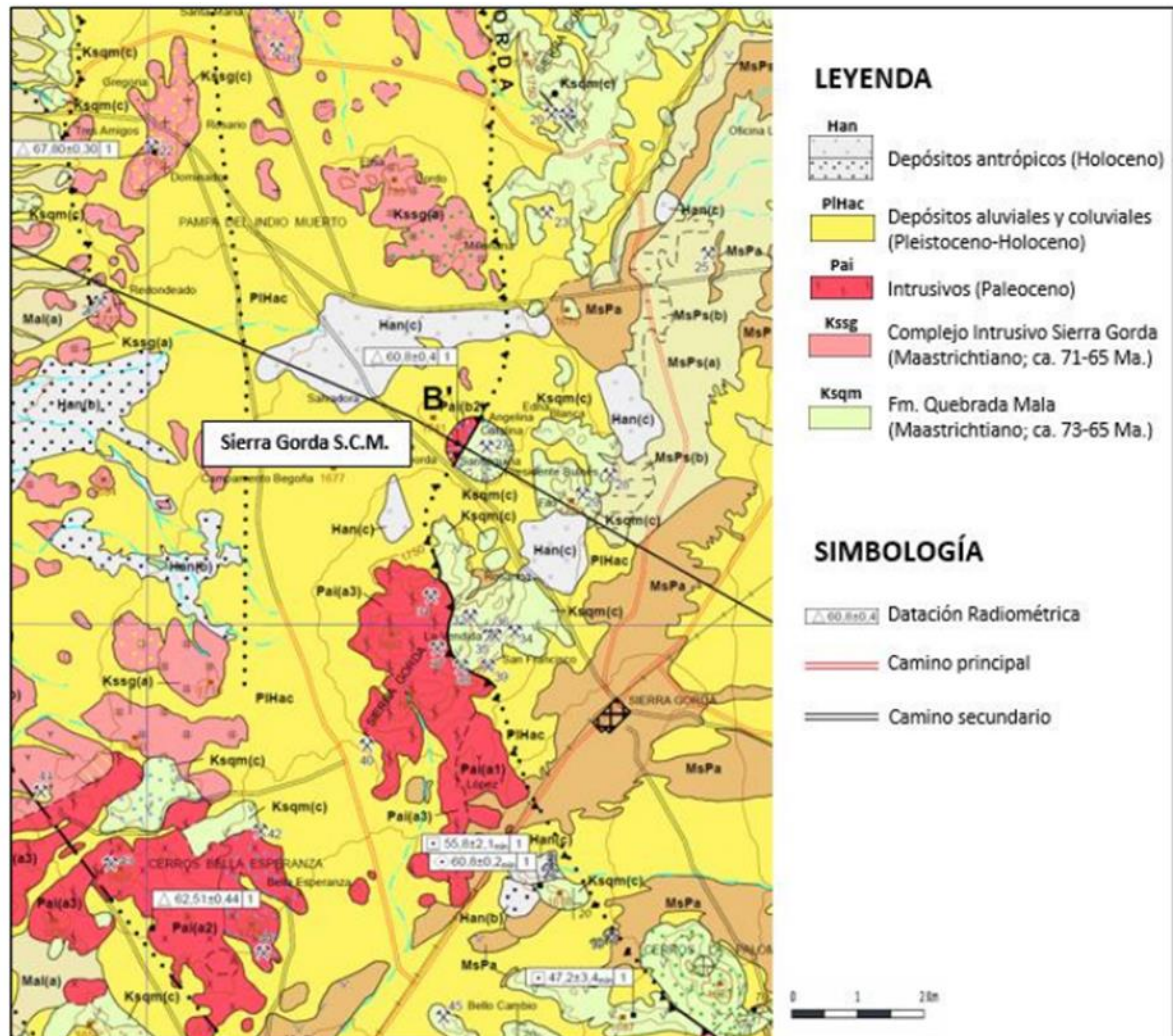


Figura 7: Mapa geológico regional, específicamente distrito Sierra Gorda (Duhart, et al., 2018).

3.2.1 Rocas volcánicas

Según Duhart et al. (2018), la secuencia estratificada regional que aflora en el distrito Sierra Gorda corresponde a una sucesión vulcano-sedimentaria, continental que corresponde a la Formación Quebrada Mala (Maastrichtiano; ca. 73-65 Ma.), la cual está integrada por cuatro asociaciones litológicas principales:

- Lavas y tobas riolíticas y dacíticas, porfídicas, bandeadas, fluidales grises claro a tonalidades burdeos, con escasos fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una

masa fundamental o matriz vítrea parcialmente desvitrificada, con fracturamiento paralelo milimétrico con relleno de sílice y hematita.

- Tobas andesíticas con intercalaciones de andesitas, areniscas y conglomerados polimícticos.
- Basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas y traquidacitas de clinopiroxeno y ortopiroxeno porfídicas, con intercalaciones de tobas, generalmente con alteración clorita-epidotacalcita.
- Conglomerados polimícticos y areniscas, clastos redondeados a subredondeados, mal seleccionados, andesíticos afaníticos a porfídicos, matriz soportados, con matriz arenosa gruesa a cemento salino, con intercalaciones de areniscas líticas.

3.2.2 Rocas intrusivas

Las rocas plutónicas que afloran en el distrito corresponden a un conjunto de intrusivos equigranulares a porfídicos, leucocráticos a melanocráticos, con predominio de leuco a mesocráticos, generalmente hipidiomórficos, de granulometría gruesa a fina, frescos o localmente con alteración hidrotermal que conforman stocks. Duhart et. al. (2018) denominan a esta unidad como “Complejo Intrusivo Sierra Gorda” y la asigna al Maastrichtiano (71 – 65 Ma.)

Complejo Intrusivo Sierra Gorda (Kssg) (Maastrichtiano, ca.71-65 Ma) (Duhart et al., 2018): Intrusivos que afloran como una franja en todo el sector oeste de las faenas Sierra Gorda y Spence. Estas rocas incluyen desde gabros a granitos, con variedades monzogabros a monzogranitos. Este complejo intuye a la Formación Quebrada Mala.

Intrusivos paleocenos Compuesto por granitos y pórfidos graníticos. Existen diferentes pulsos magmáticos asociados a mineralización, con diferentes profundidades de emplazamiento. Texturalmente son mayoritariamente pórfidos emplazados en las volcanitas cretácicas. Dataciones K-Ar indican edad entre 60 y 65 Ma (Boric et al., 1990; Williams, 1992).

3.2.3 Sedimentos no consolidados

Depósitos sedimentarios que cubren gran parte del sector de Sierra Gorda. Acumulaciones de gravas y arenas compactadas son los sedimentos más antiguos

observados en la zona, suelen presentar deformación producto de la actividad tectónica del Neógeno. Se disponen con una leve inclinación de 5° hacia el W y presentan clastos de variada composición. Los aportes de material son principalmente del área de Limón Verde (Guzmán, 2001).

3.3 Sistema estructural

A escala regional, la mina Sierra Gorda se ubica inmediatamente al oeste del sistema de Falla Domeyko, donde se observa un dominio de fallas de escala regional de rumbo norte sur, posiblemente relacionadas con la subducción oblicua en dirección noreste del Paleógeno, la cual tuvo un ángulo de convergencia N38E para el periodo entre 56 y 68 Ma (Somoza y Ghidella, 2005).

A escala distrital, el sistema está representado por las fallas Copucha, al oeste, y Sierra Gorda, por el este. Relacionadas a estas dos fallas maestras se encuentran una serie de estructuras (falla Salvadora, Vértice, Catalina, San Armando, Carmen, Filo y Etna) de carácter distrital que, en conjunto, muestran un patrón geométrico tipo Riedel de sentido dextral, que concuerda con la dirección de convergencia del Paleógeno. Dado que el azimut del ángulo de convergencia para el Paleógeno es de 38° al este, es posible establecer, considerando el modelo Riedel, que las fallas Salvadora, Vértice y Catalina corresponden a la estructura tensional (T) del sistema, el cual es paralelo a la dirección de máximo acortamiento. Por su parte, la falla Filo representa la estructura tipo X o P', que tiene, por definición, un movimiento antitético respecto del cizalle principal. El sistema Etna, que a escala distrital ha sido mapeado con un rumbo este-oeste, muestra en el área mina una actitud variable con mayor tendencia a N80E; bajo este punto de vista, es posible considerar al Sistema de Falla Etna como la componente R' del sistema, con un movimiento antitético al principal (Trujillo, 2016).

3.4 Marco geológico local

Según el reporte geológico SGSCM (Superintendencia de Geología, 2021) las unidades litológicas incluidas en el Modelo Geológico de Sierra Gorda son los

siguientes: Complejo Volcánico, Complejo Intrusivo, Pórfidos Feldespáticos, Sistemas de Brechas Ígneas e Hidrotermales y Depósitos Cuaternarios (figura 8).

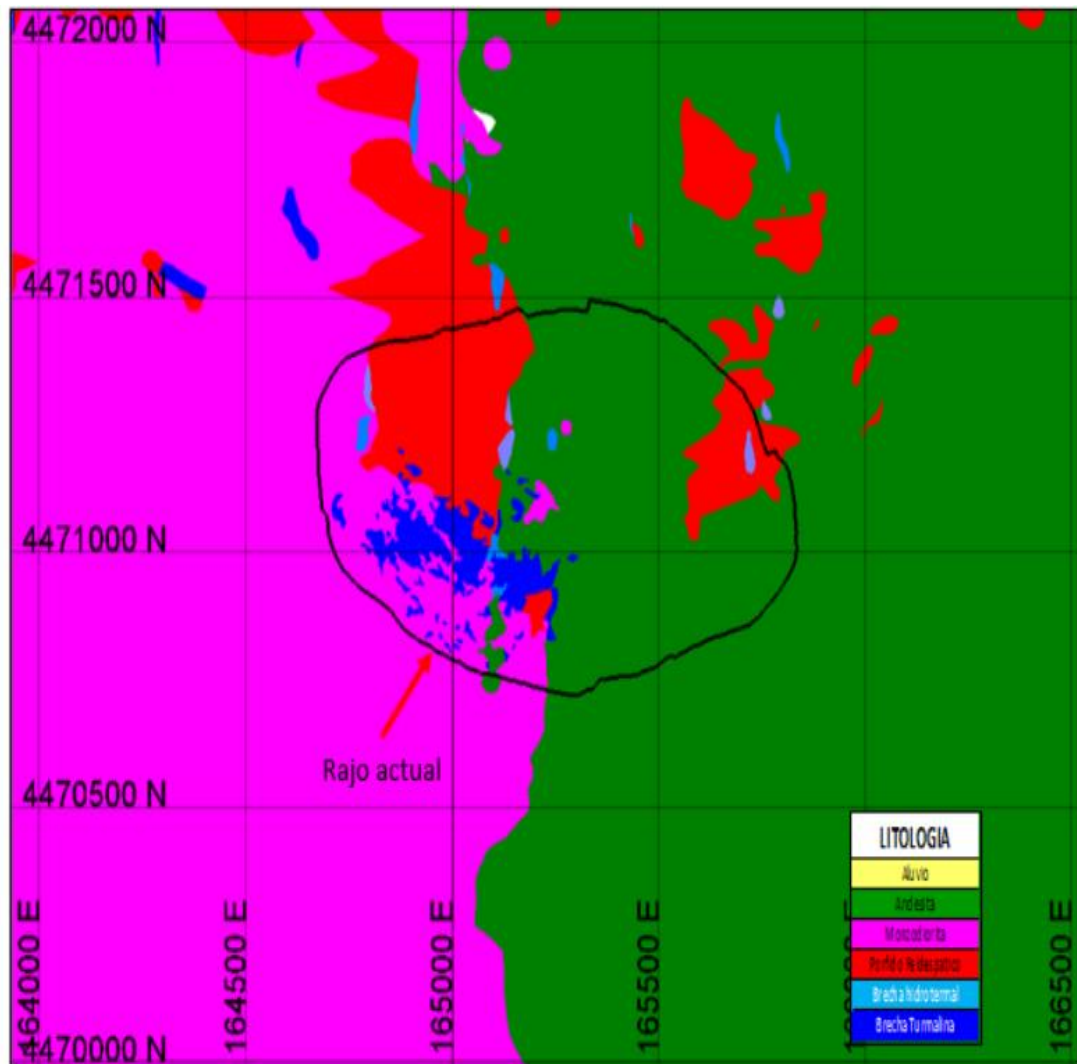


Figura 8: Mapa litológico del rajo Catabela, minera Sierra Gorda, Antofagasta

3.4.1 Complejo Volcánico (AND – TB)

La roca encajante del complejo litológico Sierra Gorda corresponde a unidades volcánicas asignadas al Cretácico, compuestas principalmente por andesitas porfídicas de grano grueso a fino y flujos tobáceos que forman una columna de varios kilómetros de espesor. Las andesitas pueden presentar gran variedad textural dentro del depósito, entre las cuales se distingue:

- Andesitas porfídicas gruesas con fenocristales de plagioclasa tabular de 2-8 milímetros de tamaño.
- Andesitas porfídicas finas con fenocristales de plagioclasa tabular de 1 a 2 milímetros de tamaño.
- Brechas andesíticas de toba con fragmentos líticos de andesita y/o toba 1-10 mm de tamaño en una matriz indistinta de material clástico o piroclástico.
- Andesitas amigdaloides con vesículas de hasta 1 cm de tamaño, ahora predominantemente rellena con calcita, yeso y/o sílice calcedónico.

Según estudios petrocalcográficos (Calderón, 2021) todas estas variedades de andesitas presentan, en mayor o menor proporción, fenocristales de plagioclasa con reemplazo a albita, alteradas a sericita y arcillas, como también minerales máficos indiferenciados, totalmente reemplazados a biotita y clorita. La masa fundamental se observa recrystalizada compuesta por microlitos de plagioclasa/albita, biotita secundaria, feldespato potásico y cuarzo los que se disponen de forma masiva. Adicionalmente, se observa presencia de turmalina, epidota, calcita, tanto en vetillas como halos y actinolita asociada a metamorfismo de contacto. La mineralogía metálica está compuesta por calcopirita, pirita y molibdenita, aunque también se reconoce covelina – calcosina, tanto diseminada como asociada a vetillas. Minerales accesorios como rutilo y magnetita diseminada, ocasionalmente reemplazadas a hematita y goethita.

3.4.2 Complejo intrusivo

En el sector oeste y noroeste del distrito minero Sierra Gorda se reconoce superficialmente un complejo batolítico paleoceno al que Llaumett (1994) denominó “Granodiorita Sierra Gorda”, que se caracteriza por una textura equigranular de grano medio y de composición granodiorítica a monzonítica. En los sondeos perforados dentro de la zona de interés económica del proyecto, se ha logrado reconocer una gran variedad composicional dentro de este complejo plutónico, variando desde sienogranitos hasta monzodioritas.

3.4.2.1 Sienogranitos (SG)

Aflora hacia la cúpula del intrusivo, identificándose en distintas partes del distrito. Se caracterizan por un color gris rosáceo, grano medio (0,1 a 2 mm), textura aplítica a débilmente porfídica (fenocristales < 5%) con abundante feldespato potásico de formación y menor cantidad atribuido al aporte de turmalina - feldespato potásico. Presenta cristales de plagioclasas euhedrales reemplazadas a albita – sericita – arcilla y cuarzo anhedral, que se encuentra intercrecido con feldespato potásico subhedral alterado a sericita – arcilla. Presenta turmalina diseminada y en vetillas con halos de feldespato potásico – albita como evento posterior. La mineralogía metálica corresponde a pirita, calcopirita y molibdenita.

