



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN Y GEOCRONOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN
EN EL SECTOR CAJÓN GONZÁLEZ, CORDILLERA PRINCIPAL ANDINA, VII REGIÓN
DEL MAULE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ROBERTO PABLO TOPP VIERTEL

PROFESOR GUÍA:

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARCIA MUÑOZ GÓMEZ

JOSÉ LÓPEZ NÚÑEZ

Este trabajo ha sido financiado por Vale Exploraciones Chile

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Roberto Pablo Topp Viertel
FECHA: 19 de octubre de 2020
PROFESOR GUÍA: Brian Keith Townley Callejas

CARACTERIZACIÓN Y GEOCRONOLOGÍA DE LA ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN EN EL SECTOR CAJÓN GONZÁLEZ, CORDILLERA PRINCIPAL ANDINA, VII REGIÓN DEL MAULE

En el sector Cajón González ubicado en la Cordillera Principal Andina de Chile Central, en la Provincia de Talca, Región del Maule, se observa mediante imágenes satelitales una evidente anomalía de color en superficie asociada a una fuerte lixiviación supérgena generada por la abundancia de pirita. En esta localidad la empresa Vale Exploraciones Chile a partir de estudios geoquímicos y geofísicos en superficie ha señalado la posible existencia de un sistema del tipo pórfido de cobre, motivo por el cual realizó la perforación de tres sondajes de diamantina en el sector.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar tanto la alteración hidrotermal como la mineralización metálica presente en las rocas de los tres sondajes y determinar mediante análisis radiométricos Ar-Ar y Re-Os sus respectivas edades. A partir de ello se busca determinar el tipo de yacimiento o sistema hidrotermal presente, contextualizar su génesis en la geología regional y evaluar el potencial metalogénico del sector. Para todo esto se efectuaron los siguientes estudios: (i) mapeo al detalle de los tres sondajes (~1629 m en total); (ii) microscopía de luz transmitida y reflejada en 23 cortes transparentes y 13 cortes pulidos respectivamente; y (iii) seis análisis geocronológicos para la determinación de edades de alteración y mineralización (dos Ar-Ar y cuatro Re-Os).

Por medio del estudio se reconocen una serie de unidades litológicas principalmente de carácter intrusivo, afectadas por asociaciones de minerales de alteración mayormente del tipo potásico, calcosódico y propilítico. De modo menos frecuente se observan segmentos de rocas con alteraciones del tipo argílica moderada, argílica avanzada, fílica, cloritización, silicificación y albitización. La mineralización metálica se constituye casi únicamente por minerales como pirita, magnetita y hematita, ocurriendo mayormente de manera diseminada (cúmulos y vetillas son menos frecuentes). También se reconoce la presencia de múltiples vetillas con minerales como calcita, epidota, clorita, albita y sericita, entre otros. En las porciones superiores de los sondajes ocurre una mineralización supérgena, constituida únicamente por goethita, jarosita y menor limonita. Mediante los análisis radiométricos se obtuvieron edades para la alteración potásica de $61,2 \pm 0,5$ Ma y $62,38 \pm 0,26$ Ma en cristales de feldespato potásico y para la mineralización metálica una edad Re-Os de 58 ± 11 Ma en cristales de pirita y magnetita.

A partir de los resultados se sugiere que el sistema hidrotermal presente en el sector Cajón González correspondería al núcleo estéril y profundo de un sistema del tipo pórfido de cobre de edad Paleoceno, con un nivel de exhumación inferido de 3-4 km. La presencia de este depósito sumado a la existencia de otros del mismo tipo en sus cercanías aumenta el potencial metalogénico que la Región del Maule posee.

A Augusto, Aurora y Heidi

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis agradecimientos en primer lugar a la empresa Vale Exploraciones Chile por el financiamiento de este estudio, y a las personas de esta empresa a las que tuve el agrado de conocer, en particular a José López y a Danilo. A José por siempre estar dispuesto a brindarme apoyo y darme parte de su tiempo para revisar y discutir los avances del trabajo. A Danilo por los traslados diarios y la ayuda en bodega durante los 2 meses de trabajo de mapeo.

También quiero dar un agradecimiento muy especial a los miembros de mi comisión, Brian Townley, Marcia Muñoz y José López, a todos ellos por su permanente disposición a ayudarme, a entregarme sus conocimientos, constante buena onda y por su más que infinita paciencia. Junto con ellos quiero agradecer a Sebastián Montti, con quien compartí las primeras etapas de este estudio, y en cuyo trabajo me apoyé enormemente.

Quiero agradecer a mis muchos amigos. A los del colegio, Miranda, Edgard, Chaury, Martina, Javo, Gollo, Carmen, Eve, Nachi, Juanito, Rubio, Reyes y muchos otros, a todos esos conejos, las joyitas de La Unión, que a pesar estar esparcidos por todos lados y vernos poco han sido y serán siempre un constante y enorme apoyo. A los de plan común Sebastián, Mafia, Leo, Nico y Diego, con quienes los primeros años de U fueron más amenos y llevaderos. A los de geología, los Gabros, Laura, Schorlita, Rubén, Marce, Romina, Carlangas, Jeca, Tort, Cata, Victor Díaz, Menares y tanto otros, a todos estos colegas gracias por su apoyo, por los buenos tiempos compartidos, por esos memorables carretes y esos inolvidables terrenos.

Por último, quiero agradecer infinitamente a mi bella familia. A mis padres Augusto y Aurora, mis primeros profesores, a quienes debo todo lo que tengo y todo lo que soy. A mi hermana Heidi por acompañarme en todo este proceso de crecimiento a lo largo de la vida. Ustedes, a quienes dedico este trabajo, son y siempre serán mi pilar fundamental. A mi querido tío y amigo Erich por sus enseñanzas, enorme cariño y compañía en los buenos y malos tiempos, y a mis cuatro abuelos Isaura, Rolando, Alicia y Hans, por esa sabiduría y capital cultural que nos han heredado. Gracias a todos ustedes.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del estudio	1
1.2. Ubicación y vías de acceso	2
1.3. Hipótesis de trabajo	3
1.4. Objetivos	3
1.4.1. Objetivo general.....	3
1.4.2. Objetivos específicos.....	3
1.5. Metodología.....	4
1.5.1. Trabajo de terreno	4
1.5.2. Trabajo de gabinete	5
2. MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1. Contexto tectónico.....	6
2.1.1. Generalidades.....	6
2.1.2. Unidades morfoestructurales	8
2.1.2.1. Cordillera de la Costa	8
2.1.2.2. Depresión Central	9
2.1.2.3. Cordillera Principal.....	9
2.1.3. Evolución tectónica en Chile Central.....	10
2.2. Contexto metalogénico.....	12
2.2.1. Generalidades.....	12
2.2.2. Franja de pórfidos cupríferos del Cretácico (132-73 Ma).....	14
2.2.3. Franja de pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano (65-50 Ma).....	14
2.2.4. Franja de pórfidos cupríferos del Mioceno tardío-Plioceno (12-4.3 Ma)	16
2.3. Geología regional	17
2.3.1. Características generales.....	17
2.3.2. Rocas estratificadas	18
2.3.2.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano)	18
2.3.2.2. Formación Baños del Flaco (Titoniano medio – Hauteriviano inferior)	18
2.3.2.3. Formación Colimapu (Barremiano – Albiano)	19
2.3.2.4. Formación Abanico (Eoceno superior – Mioceno inferior).....	19
2.3.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno medio – Mioceno superior)	20
2.3.2.6. Formación Campanario (Mioceno superior – Plioceno inferior)	20
2.3.2.7. Formación Cola de Zorro (Plioceno – Pleistoceno)	21
2.3.3. Rocas intrusivas	22
2.3.3.1. Plutón El Indio (Cretácico superior).....	22
2.3.3.2. Plutón La Invernada (Mioceno superior).....	22
2.3.3.3. Plutones Cerro Risco Bayo y El Huemul (Mioceno superior)	22
2.3.4. Depósitos y secuencias volcánicas del Cuaternario	23
2.3.5. Estructuras tectónicas	24
2.3.6. Otras unidades de interés fuera del área de estudio	25

2.3.6.1.	Formación Plan de los Yeuques (Campaniano superior – Daniano).....	25
2.3.6.2.	Unidad Los Ángeles (Cretácico Superior – Paleoceno inferior).....	26
2.4.	Geología local	26
2.4.1.	Generalidades.....	26
2.4.2.	Unidades litológicas	28
2.4.2.1.	Cuarzo Monzonita	29
2.4.2.2.	Pórfido Andesítico	29
2.4.2.3.	Monzodiorita	30
2.4.2.4.	Diorita	30
2.4.2.5.	Diques Dioríticos.....	31
3.	<i>ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN METÁLICA</i>	32
3.1.	Antecedentes preliminares.....	32
3.2.	Alteración hidrotermal	34
3.2.1.	Características generales.....	34
3.2.2.	Alteración potásica	39
3.2.3.	Alteración calco-sódica	42
3.2.4.	Alteración propilítica.....	45
3.2.4.1.	Propilítica 1 (interna).....	45
3.2.4.2.	Propilítica 2 (externa)	49
3.2.5.	Argílica moderada.....	51
3.2.6.	Argílica avanzada.....	53
3.2.7.	Fílica.....	54
3.2.8.	Cloritización.....	56
3.2.9.	Silicificación	57
3.2.10.	Albitización.....	58
3.3.	Vetillas.....	63
3.4.	Mineralización metálica.....	66
3.4.1.	Características generales.....	66
3.4.2.	Pirita	69
3.4.3.	Magnetita.....	71
3.4.4.	Hematita.....	73
3.4.5.	Otros minerales	74
3.4.6.	Texturas microscópicas de la mineralización metálica	79
3.5.	Mineralogía supérgena	81
4.	<i>ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO</i>	83
4.1.	Antecedentes preliminares.....	83
4.2.	Fundamentos teóricos	84
4.2.1.	Método de datación Ar-Ar.....	84
4.2.2.	Método de datación Re-Os	86
4.3.	Muestras analizadas.....	89

4.4. Análisis Ar-Ar	92
4.4.1. Procedimiento analítico	92
4.4.2. Criterios metodológicos y resultados	92
4.4.3. Interpretación y discusión.....	96
4.5. Análisis Re-Os	97
4.5.1. Procedimiento analítico	97
4.5.2. Resultados.....	97
4.5.3. Interpretación y discusión.....	98
5. DISCUSIÓN	100
5.1. Generalidades.....	100
5.2. Sobre la congruencia de los resultados.....	100
5.3. Interpretación del sistema hidrotermal	101
5.4. Contextualización en la evolución tectono-magmática regional del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano	105
5.5. Implicancias metalogénicas	107
6. RESUMEN Y CONCLUSIONES	109
BIBLIOGRAFÍA.....	111
<i>Anexo A. Muestras recolectadas y sus descripciones petrográficas macroscópicas.....</i>	<i>A.1</i>
<i>Anexo B. Descripciones petrográficas y calcográficas de cortes transparentes y pulidos..</i>	<i>B.1</i>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación del área de estudio (cuadro rojo) y vía de acceso a ella desde la ciudad de Talca a través de la ruta CH-115 (línea roja).	3
Figura 2.1. Mapa esquemático de la configuración tectónica del margen continental andino. Se indica la segmentación longitudinal de los Andes y de su arco volcánico, así como la dirección y velocidad de convergencia de las placas tectónicas involucradas. Modificado de Stern (2004).	7
Figura 2.2. Unidades morfoestructurales del segmento andino entre los 33°S y 36°S. Modificado de Tapia (2010).....	8
Figura 2.3. Distribución de las principales franjas metalogénicas a lo largo del territorio chileno. Modificado de Camus (2003).	13
Figura 2.4. Mapa geológico del área de estudio. A-A' y B-B' corresponden a la sección esquemática de la Figura 2.6. Modificado de Astaburuaga (2014).	17
Figura 2.5. Algunos de los principales centros eruptivos cercanos a la zona de estudio.....	23
Figura 2.6. Sección esquemática A-A' y B-B'. Ubicación en Figura 2.4. Modificado de Astaburuaga (2014).....	24
Figura 2.7. Imagen satelital de la zona estudiada. Se señalan los sectores Cajón González, Los Toros y La Mina Fortuna. Además, se indica la anomalía de color en superficie (trazado aproximado), la ubicación de los sondajes utilizados en el estudio y la traza de las secciones presentadas en la Figura 2.8, Figura 3.1, Figura 3.2, Figura 3.29, Figura 3.30 y Figura 5.2.	27
Figura 2.8. Sección litológica del sector Cajón González interpretada en base al trabajo de Montti (2019). Ubicación de la sección en Figura 2.7.....	28
Figura 2.9. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Cuarzo Monzonita. Se observa la textura fanerítica, su mineralogía primaria (cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa y piroxeno) y las tonalidades verdosas y rosadas causadas por la alteración hidrotermal (clorita-epidota y feldespatos potásico).	29
Figura 2.10. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Pórfido Andesítico. Se observa la textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y la tonalidad verdosa debido a la alteración clorita-epidota.	30
Figura 2.11. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Monzodiorita. Se observa la textura fanerítica y la albitización secundaria.	30
Figura 2.12. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Diorita. Se observa la textura fanerítica, los fenocristales de plagioclasa y el color verdoso debido a la alteración hidrotermal (clorita-epidota).	31
Figura 2.13. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Diques Dioríticos. Se observa la textura fanerítica y la coloración negra que caracterizan a esta unidad.	31
Figura 3.1. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de las distintas alteraciones hidrotermales presentes en el sector Cajón González, interpretado en base al mapeo de los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003. Se indica la ubicación de las 33 muestras recolectadas,	

destacando aquellas utilizadas en los análisis Ar-Ar para la obtención de las edades de la alteración hidrotermal. Ubicación de la sección en Figura 2.7.37

Figura 3.2. Modelos geológicos 2D respecto a la distribución espacial de las distintas alteraciones hidrotermales. a) Alteración potásica. b) Alteración calco-sódica. c) Alteración propilítica. d) Otras alteraciones. Para el modelamiento de la alteración potásica se usaron aquellos tramos de sondaje mapeados con intensidades desde débil en adelante, mientras que para las demás alteraciones se usaron tramos con intensidades desde moderada (Figura 3.23, Figura 3.24 y Figura 3.25). Ubicación de las secciones en Figura 2.7.38

Figura 3.3. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración a feldespato potásica, mostrando distintos estilos e intensidades de alteración. a) Alteración potásica penetrativa fuerte en pórfido andesítico. b) Alteración potásica selectiva moderada en cuarzo monzonita. En ambos segmentos se observa también una alteración clorita-epidota-albita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespato potásico.40

Figura 3.4. Fotomicrografías a nicols cruzados (NX) de la alteración potásica. a) Feldespato potásico de grano muy fino, los cristales muestran un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y arcillas. b) Microclina subhedral de grano fino a grueso formando un mosaico de cristales junto a cristales de albita. c) Cristales de ortoclasa subhedrales a euhedrales de grano medio a grueso. Se reconocen por su macla carlsbad y forma tabular. Kfs: feldespato potásico. Mc: microclina. Or: ortoclasa.41

Figura 3.5. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración calco-sódica, mostrando distintos estilos de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación albita-clorita-epidota. a) Alteración calco-sódica penetrativa fuerte en tramo de pórfido andesítico. b) Alteración calco-sódica selectiva fuerte en brecha ígnea, donde la alteración es más intensa en los clastos. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota.43

Figura 3.6. Fotomicrografías a nicols cruzados (NX) y nicols paralelos (NP) de la alteración calco-sódica. a) Cristales de albita de grano fino a medio formando un mosaico de cristales junto a un cúmulo de epidota de grano grueso. b) Abundante albita formando un mosaico de cristales. Se distingue parcialmente su alteración a sericita. c) Clinopiroxeno de grano medio presentándose de manera diseminada y en cúmulos, junto a cúmulos de epidota y actinolita. También se observa la presencia de abundante albita. d) Cristales de clinopiroxeno y albita, ambos de grano medio a grueso. El clinopiroxeno se presenta en una vetilla y la albita como un mosaico de cristales en el halo de esta. Algunos cristales de clinopiroxeno exhiben una macla lamelar. Ab: albita. Act: actinolita. Cpx: clinopiroxeno. Ep: epidota. Ser: sericita.45

Figura 3.7. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración propilítica 1, mostrando distintas intensidades de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación clorita-epidota-albita. a) Alteración propilítica 1 penetrativa moderada en tramo de cuarzo monzonita. b) Alteración propilítica 1 penetrativa muy fuerte en tramo de monzodiorita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespato potásico.47

Figura 3.8. Fotomicrografía a nicols cruzados (NX) de la alteración propilítica 1. Se observa la asociación epidota-clorita-albita-calcita. Ab: albita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.48

Figura 3.9. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de la alteración propilítica 1. a) Epidota como reemplazo selectivo de fenocristal de plagioclasa primario. b) Clorita de grano grueso, albita formando un mosaico de cristales y menor sericita como alteración de albita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Plg: plagioclasa. Ser: sericita.....	49
Figura 3.10. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración propilítica 2, mostrando distintas intensidades de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación clorita-epidota. a) Alteración propilítica 2 penetrativa moderada en tramo de diorita. b) Alteración propilítica 2 penetrativa muy fuerte en tramo de pórfido andesítico, se distingue la presencia de calcita (zonas blancas). Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.	50
Figura 3.11. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de la alteración propilítica 2. Se reconoce la asociación epidota-clorita-calcita-cuarzo. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota. Qz: cuarzo. ..	51
Figura 3.12. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración argílica moderada, mostrando distintas intensidades de la alteración. a) Alteración argílica moderada penetrativa selectiva de intensidad fuerte. b) Alteración argílica moderada penetrativa de intensidad muy fuerte.	52
Figura 3.13. Fotomicrografía a nicoles paralelos (NP) de la alteración argílica moderada. Se observa albita de grano grueso con aspecto “sucio” debido a la alteración a arcillas.	53
Figura 3.14. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración argílica avanzada, mostrando distintos estilos de la alteración. En ambas fotografías se observa su aspecto oqueroso característico. a) Alteración argílica avanzada penetrativa moderada. b) Alteración argílica avanzada selectiva moderada.	54
Figura 3.15. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la alteración fílica. El tramo fotografiado presenta un estilo penetrativo y una intensidad moderada. Ser: sericita.	55
Figura 3.16. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de la alteración fílica. a) Alteración fílica sobrepuesta a alteración propilítica. Se distingue la presencia de sericita como alteración de albitas. b) Alteración fílica con presencia de calcita. Se observa sericita, acompañada de calcita de grano fino, en pequeños cúmulos diseminados como alteración de albitas. Ab: albita. Cal: calcita. Ep: epidota. Ser: sericita.....	55
Figura 3.17. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración a clorita, mostrando distintas intensidades de la alteración. a) Cloritización penetrativa fuerte en andesita. b) Cloritización penetrativa moderada en cuarzo monzonita. Chl: clorita.	56
Figura 3.18. Fotomicrografías a nicoles paralelos (NP) de la cloritización. a) Cloritización de biotitas primarias. b) Clorita como reemplazo en una textura poiquilítica primaria. Ab: albita. Bt: biotita. Chl: clorita.	57
Figura 3.19. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la silicificación. El tramo fotografiado presenta un estilo penetrativo y una intensidad muy fuerte.	58
Figura 3.20. Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) de la silicificación. Se observa tanto la presencia de un cúmulo de cuarzo de grano medio, como la ocurrencia de cuarzo de grano fino diseminado. Qz: cuarzo.	58

Figura 3.21. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la alteración a albita. Se observa la albitización selectiva y fuerte en clastos de la brecha hidrotermal y una alteración clorita-epidota en su matriz. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota.	59
Figura 3.22. Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) de la albitización. Se reconoce la abundante presencia de albita. También se observa una menor cantidad de sericita. Ab: albita. Ser: sericita.	59
Figura 3.23. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00001. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.	60
Figura 3.24. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00002. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.	61
Figura 3.25. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00003. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.	62
Figura 3.26. Fotografías macroscópicas de vetillas representativas de algunos de los distintos grupos reconocidos: a) vetilla únicamente de calcita (vetilla Cal); b) vetilla de epidota-clorita-albita con halo de albita y feldespató potásico (vetilla Ep-(Chl)); c) vetilla de clorita-pirita-albita (vetilla Chl); d) vetilla de clorita con halo albítico (vetilla Chl). Ab: albita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespató potásico. Py: pirita.	64
Figura 3.27. Fotografías macroscópicas de vetillas representativas de algunos de los distintos grupos reconocidos: a) vetillas de albita con suturas cloríticas y halos albíticos (vetilla Ab); b) vetillas únicamente de sericita (vetilla Ser); c) vetilla de sericita con menor pirita, magnetita y halo albítico (vetilla Ser); d) vetilla únicamente de magnetita (vetilla Mt); e) vetilla de únicamente de pirita (vetilla Py); y f) vetilla de hematita con menor pirita (vetilla Hem). Ab: albita. Chl: clorita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita. Ser: sericita.	65
Figura 3.28. Fotografías macroscópicas de dos segmentos de roca cortados por enrejados de vetillas. a) Enrejado de vetillas de calcita en pórfido andesítico, también se observan vetillas de clorita-epidota-calcita (vetillas Ep-(Chl)). b) Enrejado de vetillas de anhidrita en dique diorítico. Anh: anhidrita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.	66
Figura 3.29. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de la mineralización metálica presente en el sector Cajón González, interpretado en base al mapeo de los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003. Se indica la ubicación de las 33 muestras recolectas, destacando aquellas utilizadas en los análisis Re-Os para la obtención de las edades de mineralización. Ubicación de la sección en Figura 2.7.	67
Figura 3.30. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de los principales minerales que conforman la mineralización metálica. a) Pirita. b) Magnetita. c) Hematita. Para el modelamiento de la zonación en cada uno de los tres casos se usaron todos los tramos de sondaje mapeados con una concentración mineral mayor o igual 0,5% volumen (Figura 3.39, Figura 3.40 y Figura 3.41). Ubicación de las secciones en Figura 2.7.	68

- Figura 3.31.** Fotografías macroscópicas de tres segmentos con mineralización de pirita. Se observan dos de los estilos en los que frecuentemente dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de pirita y hematita en vetilla. b) Mineralización de pirita en vetilla. c) Mineralización de pirita diseminada. Hem: hematita. Py: pirita.70
- Figura 3.32.** Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) mostrando la mineralización de pirita presente en las rocas estudiadas. a) Pirita anhedral de grano fino a medio de modo diseminado. b) Pirita anhedral de grano fino a medio en vetilla. Py: pirita.70
- Figura 3.33.** Fotografías macroscópicas de tres segmentos con mineralización de magnetita. Se observan tres de los estilos en los que dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de magnetita diseminada y en vetillas. b) Mineralización de magnetita diseminada y en cúmulos junto con pirita (diseminada). c) Mineralización de magnetita en cúmulos junto con pirita (diseminada y en vetillas) y hematita (diseminada y en cúmulos). Chl: clorita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita.72
- Figura 3.34.** Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) mostrando la mineralización de magnetita presente en las rocas estudiadas. a) Magnetita subhedral de grano grueso, se distingue su clivaje característico. b) Magnetita con reemplazo parcial a hematita según su estructura cristalina (martitización) y a través de microfracturas. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita. 72
- Figura 3.35.** Fotografías macroscópicas de dos segmentos con mineralización de hematita. Se observan tres de los estilos en los que dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de hematita diseminada y en vetillas. b) Mineralización de hematita en cúmulos y diseminada. Hem: hematita.74
- Figura 3.36.** Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) de la mineralización de hematita. En este caso en particular se observa con un hábito hojoso (especularita) y como reemplazo parcial de magnetita. Mt: magnetita. Py: pirita. Sp: specularita.74
- Figura 3.37.** Fotografía macroscópica de una de las tres ocurrencias de molibdenita. Se observa una vetilla fracturada de magnetita con menor molibdenita. Moly: molibdenita. Mt: magnetita. .75
- Figura 3.38.** Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) mostrando la presencia de calcopirita anhedral de grano medio junto a pirita anhedral de grano grueso. Cp: calcopirita. Py: pirita.75
- Figura 3.39.** Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00001. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.76
- Figura 3.40.** Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00002. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.77
- Figura 3.41.** Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00003. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.78
- Figura 3.42.** Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de los distintos rasgos texturales exhibidos por la mineralización metálica. a) Pirita de grano grueso en cuyo interior se observan fragmentos aislados de specularita, todos ellos orientados según el hábito hojoso de dicho

mineral. b) Magnetita reemplazada a hematita por sus planos de clivaje (martitización) y microfracturas. c) Magnetita martitizada reemplazada a pirita a través de microfracturas. d) Fragmentos de magnetita dentro de cristal de pirita. e) Cristales de pirita de grano fino a medio dispuestos en forma circular formando coronas. f) Pirita en microfracturas de un cristal de magnetita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Mt (m): magnetita martitizada. Py: pirita. Sp: especularita.80

Figura 3.43. Fotografías macroscópicas de dos segmentos con mineralogía supérgena (oxidados de hierro). En ambas fotografías se observa el fuerte fracturamiento de las zonas donde suele presentarse este tipo de mineralización. a) Goethita y limonita en fracturas. b) Jarosita y menor goethita en fracturas. Goet: goethita. Jar: jarosita. Lim: limonita.82

Figura 4.1. Fotografías macroscópicas de las seis muestras utilizadas en los análisis radiométricos. a) Alteración potásica con abundante feldespató potásico como alteración de masa fundamental. b) Alteración potásica selectiva junto a alteración propilítica 1 (clorita-epidota-albita) penetrativa. c) Pirita y hematita en vetilla. d) Pirita diseminada en cúmulos y magnetita en cúmulos. e) Pirita diseminada con cantidades menores de molibdenita. f) Magnetita y pirita en cúmulos con menor pirita diseminada. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Hem: hematita. Kfs: feldespató potásico. Moly: molibdenita. Mt: magnetita. Py: pirita.91

Figura 4.2. Espectro de edades Ar-Ar generado mediante el calentamiento incremental de las muestras minerales de feldespató potásico (Kfs). a) Muestra A1M7_A.M. b) Muestra A3M6_A.M. El grosor de la barra en cada etapa de ^{39}Ar liberado indica el error (1σ) de la edad aparente obtenida. Para cada una de las muestras se indica una edad calculada a partir de la mayor cantidad de gas posible, omitiendo únicamente aquellas etapas de calentamiento con edades excesivamente discordantes.95

Figura 4.3. Errorcrona Re-Os de la mineralización metálica presente en el sistema hidrotermal Cajón González. El punto verde, el naranja y el azul corresponden a los resultados en pirita (Py), mientras que los puntos negros representan a los obtenidos en magnetita (Mt). Cabe destacar que estos últimos se sobrepone, motivo por el cual se observa solo uno en el gráfico. El error analítico (2σ) de cada muestra se representa por las líneas en cruz, esto se aprecia únicamente en A1M6_A.M debido a la escala del gráfico.98

Figura 4.4. Comparación entre los resultados de los análisis radiométricos Re-Os y Ar-Ar, realizadas en este trabajo, con las edades U-Pb obtenidas por Montti (2019) para las unidades ígneas presentes en el sistema hidrotermal Cajón González.99

Figura 5.1. Secuencia paragenética esquemática de la mineralogía de alteración y mineralización presente en el sistema tipo pórfido de cobre del sector Cajón González. El grosor de las barras indica la abundancia relativa estimada de cada uno de los minerales.103

Figura 5.2. Comparación entre el modelo geológico 2D realizado para la zonación de la alteración hidrotermal presente en el sistema pórfido de cobre estudiado con la zonación característica propuesta para este tipo de depósitos según los modelos clásicos. a) Zonación de la alteración hidrotermal según Sillitoe (2010). b) Zonación de la alteración hidrotermal en el sistema pórfido de cobre del sector Cajón González.104

Figura 5.3. Correlación cronológica entre las unidades intrusivas del sector Cajón González, con la Formación Plan de los Yeuques y la unidad Los Ángeles, entre los 35° y 36°S. Basado en a) Muñoz et al. (2018); b) Iannelli et al. (2018); c) Montti (2019). Modificado de Montti (2019). 105

Figura 5.4. Ubicación de las zonas de estudio de los trabajos de Muñoz et al. (2018) (verde) y Iannelli et al. (2018) (azul), donde afloran rocas de las unidades cronológicamente correlacionables con los intrusivos del sector Cajón González. En rojo se señala la zona de este estudio y de Montti (2019). La línea burdeos representa la frontera entre Chile y Argentina.106

Figura 5.5. Ubicación del pórfido cuprífero Campana Mahuida y de la zona de alteración y mineralización de estilo pórfido del Cerro Caicayén, ambos asociados a cuerpos intrusivos de edades Paleoceno y Eoceno medio respectivamente (e.g. Franchini et al., 2000; Franchini et al., 2007). La línea burdeos representa la frontera entre Chile y Argentina.108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Sondajes perforados en el sector Cajón González. Se indica para cada uno de ellos sus coordenadas en UTM, orientación (rumbo y buzamiento) y longitud.	26
Tabla 2. Listado de muestras seleccionadas para estudios de microscopía óptica. Para cada muestra se indica su respectivo sondaje, profundidad, tipo de alteración hidrotermal y mineralización metálica observada macroscópicamente en muestra de mano, así como también el método de observación microscópica aplicado en cada una de ellas (i.e. luz transmitida o reflejada).....	33
Tabla 3. Alteraciones hidrotermales reconocidas en las rocas de los sondajes perforados en el sector Cajón González. Para cada una de ellas se indica el mineral o asociación de minerales de alteración que la caracteriza. En cursiva se señalan aquellos minerales que fueron reconocidos únicamente mediante microscopía óptica.	36
Tabla 4. Resumen de las principales características petrográficas y calcográficas de cada una de las muestras utilizadas en el estudio geocronológico. En cada caso se indica el evento geológico que se pretende datar, el método utilizado y la edad obtenida. Kfs: feldespatos potásicos. Mt: magnetita. Py: piritita.	91
Tabla 5. Resultados de los análisis Ar-Ar. Se indica para cada una de las dos muestras de feldespatos potásicos (Kfs) la cantidad de ^{39}Ar liberado, las razones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas y las edades aparentes calculadas en cada una de las etapas de calentamiento. Las últimas dos columnas presentan, de manera absoluta y como porcentaje, el error asociado a cada una de las edades.	94
Tabla 6. Resultados de los análisis Re-Os. Se indica para cada una de las muestras el mineral datado, las concentraciones de Re y Os, las razones isotópicas y el error de medición obtenido. El error indicado se asocia a ambas razones.	98
Tabla 7. Resumen de las distintas evidencias geológicas que permiten plantear que el sistema hidrotermal Cajón González corresponde a un sistema del tipo pórfido de cobre de edad Paleoceno. Se incluyen las unidades ígneas reconocidas por Montti (2019), y las alteraciones hidrotermales y mineralización metálica reconocidas en este trabajo.	102

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio

La cordillera de los Andes chilena posee numerosos depósitos del tipo pórfido cuprífero, dentro de los cuales destacan algunos de los más grandes y ricos del mundo, lo que ha permitido al país posicionarse como el mayor productor mundial de cobre. Sin embargo, la mayoría de los depósitos de cobre, y de mineralización metálica en general, no se distribuyen a lo largo de todo el territorio nacional. Estos ocurren preferentemente en la zona árida y semiárida del norte y centro-norte de Chile (18-34°S), entre la XV Región de Arica y Parinacota y la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Esta zona ha sido considerada por algunas compañías como madura en términos de exploración, ya que los sistemas mineralizados más expuestos y evidentes han sido descubiertos (COCHILCO, 2016). Dentro de este segmento norte del país, los distintos depósitos del tipo pórfido cuprífero que se conocen se encuentran distribuidos en seis franjas metalogénicas distinguibles en cuanto a su edad, posición geográfica y tipo de mineralización presente (e.g. Makshev, 2001; Makshev et al., 2007). Estas son: (I) franja del Carbonífero tardío-Triásico (298-230 Ma), (II) franja del Cretácico (132-73 Ma), (III) franja del Paleoceno-Eoceno temprano (65-50 Ma), (IV) franja del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (43-31 Ma), (V) franja del Oligoceno tardío-Mioceno medio (23-12 Ma), y (VI) franja del Mioceno tardío-Plioceno temprano (12-4.3 Ma) (e.g. Camus, 2003; Makshev et al., 2007).

Al contrario de lo que ocurre en la zona norte y centro-norte, desde la VII Región del Maule al sur hay escasos depósitos metálicos conocidos y con ello una casi nula contribución a la minería metálica del país. Esto se puede deber tanto a la profunda erosión glacial del Pleistoceno como al actual clima más húmedo y las abundantes precipitaciones imperantes en la zona sur. Ambas condiciones no solo podrían haber generado una rápida y profunda erosión de la cordillera andina, sino que también haber afectado la eficiencia de los procesos supérgenos (Makshev, 2001; Makshev et al., 2007). Sin embargo, también cabe considerar el menor grado de exploración minera desarrollado en el sector, pudiendo ser este un preponderante en el menor conocimiento de depósitos ubicados a estas latitudes.

Es en este contexto que ha surgido el interés de estudiar el potencial metalogénico más al sur, especialmente en la Región del Maule, región contigua a la Región del Libertador Bernardo O'Higgins, hasta donde actualmente se conoce que se extiende la franja metalogénica del Mioceno tardío-Plioceno (segunda franja más importante en términos económicos en Chile). En esta región, cuya economía se ha basado principalmente en actividades silvoagropecuarias y en la generación eléctrica, ha surgido en los últimos años un mayor interés por el potencial minero que la región podría albergar. Lo anterior se ve reflejado, por ejemplo, en que importantes empresas del sector minero, como son Freeport-McMoRan Copper & Gold, Vale, Pam Pacific y Los Andes del grupo empresarial Codelco, poseen concesiones de exploración y explotación en la región. De este modo, actualmente ya se conocen y se estudian algunas áreas con potencial minero, como lo son el prospecto Brahma, perteneciente a la compañía Condor Resources, y una zona de alteración y mineralización en el sector Cajón González, perteneciente a la compañía Vale Exploraciones Chile.

En esta última localidad, ubicada al suroeste de la ciudad de Talca, en la Cordillera Principal Andina, se aprecia mediante imágenes satelitales una evidente anomalía de color en

superficie producto de una fuerte alteración hidrotermal. Vale Exploraciones Chile realizó diversos estudios geológicos y geofísicos en dicha zona, que le permitieron señalar dicho sector como un posible sistema del tipo pórfido cuprífero. Por este motivo, la empresa llevo a cabo una campaña de perforación entre los años 2010 y 2011, obteniendo con ello una serie de sondajes, algunos de los cuales se utilizan para el desarrollo del presente estudio. A partir de las rocas contenidas en estos se reconocieron distintas unidades litológicas, principalmente de carácter intrusivo, afectadas la mayoría de ellas por asociaciones de minerales de alteración, especialmente del tipo potásico, propilítico y calco-sódico, y por una mineralización metálica constituida casi únicamente por pirita, magnetita y hematita. A pesar de que dichas características son propias de un depósito del tipo pórfido cuprífero no se reconoce mineralización de cobre en las rocas contenidas en los sondajes.

Frente a dichos antecedentes, se busca mediante el presente estudio, realizado en conjunto con la empresa Vale Exploraciones Chile, determinar el tipo, origen y edad de la alteración y de la mineralización observada en el sector Cajón González. Todo ello mediante el análisis de información ya existente y la obtención de nuevos datos. Mientras que el estudio de la información existente contempla la revisión bibliográfica sobre la geología regional, distrital y local del área de estudio; la obtención de nuevos datos contempla: (I) el levantamiento de información respecto a las características macroscópicas de la alteración y de la mineralización de las rocas de los sondajes mencionados, y (II) el muestreo de las mismas, tanto para estudios petrográficos y calcográficos de detalle, mediante microscopía óptica, como para análisis geocronológicos de la alteración y mineralización.

1.2. Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la Cordillera Principal Andina de Chile Central en la Provincia de Talca, VII Región del Maule. Esta está comprendida aproximadamente entre los 35°49' - 35°57' S y los 70°49' - 70°40' O y se encuentra a unos 270 km al sur de Santiago y a unos 96 km al sureste de Talca (Figura 1.1). Dentro de dicha área, al sur del Río Maule, se ubica el sector conocido informalmente como Cajón González, en el cual se reconoce la zona de alteración y mineralización estudiada.

Para acceder hasta esta zona desde la ciudad de Talca se debe tomar la Ruta CH-115, que une dicha ciudad con el sector fronterizo Paso Pehuenche, hasta llegar al sector La Mina Fortuna (Figura 1.1). Desde este último punto la única manera de acceder al sector Cajón González es mediante el uso de animales o helicóptero debido a la inexistencia de caminos y a las pronunciadas pendientes en el sector.

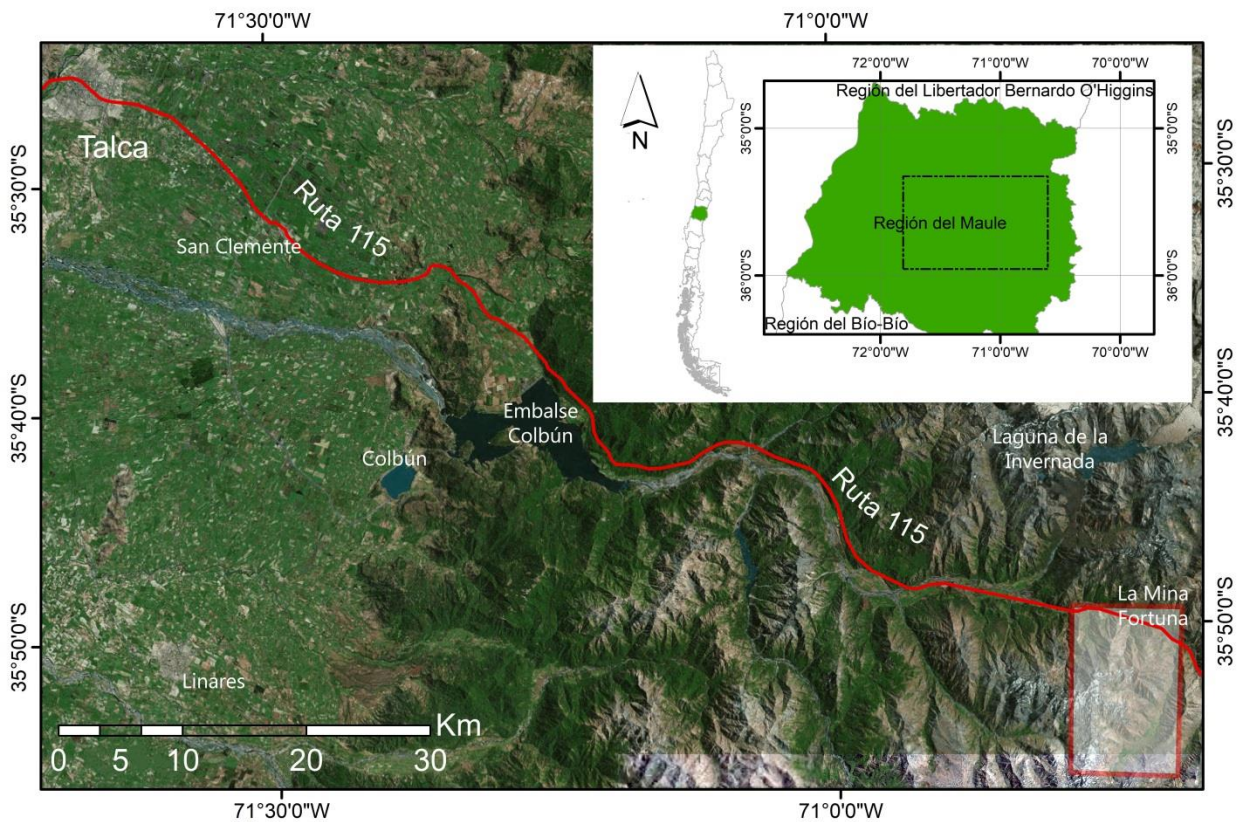


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio (cuadro rojo) y vía de acceso a ella desde la ciudad de Talca a través de la ruta CH-115 (línea roja).