3.4.2.2 Monzogranitos (MG)

Se reconoce en sectores aledaños al desarrollo del pit actual y se describe como una roca de textura equigranular, gráfica a pseudográfica. Presenta cristales de plagioclasa subhedral reemplazadas a albita – feldespato potásico y en menor contenido sericita – caolinita y hornblenda subhedral con relictos de clinopiroxeno de formación magmática y presencia de biotita secundaria, variablemente cloritizados relacionada al evento hidrotermal. Estos cristales se encuentran inmersos en una masa intercrecida de grano medio con textura pseudoaplítica compuesta de cuarzo intercrecido con feldespato potásico. Una menor cantidad de feldespato potásico y mayor contenido de máficos la diferencian del sienogranito. Asociados a la alteración, se observa la presencia de turmalina, epidota (clinozoisita) – calcita, menor contenido de alunita supérgena – jarosita y yeso. Como mineralización metálica se identifica pirita, calcopirita, magnetita y ocasionalmente se observa ilmenita reemplazada a hematita – rutilo en intercrecimiento simplectítico. Como accesorios comunes se reconoce la presencia de apatito, zircón y rutilo.

3.4.2.3 Monzodioritas (MD)

Los intrusivos que afloran actualmente en el rajo Catabela corresponden en su mayoría a monzodioritas de textura fanerítica con cristales de biotita y hornblenda. Estos cuerpos intrusivos, en general, corresponden a variedades texturales del complejo que difieren básicamente en el porcentaje de cuarzo y en el porcentaje de cristales. Las monzodioritas presentan más de 15% de cristales y menor contenido de cuarzo.

3.4.3 Pórfidos

En el depósito se han distinguido dos tipos de pórfidos según su composición y texturas:

3.4.3.1 Pórfido Feldespático (PF)

Roca de textura porfídica seriada, compuesta por fenocristales de plagioclasas y feldespato potásico con reemplazo total o parcial de albita – sericita – arcillas, biotita primaria y hornblenda con reemplazo a clorita y cuarzos embahados. Los fenocristales se hallan inmersos en una masa félsica de grano fino a medio dominada por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Adicionalmente, presenta epidota y calcita como reemplazo parcial, y yeso como relleno en vetillas. Se identifican minerales sulfurados primarios calcopirita – pirita y, ocasionalmente, reemplazados por calcosina – covelina. También es posible encontrar zircón y rutilo como minerales accesorios.

3.4.3.2 Pórfido granodiorítico (PG)

Rocas de textura porfídica, hipidiomórfica holocristalina, compuesta por fenocristales de plagioclasa con reemplazo a feldespato potásico – albita – arcillas, cuarzo redondeado y hornblenda alterada a clorita y menor sericita. Como alteración adicional se observa turmalina, epidota y calcita. La masa fundamental se caracteriza por una masa granular fina de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Presenta mineralización sulfurada de pirita y, en menor grado, calcopirita asociada al evento de turmalina. Al igual que en el Pórfido Feldespático, se puede encontrar rutilo y magnetita (ocasionalmente reemplazada a hematita) como minerales accesorios

3.4.4 Sistemas de brechas ígneas e hidrotermales

Localmente, en el rajo Catabela y sus alrededores es posible reconocer una serie de eventos brechiformes de origen tanto ígneo como hidrotermales, con variaciones texturales, composicionales y morfológicos que se asocian en gran medida con las zonas de mayor contenido de mineralización económica de este yacimiento. En cuanto a tamaño, varían desde cuerpos lenticulares centimétricos hasta varios cientos de

metros con asociación a los sistemas estructurales principales Norte-Sur y Noroeste, y las zonas de contacto distrital del Complejo Intrusivo y el Complejo Volcánico.

3.4.4.1 Brechas intrusivas (BXI)

Corresponden a cuerpos perimetrales centimétricos a métricos formados por fenómenos de intrusión en la roca de caja, y que genera brechas monomícticas con morfología relacionada al rompimiento de las rocas pre-existentes por los intrusivos más jóvenes. Normalmente no presentan asociación con eventos hidrotermales contemporáneos y se relacionan solamente con eventos posteriores sobreimpuestos de alteración y mineralización. No obstante lo anterior, se reconocen algunos cuerpos inalterados en las zonas expuestas del rajo actual.

3.4.4.2 Brecha de turmalina (BXT)

Este tipo litológico corresponde a una brecha hidrotermal probablemente temprana, pre-potásica, pre-sulfuros, y que presentan una matriz de cuarzo y turmalina, con clastos subredondeados polimícticos que varían en tamaño desde un par de milímetros hasta 10 cm aproximadamente. Este tipo brechiforme es relevante en cuanto a tamaño y distribución en este depósito mineral y morfológicamente se elonga por cerca de 700 m en dirección Norte-Sur y la zona del núcleo puede llegar a medir aproximadamente 200 m. Según estudios petrocalcográficos (Calderón, 2021), estas rocas se caracterizan por textura fragmental a pseudofragmental de matriz principalmente turmalina, cuarzo y menor feldespato potásico. Los fragmentos polimícticos identificados corresponden principalmente a andesitas con alteración de biotita secundaria y/o clorita – sericita, granitos con textura gráfica de cuarzo y fragmentos porfídicos sin alteración mayor. La mineralización consiste principalmente en pirita – calcopirita, tanto en la matriz como en los fragmentos asociados a la turmalina y, en menor grado, se puede observar sustitución por sulfuros de enriquecido como calcosina – covelina.

3.4.4.3 Brecha hidrotermal (BXH)

Normalmente se identifican estas brechas debido a una matriz hidrotermal compuesta por feldespato potásico, clorita, cuarzo y sericita, con clastos polimícticos, subangulares y de composición referida a granodioritas porfídicas, sienogranitos,

monzodioritas y andesitas. Se diferencia de las brechas anteriormente descritas debido a que no predomina la matriz de cuarzo-turmalina.

3.4.5 Depósitos cuaternarios

Gran parte de la superficie de las operaciones mineras de SGSCM están cubiertas por una delgada capa de aluvio y coluvio, y depósitos eólicos y lacustres. Estas unidades se encuentran cementadas por sulfatos, carbonatos y nitratos en costras de caliche que pueden profundizar algunas decenas de metros desde la superficie actual.

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

4.1 Etapa de gabinete 1

En esta etapa se recopilaron memorias, tesis, artículos de revistas científicas, publicaciones de congresos y estudios de entidades gubernamentales, principalmente relacionadas a los depósitos hidrotermales tipo pórfidos y brechas hidrotermales. De igual manera se revisaron todos los informes geológicos a nivel local del yacimiento como también los referentes al distrito minero Sierra Gorda.

4.2 Selección y descripción de sondajes

El criterio para la selección de los sondajes para el presente trabajo se basa en que los sondajes se encuentren en la denominada fase 6 del rajo Catabela (figura 1), y que además que intercepten unidades de brechas hidrotermales con leyes altas, en base a esto los sondajes seleccionados corresponde a los pozos KSG22-1684 y KSG22-1685 del tipo diamantino con un diámetro HQ (61.1 mm), los cuales fueron perforados durante el año 2022.

Durante los meses de mayo a julio se realizó la descripción de los sondajes mencionados anteriormente, la cual consistió en un mapeo geológico macroscópico metro a metro (figura 9), con un total de 650 metros mapeados, definiendo las litologías y alteraciones presentes a lo largo del sondaje como también las mineralizaciones de Cu y Mo. Esta etapa se realizó en la muestrera geológica ubicada en las instalaciones de la minera Sierra Gorda, con la ayuda de herramientas como lupa de lentes 20x y 10x, computador tipo Getac, flexómetro entre otras.



Figura 9: Descripción de sondajes en muestrera geológica de Sierra Gorda.

Posterior a esto, se fotografiaron tramos específicos de los sondajes, con el fin de dejar registro de las muestras más representativas y ser presentadas en este trabajo, para ello se utilizó una escala real de 10 cm para así comprender de mejor manera las dimensiones reales de las muestras identificadas (figura 10).

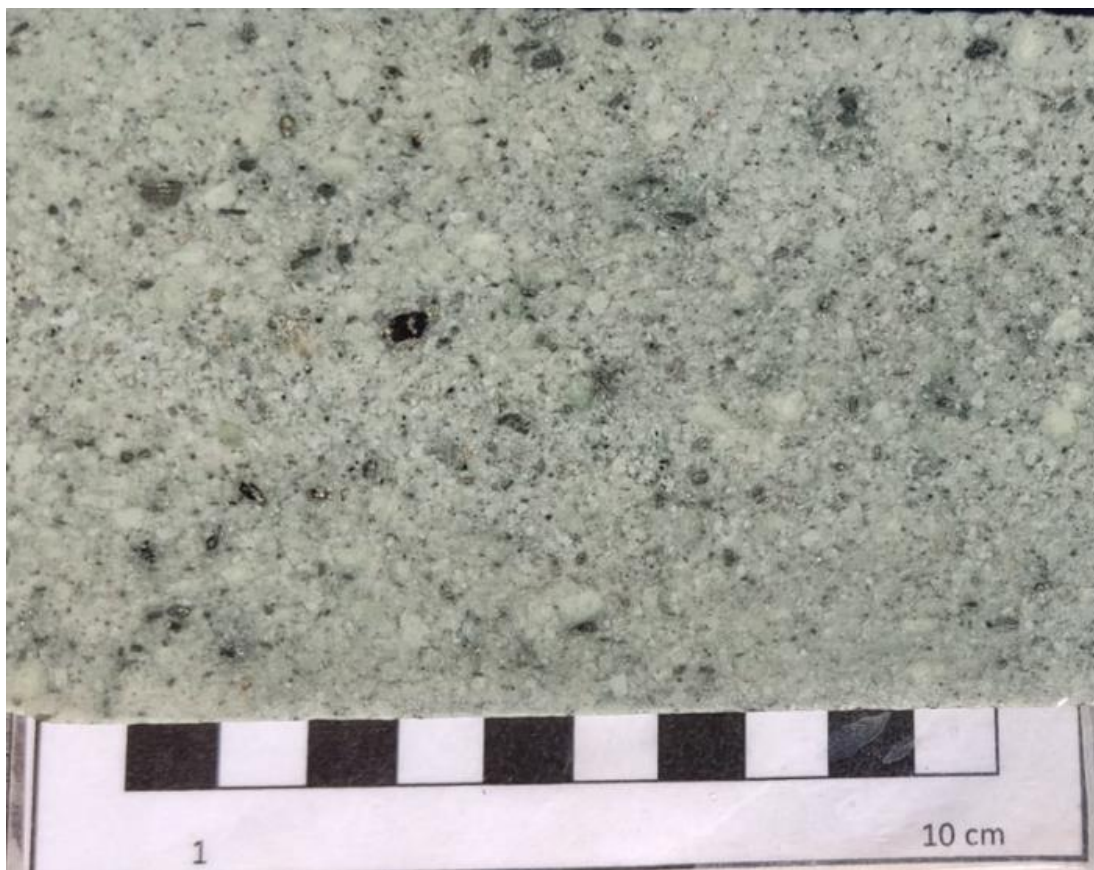


Figura 10: Ejemplo de toma de fotografías en muestras de sondaje.

4.3 Selección y descripción de muestras cortes pulidos-transparentes

Durante los meses de julio y agosto se seleccionaron muestras de los sondajes mencionados anteriormente para ser enviados a la empresa Geoatacama, en la ciudad de Antofagasta, para realizar secciones transparentes y pulidas para definir, confirmar y caracterizar litologías, alteraciones y mineralizaciones metálicas presentes.

Durante los meses de agosto y septiembre se realizó la descripción de estos cortes transparentes con la ayuda del microscopio modelo Olympus bx51 en las oficinas del barrio industrial pertenecientes a las instalaciones de la minera Sierra Gorda (Figura 11).

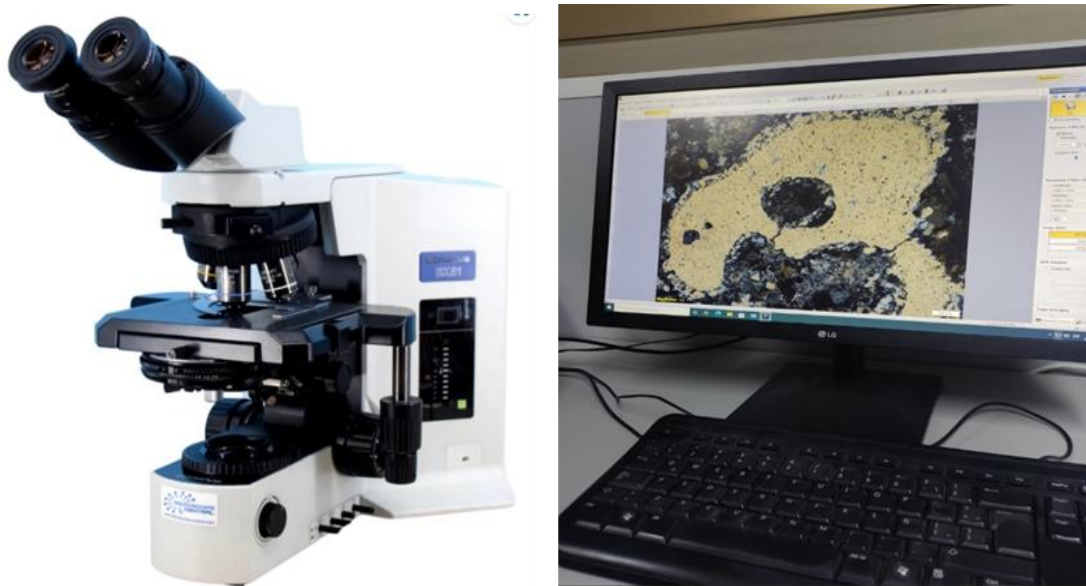


Figura 11: Microscopio modelo Olympus Bx51 y descripción de secciones geológicas transparentes.

4.4 Etapa de gabinete 2

En esta etapa se realizó un análisis de las leyes de cobre, las cuales se obtuvieron desde el laboratorio de GEOASSAY en la ciudad de Antofagasta. Con esta información se efectuó una comparación de las leyes visuales con las leyes de laboratorio con la finalidad de entender de mejor manera la distribución y concentración de cobre en las unidades geológicas, y con esto categorizar las unidades de brechas hidrotermales con leyes más altas.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1 Descripción de unidades geológicas: litología, alteración y mineralización

5.1.1 Andesitas

Corresponde a una roca ígnea volcánica, compuesta por una masa fundamental afanítica, donde en algunos sectores puntuales se logra reconocer una textura porfídica (Figura 12). Por lo general la roca se compone de 90 % de masa fundamental y 10 % de fenocristales, donde estos últimos corresponden en su mayoría a plagioclasas menores a 0,3 cm.

La masa fundamental presenta una alteración dominante de sericita-clorita, con una intensidad moderada a intensa de forma pervasiva (figura 13), mientras que en los fenocristales de plagioclasa se identifica una alteración leve a moderada de sericita. A su vez, se logra identificar una alteración cuarzo-sericita leve a moderada. Esta última alteración se manifiesta principalmente como halos de alteración de las vetillas de cuarzo-pirita.

En cuanto a la mineralización, esta se presenta tanto de manera diseminada en la masa fundamental de la roca como también en vetillas (figura 14). Para el modo de ocurrencia diseminado, la mineralización es de tipo sulfurada y está representada por calcopirita y pirita de grano fino, en donde este último mineral es el de mayor abundancia en la masa fundamental. En cuanto a las vetillas, la mineralización también es de tipo sulfurada, pero a diferencia del diseminado, la calcopirita en algunos tipos de vetillas es más abundante respecto a la pirita. También en algunas vetillas se observa enriquecimiento secundario de calcosina (figura 15 y figura 16). Por último, se reconocen eventos tardíos de yeso y carbonato en vetillas (figura 17).

Según lo descrito anteriormente, esta unidad de andesita se correlaciona con la Unidad Complejo Volcánico definido por SGSCM (2021).

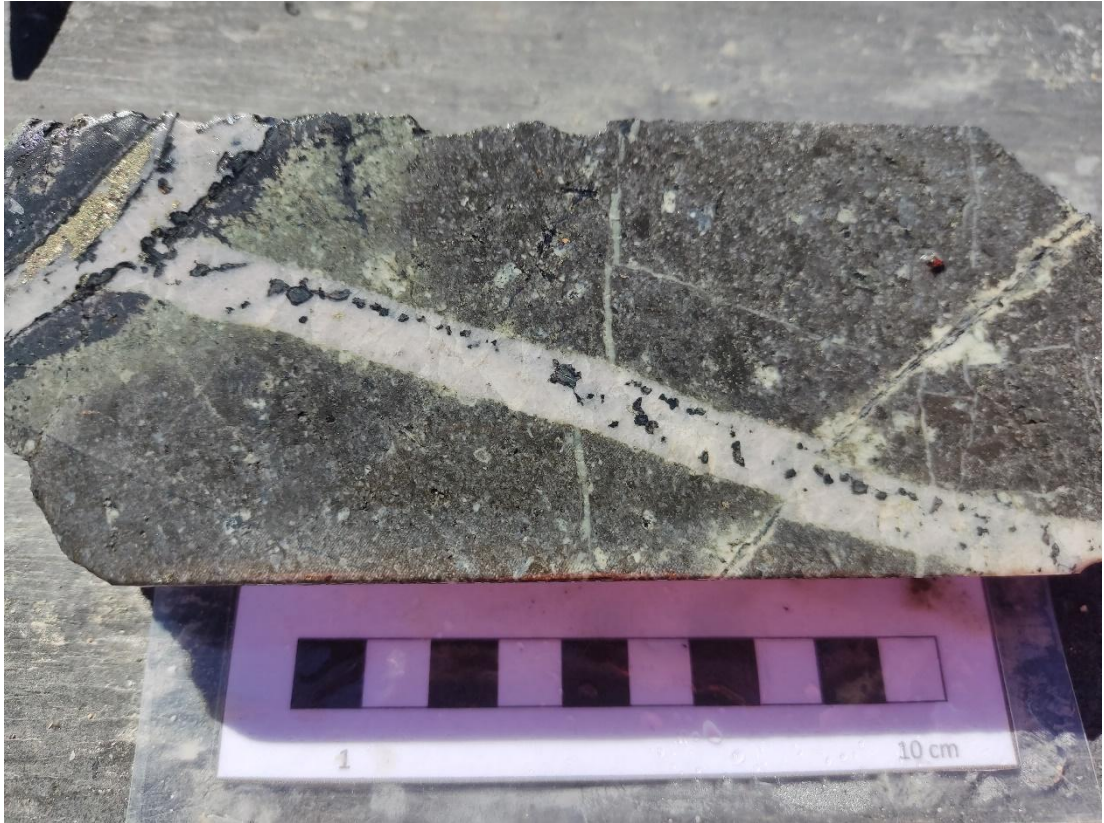


Figura 12: Fotografía de andesita con textura porfídica. Se observan vetillas centimétricas de cuarzo-pirita con halo de alteración de turmalina. También se presenta una vetilla de cuarzo turmalina que es cortada por una falla local en la parte inferior derecha de la muestra la cual posteriormente es rellenada por turmalina pirita.

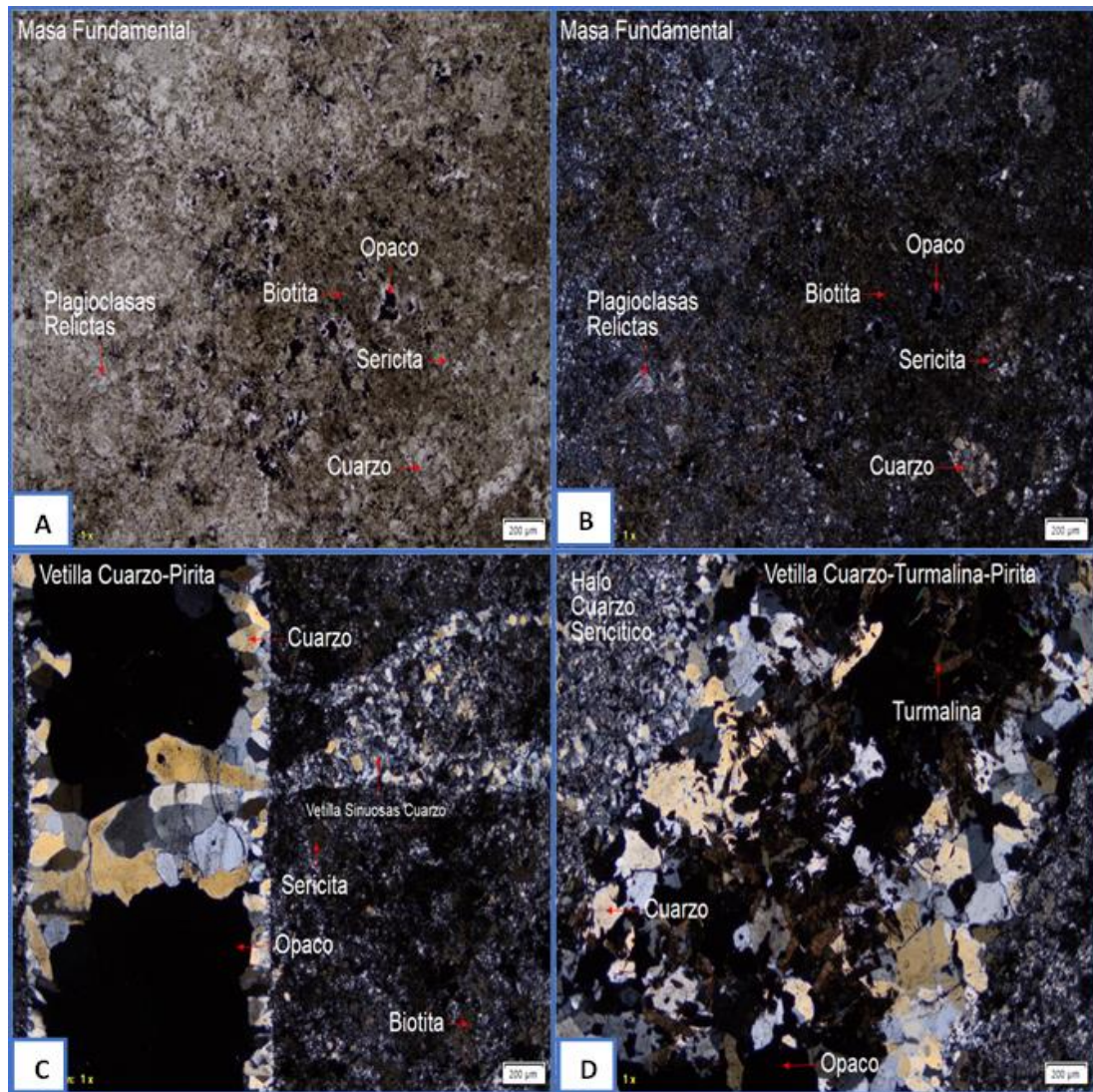


Figura 13: Fotomicrografía de andesita fuertemente alterada, con textura porfídica poco preservada. La masa fundamental es afanítica recrystalizada y reemplazada por cuarzo, plagioclase, sericita, clorita y biotita. Además, se presentan fenocristales subhedrales y anhedrales de plagioclases muy alteradas y reemplazadas por cuarzo, feldespato, sericita, en algunos casos formando pseudomorfos. La alteración corresponde a sericita-clorita muy fuerte y pervasiva. (A) y (B) luz transmitida a nicols paralelos y nicols cruzados, 2X respectivamente. Vista general, masa fundamental, fenocristales relictos. (C) Luz Transmitida a nicols cruzados, 2X. Vista general, vetilla cuarzo y pirita cortando vetillas sinuosas de cuarzo. (D) Luz transmitida a nicols cruzados, 2X. Vista general, vetilla cuarzo, turmalina y pirita.



Figura 14: Fotografía de andesita con textura porfídica. La roca se compone de una masa fundamental afanítica con alteración cuarzo-sericita de intensidad moderada. También se observa una alteración secundaria potásica-biotita con intensidad moderada. Presenta fenocristales de plagioclasas de 0.3cm a 0.2cm de espesor alterados por sericita con intensidad moderada. En cuanto a la mineralización se logra reconocer diseminación de sulfuros, en este caso pirita en mayor proporción que la calcopirita, ambos minerales se logran apreciar de tamaño fino en la roca. La muestra presenta una vetilla de aproximadamente 1 cm de espesor la cual se compone de cuarzo-pirita-calcopirita, ordenadas de mayor a menor abundancia en la vetilla.



Figura 15: Fotografía de andesita con textura afanítica. La roca se compone de masa fundamental alterada a sericita-clorita con intensidad moderada y en menor proporción una alteración cuarzo-sericita

de intensidad leve a moderada, esta última en forma de halos de alteración de las vetillas presentes en la muestra. Se reconoce mineralización sulfurada tanto en modo de ocurrencia diseminada como en vetillas, principalmente de pirita en mayor proporción que calcopirita. Como particularidad se logra reconocer enriquecimiento secundario de calcosina en la vetilla de mayor espesor en la muestra.

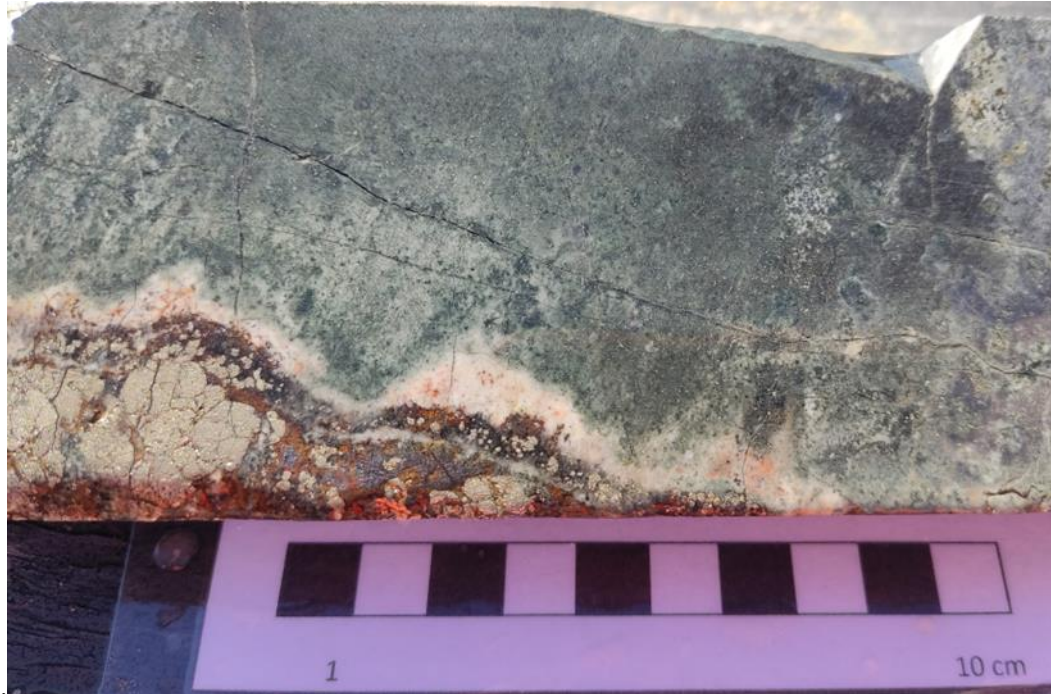


Figura 16: Andesita con textura afanítica, se logra apreciar escasos sulfuros de tamaño fino de manera diseminada en donde predomina la pirita sobre la calcopirita, a su vez se observa una vetilla centimétrica de pirita-calcopirita-calcosina-cuarzo, que presenta un halo de alteración de cuarzo-sericita.

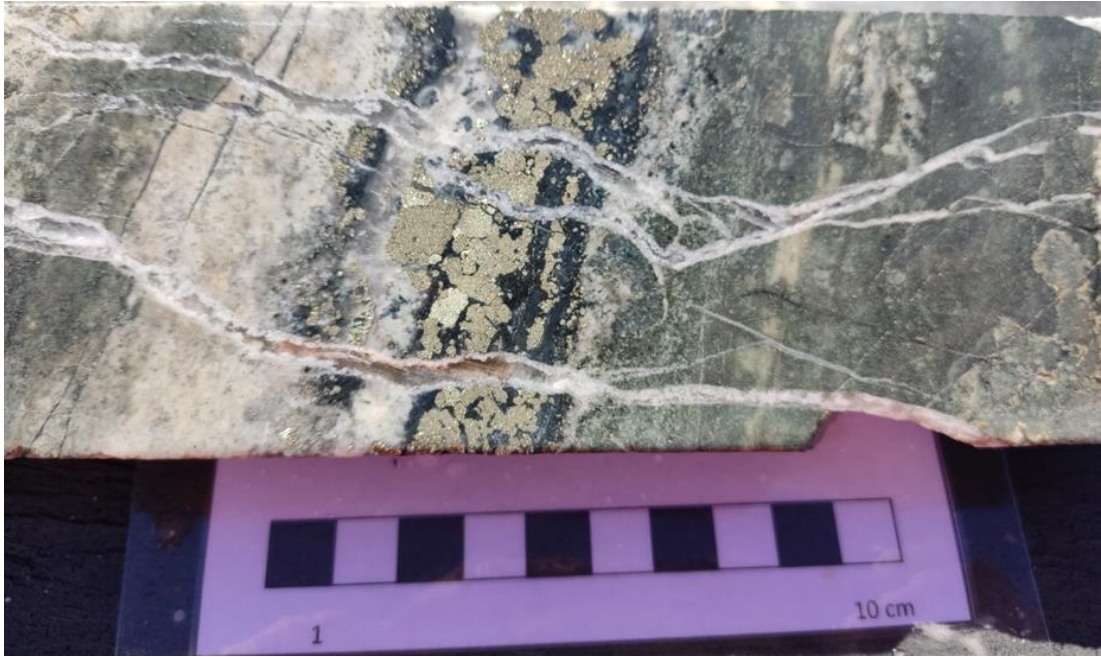


Figura 17: Andesita con textura afanítica, se compone de una masa fundamental alterada moderadamente a sericita-clorita y también a cuarzo-sericita representado como halo de alteración. Se logra apreciar una vetilla de 3 cm de espesor aproximadamente de cuarzo-pirita-turmalina que están siendo cortadas por un evento tardío de vetillas de yeso. En la muestra se logra observar mineralización sulfurada de tamaño fino de pirita y calcopirita, esta última en menor proporción.

5.1.2 Pórfido granodiorítico

Roca ígnea, con textura porfídica y holocristalina. La unidad se compone mineralógicamente por fenocristales de grano grueso de cuarzo (30 %), plagioclasas (25 %), relictos de anfíbol (10 %) y turmalina (5 %). Los fenocristales de plagioclasas presentan una alteración leve a moderada de cuarzo-sericita. En el caso de la masa fundamental, esta se compone principalmente de cuarzo (20 %) y feldespatos (10 %). En algunos casos se logran identificar macroscópicamente estos minerales, mientras que en otros casos solo se logra reconocer una masa fundamental afanítica con alteración sericita-clorita con una intensidad leve a moderada (figura 18).

En cuanto la mineralización, solo se logra observar escasas vetillas rellenas con cuarzo-turmalina-pirita (ordenados de mayor a menor proporción) y en algunas ocasiones con trazas de calcopirita. Además, se observan vetillas de yeso y calcita, estas dos últimas interpretadas como eventos más tardíos en la unidad, debido a sus relaciones de corte.

Según lo descrito anteriormente este cuerpo pertenece a la unidad pórfido granodiorítico definido por SGSCM.



Figura 18: Fotografía de pórfido granodiorítico con textura porfídica y holocristalina, tanto los fenocristales como la masa fundamental de feldespatos presentan una alteración moderada de sericita-clorita.