1.3. Hipótesis de trabajo

En el sector Cajón González se reconoce la presencia de características de alteración y mineralización propias de un sistema hidrotermal tipo pórfido cuprífero, con la implicancia de la potencial existencia de un yacimiento de interés económico en el área de estudio.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

El objetivo principal de este trabajo es identificar y caracterizar la alteración y mineralización presentes en el sector Cajón González, determinar la edad de dichos eventos y evaluar la potencialidad de esta zona como un blanco del tipo pórfido cuprífero.

1.4.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

- i. Identificar y describir los minerales y asociaciones de minerales de alteración presentes en las rocas de los sondajes perforados en la zona de estudio.
- ii. Identificar y describir la mineralización metálica albergada por las rocas de los sondajes estudiados.
- iii. Determinar las edades de alteración y mineralización mediante análisis geocronológicos.
- iv. Modelar la distribución de la alteración hidrotermal y mineralización metálica.

- v. Interpretar ambientes hidrotermales y condiciones de formación.
- vi. Determinar la paragénesis tanto de los minerales de alteración como de los de mineralización.
- vii. Determinar el tipo de yacimiento o sistema hidrotermal presente y estimar su actual nivel de exhumación.
- viii. Contextualizar la metalogénesis del yacimiento o sistema hidrotermal en la geología regional y distrital.
- ix. Evaluar el potencial metalogénico del sector.

1.5. Metodología

1.5.1. Trabajo de terreno

Las actividades de terreno se llevaron a cabo entre el 10 de julio y 7 de septiembre del 2017 en dependencias de Vale Exploraciones Chile, ubicadas en la comuna de Lampa, Región Metropolitana, Chile. Los trabajos efectuados consistieron en un mapeo de detalle de tres sondajes de diamantina y la posterior toma de muestras de los mismos. Los sondajes mapeados corresponden a: (i) ALO-ALON-DH00001 de 451,15 m; (ii) ALO-ALON-DH00002 de 638,14 m, y (iii) ALO-ALON-DH00003 de 544,55 m. Todos ellos perforados durante la campaña de sondajes 2010-2011 en el sector Cajón González.

El mapeo de los sondajes mencionados, llevado a cabo durante los meses de julio y agosto, se realizó con énfasis en las características de alteración y mineralización que presentan las rocas contenidas en los mismos. La información levantada durante el proceso de mapeo fue específicamente la siguiente:

- i. Metros de sondaje: la descripción se realizó por tramos con una longitud mínima de 3 metros (escala de mapeo).
- ii. Litología: la descripción litológica se realizó a grandes rasgos, diferenciando únicamente entre unidades litológicas mayores.
- iii. Estructuras: vetillas, vetas, enrejado de vetillas, fallas y zonas de falla.
- iv. Alteración: tipo, asociaciones minerales, estilo e intensidad.
- v. Vetillas: minerales presentes en la sutura y/o en el halo.
- vi. Óxidos: mineral, porcentaje en la roca y ocurrencia.
- vii. Mineralización: mineral, porcentaje en la roca y estilo.
- viii. Otras observaciones.
- ix. Fotografía representativa.

Posteriormente, durante el mes de septiembre, se procedió a la toma de 33 muestras con el objetivo de hacer análisis geocronológicos, descripciones petrográficas y calcográficas de la alteración y mineralización presente en las rocas contenidas en los sondajes. Específicamente, se tomaron 9 muestras de ALO-ALON-DH00001, 11 muestras de ALO-ALON-DH00002 y 13 muestras de ALO-ALON-DH00003 (Figura 3.1 y Figura 3.29).

1.5.2. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete contempló varias actividades que se resumen a continuación:

- i. Revisión bibliográfica tanto de estudios publicados como de trabajos e informes privados de Vale Exploraciones Chile sobre la geología regional, distrital y local del área de estudio.
- ii. Descripción petrográfica macroscópica de detalle de las 33 muestras recolectadas, con énfasis en las características de alteración y mineralización.
- iii. Estudio petrográfico y calcográfico mediante microscopía óptica de 23 cortes transparentes y 13 cortes pulidos.
- iv. Estudio geocronológico para obtención de la edad de alteración hidrotermal mediante dos análisis Ar-Ar en feldespatos potásicos. Para la realización de este estudio se utilizaron dos muestras, las cuales fueron enviadas al laboratorio de Geología de Juniata College, Pensilvania, EE.UU., donde el Dr. Ryan Mathur profesor y catedrático de geología de dicho plantel estuvo a cargo de la ejecución de los análisis mencionados. No obstante, a pesar de que estas muestras fueron inicialmente preparadas en dicho laboratorio, fueron posteriormente derivadas al Laboratorio de Análisis de Masas de Isótopos Nobles de Auburn (ANIMAL), Alabama, EE.UU, donde se efectuaron los análisis radiométricos correspondientes.
- v. Estudio geocronológico para obtención de la edad de mineralización mediante cinco análisis Re-Os en pirita y magnetita. Para la realización de este estudio se utilizaron un total de cuatro muestras, que al igual que en el caso anterior fueron enviadas al laboratorio de Geología de Juniata College, donde el Dr. Ryan Mathur estuvo a cargo de la ejecución de los análisis. Del mismo modo que las muestras anteriores estas fueron inicialmente preparadas en dicho laboratorio, pero los análisis de espectrometría se efectuaron en la Universidad de Arizona.
- vi. Confección de una sección geológica del sector Cajón González para modelar la distribución de la alteración hidrotermal y mineralización principalmente.
- vii. Integración e interpretación de los resultados.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Contexto tectónico

2.1.1. Generalidades

La cordillera de los Andes, ubicada en el borde occidental de Sudamérica, se extiende de norte a sur por más de 8.000 km, desde la costa del Mar Caribe hasta el Cabo de Hornos, alcanzando alturas de hasta 7000 m.s.n.m. (e.g. Ramos, 1999; Stern, 2004; Muñoz-Sáez et al., 2014), siendo por ello la cadena montañosa más extensa del Planeta. Basado tanto en sus características morfológicas como en su evolución tectónica y paleogeográfica, los Andes se pueden dividir en tres regiones principales: (i) Andes Septentrionales (8°N-3°S), (ii) Andes Centrales (3°-47°S) y (iii) Andes Australes (47°-56°S) (Gansser, 1973) (Figura 2.1). Los Andes Chilenos corresponden a la porción sur de los Andes Centrales, al norte del Golfo de Penas, y a los Andes Australes, al sur de dicha localidad (Charrier et al., 2007).

Los Andes Centrales representan el clásico orógeno de tipo andino, ubicado sobre un margen convergente, donde la tectónica es controlada por la subducción (Ramos, 1999). En el caso particular de los Andes Centrales la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana, esta interacción es la principal causante tanto del acortamiento y engrosamiento cortical que dan origen a la cadena montañosa (e.g. Farías et al., 2010) como del magmatismo y volcanismo en el arco Andino. A partir de distintas evidencias se ha inferido que dicho proceso de subducción ha sido continuo desde el Jurásico Temprano hasta el presente, durante lo que se conoce como Ciclo Andino (Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007). Sin embargo, los parámetros de convergencia no han sido constantes durante este tiempo, ya que han ocurrido continuas variaciones en la oblicuidad de las placas, en la velocidad de convergencia y en el ángulo de subducción. Lo anterior ha causado que el Ciclo Andino consista en la alternancia de periodos compresivos y extensivos (e.g. Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan et al., 1997; Hartley et al., 2000; Charrier et al., 2007). Actualmente, el margen se caracteriza por una dirección y velocidad de convergencia relativa entre ambas placas de N78°E y ~8 cm/año, respectivamente (Figura 2.1), con velocidades absolutas de 4,8 cm/año para la placa Sudamericana y de 3,2 cm/año para la placa de Nazca (Gripp y Gordon, 2002), y un ángulo de subducción, al sur de los 33°S, de aproximadamente 27°E (Pardo et al., 2002).

Otra consecuencia de la continua subducción, como se mencionó previamente, es la abundante actividad magmática a lo largo del margen oeste de Sudamérica, siendo el volcanismo una de sus manifestaciones. Dicho proceso es evidenciado por el desarrollo de sucesivos arcos a lo largo del margen, siendo estos progresivamente más jóvenes hacia el este, desde el arco jurásico en la Cordillera de la Costa hasta el arco actual en la Cordillera Principal (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier y Muñoz, 1994).

El ángulo de subducción, que varía según la densidad y topografía de la placa de Nazca, se asocia a la existencia de zonas con volcanismo activo y otras carentes de actividad volcánica (Stern, 2004). Mientras que las primeras se asocian a ángulos de subducción de 25°-30°, las segundas se asocian a ángulos de subducción relativamente planos $\leq 10^\circ$ (e.g. Stern, 2004). Esta relación entre el ángulo de la subducción y la actividad volcánica permite dividir latitudinalmente el Arco Volcánico Andino en cuatro segmentos (Figura 2.1): (i) Zona Volcánica Norte (2°N-5°S), (ii) Zona Volcánica Central (14°-28°S), (iii) Zona Volcánica Sur (33°-46°S) y (iv) Zona Volcánica Austral (49°-55°S) (Stern, 2004).

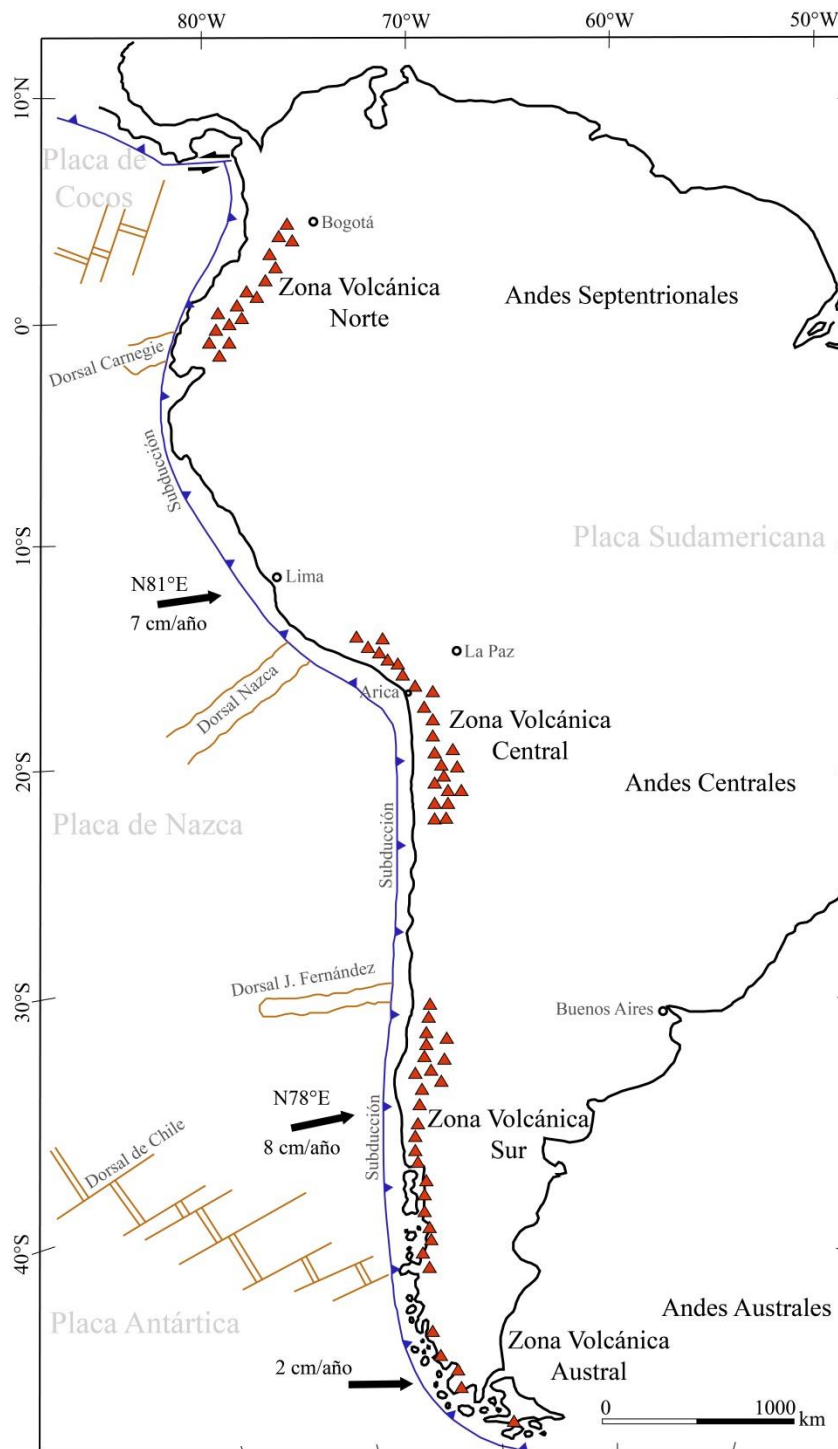


Figura 2.1. Mapa esquemático de la configuración tectónica del margen continental andino. Se indica la segmentación longitudinal de los Andes y de su arco volcánico, así como la dirección y velocidad de convergencia de las placas tectónicas involucradas. Modificado de Stern (2004).

2.1.2. Unidades morfoestructurales

En los Andes Centrales meridionales, a la latitud de la zona de estudio, se reconocen cuatro unidades morfoestructurales paralelas entre sí y dispuestas con un rumbo NNE-SSW. Las que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y un antepaís activo (e.g. Farías et al., 2010) (Figura 2.2). Solamente las tres primeras se encuentran en territorio chileno.

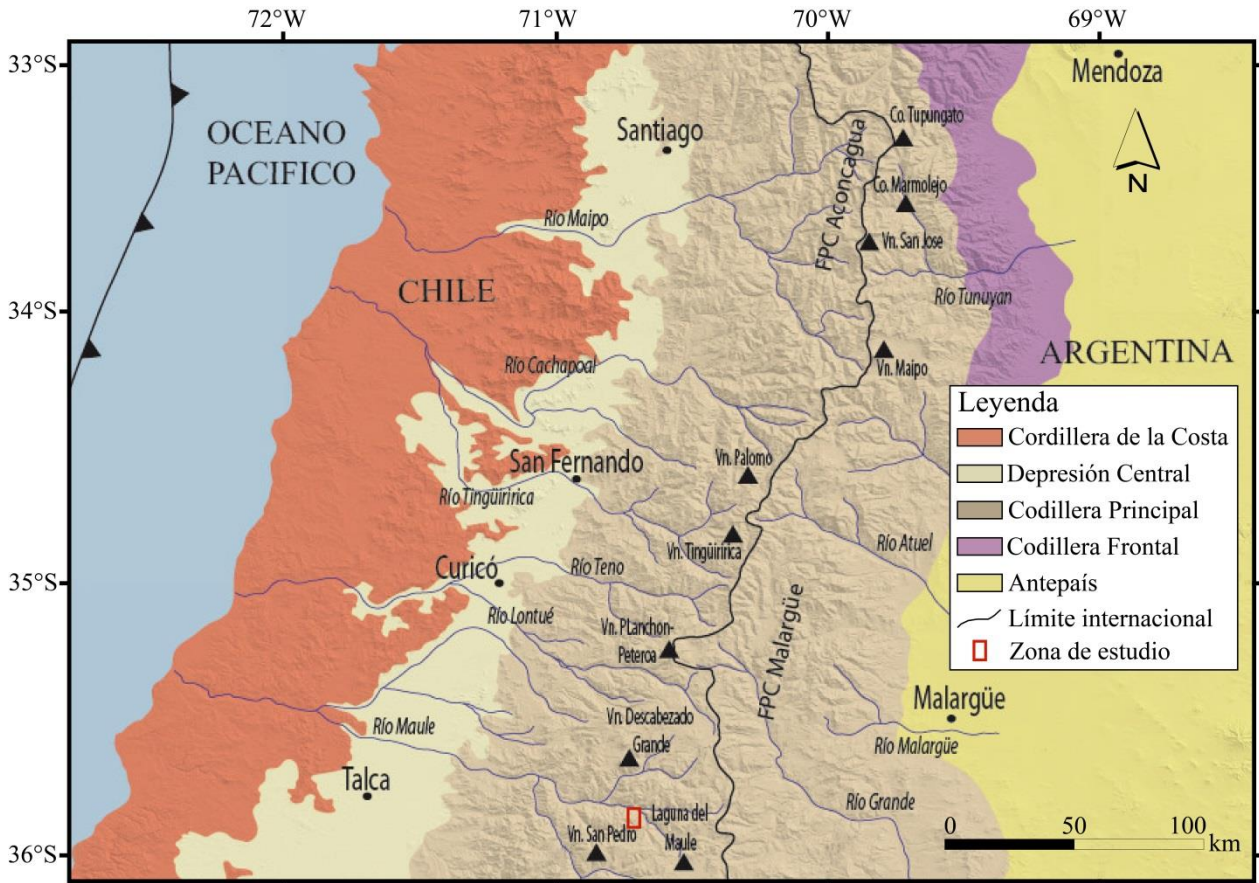


Figura 2.2. Unidades morfoestructurales del segmento andino entre los 33°S y 36°S. Modificado de Tapia (2010).

2.1.2.1. Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa corresponde a una cadena montañosa ubicada en la parte más occidental del margen sudamericano, junto al litoral chileno. Esta se extiende desde el cerro Camaraca, al sur de Arica, hasta la península de Taitao, siendo por ello exclusiva del territorio chileno. Al sur de los 33°S, esta cadena montañosa se puede dividir, en base a características geológicas y morfológicas que se resumen a continuación, en un flanco occidental y uno oriental (Farías et al., 2008).

El sector occidental está formado por un basamento cristalino y metamórfico del Paleozoico tardío-Triásico, cubierto por depósitos marinos del Mioceno tardío – Reciente (e.g. Farías et al., 2008; Farías et al., 2010). En este flanco además es posible observar terrazas marinas de edad posiblemente Pleistoceno (Wall et al., 1996). Respecto al sector oriental, este se compone de granitos cretácicos y secuencias estratificadas de intra-arco del Jurásico Superior al

Cretácico Superior, manteniendo estas últimas hacia el este y extendiéndose hasta la mitad de la Depresión Central (Thomas, 1958).

2.1.2.2. Depresión Central

La Depresión Central, ubicada entre los 33°S y 40°S, corresponde a una cuenca de origen principalmente erosivo (Farías et al., 2008), que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal. Este valle se encuentra relleno por material sedimentario (fluvial y aluvial) y volcanosedimentario de edad Pleistoceno a Holoceno (Thiele, 1980; Rauld, 2002), con un espesor máximo de ~500 m a la latitud de Santiago (Araneda et al., 2000). El basamento de esta unidad morfoestructural corresponde a rocas mesozoicas en el sector occidental y rocas cenozoicas en el sector oriental, el cual aflora tanto en cerros islas, que sobrepasan la cubierta sedimentaria y volcanosedimentaria, como en cordones que cortan la Depresión Central (Farías et al., 2008). Por último, cabe destacar que este dominio morfoestructural no solo se restringe a la zona centro-sur del país, sino que también se reconoce al norte de los 27°S, prolongándose hasta el límite con Perú.

2.1.2.3. Cordillera Principal

La Cordillera Principal corresponde al cordón montañoso más distintivo de los Andes Centrales. En ella, a la latitud de la zona de estudio, se reconocen unidades estratificadas de edades mesozoicas y cenozoicas, intruidas todas ellas por cuerpos plutónicos principalmente cenozoicos. A partir de características geológicas la Cordillera Principal se puede subdividir, a esta latitud, en dos sectores, uno occidental y otro oriental. Mientras que en el sector occidental predominan las unidades estratificadas cenozoicas, en el sector oriental afloran principalmente unidades mesozoicas (Farías et al., 2008). Las unidades cenozoicas incluyen: rocas volcanosedimentarias de edad Eoceno tardío – Oligoceno tardío, depositadas en una cuenca extensional de intra-arco (cuenca Abanico) (Charrier et al., 1996; Jordan et al., 2001; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005); rocas volcánicas de edad Plioceno-Pleistoceno; y secuencias volcánicas modernas provenientes del arco actual. Por otro lado, las unidades mesozoicas incluyen rocas volcánicas y sedimentarias (marinas y continentales) con edades que van desde el Triásico Tardío al Cretácico Tardío. Estos depósitos mesozoicos están fuertemente deformados con vergencia hacia el este, formando al sur de los 34°S el extremo más occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fock, 2005; Farías et al., 2008). Finalmente, cabe mencionar que a lo largo de la Cordillera Principal de los Andes Centrales se distribuye la Zona Volcánica Sur.

2.1.3. Evolución tectónica en Chile Central

La evolución tectónica del margen continental sudamericano donde actualmente se encuentran los Andes de Chile Central se puede dividir en tres grandes etapas (e.g. Charrier et al., 2007): (i) una etapa inicial construccional, durante la cual el margen occidental del entonces continente Gondwana fue afectado por la acreción de terrenos alóctonos; (ii) una etapa intermedia caracterizada por el quiebre del continente Gondwana, el desarrollo de un régimen tectónico predominantemente extensivo y la consecuente formación de cuencas extensionales en el margen continental; y (iii) una tercera etapa caracterizada por una continua subducción a lo largo del margen occidental de Sudamérica.

La etapa inicial, de acreción de terrenos alóctonos a lo largo del margen occidental de Gondwana, ocurre entre el Proterozoico tardío y el Paleozoico tardío. Durante este periodo se habrían acrecionado en la actual región de los Andes de Chile Central tres terrenos alóctonos. El primero de estos sería el terreno de las Sierras Pampeanas (o Pampia) durante el Proterozoico tardío, al unirse con el cratón del Río de la Plata (Ramos, 1994). El segundo en colisionar fue el terreno Cuyania-Precordillera, cuya acreción se prolongó de acuerdo a evidencia magmática hasta fines del Ordovícico (Thomas y Astini, 2003). El tercer terreno en arribar habría sido Chileña durante el Devónico Temprano, terreno alóctono del cual no hay evidencia en superficie a excepción de los Gneisses de la Pampa (412 Ma) al interior de Vallenar (Ribba et al., 1988). Este último constituiría el basamento sobre el cual evolucionó el margen de Chile Central. Finalmente, a partir de la colisión de este tercer terreno se habría establecido un sistema de subducción desde el Carbonífero tardío hasta el Pérmico temprano, de lo cual dan cuenta diversas unidades asociadas a dicha colisión, como prismas de acreción y cuencas de antearco (e.g. Rebolledo y Charrier, 1994).

La etapa intermedia, sucedida entre el Pérmico tardío y el Jurásico Temprano, es conocida también como ciclo tectónico Pre-Andino (Charrier et al., 2007). Esta etapa se caracteriza, a nivel planetario, por una pausa en la deriva continental según datos paleomagnéticos (e.g. Vilas y Valencio, 1978) y el inicio del desmembramiento de Gondwana. A una escala más local, en el margen occidental de Sudamérica, correspondería a una etapa de margen pasivo caracterizado por un régimen extensivo y la consecuente formación de cuencas extensionales de orientación NNW-SSE (e.g. Charrier, 1979; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990) desarrolladas fundamentalmente a lo largo de zonas de debilidad, probablemente correspondientes a zonas de fallas y suturas de los terrenos paleozoicos-proterozoicos (Ramos, 1994).

La tercera etapa corresponde al ciclo tectónico Andino, episodio que se extiende desde el Jurásico Temprano hasta el presente (e.g. Charrier et al., 2007). Durante dicho periodo se reactiva la subducción y se desarrollan sucesivos arcos magmáticos a lo largo del margen continental, los que irían migrando desde el arco jurásico, ubicado en la actual Cordillera de la Costa, hasta ubicarse en su posición actual, a lo largo del eje de la Cordillera Principal (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier y Muñoz, 1994; Charrier et al., 2007). El comienzo de esta tercera etapa, específicamente entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano, se caracteriza por el desarrollo del arco jurásico anteriormente mencionado y por el continuo desarrollo de cuencas de trasarco extensionales en la actual Cordillera Principal, donde se registraron varios eventos de transgresión y regresión representados por sucesiones marinas y continentales (Charrier y Muñoz, 1994). En la zona de los Andes de Chile y Argentina central estas son conocidas como la cuenca de Mendoza-Neuquén (e.g. Charrier et al., 2007). Posteriormente, durante el Cretácico Tardío ocurre un evento compresivo, probablemente relacionado a la culminación de la separación entre Sudamérica y África, que genera la inversión y alzamiento de las cuencas de trasarco (Charrier y Muñoz, 1994).

La evolución paleógena hasta el Eoceno temprano en esta región andina es prácticamente desconocida y es únicamente representada por una marcada discordancia de erosión con cierta angularidad que separa unidades mesozoicas de unidades cenozoicas (e.g. Gana y Wall, 1997; Charrier et al., 2007; Farías, 2007). A continuación de ello, aproximadamente entre los 37 y los 23 Ma (Eoceno tardío-Oligoceno tardío), comienza un periodo de extensión en el actual Chile Central, régimen que coincide con un periodo de decrecimiento de la tasa de convergencia entre la placa oceánica (Farallón en ese entonces) y el margen continental sudamericano (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Lo anterior causa el desarrollo de una cuenca de intra-arco extensional subsidente (cuenca Abanico), donde se deposita una sucesión volcano-sedimentaria conocida actualmente como Formación Abanico (e.g. Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009), siendo esta una de las unidades litológicas más características de la Cordillera Principal de Chile Central debido a su gran extensión areal. Finalmente, en el Oligoceno tardío, ocurre un aumento de la tasa de convergencia entre la placa oceánica y el margen continental junto con una disminución de la oblicuidad de dicha convergencia a una dirección casi EW (Somoza, 1998), variaciones que se asocian al quiebre de la placa Farallón en las placas de Nazca y Cocos (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Se reconoce a partir de entonces un evento de deformación compresivo durante el Neógeno causante de la orogénesis andina (e.g. Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002; Giambiagi y Ramos, 2002; Fock, 2005; Farías, 2007). Este último evento se puede subdividir en tres etapas: (i) Oligoceno tardío – Mioceno temprano, donde ocurre una inversión de la cuenca Abanico; (ii) Mioceno temprano – medio, asociado a la formación de la faja plegada y corrida de Malargüe; (iii) Mioceno tardío – presente, donde ocurre el principal alzamiento de la cordillera de los Andes (e.g. Fock, 2005).

2.2. Contexto metalogénico

2.2.1. Generalidades

Como se mencionó previamente, en el capítulo introductorio (sección 1.1), la cordillera de los Andes en territorio chileno posee algunos de los depósitos del tipo pórfidos de Cu-(Mo-Au) más grandes y ricos del mundo. La mayoría de estos depósitos, así como otras formas de mineralización metálica presentes en el país, ocurren mayormente en la zona árida y semiárida de Chile, entre la XV Región de Arica y Parinacota y la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. En este sector norte y centro-norte del país, que presenta una rica mineralización metálica del Mesozoico y Cenozoico, se reconocen seis franjas metalogénicas, cada una de las cuales representa una época metalogénica discreta (e.g. Camus, 2003; Makshev et al., 2007). Tal como se señaló en el primer capítulo, dichas franjas son las siguientes (Figura 2.3): (I) franja del Carbonífero tardío-Triásico (298-230 Ma), (II) franja del Cretácico (132-73 Ma), (III) franja del Paleoceno-Eoceno temprano (60-50 Ma), (IV) franja del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (43-31 Ma), (V) franja del Oligoceno tardío-Mioceno medio (23-12 Ma), y (VI) franja del Mioceno tardío-Plioceno temprano (12-4.3 Ma) (e.g. Camus, 2003; Makshev et al., 2007).

A diferencia de lo que sucede en el segmento norte y centro-norte de los Andes chilenos, al sur de los 34°S son escasos los depósitos metálicos conocidos, siendo estos por lo demás de limitada importancia económica. De este modo, desde la Región del Maule hacia el sur la extensión de las franjas metalogénicas es bastante limitada, reconociéndose únicamente un segmento de la franja del Cretácico al sur de los 37°S.

A continuación se presentará una breve descripción de aquellas franjas de la zona norte y centro-norte que debido a sus extensiones geográficas y/o rangos de edades pudiesen ser relevantes para el presente estudio. Estas serían las siguientes: (I) la franja de pórfidos cupríferos del Cretácico, que a pesar de extenderse mayormente en la cordillera de la Costa del norte y centro-norte de Chile, también presenta un grupo de depósitos tipo pórfidos en la cordillera Principal entre los 37 y 40°S (Camus, 2003), prolongándose por ello muy cerca de la zona de estudio; (II) la franja de pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano, cuyo rango de edad se condice con edades que se presentarán más adelante en este trabajo; y (III) la franja de pórfidos cupríferos del Mioceno tardío-Plioceno cuya extensión también se reconoce hasta muy cerca de la zona de estudio.

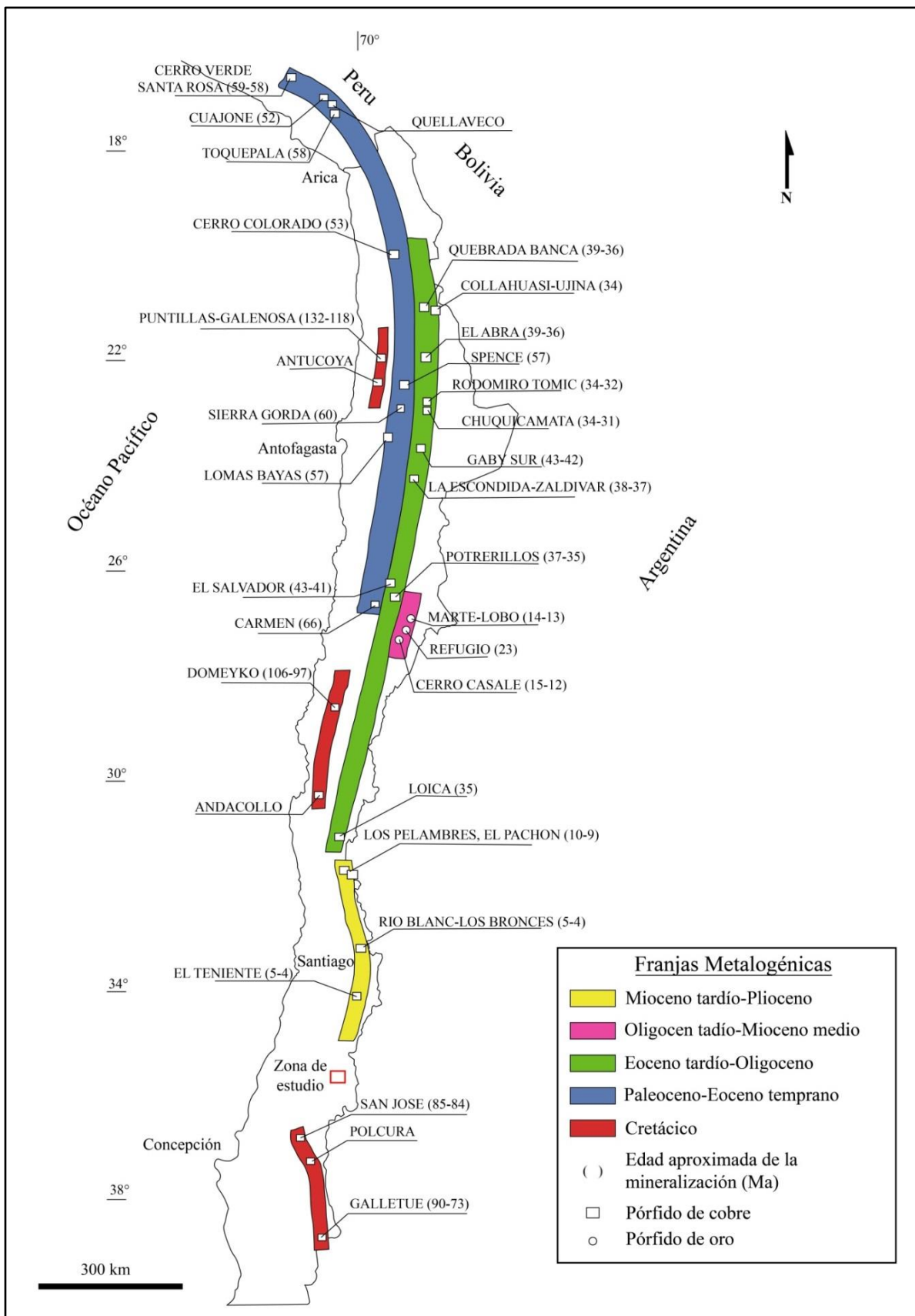


Figura 2.3. Distribución de las principales franjas metalogénicas a lo largo del territorio chileno. Modificado de Camus (2003).

2.2.2. Franja de pórfidos cupríferos del Cretácico (132-73 Ma)

La franja de pórfidos cupríferos del Cretácico se extiende por 1500 km a lo largo de los Andes chilenos, desde los 22 hasta los 30°S en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa y entre los 37 y 40°S en la Cordillera Principal (Figura 2.3) (Camus, 2003). En ella se ha reconocido mineralización del tipo pórfido de cobre de edad Cretácico, conformando una serie de depósitos que según su distribución geográfica se concentran en tres grupos (Figura 2.3): (i) Antucoya y Galenosa-Puntillas (132-118 Ma) en la zona norte; (ii) Andacollo (104-98 Ma), Domeyko (106-97 Ma), Pajonales (97 Ma) y Los Loros (91 Ma) en Chile Central; y (iii) San José (85-84 Ma), Polcura y Galletué (90-73 Ma) en el sur (Camus, 2003). La mineralización del primer grupo de depósitos la conforman minerales oxidados de cobre con leyes económicamente marginales. El segundo grupo es el de mayor importancia en términos económicos, especialmente por los pórfidos Andacollo y Domeyko. En cuanto al tercero, este grupo solo presenta mineralización de cobre primaria, siendo por ello de limitada importancia económica (Camus, 2003). El tonelaje total de la franja alcanza los 4,6 millones de toneladas de cobre fino.

Esta franja metalogénica se caracteriza por el tamaño pequeño a intermedio de sus depósitos, siendo Antucoya y Andacollo los de mayor tamaño con 1,2 y 2,43 millones de toneladas de cobre fino respectivamente (Camus, 2003), así como por los tipos de asociaciones de minerales de alteración y mineralización que en ellos se presentan. Estas últimas corresponderían principalmente a alteración potásica, representada por una asociación biotita-feldespato-k, y a una mineralización mayormente de pirita y calcopirita. Asociaciones que sugerirían que los yacimientos de esta franja han sido profundamente erosionados y que, por lo tanto, las porciones observables de estos depósitos constituirían las raíces de los originales, especialmente en el caso de aquellos ubicados en su extremo sur (Camus, 2003).

La importancia de esta franja, respecto al sistema hidrotermal presente en el Cajón González, recaería especialmente en su extensión geográfica. Esta, al incluir un grupo de depósitos del tipo pórfido emplazados en la Cordillera Principal Andina entre los 37 y 40°S, se prolonga desde el sur hasta muy cerca de la zona de estudio (Figura 2.3). Cabe por ello la posibilidad de que el sistema hidrotermal aquí estudiado se situó dentro de dicha franja.

2.2.3. Franja de pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano (65-50 Ma)

La franja de pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano se extiende por más de 1500 km desde los 16°20'S, en territorio Peruano, hasta los 28°30'S, en la Región de Atacama, Chile (Figura 2.3) (Camus, 2003). En territorio chileno esta franja se prolonga a lo largo de la porción central del país, tanto en la Depresión Central como en la Precordillera (Maksaev, 2001). Según Camus (2003) en esta franja se conocen un total de 12 yacimientos y prospectos del tipo pórfido de Cu-Mo. De este total, 4 se encuentran en el sur del Perú, que por lo demás son los de mayor importancia económica en dicho país. Esto son: (i) Cerro Verde-Santa Rosa, (ii) Cuajone, (iii) Quellaveco y (iv) Toquepala (Maksaev, 2001). En territorio chileno esta franja incluye pórfidos cupríferos como: (i) Cerro Colorado, (ii) Sierra Gorda, (iii) Spence, (iv) Centinela, (v) Polo Sur, (vi) Lomas Bayas, (vii) Fortuna del Cobre y (viii) Relincho (Maksaev, 2001). Entre la II y III Región, específicamente entre los 24-26°S, no se observan sistemas porfídicos pertenecientes a esta franja, siendo estos reemplazados por sistemas epitermales de alta o baja sulfidización (Camus, 2003). Al sur de dicho segmento los pórfidos de cobre de edad Paleoceno-

Eoceno temprano reaparecen y su ocurrencia se extiende hasta los 29°S. El contenido global de cobre fino de esta franja aumenta significativamente en relación a la franja del Cretácico, llegando a los 52 millones de toneladas. No obstante, dicho tonelaje no es uniforme a lo largo de la franja. El mayor volumen se encuentra en el extremo norte de esta, mayormente en los pórfidos del sur del Perú, destacando entre ellos Cuajone (Camus, 2003). En Chile los únicos depósitos de mayor importancia por su tamaño son Cerro Colorado y Spence, siendo el resto yacimientos menores (Camus, 2003). El contenido de molibdeno de esta franja es también mayor respecto a la franja del Cretácico.

Estos pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano se caracterizan en general por su tamaño intermedio, a excepción de Cuajone que ha sido categorizado como gigante, ubicándose los de mayor tamaño y contenido metálico en el extremo norte de la franja (Camus, 2003). Otra característica particular de estos depósitos es su correlación entre edad y tamaño: los de mayor tamaño son los más jóvenes (52 Ma) y los de menor tamaño los más antiguos (60 Ma) (Camus, 2003).