5.1.3 Pórfido feldespático

Roca ígnea hipoabisal, con textura porfídica, con una masa fundamental afanítica félsica. En general los fenocristales se componen por un 45 % de cuarzo, 20% de plagioclasa, 5 % de feldespato potásico y 30% de minerales máficos, principalmente turmalina y biotita (figura 19). La unidad presenta alteración moderada de cuarzo-sericita y como alteración subordinada se presenta sericita-clorita en intensidad moderada (figura 20). Las intensidades de las alteraciones son variables dentro del cuerpo.

La mineralización en la unidad es de tipo sulfurada, con modo de ocurrencia diseminado, donde se logra reconocer mayormente pirita y calcopirita en menor proporción. La particularidad de esta mineralización es que se asocia principalmente a cristales de turmalina, rellenando espacios intersticiales.

En cuanto a las vetillas, se logra reconocer 3 tipos: cuarzo-pirita-calcopirita, cuarzo-turmalina-pirita-calcopirita y turmalina-pirita-calcopirita (figura 21). Según lo descrito anteriormente, esta unidad de pórfido feldespático pertenece a la unidad Complejo Intrusivo definido por SGSCM (2021).

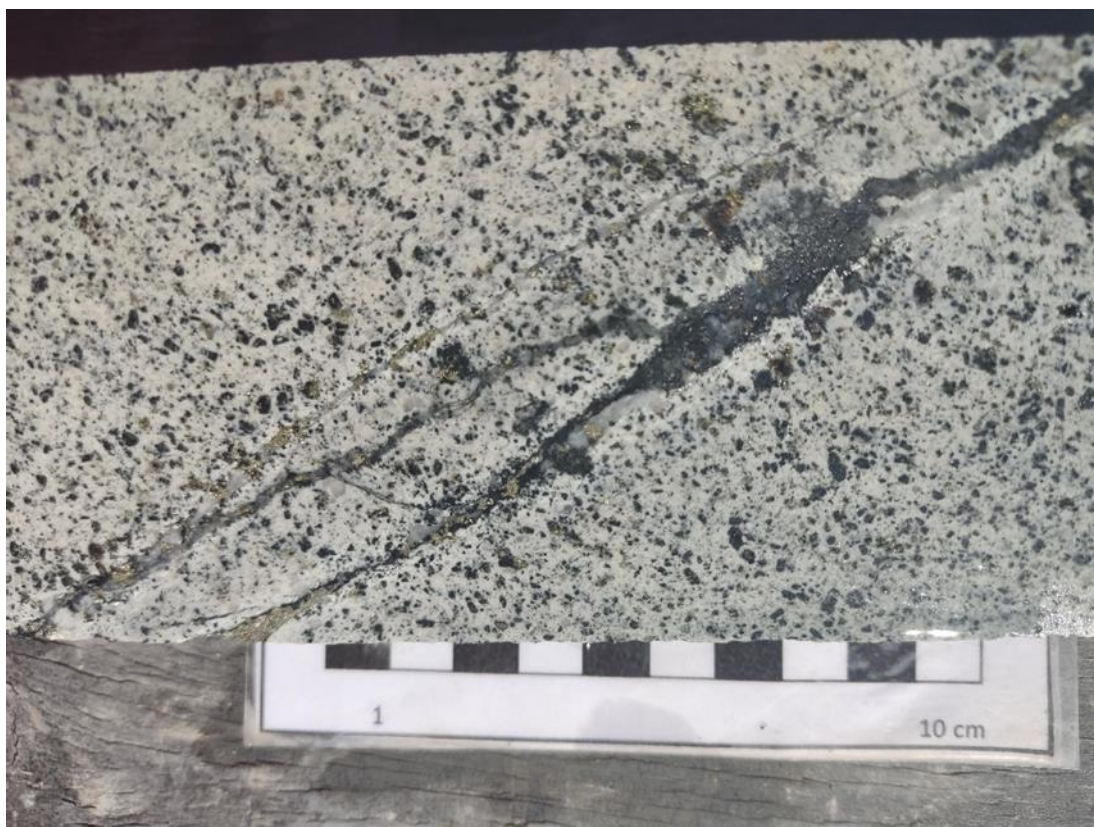


Figura 19: Fotografía de pórfido feldespático, presenta textura porfídica. La mineralización se presenta diseminada y es de tipo sulfurada, la cual consiste en pirita y calcopirita, esta última en menor proporción. Por lo general el diseminado se asocia a cristal. Además, se observan vetillas de turmalina-cuarzo-pirita-calcopirita y cuarzo-pirita, todas ordenadas de mayor a menor abundancia mineral.

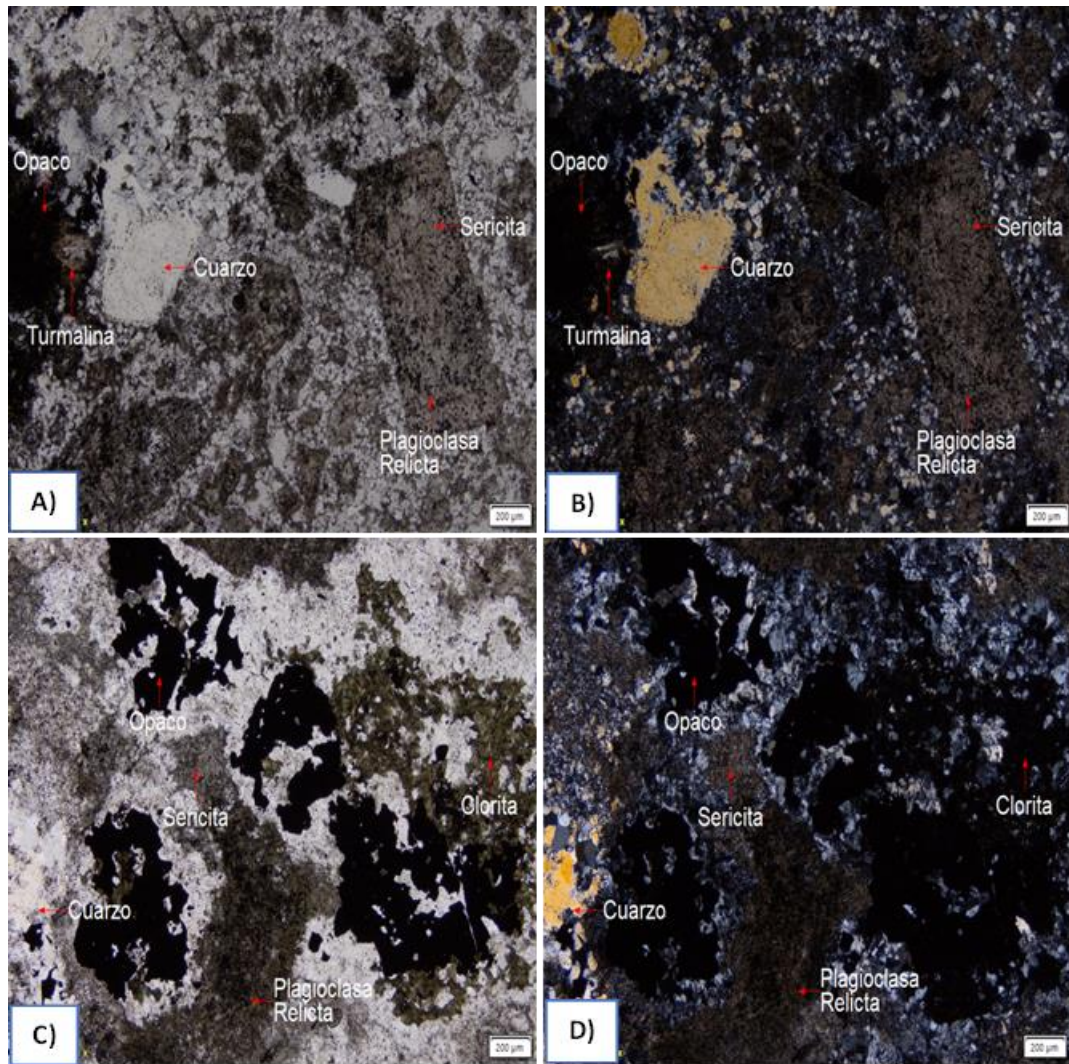


Figura 20: Fotomicrografías de pórfido feldespático fuertemente alterado, con textura porfídica. Masa fundamental félsica de grano grueso compuesta de cuarzo, feldespato-potásico y sericita, fenocristales de plagioclasas subhedrales y euhedrales, con tamaño entre 1mm y 3mm que se encuentran completamente alterados a sericita, cuarzo (ojos) anhedral de 0,5mm a 2mm, máficos anhedrales completamente alterados y reemplazados por clorita y sericita de 0,1 a 0,5 mm. La alteración corresponde a cuarzo sericita fuerte pervasiva. Se observan vetillas de cuarzo, pirita y calcopirita, además de turmalina diseminada. La mineralización corresponde a calcopirita y pirita en vetillas y diseminada. (A) y (B) luz transmitida a nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 2X. Vista general, pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita) y opacos asociados a turmalina. (C) y (D) luz transmitida a nicoles paralelos y nicoles cruzados, 2X. Vista general, pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita), clorita y opacos.

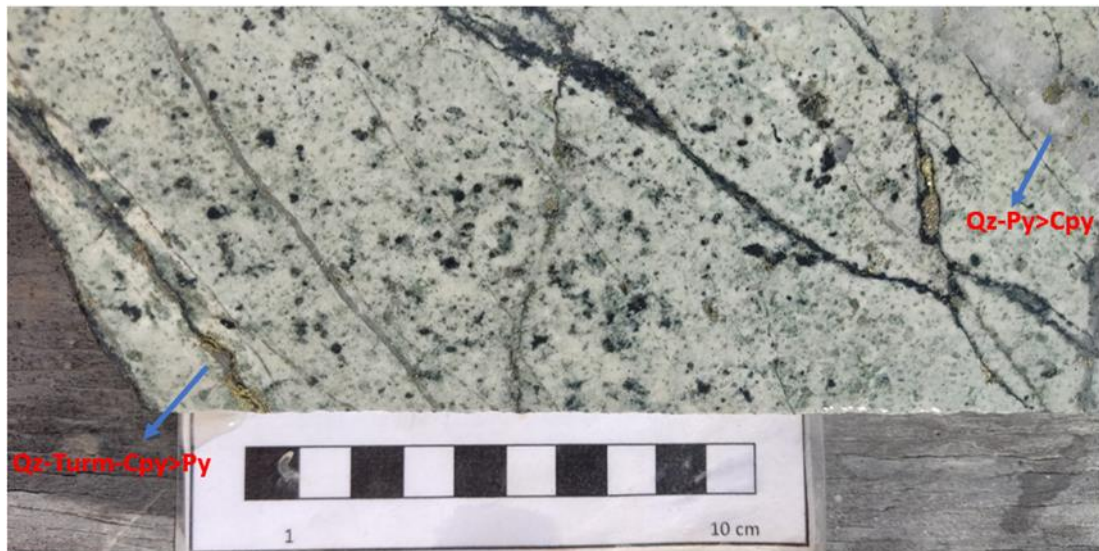


Figura 21: Fotografía de pórfido feldespático con textura porfídica. La roca presenta una alteración de intensidad moderada de cuarzo-sericita, tanto en la masa fundamental como en los fenocristales de plagioclasa. En cuanto a la mineralización se observa mineralización diseminada de sulfuros como pirita y calcopirita, ordenados de mayor a menor abundancia respectivamente. En este caso la mineralización se ubica sobre los cristales de turmalina o rellenando espacios sobre esta. A su vez se observan vetillas de cuarzo-pirita, cuarzo-turmalina-calcopirita-pirita y cuarzo-pirita-calcopirita, todas las vetillas ordenadas de mayor a menor abundancia mineral.

5.1.4 Brecha ígnea

Esta unidad corresponde a una brecha ígnea monomítica, matriz soportada (figura 22), con una relación entre matriz y clastos de 70 % y 30 % respectivamente, donde la composición de la matriz corresponde a granodiorita, mientras que los clastos corresponden a pórfidos feldespáticos.

Los clastos de pórfido feldespático presentan una alteración de intensidad leve a moderada de cuarzo-sericita (figura 23), su grado de redondeamiento va desde sub angulosos a sub redondeados, mientras que sus tamaños varían entre los 2 a 4cm.

Se observa mineralización sulfurada en modo de ocurrencia diseminado, exclusivamente de pirita de tamaño fino en la matriz y los clastos. Por otra parte, se logran apreciar vetillas de turmalina en los clastos, por lo que se interpretan como un evento anterior a la formación de la brecha. También se observan vetillas tardías de cuarzo-turmalina-pirita que cortan tanto matriz como los clastos. En general la unidad presenta una escasa mineralización de sulfuros en comparación a las demás unidades observadas.

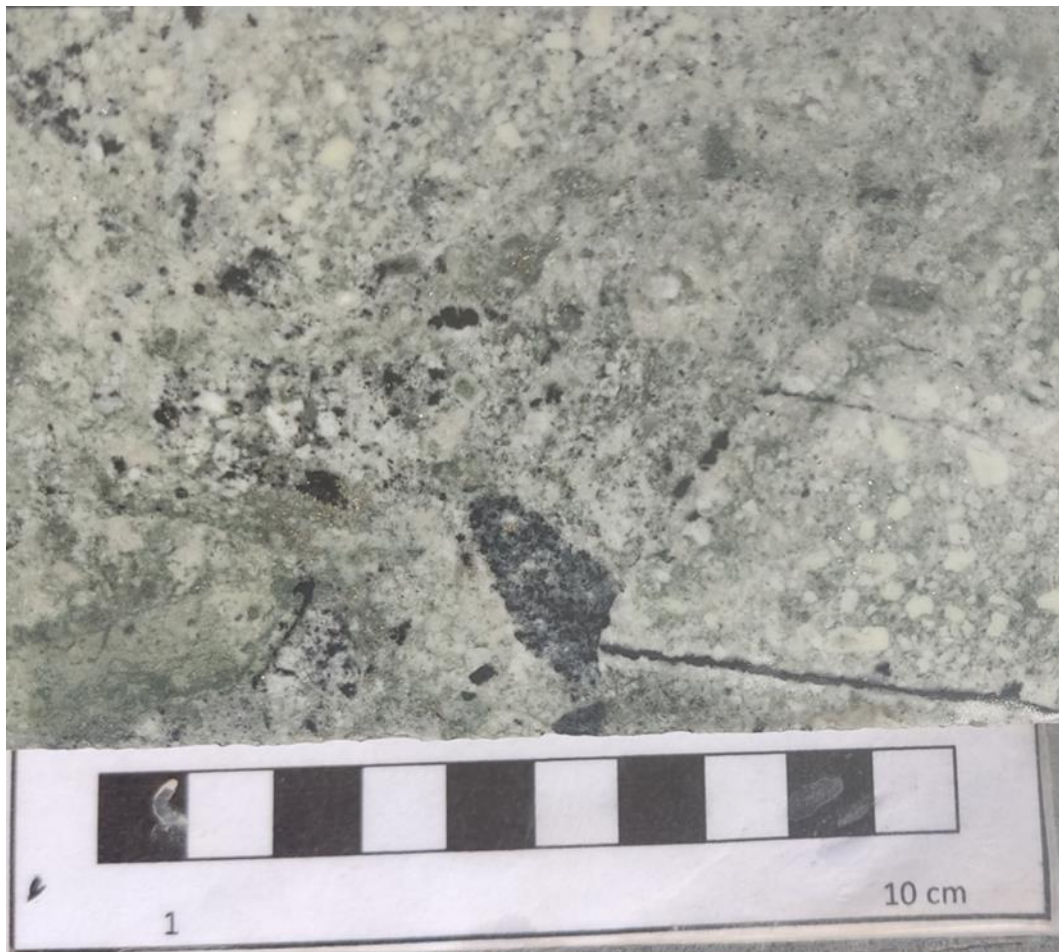


Figura 22: Fotografía de brecha ígnea monomíctica. Se observa un clasto con vetilla de turmalina, la cual sería más tardía respecto a la formación de la brecha.