En cuanto a los eventos de alteración y mineralización de los depósitos, estos están representados por una alteración inicial potásica, con una asociación feldespato-k-anhidrita-biotita y vetillas de cuarzo-calcopirita-bornita y escasa magnetita-pirita. Hacia la periferia esta alteración grada a propilítica, caracterizada por la asociación epidota-clorita-pirita (Camus, 2003). En algunos depósitos como Toquepala, Cuajone, Quellaveco, Cerro Colorado y Spence se observa además, sobrepuesta a la alteración potásica, una alteración fílica muy desarrollada compuesta por vetillas de cuarzo-pirita con halos de sericita penetrativa (Camus, 2003). A su vez, sobrepuesta a esta última alteración, en las porciones superiores de dichos depósitos se aprecian evidencias de alteración argílica avanzada, representada por la asociación alunita-pirofillita-andalucita y vetillas de enargita, formando las raíces de una litocapa (Camus y Fam, 1971; Zweng y Clark, 1995). En el segmento centro-sur de la franja, las características de alteración de los depósitos son algo distintas. Estos están fuertemente erosionados, la alteración fílica es muy limitada (predominando la potásica) y no hay litocapa (Camus, 2003). Respecto a la mineralización hipógena de los depósitos, esta corresponde mayormente a calcopirita y pirita, y menor bornita, molibdenita y magnetita. Otra característica importante de estos yacimientos son los abundantes cuerpos de brechas hidrotermales de turmalina, que en algunos casos presentan mineralización de cobre y/o molibdenita (Camus, 2003).

La importancia de la franja del Paleoceno-Eoceno temprano para el sistema hidrotermal aquí estudiado, a pesar de su lejanía geográfica (Figura 2.3), se debe netamente al rango de edad que la franja representa. En dicho rango se ubican los resultados radiométricos obtenidos en este trabajo, y por Montti (2019), para la edad del sistema hidrotermal Cajón González, los cuales se presentarán más adelante en este trabajo.

2.2.4. Franja de pórfidos cupríferos del Mioceno tardío-Plioceno (12-4.3 Ma)

La franja de pórfidos cupríferos del Mioceno tardío-Plioceno, ubicada en la Cordillera Principal de Chile Central, entre las latitudes 32 y 35°S (Figura 2.3), es la segunda más importante en términos económicos para el país. En ella se encuentran tres de los sistemas de pórfidos de Cu-Mo más grandes de los Andes y del mundo: (i) El Teniente, (ii) Río Blanco-Los Bronces, y (iii) Los Pelambres-El Pachón; además de una serie de prospectos menores (Camus, 2003; Maksaev et al., 2007). Según la compilación de Camus (2003) se habrían identificado, en estos tres principales sistemas porfíricos, un total de 183 millones de toneladas de cobre fino.

Estos yacimientos son típicamente pórfidos de Cu-Mo con contenidos auríferos muy bajos (<0,04 g/t Au), son muy extensos y cubren superficies mineralizadas de entre 3 y 6 km² (Camus, 2003). Otra característica distintiva de estos pórfidos son los múltiples eventos de brechización que han sucedido en estos sistemas, evidenciado por la presencia de grandes cuerpos de brechas hidrotermales. Dichos cuerpos de brechas se caracterizan por su matriz de turmalina, biotita, anhidrita o especularita, y por formar conos invertidos con diámetros que pueden variar desde los 600 hasta más de 1200 m (Camus, 2003).

La alteración hidrotermal presente en los pórfidos de esta franja es predominantemente potásica y, en menor grado, fílica. Esta última no está muy bien desarrollada. La alteración potásica se caracteriza por una intensa biotitización, feldespato-k peritítico y anhidrita. Mientras, la alteración fílica, asociada mayormente a los cuerpos de brechas hidrotermales, se presenta en vetillas con pirita, calcopirita y halos de sericita (Camus, 2003). Respecto a la mineralización de cobre y molibdeno contenida en los depósitos de esta franja, esta se presenta mayormente junto a la alteración potásica tanto en las rocas encajadoras como en las brechas hidrotermales (Camus, 2003).

La importancia de la franja de pórfidos cupríferos del Mioceno tardío-Plioceno para el presente estudio se debe a su prolongación geográfica. Esta, al extenderse desde el norte hasta los 35°S, se reconoce muy cerca de la zona de estudio (Figura 2.3) y potencialmente podría extenderse más hacia el sur, por la presencia de algunos prospectos que así lo sugieren. Ejemplo de lo anterior es el caso de Brahma (35°45'S), para el cual Díaz et al. (2018) determinaron una edad Mioceno temprano.

2.3. Geología regional

2.3.1. Características generales

La geología del sector cordillerano en el cual se encuentra la zona de estudio (Figura 2.4) se caracteriza por la presencia de unidades estratificadas del Mesozoico y Cenozoico, compuestas por secuencias sedimentarias marinas y continentales, y secuencias volcánicas; así como también por cuerpos intrusivos del mismo rango de edad cuyas litologías varían entre tonalitas y granodioritas. En cuanto al Sistema Cuaternario, este está conformado por secuencias volcánicas, generadas a partir de distintos complejos volcánicos existentes en torno a la zona de estudio, y depósitos sedimentarios de origen fluvial, aluvial, coluvial y glacial, todos ellos acumulados principalmente en las redes de drenaje. La geología del sector la completan rasgos estructurales como una serie de pliegues y fallas desarrollados tanto en las unidades estratificadas mesozoicas como cenozoicas.

A continuación se presentará un resumen de cada una de las unidades estratificadas, cuerpos intrusivos y depósitos cuaternarios que afloran en la zona de estudio y su entorno, basándose principalmente en los reconocimientos geológicos realizados por González y Vergara (1962), Muñoz y Niemeyer (1984) y Astaburuaga (2014).

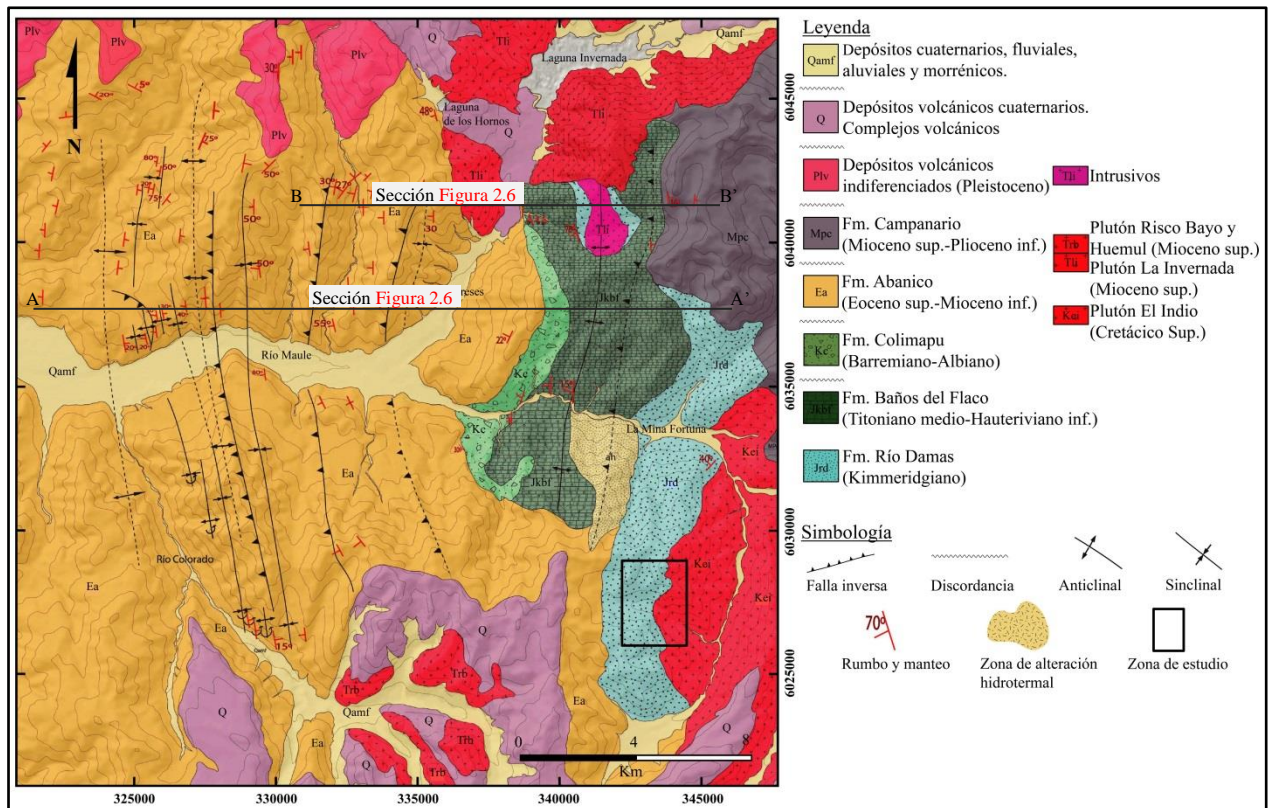


Figura 2.4. Mapa geológico del área de estudio. A-A' y B-B' corresponden a la sección esquemática de la Figura 2.6. Modificado de Astaburuaga (2014).

2.3.2. Rocas estratificadas

2.3.2.1. Formación Río Damas (Kimmeridgiano)

Conjunto de rocas sedimentarias clásticas continentales con algunas intercalaciones volcánicas. Esta formación fue inicialmente reconocida por Klohn (1960), al norte de la zona de estudio, en las nacientes del río Tinguiririca. Sin embargo, también aflora en el sector La Mina Fortuna, tanto al norte como al sur del río Maule y abarca un área que incluye a la zona de estudio (Figura 2.4). Está conformada por una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas medianas a gruesas, con intercalaciones de areniscas, limonitas y lavas andesíticas (Thiele, 1980). Su techo lo compone un miembro de lavas andesíticas con brechas volcánicas de más de 1.000 m de potencia (Charrier et al., 2007). La potencia estimada de esta formación varía entre 2.000 m (González y Vergara, 1962) y 3.500 m (Davidson, 1971). En su localidad tipo, en el valle del Tinguiririca, la formación alcanza un espesor de aproximadamente 3.000-4.000 m (Charrier et al., 1996).

Esta formación sobreyace concordantemente depósitos de yeso del miembro Santa Elena, miembro superior de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960). Esta última de edad Bajociano temprano – Oxfordiano tardío. En cuanto a su techo, sobre este descansa concordantemente la formación marina Baños del Flaco de edad Titoniano medio – Hauteriviano temprano (Charrier et al., 1996).

Dado que no se han encontrado restos fósiles en la Formación Río Damas, la determinación de su edad se basa exclusivamente en su posición estratigráfica. A partir de este criterio ha sido comúnmente asignada al Kimmeridgiano (Klohn, 1960; González y Vergara, 1962). En el lado argentino de la Cordillera Principal esta formación es correlacionable con la Formación Tordillo (Stipanovic, 1969).

2.3.2.2. Formación Baños del Flaco (Titoniano medio – Hauteriviano inferior)

Secuencia sedimentaria marina, fosilífera, principalmente calcárea. Esta formación fue definida por Klohn (1960), en su localidad tipo, ubicada en las Termas del Flaco, curso superior del río Tinguiririca. Está compuesta por areniscas, areniscas conglomerádicas de color verdoso, calizas cristalinas, densas y granulares de color gris, rosado y café claro, y un conglomerado fino de matriz rojiza en la base (González y Vergara, 1962). La potencia de esta formación es variable. Mientras que en el valle del río Tinguiririca se observa un espesor de 800 m, en el valle del río Maule su espesor alcanza una potencia de 400 m (González y Vergara, 1962). Los afloramientos de esta unidad más cercanos a la zona de estudio se presentan al noroeste del sector Cajón González y al oeste del sector La Mina Fortuna, en ambas riberas del río Maule (Figura 2.4).

La Formación Baños del Flaco sobreyace de modo concordante a la Formación Río Damas y subyace discordantemente, en su localidad tipo, a la Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU, Cenomaniano –Campaniano temprano; Charrier et al., 1996). Más al sur, en la zona del río Maule, la formación subyace concordantemente a la Formación Colimapu (González y Vergara, 1962).

El abundante contenido fosilífero de esta unidad permite establecer una edad Titoniano medio – Hauteriviano temprano (Tavera, 1948; Corvalán, 1959). Hacia el norte, a los 33° 50' S en la Cordillera Principal frente a Santiago, esta formación se correlaciona con la Formación Lo Valdés (González, 1963; Thiele, 1980), y en territorio argentino es correlacionable con el Grupo Mendoza (formaciones Vaca Muerta, Agrio, Mulichinco y Quintuco) (Charrier et al., 2002; Mescua, 2011).

2.3.2.3. Formación Colimapu (Barremiano – Albiano)

La Formación Colimapu, definida por Klohn (1960) en la quebrada Colimapu, al interior de la hoya del río Maipo, consiste en una secuencia de sedimentos clásticos continentales. Su porción inferior está constituida principalmente por lutitas y areniscas tobíferas rojas; mientras que su parte media y superior están constituidas por areniscas finas a gruesas, alternando con capas de calizas estériles, areniscas oolíticas y sedimentos de granulometría más gruesa, con algunos lentes de calizas e intercalaciones de tobas grises moradas (González y Vergara, 1962). La potencia de esta formación alcanza aproximadamente los 2.000 m (Thiele, 1980). Los afloramientos de esta unidad más cercanos a la zona de estudio se presentan al noroeste del sector Cajón González y al oeste del sector La Mina Fortuna, en ambas riberas del río Maule (Figura 2.4).

La Formación Colimapu sobreyace concordantemente a la Formación Baños del Flaco (González y Vergara, 1962) y subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier, 1981; Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002).

A través de carófitas fósiles se obtiene para la edad de esta formación un mínimo Albiano (Martínez y Osorio, 1963) y mediante una datación U-Pb de una muestra tomada en la base de la unidad, en la quebrada La Mina en el río Maule, un máximo Barremiano (Astaburuaga, 2014). Más al norte, en el valle del río Aconcagua, esta unidad se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor (Aguirre, 1960) y en territorio argentino con la Formación Diamante y Huitrín (Ramos et al., 1996).

2.3.2.4. Formación Abanico (Eoceno superior – Mioceno inferior)

Se denomina Formación Abanico a una secuencia de hasta 2.500 m de espesor de depósitos volcanosedimentarios continentales. Esta formación está constituida principalmente por lavas basálticas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias fluviales, aluviales y lacustres (Charrier et al., 2002). Algunos de los depósitos que conforman a la Formación Abanico fueron inicialmente incluidos por Klohn (1960) en la Formación Coya-Machalí a partir de los estratos que afloran entre los pueblos de Coya y Machalí, al este de la ciudad de Rancagua. Sin embargo, a partir de estudios regionales posteriores (Thiele, 1980; Charrier, 1981) se concluye que la Formación Coya-Machalí y la Formación Abanico, definida por Aguirre (1960) en el cerro Abanico, entre los valles de Aconcagua y Maipo (33°-33°30'S), son equivalentes (Drake et al., 1982). Finalmente, González y Vergara (1962) reconocen la Formación Abanico entre los 33°S y los 36°S. En cuanto a la zona de estudio, estas rocas afloran en una extensa área al oeste del sector Cajón González (Figura 2.4).

En algunas localidades de Chile Central se observa que los depósitos de la Formación Abanico sobreyacen discordantemente unidades mesozoicas (Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002). Según Davidson (1971) en la zona del alto río Teno, en la Cordillera Principal, estas unidades mesozoicas corresponden a las formaciones Nacientes del Teno, Río Damas y Baños del Flaco. A su vez, a la Formación Abanico la sobreyace, entre los 32°S y los 34°45'S, la Formación Farellones mediante un contacto que se presenta concordante y discordante según la zona (Charrier et al., 2002). Al sur de dicho segmento la sobreyace discordantemente la Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962).

A partir de fauna fósil encontrada en la Formación Abanico y de diversas dataciones radiométricas es posible asignar a la unidad una edad Eoceno tardío – Mioceno temprano (Charrier et al., 1996; Charrier et al., 2002; Flynn et al., 2003).

2.3.2.5. Formación Trapa-Trapa (Mioceno medio – Mioceno superior)

A pesar de que la Formación Trapa-Trapa no aflora en el área comprendida por el mapa de la Figura 2.4, es posible observar rocas de esta unidad relativamente cerca, en los alrededores de la Laguna del Maule, a unos 25 km al sureste de la zona de estudio. Es por ello y debido a las relaciones de contacto que presenta con otras de las formaciones aquí descritas que se considera importante realizar su respectiva descripción.

Esta unidad es una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, definida por Muñoz y Niemeyer (1984) en el cerro Malalcahuello, en las cercanías de Curacautín. Está conformada por andesitas, andesitas basálticas, tobas, brechas y, en menor medida, dacitas, basaltos, areniscas y conglomerados. Su potencia medida en el cerro Malalcahuello supera los 900 m, pero se estima que puede alcanzar hasta 1.500 m en otras localidades (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La Formación Trapa-Trapa sobreyace de manera concordante o pseudo-concordante a la Formación Cura-Mallín, equivalente meridional de la Formación Abanico; e infrayace, con discordancia angular, a la Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962; Vergara y Muñoz, 1982) y a la Formación Campanario (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984), a esta última en sectores aledaños a la Laguna del Maule.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Trapa-Trapa en conjunto con una serie de dataciones radiométricas K-Ar permiten asignar a esta unidad una edad Mioceno medio – Mioceno tardío (Muñoz y Niemeyer, 1984). Al norte de los 36°S esta unidad se puede correlacionar cronológicamente con la Formación Farellones, en la cual se han obtenido edades K-Ar también miocenas (Munizaga y Vicente, 1982; Drake et al., 1982).

2.3.2.6. Formación Campanario (Mioceno superior – Plioceno inferior)

Se denomina Formación Campanario a una extensa secuencia volcánica definida por Drake (1976) en las cercanías del cerro Campanario, junto al paso fronterizo Pehuenche, en las inmediaciones de la Laguna del Maule. Esta formación corresponde a una secuencia de tobas andesíticas y dacíticas, brechas tobáceas, ignimbritas y flujos andesíticos subordinados, que afloran tanto al norte de la zona de estudio (Figura 2.4) como al este de esta. La porción occidental de la unidad se encuentra plegada y disectada por la incisión del río Maule, lo que

expone una sección de 1.000 m de potencia (Drake, 1976). Los estratos individuales de la formación pueden variar en su espesor de 20 a 200 m (Muñoz y Niemeyer, 1984).

La Formación Campanario se dispone discordantemente sobre unidades más antiguas, como a la Formación Trapa-Trapa en sectores aledaños a la Laguna del Maule (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984), y subyace en pseudo-concordancia a la Formación Cola de Zorro (Muñoz y Niemeyer, 1984).

En base a dataciones radiométricas K-Ar y a sus relaciones de contacto, se le asigna a esta unidad una edad Mioceno tardío – Plioceno temprano (Drake, 1976; Muñoz y Niemeyer, 1984).

2.3.2.7. Formación Cola de Zorro (Plioceno – Pleistoceno)

A pesar de que la Formación Cola de Zorro no aflora en el área comprendida por el mapa de la Figura 2.4, es posible observar rocas de esta unidad aproximadamente a unos 35 km al noroeste de la zona de estudio, en las cercanías del río Claro. Es debido a ello y a las relaciones de contacto que presenta con otras de las formaciones aquí descritas que se considera importante realizar su descripción.

La Formación Cola de Zorro fue definida por González y Vergara (1962) en la quebrada del mismo nombre (36°30'S, Cordillera Principal), afluente del río Los Sauces, este último tributario del río Ñuble. Esta unidad es una secuencia de rocas principalmente volcánicas de carácter andesítico-basáltico de gran extensión areal y actitud tectónica horizontal a subhorizontal (González y Vergara, 1962). Se compone de un miembro basal de tobas, brechas, aglomerados volcánicos, areniscas y conglomerados de origen continental, y un miembro superior donde predominan las coladas de lava (Vergara y Muñoz, 1982). En la quebrada Cola de Zorro, el miembro basal presenta una potencia de 300 m, mientras que el miembro superior alcanza hasta los 900 m (Vergara y Muñoz, 1982).

Esta formación sobreyace localmente con discordancia angular una serie de formaciones más antiguas, entre las cuales están las formaciones Río Damas, Baños del Flaco, Colimapu, Abanico y Trapa-Trapa (González y Vergara, 1962; Muñoz y Niemeyer, 1984). Además, sobreyace en pseudo-concordancia a la Formación Campanario (Muñoz y Niemeyer, 1984). El techo de la Formación Cola de Zorro se encuentra indefinido, ya que la unidad termina en la actual superficie de erosión (González y Vergara, 1962). Esta superficie está cubierta por material volcánico en las cercanías de los volcanes actuales (Vergara y Muñoz, 1982).

A partir de correlaciones litoestratigráficas y antecedentes tectónicos González y Vergara (1962) consideran una edad Plioceno – Pleistoceno para la Formación Cola de Zorro. Posteriormente una serie de determinaciones radiométricas K-Ar realizadas por distintos autores (Vergara y Munizaga, 1974; Drake, 1976; Munizaga, 1978; Gardeweg, 1981) en secuencias volcánicas asignadas y/o correlacionadas con esta formación confirman la edad anteriormente mencionada. En territorio argentino se puede correlacionar con el Complejo Volcánico Pichi-Neuquén del Plioceno Inferior (Pesce, 1981) y con la Formación Huincán del Plioceno (Uliana, 1978).

2.3.3. Rocas intrusivas

Tanto en torno como en el interior de la zona de estudio, en el curso superior del Río Maule, entre las latitudes 35° y 36°S se reconocen una serie de cuerpos intrusivos de tamaños y edades variables (Figura 2.4). Se aprecia que estos plutones afloran, en general, como cuerpos alargados en dirección N-S o como cuerpos menores distribuidos en dicha misma dirección. La litología de este conjunto de rocas plutónicas varía esencialmente entre tonalitas y granodioritas, con una menor ocurrencia de granitos y gabros (González y Vergara, 1962). Las edades de estos plutones permiten separarlos en dos grupos: un grupo de intrusivos del Cretácico Tardío y otro grupo del Mioceno (Muñoz y Niemeyer, 1984; Nelson et al., 1999). Los cuerpos plutónicos más cercanos a la zona de estudio son el Plutón El Indio, Plutón La Invernada y los plutones Cerro Risco Bayo y El Huemul (Figura 2.4), los cuales se describen a continuación.

2.3.3.1. Plutón El Indio (Cretácico superior)

El Plutón El Indio se ubica al noreste del Complejo Volcánico Tatara-San Pedro-Pellado, en el sector donde confluyen los ríos Maule y Puelche. Está expuesto sobre un área de 100 km², incluyendo parte de la zona de estudio (Figura 2.4), y está constituido por una granodiorita de biotita y hornblenda (Drake, 1976). Hacia su margen oeste se encuentra intruyendo estratos cretácicos y jurásicos, mientras que a largo del margen este es cubierto discordantemente por estratos miocenos de la Formación Campanario (Drake, 1976). Determinaciones radiométricas Ar-Ar en biotita realizadas por Nelson et al. (1999) entregaron edades de 79,8±0,2 Ma y 79,4±0,3 Ma, siendo por lo tanto este intrusivo de edad Cretácico Tardío.

2.3.3.2. Plutón La Invernada (Mioceno superior)

Ubicado en el sector de la Laguna Invernada, al norte de la zona de estudio (Figura 2.4), este plutón aflora en un área aproximada de 100 km² y está constituido por varias fases intrusivas cuyas litologías varían desde granodiorita de hornblenda a un granito de biotita (Drake, 1976). Al norte de la Laguna Invernada la mayor parte del cuerpo plutónico se encuentra bajo los volcanes Descabezado Grande y Cerro Azul, mientras que al sur de dicha laguna se observa en contacto por intrusión con estratos volcánicos mesozoicos y estratos de la Formación Campanario. Determinaciones radiométricas K-Ar en feldespato potásico, hornblenda y biotita realizadas por Drake (1976) arrojaron edades entorno a los 7 Ma. Posteriormente, Astaburuaga (2014) determinó una edad U-Pb de 12±0,7 Ma en circones. Por lo tanto, en base a las edades anteriores este plutón correspondería al Mioceno superior.

2.3.3.3. Plutones Cerro Risco Bayo y El Huemul (Mioceno superior)

Estos plutones afloran al suroeste de la zona de estudio, cerca del complejo volcánico Tatara-San Pedro-Pellado, en las riberas del río Colorado y en los cajones Muñoz y Huemules (Figura 2.4). El plutón Cerro Risco Bayo presenta una composición que varía desde gabros a granitos subcalinos, mientras que el plutón Huemul presenta una composición granítica con alto porcentaje de sílice (Nelson et al., 1999). El techo, de ambos plutones, se encuentra expuesto (aproximadamente a unos 2300 m) en el cual se observan contactos intrusivos subhorizontales con rocas metavolcánicas cenozoicas y superficies de erosión sobre las que yacen depósitos volcánicos cuaternarios (Nelson et al., 1999). Para los dos cuerpos intrusivos Nelson (1999)

determinó edades radiométricas Ar-Ar en biotita entre 6,14 y 6,4 Ma, y para el plutón Cerro Risco Bayo Astaburuaga (2014) obtuvo una edad U-Pb de $7,0 \pm 0,1$ Ma en circones. En base a estos datos se asigna una edad Mioceno tardío para ambos plutones.

2.3.4. Depósitos y secuencias volcánicas del Cuaternario

En el tramo cordillerano, dentro del cual se encuentra la zona de estudio, el Sistema Cuaternario está constituido mayormente por materiales de origen volcánico y, subordinadamente al anterior, por material sedimentario.

El material de origen volcánico ha sido producido a partir de 4 complejos volcánicos, estos son: (i) Complejo Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, (ii) Complejo Tatara-San Pedro-Pellado, (iii) Complejo Caldera Calabozos, y (iv) Complejo Volcánico Laguna del Maule (Figura 2.5). Las secuencias volcánicas generadas por dichos complejos eruptivos cubren extensas áreas y en muchos sectores sepultan los rasgos geomorfológicos producidos por las glaciaciones pleistocénicas (González y Vergara, 1962).

En cuanto a los materiales sedimentarios, concentrados mayormente en los valles principales, estos están constituidos por depósitos de remociones en masa, como deslizamientos y avalanchas, depósitos aluviales, coluviales y fluviales, así como por depósitos glaciales. Estos últimos son de escasa extensión superficial, presentándose principalmente en los valles más elevados del área, donde conforman morrenas tanto de avance como laterales (González y Vergara, 1962).

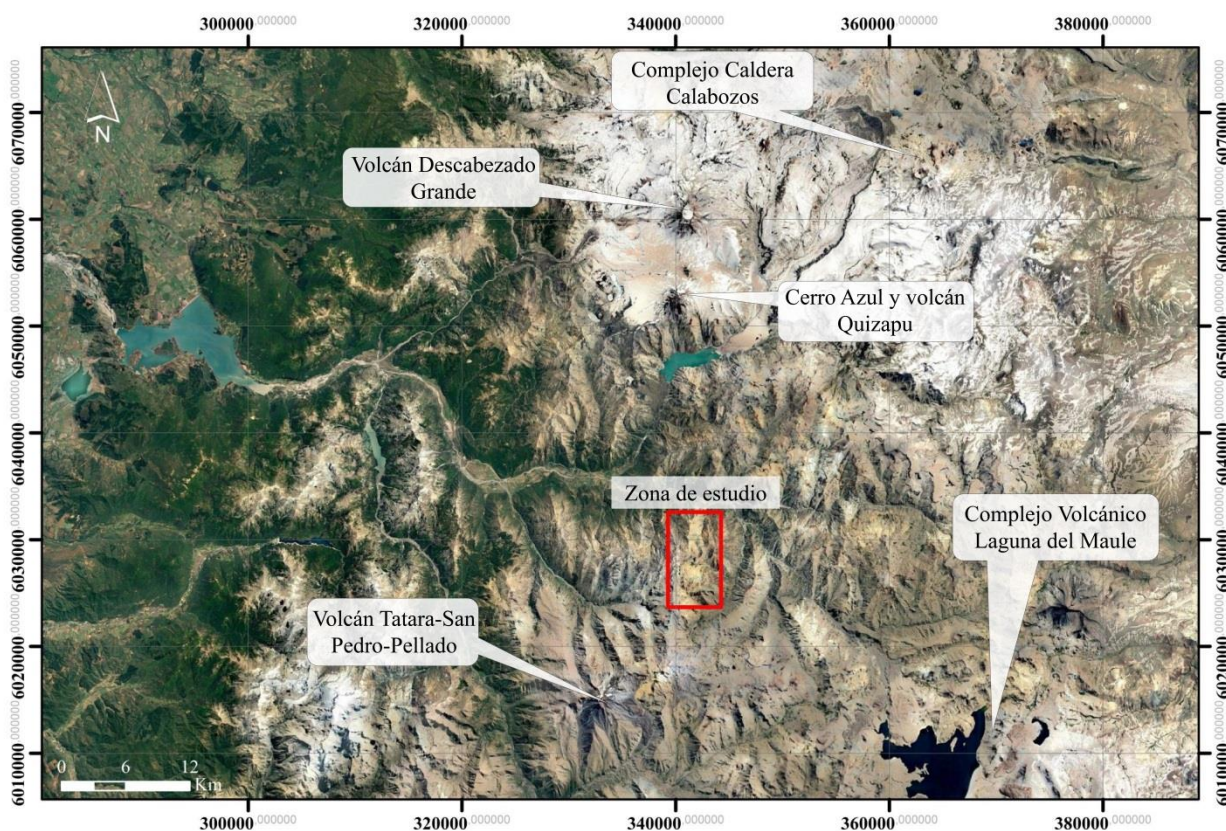


Figura 2.5. Algunos de los principales centros eruptivos cercanos a la zona de estudio.

2.3.5. Estructuras tectónicas

El sector cordillerano del Valle del Maule, donde se encuentra la zona de estudio, se caracteriza por ubicarse en el límite entre las unidades geológicas mesozoicas y cenozoicas anteriormente mencionadas. Astaburuaga (2014) divide este sector, a partir de los estilos estructurales y cambios litológicos ahí presentes, en los siguientes dos dominios estructurales (Figura 2.6): (i) el Dominio de la Cuenca de Trasarco Mesozoica, y al oeste de este (ii) el Dominio de la Cuenca de Abanico.

El Dominio de la Cuenca de Trasarco Mesozoica, en el cual se ubica el sector Cajón González, se compone de rocas deformadas de las formaciones Río Damas, Baños del Flaco y Colimapu. Sobre estas unidades mesozoicas sobreyace en discordancia angular y con menor grado de deformación parte de la Formación Campanario. La deformación de estas unidades es mayormente compresiva con algunas evidencias estructurales menores de extensión que afectan a la Formación Baños del Flaco. Las principales estructuras en el dominio son (Figura 2.6): (i) la Falla La Invernada y (ii) el Anticlinal La Araña. La primera de ellas es una estructura inversa de vergencia este y rumbo NNE-SSW, cuya traza aflora en el extremo este del dominio. Debido a que dicha falla pone en contacto rocas mesozoicas sobre la Formación Campanario, Astaburuaga (2014) infiere que su actividad es post-Mioceno medio. En cuanto al Anticlinal La Araña, ubicado al oeste de la falla mencionada, este corresponde a una estructura de amplia longitud de onda (aprox. 2 km), de flancos asimétricos y vergencia este. En el núcleo de dicho pliegue intruye parte del Plutón La Invernada, lo que Astaburuaga (2014) interpreta, basándose en los modelos de emplazamiento de Montanari et al. (2010), como sintectónico a la actividad de la Falla La Invernada.

Respecto al Dominio de la Cuenca de Abanico, en el cual afloran mayormente rocas deformadas de la formación homónima, este se distingue por la presencia de fallas inversas de vergencia este, algunas de ellas desarrolladas en secuencia, y por la presencia de estilos estructurales característicos de inversión tectónica. Las principales estructuras en este dominio son (Figura 2.6): (i) Falla Hornitos, (ii) Falla Las Corrientes, (iii) Falla García, (i) Sinclinal Los Maitenes, y (ii) Sinclinal La Escuadra.

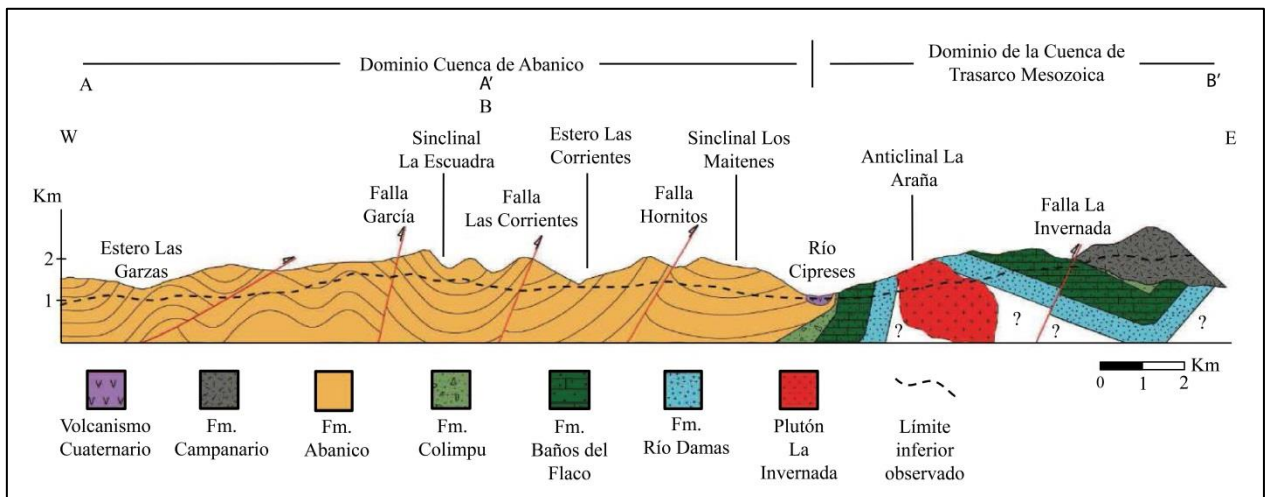


Figura 2.6. Sección esquemática A-A' y B-B'. Ubicación en Figura 2.4. Modificado de Astaburuaga (2014).

2.3.6. Otras unidades de interés fuera del área de estudio

Además de las unidades estratificadas e intrusivas expuestas anteriormente, se incluirá en esta descripción la Formación Plan de los Yeuques y la unidad Los Ángeles. Ambas unidades son relevantes para este trabajo debido a sus edades, a pesar de que afloran fuera del sector cordillerano donde se encuentra la zona de estudio.

2.3.6.1. Formación Plan de los Yeuques (Campaniano superior – Daniano)

Esta formación, definida por González y Vergara (1962) en la zona Plan de los Yeuques, ubicada en el valle del río Ñuble ($36^{\circ}48'S$), al oeste del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, corresponde a un conjunto de rocas continentales predominantemente volcánicas de carácter bimodal (Persico, 2016), con algunas intercalaciones sedimentarias. Inicialmente González y Vergara (1962) reconocieron esta unidad aflorando de manera discontinua desde el valle del río Teno hasta los $\sim 37^{\circ}13'S$. Sin embargo, Muñoz et al. (2018) basándose en dataciones radiométricas extienden la continuidad de esta formación hasta el valle del río Tinguiririca, incorporando de este modo una serie de rocas volcánicas continentales inicialmente denominadas de manera informal por Tapia (2015) como Unidad Guanaco.

En la localidad tipo Plan de los Yeuques esta formación alcanza una potencia aproximada de 1.200 metros y se conforma por una sucesión principalmente de brechas riolíticas, conglomerados con fragmentos de gran tamaño y tobas soldadas (González y Vergara, 1962). Hacia el norte, en el valle del río Tinguiririca, donde alcanza una potencia mínima de ~ 2.200 metros, se compone de flujos de lava, tobas y brechas volcánicas, con una menor intercalación sedimentaria (Muñoz et al., 2018).

En sus afloramientos de valle del río Tinguiririca esta unidad subyace en discordancia angular a la Formación Abanico (Tapia, 2015), mientras que hacia el sur, desde aproximadamente la latitud $36^{\circ}15'S$, subyace en evidente discordancia a la Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962). En cuanto a su base, esta se presenta bien expuesta en el valle del río Teno, donde se observa en contacto pseudo-concordante sobre estratos de la Unidad BRCU (Muñoz et al., 2018).

Inicialmente, González y Vergara (1962) basándose en la posición estratigráfica de la formación le asignan una edad Neocomiano tardío. Estudios más recientes, a través de dataciones radiométricas U-Pb en circonio, determinan para los estratos de esta formación un rango de edad Campaniano tardío – Daniano (75 – 63,4 Ma; Mosolf et al., 2011; Muñoz et al., 2018).

Entre la edad más antigua determinada para la Formación Abanico (~ 47 Ma; Mosolf et al., 2011) y la edad más joven obtenida para la Formación Plan de los Yeuques en el área del valle del río Tinguiririca (~ 63 Ma; Mosolf et al., 2011) hay un hiato depositacional de aproximadamente 16 Ma (e.g. Muñoz et al., 2018). Esto último, lo cual también ha sido documentado en otras localidades entre unidades mesozoicas y cenozoicas, es una característica regional en la geología de Chile (e.g. Gana y Wall, 1997; Charrier et al., 2007).

2.3.6.2. Unidad Los Ángeles (Cretácico Superior – Paleoceno inferior)

Secuencia volcanosedimentaria reconocida y nombrada informalmente por Iannelli et al. (2018) en el sur de la provincia de Mendoza (~35°30'S – 70°20'O), Argentina. Esta unidad, que se extiende a lo largo de la vertiente este de la cordillera de los Andes, cerca del límite fronterizo con Chile, corresponde a una secuencia principalmente de flujos de lava basálticos y andesíticos, brechas volcánicas e intercalaciones de areniscas rojizas. La secuencia está afectada además por una serie de fallas normales sinsedimentarias (Fennell et al., 2017), a través de las cuales intruyen diques basálticos (Iannelli et al., 2018). Fennell et al. (2017) mediante dataciones U-Pb en circones detríticos determina una edad máxima para la sedimentación de las areniscas de $67,1 \pm 3,1$ Ma y un rango de edad Cretácico Tardío – Paleoceno temprano para la unidad.

2.4. Geología local

2.4.1. Generalidades

En la zona cordillerana considerada en este estudio se observa mediante imágenes satelitales una evidente anomalía de color en superficie. Esta anomalía de contraste, ubicada al sur de la localidad La Mina Fortuna (Figura 2.7), se debe a una fuerte lixiviación supérgena generada por la abundancia de pirita (Vale Exploraciones Chile, 2011). En dicho lugar la empresa Vale Exploraciones Chile realizó diversos estudios, los que incluyen: (i) análisis geoquímicos a partir de sedimentos de quebrada y de muestras de superficie; (ii) estudios geofísicos, como magnetometría, radiometría y perfilaje de polarización inducida; y (iii) observaciones de terreno basadas principalmente en el grado de lixiviación de la roca. Todo ello no solo le permitió a la empresa señalar la zona como un posible sistema de tipo pórfido, sino que también seleccionar dos sectores dentro del área como candidatos para la perforación: el sector Los Toros y el sector Cajón González, ambos ubicados al sur del río Maule (Figura 2.7) y a unas alturas en torno a los 1300 y 2200 msnm, respectivamente. Debido a lo anterior, la empresa señalada realizó una campaña de sondajes entre los años 2010-2011, obteniéndose un total de cuatro sondajes de diamantina. De este total, uno fue perforado en el sector Los Toros y tres en el sector Cajón González (Figura 2.7). Los sondajes de este último sector, todos ellos utilizados para la realización del presente estudio, corresponden a: (i) ALO-ALON-DH00001 (DH00001); (ii) ALO-ALON-DH00002 (DH00002); y (iii) ALO-ALON-DH00003 (DH00003). La ubicación geográfica, orientación y elongación de cada uno de ellos se presentan en la Tabla 1.