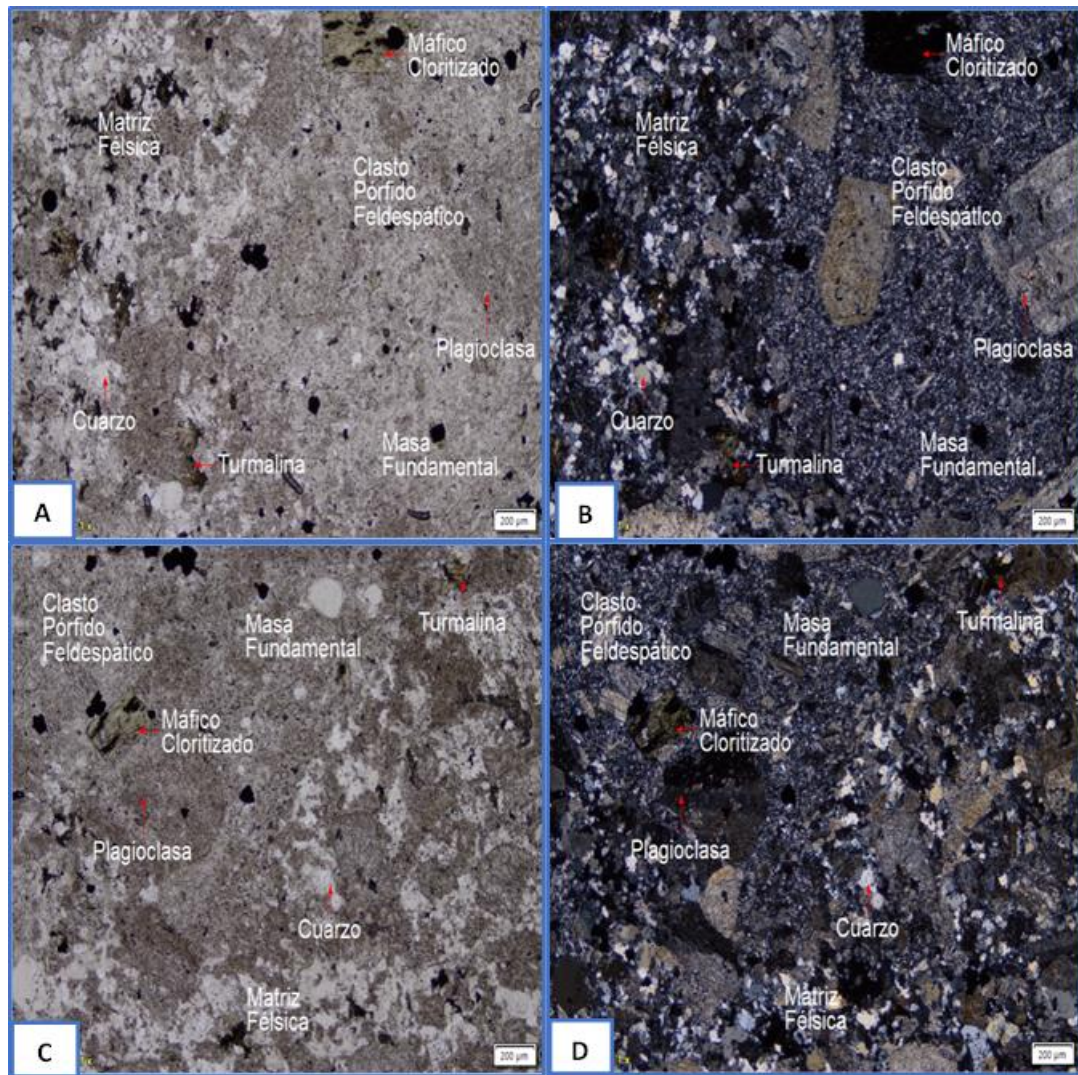


Figura 23: Fotomicrografías de brecha ígnea moderadamente alterada. Matriz félsica fina compuesta por cuarzo (fino y en ojos), feldespato potásico, plagioclasa y sericita. Clastos de pórfido feldespático con masa fundamental félsica gruesa compuesta de cuarzo, feldespato-K y sericita, fenocristales de plagioclasas subhedrales y euhedrales con maclas polisintéticas y algunas zonadas, divididas en dos poblaciones de tamaño; entre 0,5 y 1 mm y entre 2 mm y 4 mm que se encuentran parcialmente alteradas a sericita, cuarzo (ojos) anhedral de 0,5 mm a 2 mm, máficos anhedral completamente alterados y reemplazados por clorita y sericita de 0,1 a 0,5 mm. La alteración corresponde a cuarzo sericita fuerte pervasiva y sericita clorita débil pervasiva. Se observa turmalina en cúmulos y rosetas diseminadas. La mineralización corresponde a pirita y calcopirita diseminada. (A) y (C) Luz transmitida a nicoles paralelos, 2X. Vista general de clasto y matriz de pórfido feldespático. (B) y (D) Luz transmitida a nicoles cruzados, 2X. Vista general de clasto y matriz de pórfido feldespático.

Esta unidad puede contener ciertas variaciones en la fase 6, principalmente en la composición de los clastos (figura 24) como también cambios en la composición de la matriz (figura 25)

Según lo descrito anteriormente esta unidad de brecha ígnea pertenece a la unidad complejo de brechas ígneas y brechas hidrotermales definido por SGSCM (2021).

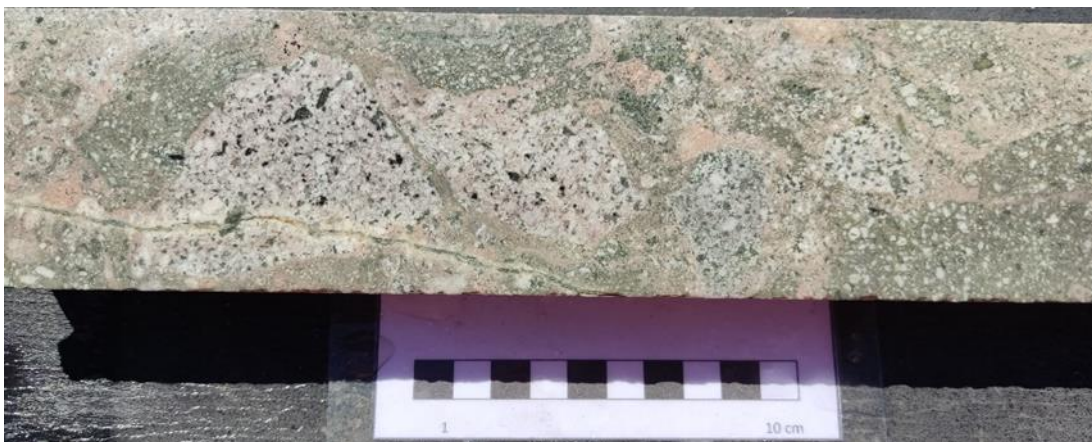


Figura 24: Fotografía de brecha ígnea de composición oligomíctica, con matriz de sienogranito y clastos de andesita y monzogranito. Los clastos de andesitas son subredondeados, se encuentran con una alteración pervasiva de sericita-clorita y sus tamaños varían entre los 2 hasta los 6 cm. Los clastos de monzogranito son subredondeados, presentan una alteración cuarzo-sericita leve a moderada, y su tamaño va desde los 2,5 hasta los 5cm. En cuanto a la mineralización, esta se observa de manera disseminada y corresponde a calcopirita y pirita de tamaño fino, la que se presenta en los clastos de andesita y en los clastos de monzogranito. A su vez, se logra observar vetillas tardías de cuarzo-pirita que cortan a los dos tipos de clastos como también a la matriz, por lo que se interpreta que este evento es posterior a la formación de la brecha.

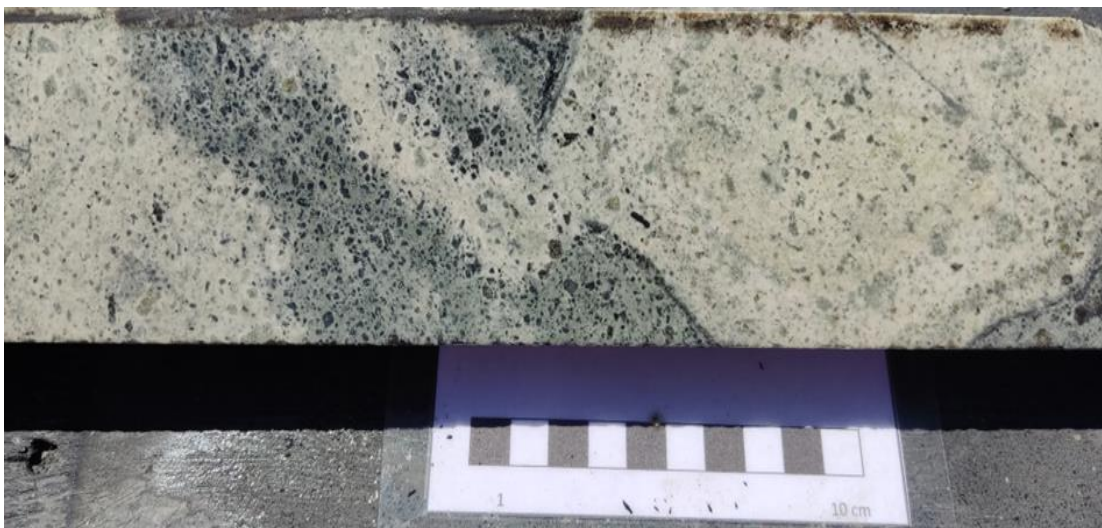


Figura 25: Fotografía de brecha ígnea de composición monomíctica, clasto soportado, con matriz de pórfido feldespático, con alteración sericita-clorita pervasiva y clastos de pórfido feldespático con alteración sericita-clorita moderada. Los clastos de pórfidos son angulosos a subangulosos, sus tamaños varían entre los 4 hasta los 10 cm. En cuanto a la proporción de matriz y clastos, la primera representa un 25 % mientras que los clastos corresponden a un 75 %. En la matriz se logra reconocer la ocurrencia de turmalina selectiva que también afectó parte de los clastos, principalmente en las zonas de contacto con la matriz. En cuanto a la mineralización, esta se observa de manera disseminada y corresponde a calcopirita y pirita fina en los clastos, siendo la pirita la de mayor abundancia. Caso similar para la

matriz, pero la abundancia en general de sulfuros es mucho menor en comparación a la abundancia en los clastos. Por otra parte, se observan vetillas de cuarzo-pirita que cortan exclusivamente los clastos de pórfido, por lo que este evento se interpreta como más tardío respecto a la formación de la brecha.

5.1.5 Brechas hidrotermales

5.1.5.1 Brecha de turmalina polimíctica

Esta unidad corresponde a una brecha hidrotermal de turmalina, matriz soportada, de composición polimíctica. La proporción de los clastos es de un 55 %, mientras que la matriz alcanza a un 45 %. En zonas puntuales, se logra apreciar una mayor abundancia de matriz en comparación a los clastos (figura 26).

En general en toda la unidad se presentan 3 tipos de clastos:

- Clastos sub anguloso a sub redondeados de andesitas alterados a sericita-clorita que varían entre los 0,2 cm a 4 cm.

- Clastos de anguloso a sub redondeados de andesita con presencia de turmalina intensa o con reemplazo masivo de turmalina que varían entre los 0,2 cm hasta los 2 cm.

- Clastos ángulos a sub redondeados de cuarzo que varían entre los 3 mm hasta los 4 cm, los cuales se interpretan como un evento de vetillas más antiguo que el evento hidrotermal de formación de esta unidad de brecha de turmalina (figura 27).

En esta unidad se observa mineralización sulfurada de grano fino de calcopirita y pirita, tanto de manera diseminada como en vetillas. En el caso del diseminado se logra reconocer en la matriz y en los clastos de andesita con alteración de sericita-clorita. La mineralización corresponde a pirita en mayor proporción que calcopirita.

En esta unidad la mineralización diseminada de sulfuros es escasa en comparación a las otras unidades descritas en la presente investigación. Caso similar a la mineralización en vetillas. Se logran reconocer vetillas tardías de yeso y calcita. Además, a lo largo de esta unidad se presenta un magnetismo leve asociado a magnetita.

Según lo descrito anteriormente, esta unidad de brecha de turmalina pertenece a la unidad complejo de brechas ígneas y brechas hidrotermales definido por SGSCM (2021).



Figura 26: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, se observa mineralización sulfurada de grano grueso de calcopirita y pirita en la matriz de turmalina, mientras que en los clastos de andesita se observa mineralización de grano fino de pirita en mayor proporción que calcopirita, caso contrario para los clastos de cuarzo que presenta mineralización de grano grueso, mayoritariamente de calcopirita.



Figura 27: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica matriz soportada, se logran observar clastos angulosos a sub angulosos de cuarzo, los cuales se infiere que provienen de vetillas emplazadas en un evento anterior a la formación de la brecha. En cuanto a la mineralización, se logra reconocer precipitación de sulfuros de grano fino, con mayor proporción de pirita respecto a calcopirita, tanto de manera diseminada en la matriz como en los clastos. En comparación con la figura 26, se observa que la mineralización en este tramo es de considerable menor proporción.

5.1.5.2 Brecha de turmalina monomíctica

Brecha hidrotermal de turmalina de composición monomíctica. La matriz se compone de turmalina mientras que los clastos corresponden exclusivamente a pórfido feldespático (figura 28). En el centro de la unidad, el porcentaje de la matriz es más abundante y corresponde a una brecha matriz soportada (figura 28), mientras que, al acercarse al techo y base de la unidad en este sondaje, la abundancia de matriz disminuye hasta formar una brecha clasto soportada (figura 29).

El tamaño de los clastos varía desde los 0,4 a 8 cm aproximadamente, por lo que se encuentran pobremente seleccionados, mientras que el grado de redondeamiento varía desde sub anguloso a sub redondeado. Los clastos presentan una alteración a cuarzo-sericita de manera moderada a intensa (figura 30).

En cuanto a la mineralización, se observa ocurrencia de calcopirita y pirita tanto en la matriz de turmalina como en los clastos. Cabe destacar que la mineralización en los clastos se distribuye principalmente alrededor de los cristales de turmalina y

rellenando cavidades. Solo de forma microscópica se logra reconocer enriquecimiento secundario (calcosina y covelina) (figura 31). Adicionalmente, se logra reconocer clastos de pórfido feldespático con vetillas tempranas de turmalina y en ocasiones de turmalina-pirita-calcopirita, lo que indica que estas vetillas se formaron antes del proceso de brechización.

Según lo descrito anteriormente, esta unidad de brecha de turmalina pertenece a la unidad complejo de brechas ígneas y brechas hidrotermales definido por SGSCM (2021).

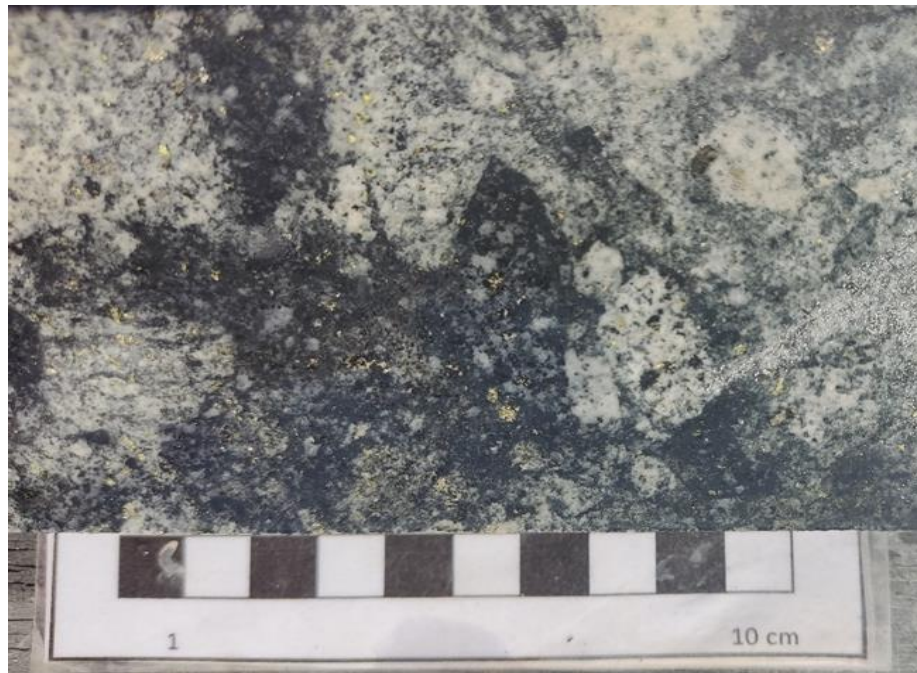


Figura 28: Fotografía de brecha hidrotermal de turmalina monomítica, matriz soportada. La fotografía corresponde a la parte central de la unidad de brecha de turmalina monomítica distribuida en el sondaje, en donde se observa la mayor abundancia de matriz y la mayor ocurrencia de calcopirita en esta unidad.