Sondaje	Coordenadas UTM	Rumbo	Buzamiento	Largo (m)
ALO-ALON-DH00001	6027526,86 N; 342244,08 E	160°	-75°	451,15
ALO-ALON-DH00002	6027526,34 N; 342242,55 E	209°	-70°	638,14
ALO-ALON-DH00003	6027605,24 N; 341302,45 E	285°	-80°	544,55

Tabla 1. Sondajes perforados en el sector Cajón González. Se indica para cada uno de ellos sus coordenadas en UTM, orientación (rumbo y buzamiento) y longitud.

A partir de las rocas contenidas en los sondajes mencionados, el trabajo de Montti (2019) describe una serie de unidades litológicas principalmente de carácter intrusivo, emplazadas en rocas de la Formación Río Damas (Vale Exploraciones Chile, 2011). A su vez, por medio del presente estudio, se reconoce sobre dichas unidades intrusivas una serie de asociaciones de minerales de alteración hidrotermal, principalmente del tipo potásico, calco-sódico y propilítico,

y mineralización metálica constituida casi exclusivamente por pirita, magnetita y hematita. Estas y otras características secundarias se describen detalladamente en el capítulo 3.

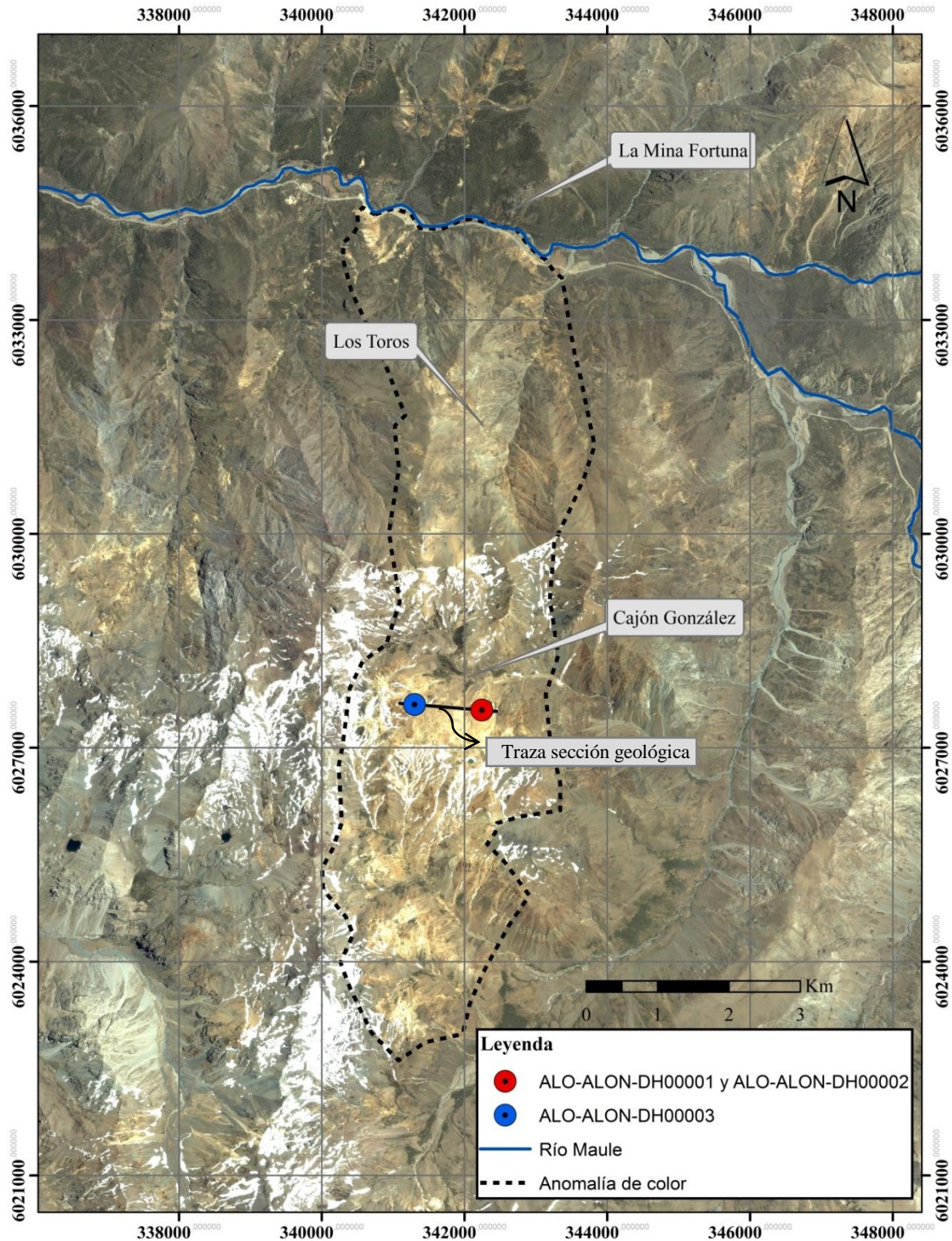


Figura 2.7. Imagen satelital de la zona estudiada. Se señalan los sectores Cajón González, Los Toros y La Mina Fortuna. Además, se indica la anomalía de color en superficie (trazado aproximado), la ubicación de los sondajes utilizados en el estudio y la traza de las secciones presentadas en la Figura 2.8, Figura 3.1, Figura 3.2, Figura 3.29, Figura 3.30 y Figura 5.2.

2.4.2. Unidades litológicas

Las distintas litologías de las rocas pertenecientes a los sondajes perforados en el sector Cajón González son agrupadas y descritas por Montti (2019) en cinco unidades litológicas principales, todas ellas de carácter intrusivo, composición ácida a intermedia y afinidad calcoalcalina. Dicha unidades son las siguientes: (i) Cuarzo Monzonita, (ii) Pórfido Andesítico, (iii) Monzodiorita, (iv) Diorita, y (v) Diques Dioríticos. Junto con ello, este autor reconoce otras unidades igualmente ígneas, pero de menor importancia debido a su limitada distribución espacial, como brechas ígneas, brechas hidrotermales, tobas y andesitas.

Montti (2019) determina, además, para cada una de las unidades su distribución espacial y relaciones de corte, así como también las edades absolutas de dos de las unidades principales mediante determinaciones radiométricas U-Pb. La interpretación de dicha información permite plantear un modelo geológico 2D de la geología del sector (Figura 2.8).

A continuación, se presenta un resumen de la petrografía macroscópica, distribución espacial y relaciones de contacto de las cinco unidades principales. Toda esta información se basa mayormente en el trabajo del autor anteriormente mencionado.

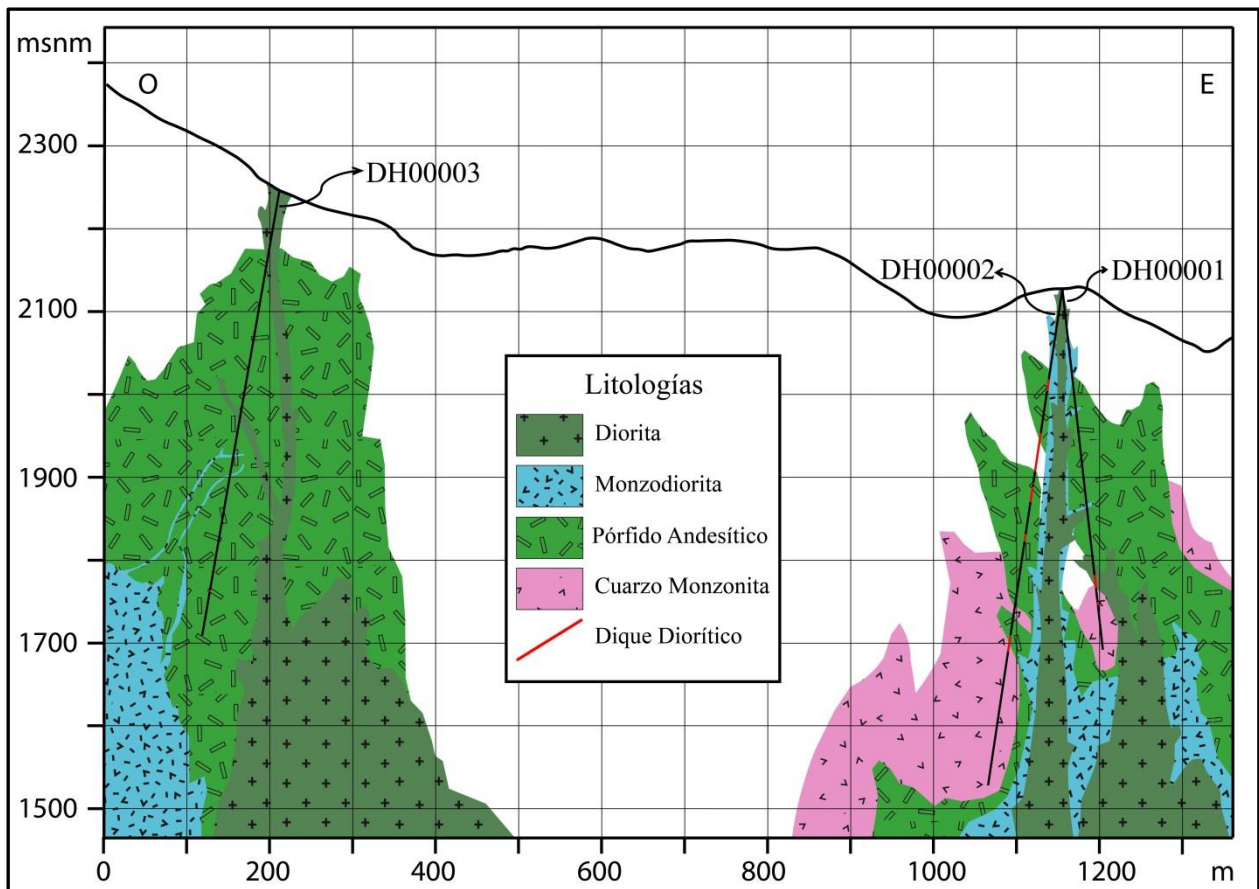


Figura 2.8. Sección litológica del sector Cajón González interpretada en base al trabajo de Montti (2019). Ubicación de la sección en Figura 2.7.

2.4.2.1. Cuarzo Monzonita

La unidad Cuarzo Monzonita consiste en una roca de textura holocristalina, fanerítica y de grano medio (2-5 mm) (Figura 2.9), cuya mineralogía primaria está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y piroxeno. Presenta, en general, un color gris verdoso con tonalidades rosadas debido a distintos eventos de alteración hidrotermal que la han afectado. Dichos eventos son mayormente del tipo clorita-epidota y feldespato potásico. Esta unidad se distribuye únicamente en las porciones inferiores de los sondajes DH00001 y DH00002 y es intruida por la unidad Pórfido Andesítico (Figura 2.8). Montti (2019) obtiene edades radiométricas de U-Pb en circones ígneos primarios de $63,13 \pm 0,43$ y $63,05 \pm 0,37$ Ma para esta unidad. A mayor profundidad en los sondajes mencionados, esta roca presenta enclaves máficos, variaciones en el tamaño del grano y en el contenido de cuarzo.



Figura 2.9. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Cuarzo Monzonita. Se observa la textura fanerítica, su mineralogía primaria (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y piroxeno) y las tonalidades verdosas y rosadas causadas por la alteración hidrotermal (clorita-epidota y feldespato potásico).

2.4.2.2. Pórfido Andesítico

La unidad Pórfido Andesítico es una roca de textura holocristalina y porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuyo tamaño de grano varía entre los 0,8 y 1,5 cm (Figura 2.10). Esta unidad presenta frecuentemente un color verdoso debido a la alteración hidrotermal clorita-epidota que la afecta. La unidad Pórfido Andesítico se distribuye en las porciones medias de los sondajes DH00001 y DH00002 y en gran parte del sondaje DH00003. En cuanto a sus relaciones de contacto con otras unidades, esta intruye a la unidad Cuarzo Monzonita y es intruida a su vez por las unidades Monzodiorita y Diorita (Figura 2.8). Además, cabe mencionar que esta unidad es cortada en distintos tramos por brechas hidrotermales. Montti (2019) obtiene para la unidad Pórfido Andesítico edades radiométricas de U-Pb en circones ígneos primarios de $60,31 \pm 0,48$ y $62,61 \pm 0,37$ Ma.



Figura 2.10. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Pórfido Andesítico. Se observa la textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y la tonalidad verdosa debido a la alteración clorita-epidota.

2.4.2.3. Monzodiorita

La unidad Monzodiorita es una roca de textura holocristalina y fanerítica de grano medio (2-5 mm) (Figura 2.11), cuya mineralogía primaria está constituida principalmente por plagioclasas. Se caracteriza por presentar un color gris blanquecino debido a una albitización secundaria de origen hidrotermal. Esta unidad se distribuye mayormente en la superficie de los sondajes e intruye a la unidad Pórfido Andesítico (Figura 2.8). Al aumentar la profundidad a lo largo de los sondajes muestra una disminución en el tamaño de grano de sus cristales.



Figura 2.11. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Monzodiorita. Se observa la textura fanerítica y la albitización secundaria.

2.4.2.4. Diorita

La unidad Diorita corresponde a una roca de textura holocristalina y fanerítica de grano fino (< 2 mm) (Figura 2.12). Presenta fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental con microlitos de plagioclasa y cuarzo. Frecuentemente es una roca de color verdoso debido a la alteración hidrotermal que la afecta, alteración caracterizada principalmente por la asociación mineral clorita-epidota. Esta unidad se distribuye preferentemente en la superficie de los sondajes e intruye a la unidad Pórfido Andesítico (Figura 2.8).



Figura 2.12. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Diorita. Se observa la textura fanerítica, los fenocristales de plagioclasa y el color verdoso debido a la alteración hidrotermal (clorita-epidota).

2.4.2.5. Diques Dioríticos

Esta unidad consiste en una serie de diques de color negro, textura holocristalina y fanerítica de grano fino y medio (< 2 - 5 mm) (Figura 2.13), cuya mineralogía primaria la conforman plagioclasas y minerales máficos. Se caracteriza por presentarse menos afectada por la alteración hidrotermal en relación a las demás unidades. Estos diques se observan en varios tramos de los sondajes DH00001 y DH00002 intruyendo a las unidades Pórfido Andesítico y Cuarzo Monzonita (Figura 2.8).



Figura 2.13. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la unidad Diques Dioríticos. Se observa la textura fanerítica y la coloración negra que caracterizan a esta unidad.

3. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL Y MINERALIZACIÓN METÁLICA

3.1. Antecedentes preliminares

Con la finalidad de reconocer y caracterizar la alteración hidrotermal y mineralización metálica presentes en las unidades intrusivas del sector Cajón González, se realizó en una primera etapa de este estudio un mapeo macroscópico con énfasis en las características secundarias de las rocas contenidas en los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003. Mediante dicha actividad se registró la siguiente información: (i) litología (diferenciando únicamente entre unidades litológicas mayores); (ii) asociaciones de minerales de alteración (considerando estilo e intensidad con la que afectan a las rocas); (iii) tipos de vetillas; (iv) mineralización; (v) óxidos; y (vi) estructuras presentes.

A continuación de ello, y con el objetivo de efectuar una descripción más exhaustiva de los principales eventos de alteración hidrotermal y mineralización metálica reconocidos macroscópicamente durante el mapeo, se llevaron a cabo estudios petrográficos y calcográficos mediante microscopía de luz transmitida y reflejada respectivamente. Para esto se tomaron un total de 33 muestras de las rocas contenidas en los sondajes estudiados. De este conjunto de muestras 9 corresponden a DH00001, 11 a DH00002 y 13 a DH00003 (Figura 3.1). Cada una de las muestras recolectadas, la profundidad en los sondajes a la que fueron tomadas, los estudios para los que fueron utilizadas y una breve descripción petrográfica macroscópica de cada una de ellas se presenta en el Anexo A.

En la recolección de las 33 muestras señaladas se seleccionaron una serie de puntos de interés a largo de los tres sondajes, de tal modo de muestrear los principales tipos de alteración hidrotermal y mineralización metálica previamente reconocidos durante el mapeo. De dicho conjunto de muestras se seleccionaron, a su vez, 23 de ellas para la realización de los estudios de microscopía mencionados, así como también para la obtención de la o las edades de alteración hidrotermal y mineralización mediante análisis geocronológicos, cuyos procedimientos y resultados se expondrán más adelante en este trabajo (capítulo 4). Las 23 muestras fueron consideradas para la elaboración de cortes transparentes y solo 13 destinadas además para la elaboración de cortes pulidos (Tabla 2).

En el estudio petrográfico microscópico de los 23 cortes transparentes se examinaron los siguientes aspectos: (i) textura; (ii) minerales presentes, (iii) porcentaje de abundancia de cada mineral; (iv) modo de ocurrencia de la mineralogía; (iv) tamaño y forma de los cristales; (v) vetillas; y (vi) otras observaciones generales. De manera similar, por medio de la descripción calcográfica microscópica de los 13 cortes pulidos se recopiló la siguiente información respecto a la mineralización metálica albergada en ellos: (i) minerales metálicos presentes; (ii) modo de ocurrencia de la mineralización, (iii) tamaño y forma de los cristales; (iv) porcentaje de abundancia de cada mineral; (v) vetillas; y (vi) texturas. Las descripciones petrográficas y calcográficas microscópicas de cada una de las muestras seleccionadas se presentan de manera completa en el Anexo B.

Mediante las actividades de mapeo y microscopía descritas anteriormente se reconoce sobre las rocas contenidas en los sondajes estudiados una serie de asociaciones de minerales de alteración, mayormente del tipo potásico, calco-sódico y propilítico, y de manera menos frecuente del tipo argílica moderada, argílica avanzada, fílica, cloritización, silicificación y albitización. Se reconoce, además, mineralización metálica constituida casi exclusivamente por pirita, magnetita y hematita, la presencia de una diversidad de vetillas conformadas por minerales como calcita, epidota, clorita, albita y sericita, entre otros, así como también la ocurrencia de mineralogía de origen supérgeno constituida exclusivamente por óxidos e hidróxidos de hierro. Todas estas características se expondrán de manera resumida e integrada en las secciones siguientes del presente capítulo.