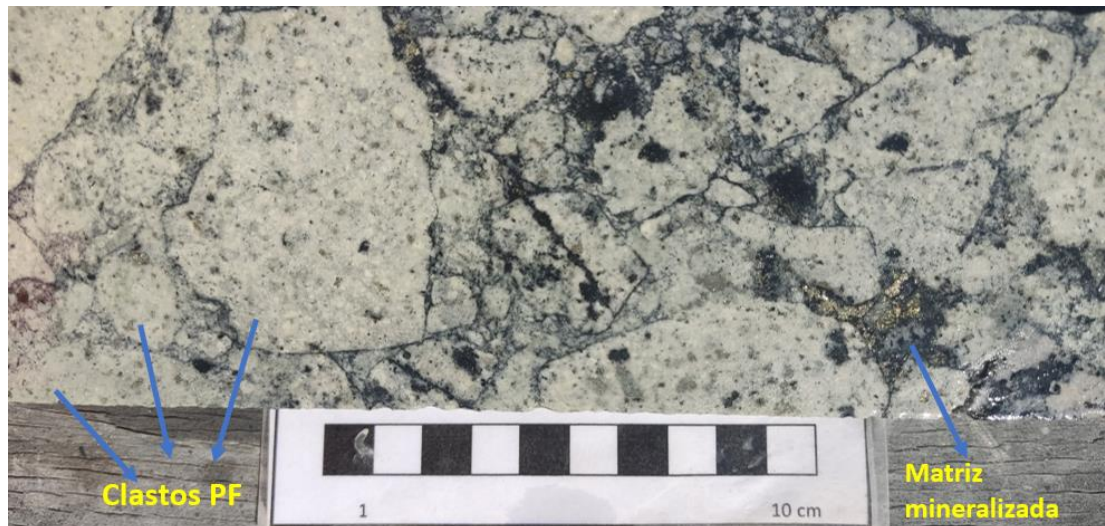


Figura 29: Fotografía de brecha hidrotermal de turmalina monomítica, clasto soportada. la fotografía corresponde a los últimos metros de la unidad de brecha de turmalina monomítica distribuida en el sondaje. La mineralización corresponde a calcopirita en mayor proporción pirita en la matriz de turmalina, mientras que en los clastos se observa una mineralización de pirita mayor a calcopirita. Como particularidad se logra reconocer un clasto de pórfido feldespático cortado por una vetilla de turmalina lo que indica que esta vetilla se formó anterior al proceso de formación de la brecha.

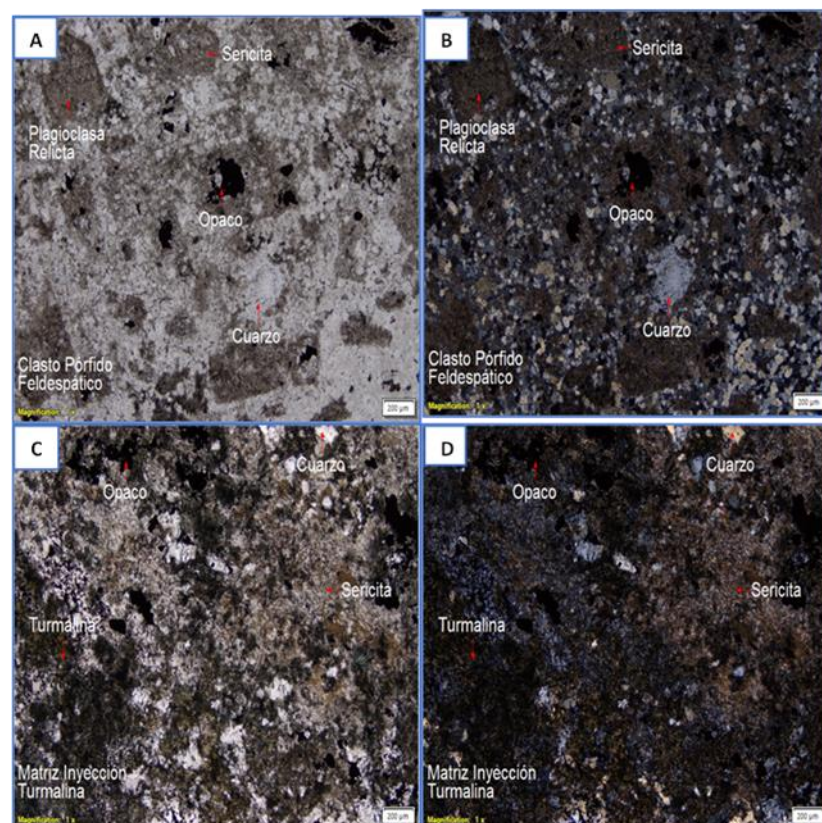


Figura 30: (A) y (B) fotomicrografía de brecha hidrotermal de turmalina monomítica en luz transmitida en nicols paralelos y nicols cruzados respectivamente, 2X. Vista general, clasto de pórfido feldespático con fenocristales de cuarzo, plagioclasas (reemplazados por sericita) y opacos. (C) y (D) fotomicrografía en luz transmitida en nicols paralelos y cruzados respectivamente, 2X. Vista general, matriz de turmalina, cuarzo, opacos y sericita.

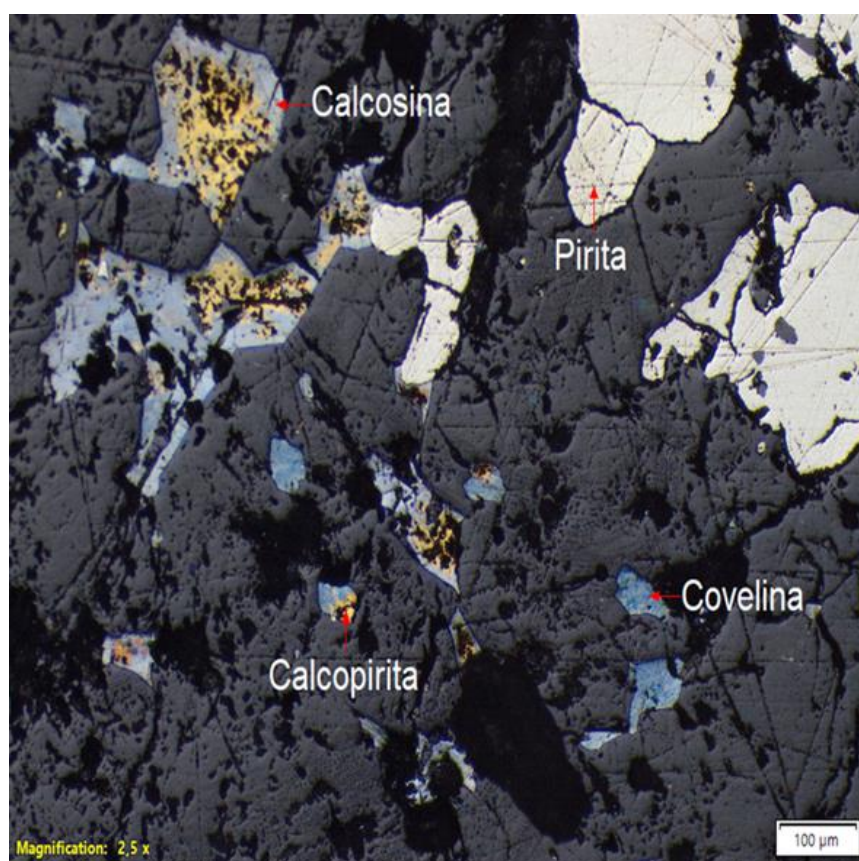


Figura 31: Fotomicrografía de brecha de turmalina monomítica en luz transmitida (reflejada) y nicoles paralelos, 5X. Vista general de la mineralización, la que está asociada a turmalina y que corresponde a pirita, calcopirita con coronas de calcosina y covelina.

5.1.5.3 Brecha de turmalina oligomítica

Brecha hidrotermal de turmalina, clasto soportada, de composición oligomítica. Los clastos corresponden a pórfido feldespático con alteración a cuarzo-sericita leve a moderada y clastos de andesitas con alteración a sericita-clorita moderada a pervasiva. Los clastos de pórfido poseen un grado de redondeamiento subanguloso a redondeados, con un tamaño entre los 0.4 mm a 3 cm. Por otra parte, los clastos de andesita varían entre subangulosos a angulosos, con tamaños que varían entre los 0,5 mm a 5 cm (figura 32).

Al comparar el grado de redondeamiento de ambos tipos de clastos se observa un contraste entre ellos, por lo que se interpreta que los clastos de pórfido feldespático han tenido mayor transporte que los clastos de andesita.

En cuanto a la proporción de matriz y clastos, la primera representa un 25 % de la unidad, mientras que los clastos de pórfidos corresponden a un 35 % y los de andesita a un 40 %.

Con respecto a la mineralización, se observa de manera diseminada tanto pirita como calcopirita de grano fino a grueso en los clastos de andesita y en los clastos de pórfido, mientras que en la matriz se observa el mismo tipo de mineralización, pero de grano fino (figura 33).



Figura 32: Fotografía de brecha oligomítica de turmalina, se puede observar en la parte superior derecha de la muestra una falla local que desplaza algunos clastos de pórfido como también de andesita, por lo que se interpreta que esta falla ocurrió posterior al emplazamiento de la brecha, y que también en un evento posterior fue reutilizada por fluidos rico que depositaron yeso.

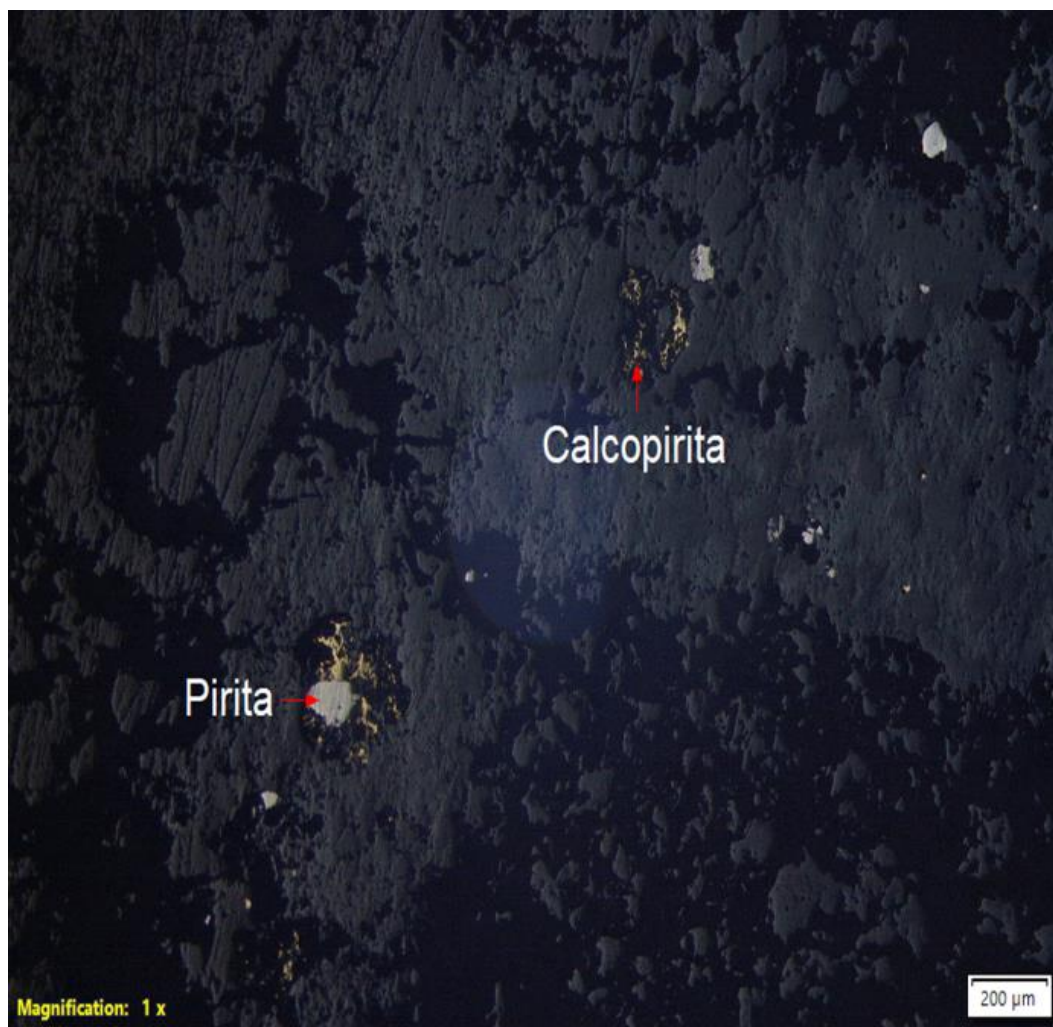


Figura 33: Fotomicrografía de la unidad de brecha de turmalina oligomítica luz reflejada a nícoles paralelos, 2X. Vista general, pirita y calcopirita diseminada.

5.1.5.4 Brecha hidrotermal de cuarzo-turmalina

Este cuerpo es el de mayor importancia e interés dentro de la presente investigación puesto que acá se observaron las mayores ocurrencias de mineralización de cobre, tanto de sulfuros primarios como de sulfuros secundarios. Cronológicamente el cuerpo puede ser definido como una brecha de turmalina temprana (figura 34) la cual posteriormente es brechizada por un evento hidrotermal rico en cuarzo (figura 35).



Figura 34: Brecha hidrotermal de turmalina, matriz soportada, de composición monomítica. Los clastos corresponden a pórfidos feldespáticos con alteración cuarzo-sericita en intensidad leve a moderada. Se observa mineralización de tipo sulfurada de grano fino en un modo de ocurrencia diseminado, tanto de pirita como calcopirita. Esta mineralización ocurre en los clastos de pórfido como en la matriz, siendo esta última en donde es mayor la abundancia de estos minerales.

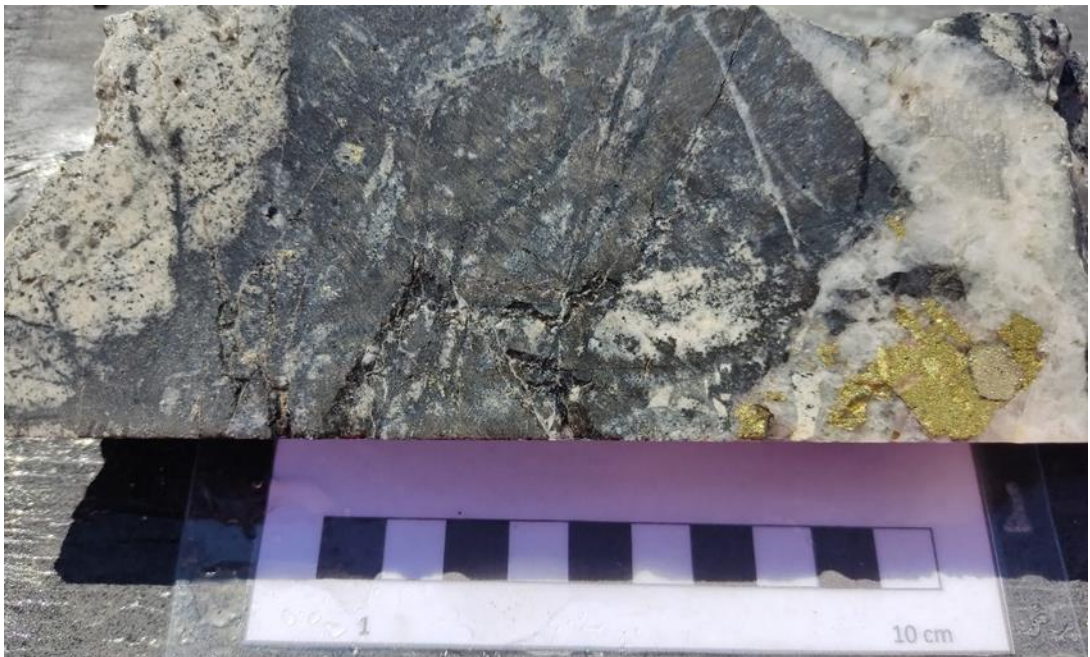


Figura 35: Fotografía que muestra la brechización del cuerpo de brecha de turmalina temprana por un evento posterior de cuarzo asociado a calcopirita y pirita. Se observan clastos de pórfidos feldespáticos y brecha de turmalina dentro de la matriz de cuarzo.

Este nuevo cuerpo de brecha (figura 36) se define como una brecha hidrotermal oligomítica, matriz soportada, con matriz de cuarzo-turmalina, siendo el cuarzo el

mineral de mayor abundancia en la matriz. Los clastos corresponden a pórfidos feldespáticos con alteración a cuarzo-sericita de intensidad moderada y brecha de turmalina descritas en la figura 34.

Los clastos de pórfidos son angulosos a subangulosos y su tamaño varía entre los 0,3 hasta los 7 cm por lo que se encuentran mal seleccionados. Por otra parte, los clastos de brecha de turmalina son desde subangulosos a subredondeados y su tamaño varía entre los 0,3 hasta los 4 cm.

En cuanto a la proporción de matriz y clastos, de manera generalizada la matriz representa un 30 % de la unidad mientras que los clastos corresponden a un 70 % de la misma.

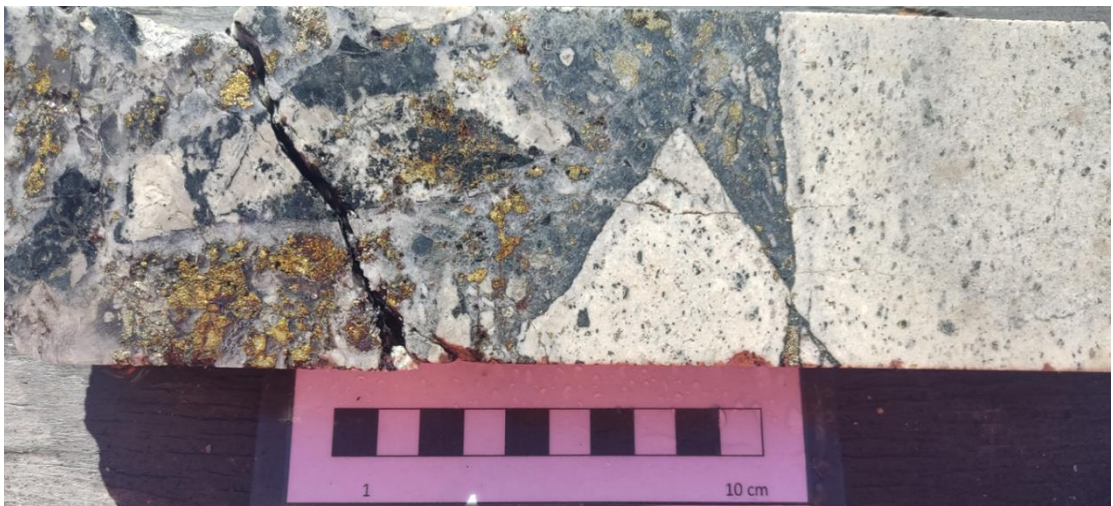


Figura 36: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con matriz de cuarzo y turmalina. La mineralización de sulfuros primarios se encuentra distribuida de manera diseminada en los clastos y principalmente en la matriz.

Con respecto a la mineralización, se observa pirita y calcopirita de grano fino tanto en los clastos de pórfidos como en los clastos de brecha de turmalina, siendo el de mayor abundancia en ambos la calcopirita. En el caso de la matriz de cuarzo-turmalina se observa una mineralización diseminada de calcopirita de grano fino a grueso como también pirita de grano fino a grueso (figura 37). Además, en la unidad es posible reconocer zonas de enriquecimiento secundario, específicamente de calcosina, la cual se observa de manera diseminada (figura 38), coronando los cristales de calcopirita (figura 39) y también rellenando cavidades en la matriz de cuarzo-turmalina (figura 40).

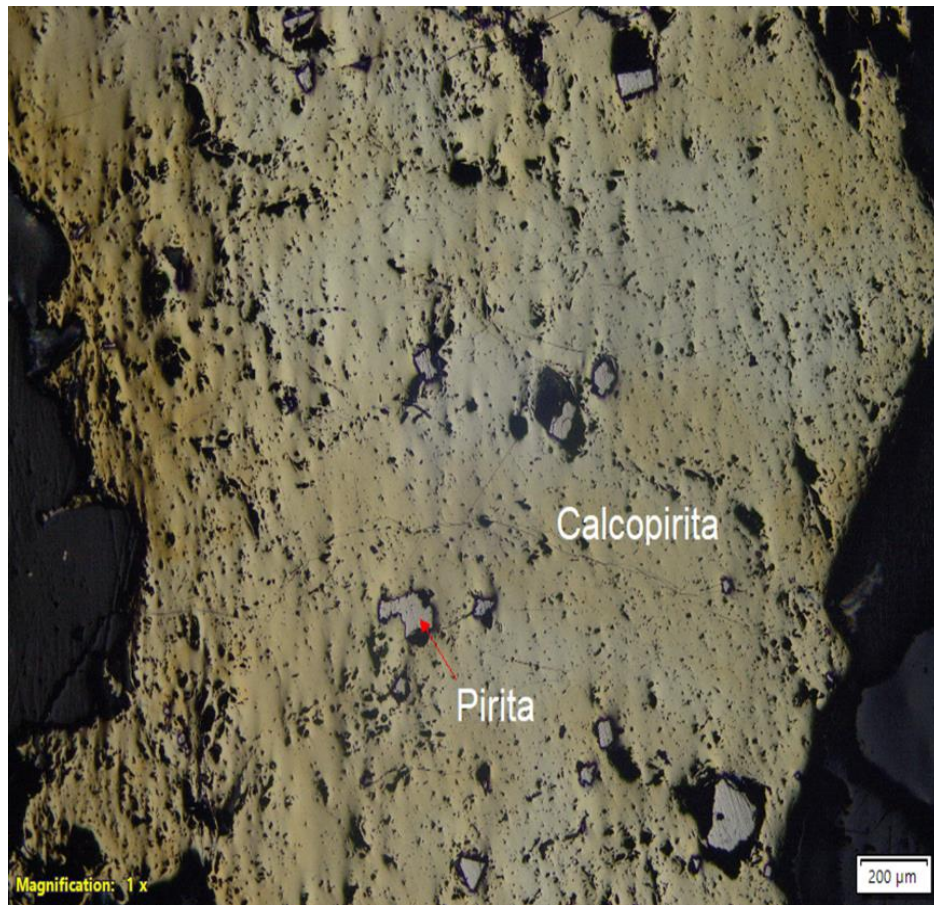


Figura 37: Fotomicrografía de unidad de brecha de hidrotermal de cuarzo-turmalina en luz reflejada a nicoles paralelos, 2X. Vista general, calcopirita masiva con inclusiones de pirita diseminados en la matriz de cuarzo-turmalina.

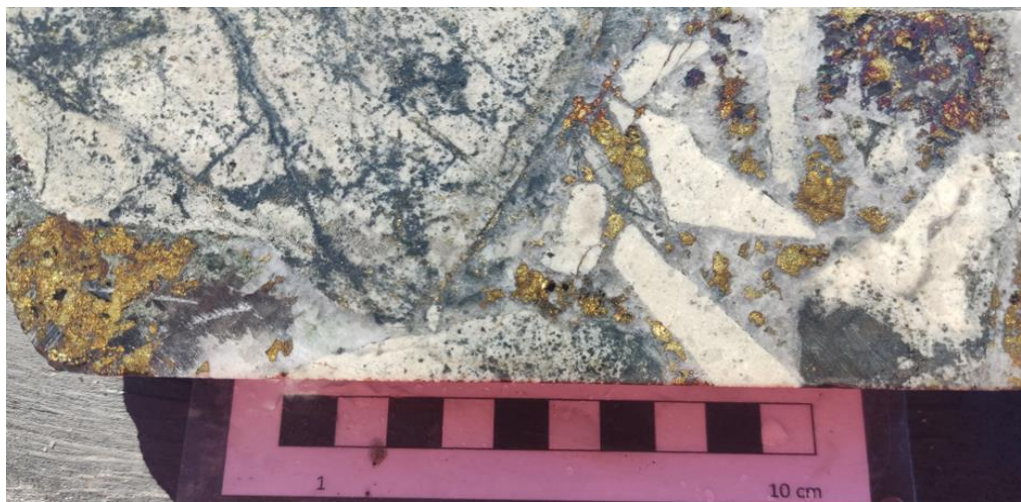


Figura 38: Brecha hidrotermal oligomíctica, matriz soportada, con composición de matriz de cuarzo y turmalina, siendo el primero el de mayor abundancia. Se observa pirita y calcopirita de grano fino tanto

en los clastos de pórfidos como en los de brecha de turmalina, siendo el de mayor abundancia en ambos la calcopirita. En la matriz se observa una mineralización de sulfuros tanto de calcopirita como de pirita, siendo la primera la de mayor abundancia. En este caso la mineralización de la matriz se encuentra diseminada como también rellenando cavidades. Como particularidad de esta muestra, se observan zonas con enriquecimiento secundario, específicamente de calcosina, la cual se encuentra de manera diseminada y coronando los cristales calcopirita.

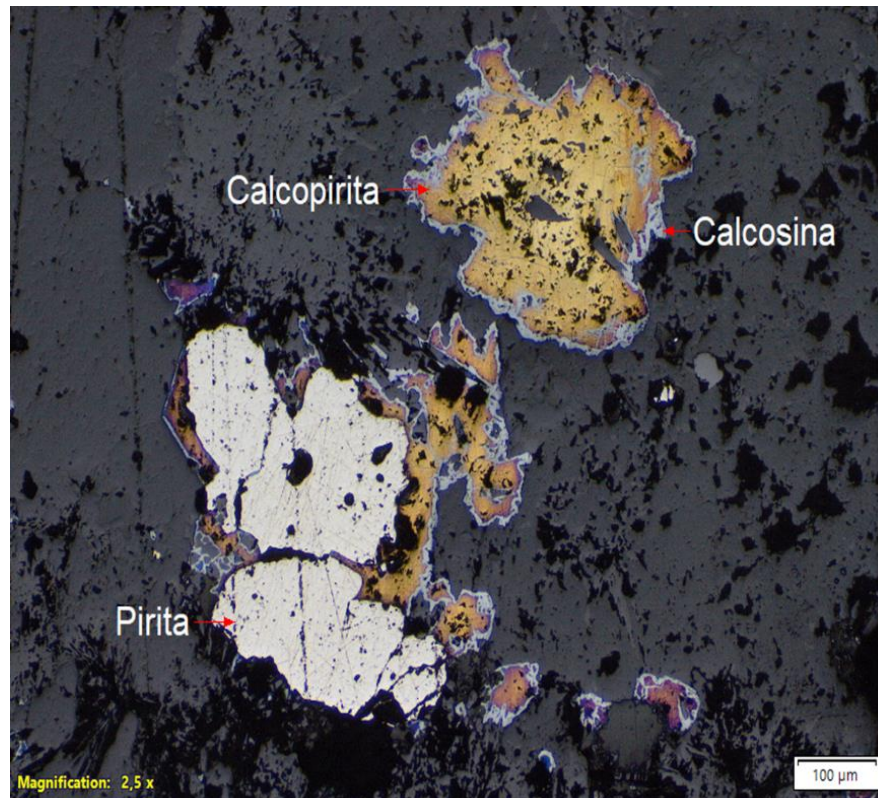


Figura 39: Fotomicrografía de unidad de brecha de hidrotermal de cuarzo-turmalina en luz transmitida a nicoles paralelos, 5X. Vista general, matriz de cuarzo-turmalina, pirita y calcopirita con corona de calcosina.

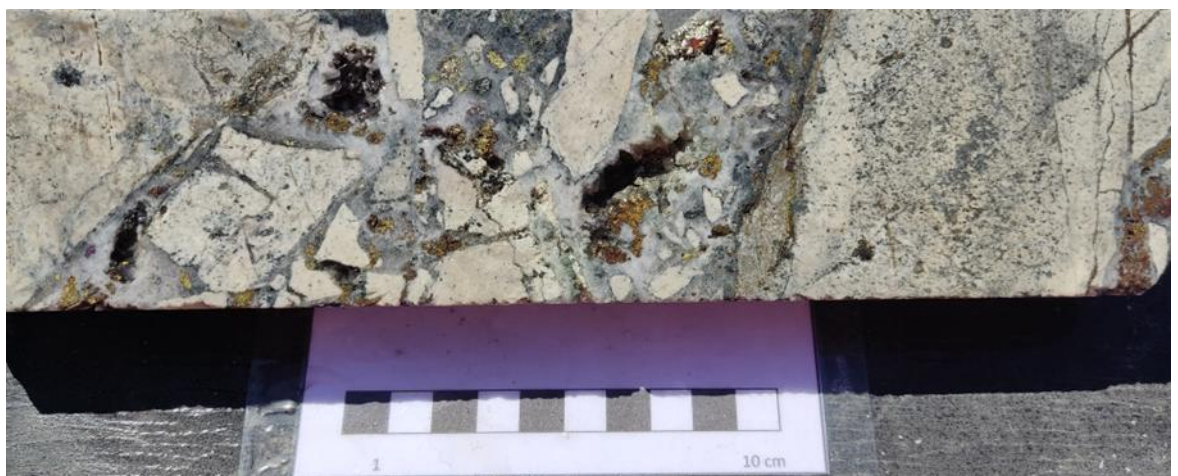


Figura 40: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con composición de matriz de cuarzo y turmalina, siendo el primero el de mayor abundancia en la matriz. Con respecto a la

mineralización se observan piritas y calcopiritas de tamaño fino en los clastos de pórfidos, siendo el de mayor en abundancia en ambos la pirita. En el caso de los clastos de turmalina no se observa ninguna mineralización. En la matriz, se observa una mineralización diseminada de sulfuros tanto de calcopirita como de pirita siendo la primera la de mayor abundancia. Como particularidad se observa oquedades en la roca, las cuales son rellenados por cristales de calcopirita coronados por calcosina, como también están rellenados por cristales de pirita euhedrales, que en algunos casos se encuentran oxidados.

5.1.5.5 brecha de turmalina oligomítica 2

Corresponde a un cuerpo de brecha de menor volumen en comparación a los demás cuerpos descritos y se ubica espacialmente cercano a la unidad de brecha hidrotermal de cuarzo-turmalina. Se define como una brecha hidrotermal oligomítica, matriz soportada, con matriz de turmalina. Los clastos corresponden a pórfidos feldespáticos con alteración a cuarzo-sericita moderada y clastos de cuarzo. Los clastos de pórfidos son subangulosos a subredondeados con un tamaño entre los 0,6 a 2 cm, por los que se encuentran moderadamente seleccionados. Por otra parte, los clastos de cuarzo son angulosos a subangulosos con un tamaño que varía entre 1 y 3cm por lo que se encuentran bien seleccionados (figura 41).

En cuanto a la proporción de matriz y clastos, la primera representa un 75 % de la unidad mientras que los clastos de pórfidos corresponden a un 25 % de la misma.

Con respecto a la mineralización, se observa pirita y calcopirita de grano fino en los clastos de pórfido, siendo la calcopirita la de mayor abundancia en este tipo de clastos. Por otra parte, en los clastos de cuarzo se observa la misma mineralización, pero en este caso la de mayor abundancia es la pirita. En la matriz se observa una mineralización diseminada fina de sulfuros tanto de calcopirita como de pirita siendo la primera la de mayor abundancia.

En esta unidad se logra observar vetillas gruesas de pirita euhedral de 2,3 cm de potencia aproximada, las cuales también contienen cristales de cuarzo y calcopirita, pero en menor proporción.



Figura 41: Fotografía de brecha hidrotermal oligomíctica, matriz soportada, con matriz de turmalina. Se logra observar una vetilla gruesa de pirita euhedral de 2.3 cm de potencia aproximada, la cual también contiene cristales de cuarzo y calcopirita, pero estos dos en considerable menor proporción.

A medida que aumenta la profundidad de esta unidad de brecha hidrotermal oligomíctica 2, se logra apreciar una disminución clara en el contenido de matriz. En la figura 42, que corresponde a una de las partes más profunda observada a lo largo del sondaje, se observan vestigios de vetillas de cuarzo, rodeando los bordes de los clastos de pórfido feldespático, por lo que se interpreta que este evento es más antiguo que el emplazamiento de la brecha de turmalina y que el fluido hidrotermal rico en turmalina aprovechó estas estructuras de cuarzo para brechizar tanto a la vetilla como al cuerpo de pórfido feldespático.

Con respecto a la mineralización, se observa pirita y calcopirita de grano fino en los clastos de pórfido, siendo la pirita la de mayor abundancia en este tipo de clastos. En el caso de los clastos de cuarzo se observa la misma mineralización, pero en menor proporción. En la matriz se observa una mineralización diseminada de grano fino de calcopirita y pirita, estando las dos en la misma proporción aproximadamente.



Figura 42: Fotografía de brecha hidrotermal polimíctica, matriz soportada, con composición de matriz de turmalina. Se observa mineralización diseminada de pirita y calcopirita de tamaño fino en los clastos de pórfido, siendo la pirita la de mayor abundancia en este tipo de clastos. En el caso de los clastos de cuarzo se observa el mismo tipo de mineralización, pero en menor proporción. En la matriz se observa una mineralización diseminada de tamaño fino de calcopirita y pirita, estando las dos en la misma proporción aproximadamente.

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

Los depósitos tipo pórfido son la principal fuente de cobre y molibdeno tierra nivel mundial, y también proporcionan cantidades significativas de oro, plata y otros metales. La mineralización ocurre en vetas, stockwork, brechas hidrotermales y reemplazos en roca de caja (Cooke, 2014).

La minera Sierra Gorda se ubica en la planicie de la depresión intermedia en el norte de Chile. El depósito mineral corresponde a un sistema magmático-hidrotermal asignado como tipo pórfido de cobre-oro-molibdeno con presencia brechas hidrotermales, el cual se encuentra hospedado en una secuencia de rocas volcánicas del Cretácico Inferior y a la vez son intruidos por un complejo intrusivo granítico de edad paleocena.

El rajo Catabela, que corresponde a la mayor área de explotación de la minera Sierra Gorda, se caracteriza por la presencia de brechas hidrotermales en gran parte de sus fases de explotación. Según el modelo geológico de SGSCM (2021), estos cuerpos están definidos como brechas de turmalina y brechas hidrotermales, esta última agrupa a brechas hidrotermales con matriz de cuarzo, feldespato potásico, clorita y sericita.

En este estudio se reconocieron 9 cuerpos de brechas hidrotermales, diferenciados principalmente por su composición mineralógica. Según esto, el rajo Catabela posee distintos cuerpos de brecha hidrotermales no diferenciados en los modelos geológicos predictivos del yacimiento, cada uno con distintos grados de mineralización, siendo algunos de ellos bastantes altos en el contexto del yacimiento, principalmente los ubicados en el sondaje KSG22-1685.

Estos resultados coinciden con los propuestos por Rojas (2022), en donde también se logró identificar a lo menos 8 cuerpos distintos de brechas hidrotermales en el rajo Catabela, específicamente en la fase 4 y fase 5 del actual depósito mineral, diferenciándolos principalmente por su temporalidad. Esto da a entender que en el yacimiento de Sierra Gorda, en sus distintas fases de explotación, existen variados cuerpos de brechas y eventos hidrotermales no identificados con claridad, lo que puede generar cierto grado de incertidumbre al momento de modelar los cuerpos geológicos de brechas hidrotermales, como también a la hora de determinar la contribución de

mineral de estas unidades, ya que no todos los cuerpos tienen la misma composición mineralógica como también no presentan los mismos grados de mineralización.

En cuanto al evento mineralizador anómalo, este se postula como un evento posterior al emplazamiento de brecha de turmalina, esto por su relación de corte y composición de clastos, la cual contiene clastos de pórfidos feldespáticos y brecha de turmalina (figuras 35, 36 y 39).

También al contener clastos de pórfidos feldespáticos con grados de alteración moderada a intensa de cuarzo-sericita, indican que estos se emplazaron en zonas más alejadas al núcleo de alteración potásica. De acuerdo con esto, se propone que este evento mineralizador se generó en una zona de transición entre la alteración cuarzo-sericita y las alteraciones de carácter más epitermal, como lo son las alteraciones propilítica, argílica y argílica avanzada, a una temperatura inferior a los 400°C con un pH neutro a ácido. Esto último también puede relacionarse con la ubicación de la fase 6 dentro del depósito, puesto que la zona se encuentra bastante cercana al proyecto de exploración Salvadora de SGSCM, el cual presenta algunas zonas con manifestaciones de un sistema epitermal de baja sulfuración.

Respecto a las implicancias operativas, se postula que la cantidad de cobre distribuido en la unidad brecha hidrotermal con leyes altas no es totalmente recuperable, sino que más bien es acotado. Esto se debe a que esta zona tiene un aporte significativo de calcosina, este mineral actualmente en los procesos geometalúrgicos de SGSCM no es recuperable en su totalidad debido a que el mineral no logra la flotación. Caso idóneo en donde se logra recuperar este mineral, es cuando se presenta de tamaño muy fino y además se encuentra coronando los cristales de calcopirita. Es por estas razones en conjunto que parte del material se pierde en este proceso y lo restante se almacena en los patios de stock del yacimiento.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Según los resultados en los sondeos KSG22-1684 y KSG22-1685, ubicados en la fase 6 del rajo Catabela, se identificaron 9 cuerpos de brechas hidrotermales:

Tipo de brecha	Sondeaje	Metraje	Ley promedio Cu%
Brecha de turmalina	KSG22-1684	54 m – 96 m	0.19
Brecha de turmalina	KSG22-1684	198 m – 211.45 m	0.49
Brecha hidrotermal de cuarzo	KSG22-1685	0 m - 4.9 m	0.19
Brecha de turmalina	KSG22-1685	37.85 m - 44.05 m	0.20
Brecha de turmalina	KSG22-1685	101.6 m – 114.2 m	0.41
Brecha hidrotermal cuarzo	KSG22-1685	114.2 m – 120.35 m	1.73
Brecha hidrotermal cuarzo-turmalina	KSG22-1685	120.35 m – 132.94 m	1.81
Brecha de turmalina-cuarzo	KSG22-1685	132.94 m – 141.2 m	1.02
Brecha de turmalina	KSG22-1685	211 m – 255.9 m	0.49

Tabla 1: Resumen de cuerpos de brechas hidrotermales.

En el sondeo KSG22-1684 se identificaron dos cuerpos de brecha hidrotermal con una clara predominancia de turmalina en la matriz. En el caso de la mineralización de cobre, el cuerpo de brecha identificado entre los 54 metros hasta los 96 metros es el de menor ley de todos los cuerpos identificados, lo cual concuerda con lo visto durante el mapeo macroscópico de este sondeo, ya que su aporte de sulfuros de cobre tanto para el modo de ocurrencia diseminado como también en vetillas es escaso.

Para el cuerpo de brecha ubicado entre los 198 metros hasta los 211,45 metros del sondeo KSG22-1684, se logra reconocer una cantidad considerable de minerales de cobre, tanto en vetillas como diseminado en la matriz. El valor promedio de ley de cobre en esta unidad se justifica con lo observado durante el mapeo macroscópico y microscópico, en el cual se confirman que los clastos de pórfido feldespático presentes contienen mineralización de calcopirita, mientras que en la matriz de turmalina hay zonas de enriquecimiento secundario, específicamente de calcosina coronando las calcopirita y covelina diseminada en la matriz.

Por otra parte, en el sondeo KSG22-1685 se reconocen siete cuerpos de brechas hidrotermales, siendo los más relevantes los ubicados entre los 114,2 metros hasta los 141,2 metros, debido a que estos cuerpos con los con mayor aporte de minerales de cobre, y que a su vez son los cuerpos con leyes más altas de cobre.

Esta particularidad de leyes altas se debe a un evento en particular que solo afecta a los metros señalado anteriormente. Este evento corresponde a un evento hidrotermal de cuarzo-turmalina con un alto grado de mineralización de sulfuros primarios principalmente de calcopirita y pirita de tamaño grueso a fino como también zonas de enriquecimiento secundario específicamente de calcosina, la cual se distribuye de manera diseminada, coronando calcopiritas y en algunas ocasiones rellenando oquedades en la matriz.

Este evento particular de cuarzo es posterior al emplazamiento de la brecha de turmalina reconocida en este sondeo entre los 101,6 metros hasta los 114,2 metros, la cual desde este punto pasa a ser un tipo de clasto de la brecha de cuarzo-turmalina que se extiende hasta los 141,2 metros. Esto se explica por qué el evento hidrotermal de cuarzo-turmalina brechiza al cuerpo de brecha de turmalina, formando una nueva brecha hidrotermal con matriz de cuarzo-turmalina, que contiene clastos de brecha de turmalina y pórfido feldespático.

Según los resultados se recomienda realizar análisis geoquímico, especialmente de ICP-MS y difracción de rayos x, para estudiar los elementos químicos y tipo de arcillas presentes entre los 101,6 hasta los 141,2 metros. En el caso de los elementos químicos se recomienda estudiar los indicadores geoquímicos de ambiente epitermal, como Pb y Zn para los de baja sulfuración y Au, As, Ag, Sb, Bi, Sn, Te, W, B y Hg, para los de alta sulfuración. Caso similar en los minerales de arcillas siendo caolinita, pirofilita, illita, esmectitas, montmorillonita y caolinita los más importantes. Estos elementos ayudarían a comprender de mejor manera el ambiente de formación y las zonaciones geoquímicas de este cuerpo, como también categorizar en que parte del sistema hidrotermal está ubicada este cuerpo de brecha hidrotermal de cuarzo-turmalina.

REFERENCIAS

- Best, M., Christiansen, E. (2001). *Igneous Petrology*, p. 16-50.
- Bogie, I., Lawless, J., Rychagov, S., Belousov, V. (2005) – Magmatic-related hydrothermal systems: classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. *Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas*, Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, p. 51–73.
- Bryner, L. (1961). Breccia and Peble columns associated with epigenetic Ore Deposits: *Econ. Geology*, v. 56, p. 488 - 508.
- Bryner, L. (1968). Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates: *Econ. Geology*, v. 63, p. 692 – 693.
- Burnham, C. W. (1985). Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. *Economic Geology*, Vol. 80, p 1515-1522.
- Burnham, C.W. y Ohmoto, (1980). Late stage processes of felsic magmatism. In Ishihara, S. Y Takenouchi, S., eds., *Granitic magmatism and related mineralization*. Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 8, p. 1-11.
- Boric, R., Díaz, F., Maskaev, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos en la región de Antofagasta. Servicio nacional de geología y minería. Boletín 40, mapas escala 1:500.000, 246p.
- Calderon, N. (2021). Recopilación análisis petrocalcográfico por litología según resultados SGS. Reporte Técnico 2021 N°66, KGHM chile Spa.
- Cooke D.R., Hollings P., Wilkinson J.J. and Tosdal R.M. (2014). Geochemistry of Porphyry Deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, vol. 13, p. 357-381. Oxford: Elsevier.
- Corbett, G. J. & Leach, T.M. (1998). Southwets Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication, 6, p. 69-82.
- Duhart, P.; Muñoz, D.; Mestre, A.; Varas, G. (2018). Carta Sierra Gorda, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 198, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Giggenbach, W.F., 1997, The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 737–796.

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

Guzmán, R. (2001). *Geología del proyecto Spence y caracterización de la capa lixiviada*. Memoria de título. Departamento de Geología Universidad de Chile. 88 p.

Hedenquist, J.W. & Lowenstern J.B. (1994) – The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, p. 519-527.

Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P., Reed, S.J.B. (1985). Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contributions Mineral Petrology*, 89, 317-329.

Kesler, S. E., Van Loon, J. C., & Bateson, J. H. (1973). Analysis of fluoride in rocks and an application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 2(1), 11-17.

Llaumet, C. (1994). *Estudios geológicos y desarrollo de alteración hidrotermal en el sector de Sierra Gorda*.

Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic geology*, v. 65, p.373–408

McKee, E. H., & Noble, D. C. (1990). Cenozoic tectonic events, magmatic pulses, and base-and precious-metal mineralization in the central Andes.

Meyer, C. y Hemley, J.J. (1967) – Wall Rock Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, p. 166-235.

Neumann J., H., (1971). *Estudios geológicos y mineralógicos de áreas tipo cobre porfídico en Cerro Colorado y Cerro Quipisca, Provincia de Tarapacá*: Tesis de Grado, Univ. Chile, inédito, 168 p.

Noble et al. (1985). Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Perú. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 73, No 2-4, p. 345-349.

Reed, M. H. (1997). Hydrothermal Alteration and its Relationship to Ore Fluid Composition. In: Barnes, H.L. (eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York (USA), p. 303-365.

Rojas, M. (2022). Estudio del complejo de brechas en pit Catabela, Antofagasta, Chile.

Rose, A.W., and Burt, D.M., (1979) – Hydrothermal alteration. En: Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition: New York, John Wiley & Sons, p. 173-227.

Seedorff, E., Dilles J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zucher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D. (2005). Porphyry deposits: characteristics, and origin of hypogene features. *Economic Geology 100 TH Anniversary Volume*, p. 251-298.

Sillitoe, R. H. (1985). Ore-Related Breccias in Vulcanopluníc Arcs. *Economic Geology*, v.80, p. 1467-1514.

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

Sillitoe, R. H., & McKee, E. H. (1996). Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*, 91(1), p. 164-179.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), p. 797-809.

Super intendencia de geología SGSCM (2021). Reporte de actualización de modelamiento y estimación de recursos minerales.

Titley, S.R., 1982, The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems: American Southwest, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 93–116.

Townley, B. (2001). Metalogénesis: Hidrotermalismo y modelos de yacimientos. Apuntes y referencias del curso de Metalogénesis (GL54A), documento de avance. Departamento de Geología Universidad de Chile, Santiago (Chile), 89 p.

Trujillo, F. (2016). Determinación de rangos porcentuales para la identificación de alteraciones por intensidad y desarrollo de algoritmos para test de conminución, Antofagasta, Chile.

White, D.E., (1974) Diverse Origins of Hydrothermal Ore Fluids (in Stable Isotopes as Applied to Problems of Ore Deposits). *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* (October 1974), 69(6), p. 954-973.