Muestra	Sondaje	Prof. en sondaje (m)	Alteración hidrotermal observada macroscópicamente	Mineralización metálica observada macroscópicamente	Observación microscopía de luz:
A1M1-A.M	DH00001	46,8	Propilítica 2	Pirita	Transmitida
A1M4-A.M	DH00001	156	Propilítica 2	Pirita, hematita	Transmitida, reflejada
A1M5-A.M	DH00001	227,75	Propilítica 1, potásica	Pirita, hematita	Transmitida, reflejada
A1M6-A.M	DH00001	265,15	Propilítica 1, potásica	Pirita, hematita	Transmitida, reflejada
A1M7-A.M	DH00001	269,85	Potásica	Sin mineralización	Transmitida
A1M9-A.M	DH00001	327,55	Propilítica 1	Pirita	Transmitida, reflejada
A2M1-A.M	DH00002	36,5	Argílica moderada	Pirita, magnetita	Transmitida, reflejada
A2M2-A.M	DH00002	40,6	Propilítica 2, potásica	Pirita, hematita	Transmitida
A2M4-A.M	DH00002	78,45	Calco-sódica	Pirita	Transmitida
A2M5-A.M	DH00002	241,86	Propilítica 1, potásica, albitización	Pirita	Transmitida
A2M6-A.M	DH00002	332,28	Calco-sódica, potásica	Pirita	Transmitida, reflejada
A2M8-A.M	DH00002	448,2	Calco-sódica	Magnetita	Transmitida, reflejada
A2M9-A.M	DH00002	493,65	Cloritización, potásica	Sin mineralización	Transmitida
A3M4-A.M	DH00003	13	Propilítica 2	Pirita, magnetita, hematita	Transmitida, reflejada
A3M5-A.M	DH00003	27,75	Propilítica 1	Pirita, hematita	Transmitida, reflejada
A3M6-A.M	DH00003	67	Propilítica 1, potásica, argílica moderada	Pirita	Transmitida, reflejada
A3M8-A.M	DH00003	107,1	Propilítica 1	Pirita, magnetita	Transmitida, reflejada
A3M10-A.M	DH00003	163,75	Fílica, albitización	Pirita	Transmitida
A3M11-A.M	DH00003	196,48	Albitización	Pirita	Transmitida
A3M12-A.M	DH00003	235,25	Propilítica 2, potásica, silicificación, albitización	Pirita	Transmitida
A3M13-A.M	DH00003	342,7	Fílica	Pirita	Transmitida
A3M2-A.M	DH00003	405,28	Calco-sódica	Pirita	Transmitida, reflejada
A3M3-A.M	DH00003	416,18	Calco-sódica	Pirita	Transmitida, reflejada

Tabla 2. Listado de muestras seleccionadas para estudios de microscopía óptica. Para cada muestra se indica su respectivo sondaje, profundidad, tipo de alteración hidrotermal y mineralización metálica observada macroscópicamente en muestra de mano, así como también el método de observación microscópica aplicado en cada una de ellas (i.e. luz transmitida o reflejada).

3.2. Alteración hidrotermal

3.2.1. Características generales

Con el mapeo de los tres sondajes mencionados y el estudio microscópico de los 23 cortes transparentes (Tabla 2) fue posible identificar una serie de minerales y asociaciones de minerales de alteración, los cuales se pueden agrupar en nueve tipos de alteraciones hidrotermales distintas. De este total hay tres alteraciones que se pueden clasificar como principales, ya que afectaron gran parte de los sondajes estudiados, y seis alteraciones menores cuyos efectos se observan en segmentos de sondaje menos extensos.

Los tres tipos de alteraciones principales son: (i) alteración potásica; (ii) alteración calco-sódica; y (iii) alteración propilítica. A su vez, de la alteración propilítica es posible distinguir, en base a las asociaciones de minerales de alteración, dos tipos distintos, que en este trabajo serán mencionadas como propilítica 1 y propilítica 2. En cuanto a las otras seis alteraciones menores, estas son las siguientes: (i) argílica moderada; (ii) argílica avanzada; (iii) fílica; (iv) cloritización; (v) silicificación; y (vi) albitización.

Basándose principalmente en la información obtenida mediante el mapeo y con la finalidad de proponer una arquitectura aproximada del yacimiento o sistema hidrotermal presente en el sector Cajón González se construyó un modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de las distintas alteraciones hidrotermales allí presentes. Dicho modelo se muestra en la Figura 3.1 y Figura 3.2.

A continuación se describen de manera general las características principales de cada una de las alteraciones mencionadas:

- i. Alteración potásica: se caracteriza por la presencia de feldespato potásico, como microclina y/u ortoclasa (Tabla 3), el cual le otorga a las rocas una tonalidad rosada en muestra de mano. Esta alteración se observa en las rocas de los tres sondajes estudiados, pero se presenta con mayor intensidad a lo largo del sondaje DH00001 y en la porción inferior de DH00002 (Figura 3.1 y Figura 3.2.a).
- ii. Alteración calco-sódica: se caracteriza por la asociación mineral albita-clorita-epidota (predominando la albita), con o sin actinolita, cuarzo y magnetita (Tabla 3). Estos minerales le confieren a las rocas una coloración mayormente blanquecina debido a la abundancia de albita y algunas tonalidades verdes por la presencia de clorita y epidota principalmente. La alteración calco-sódica se presenta en las rocas de los tres sondajes estudiados (Figura 3.1 y Figura 3.2.b), mostrando un mayor desarrollo en cuanto a intensidad y continuidad en la porción inferior de DH00002 y en las porciones media e inferior de DH00003.
- iii. Alteración propilítica: esta alteración, que se presenta en los tres sondajes estudiados, se puede dividir en propilítica 1 y propilítica 2. La primera de ellas se caracteriza por la asociación mineral clorita-epidota-albita con o sin calcita, mientras que la segunda por la asociación mineral clorita-epidota con o sin calcita y cuarzo (Tabla 3). Los minerales de esta alteración le otorgan a las rocas una coloración mayormente verde, con zonas blancas

- en ocasiones. Se observa principalmente en las porciones superiores de los sondajes DH00002 y DH00003, y en gran parte de DH00001 (Figura 3.1 y Figura 3.2.c).
- iv. Alteración argílica moderada: las rocas afectadas por esta alteración se observan en escaso segmentos de cada uno de los tres sondajes estudiados, donde se reconocen por la presencia de arcillas (Tabla 3), un color blanquecino, baja dureza y poca cohesión. Se presenta principalmente en las porciones superiores de los sondajes DH00001 y DH00002, y en segmentos intermedios de DH00003 (Figura 3.1 y Figura 3.2.d).
 - v. Alteración argílica avanzada: las rocas afectadas por esta alteración se caracterizan por la presencia de cuarzo residual (Tabla 3), esto les confiere a las rocas múltiples oquedades y un color blanquecino. Se presenta en unos pocos segmentos de las porciones intermedias y superiores de los sondajes DH00001 y DH00002 (Figura 3.1 y Figura 3.2.d).
 - vi. Alteración fílica: se caracteriza por la presencia de abundante sericita (Tabla 3) y se reconoce únicamente en segmentos intermedios del sondaje DH00003 (Figura 3.1 y Figura 3.2.d). Las rocas afectadas por esta alteración se distinguen por un color blanquecino, un brillo ceroso y una dureza muy baja debido a la sericita dominante.
 - vii. Cloritización: esta alteración se caracteriza por la abundante presencia de clorita (Tabla 3), debido a lo cual las rocas afectadas presentan un color verde oscuro. Se observa en unos pocos segmentos de las porciones inferiores de los sondajes DH00001 y DH00002 (Figura 3.1 y Figura 3.2.d).
 - viii. Silicificación: las rocas afectadas por esta alteración se caracterizan por la presencia de abundante cuarzo y/o sílice (Tabla 3), debido a lo cual son de alta dureza y comúnmente de un color blanquecino. Esta alteración se aprecia en unos pocos y acotados tramos en cada uno los tres sondajes estudiados. Entre ellos destacan, a causa de la intensa alteración que presentan, algunos segmentos de las porciones superiores de los sondajes DH00001 y DH00002 (Figura 3.1 y Figura 3.2.d).
 - ix. Albitización: esta alteración se presenta únicamente en segmentos de rocas muy acotados del sondaje DH00002 y se caracteriza por la presencia dominante de albita (Tabla 3). Las rocas con albitización son de un color blanco y de alta dureza.

La identificación de cada una de estas alteraciones, caracterizada cada una de ellas por una asociación mineral específica, se realizó mediante la interpretación de la mineralogía secundaria observada. Dicha interpretación se basó principalmente en los modelos existentes, especialmente en las clasificaciones de Meyer y Hemley (1967) y Corbett y Leach (1998), y en cualquier rasgo textural que pudiese evidenciar la asociación y/o paragénesis entre los minerales observados.

Cabe destacar, que a través del estudio microscópico de los cortes transparentes fue posible reconocer y describir ocho de los nueve tipos de alteraciones hidrotermales reconocidas macroscópicamente durante la fase de mapeo. Debido a que no se tomaron muestras adecuadas de la alteración argílica avanzada para las observaciones de microscopía, esta es la única de las alteraciones que no fue reconocida y descrita microscópicamente.

Alteración hidrotermal	Minerales y asociaciones de minerales de alteración
Potásica	Feldespatos potásicos (<i>microclina</i> y/u <i>ortoclasa</i>)
Calco-sódica	Albita-clorita-epidota con o sin <i>actinolita</i> , cuarzo y magnetita
Propilítica 1	Clorita-epidota-albita con o sin calcita
Propilítica 2	Clorita-epidota con o sin calcita y cuarzo
Argílica moderada	Arcillas
Argílica avanzada	Cuarzo residual
Fílica	Sericita
Cloritización	Clorita
Silicificación	Cuarzo y/o sílice
Albitización	Albita

Tabla 3. Alteraciones hidrotermales reconocidas en las rocas de los sondajes perforados en el sector Cajón González. Para cada una de ellas se indica el mineral o asociación de minerales de alteración que la caracteriza. En cursiva se señalan aquellos minerales que fueron reconocidos únicamente mediante microscopía óptica.

A continuación se presentará una descripción más completa de las características macroscópicas y microscópicas de cada una de las alteraciones mencionadas. Es importante mencionar que en las descripciones expuestas a continuación se utilizan los términos muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte; estos representan, con un significado netamente cualitativo, grados de alteración que van desde una roca en la cual es posible identificar minerales de alteración, pero que aún se reconoce claramente su mineralogía y texturas primarias (muy débil), hasta aquellas donde todo rasgo primario está completamente obliterado (muy fuerte). Por otro lado, para indicar el tamaño de los cristales en las descripciones microscópicas se utilizan los términos grano fino, grano medio y grano grueso para referirse a los siguientes rangos de tamaño: (i) grano fino: < 0,1 mm; (ii) grano medio: 0,1 – 0,25 mm; y (iii) grano grueso: > 0,25 mm.

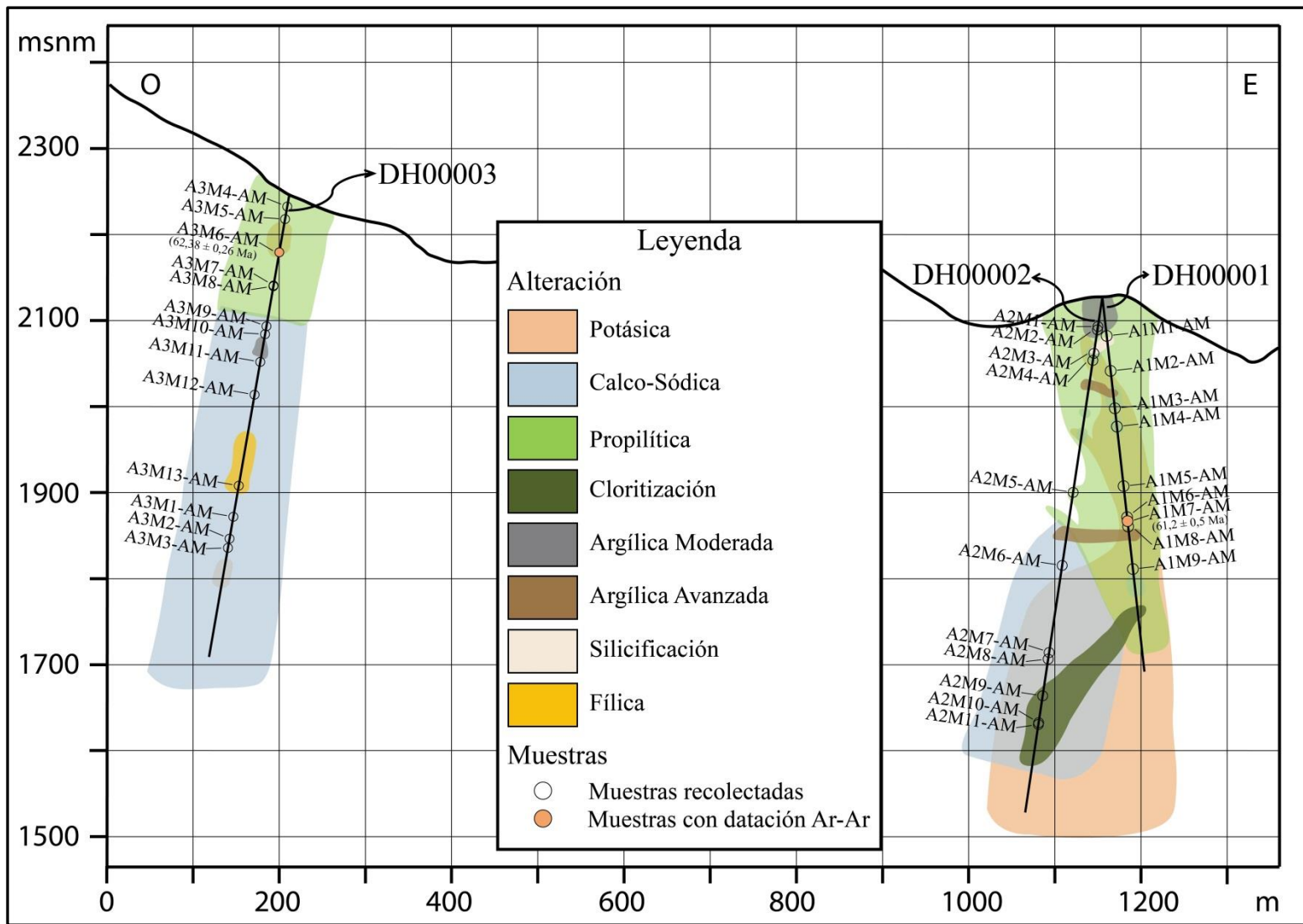


Figura 3.1. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de las distintas alteraciones hidrotermales presentes en el sector Cajón González, interpretado en base al mapeo de los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003. Se indica la ubicación de las 33 muestras recolectadas, destacando aquellas utilizadas en los análisis Ar-Ar para la obtención de las edades de la alteración hidrotermal. Ubicación de la sección en Figura 2.7.

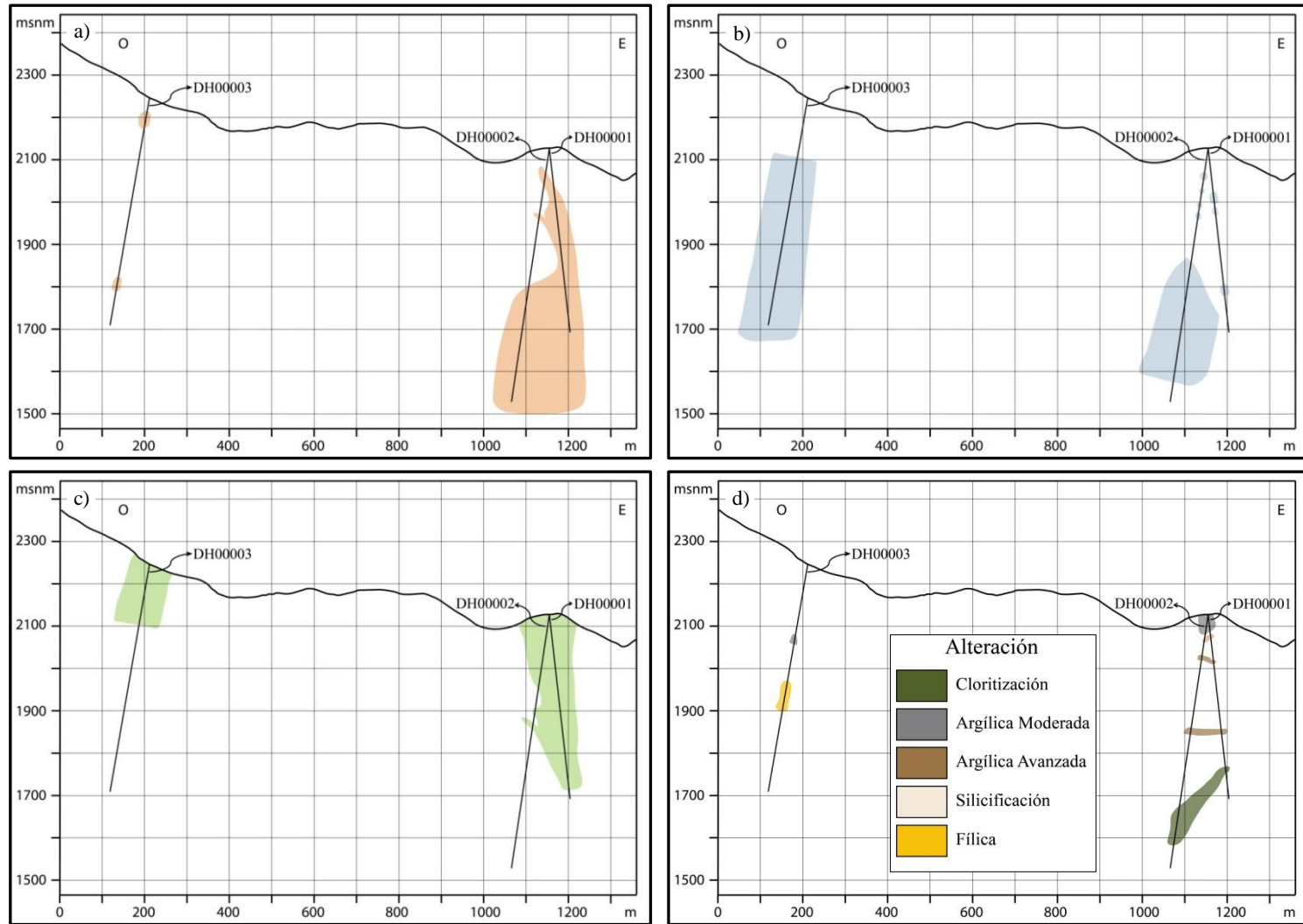


Figura 3.2. Modelos geológicos 2D respecto a la distribución espacial de las distintas alteraciones hidrotermales. a) Alteración potásica. b) Alteración calco-sódica. c) Alteración propilítica. d) Otras alteraciones. Para el modelamiento de la alteración potásica se usaron aquellos tramos de sondaje mapeados con intensidades desde débil en adelante, mientras que para las demás alteraciones se usaron tramos con intensidades desde moderada (Figura 3.23, Figura 3.24 y Figura 3.25). Ubicación de las secciones en Figura 2.7.

3.2.2. Alteración potásica

La alteración potásica está presente en las rocas de los tres sondajes estudiados y se caracteriza macroscópicamente por la presencia de feldespatos potásicos. Los estilos más recurrentes en los que se presenta son selectivos y penetrativos (Figura 3.3). En cuanto a su intensidad esta varía principalmente desde muy débil a moderada. Los segmentos afectados por esta alteración se distinguen fácilmente por las tonalidades rosadas que le otorgan el feldespato potásico a las rocas (Figura 3.3).

En las rocas del sondaje DH00001 esta alteración se presenta de manera discontinua desde los 102 hasta los 450 metros (final de sondaje) (Figura 3.23), donde ha afectado a las cinco unidades litológicas principales (Cuarzo Monzonita, Pórfido Andesítico, Monzodiorita, Diorita y Diques dioríticos) y a otras unidades ígneas menores (volcánicas e intrusivas). En estas rocas la alteración potásica ocurre principalmente con un estilo penetrativo, sin embargo entre los metrajes 180 y 360 se observan algunos segmentos menores con estilo selectivo. Cabe mencionar que este es el único sondaje que presenta algunos escasos segmentos con alteración potásica de intensidad fuerte, todos ellos ubicados en las porciones intermedias (entre 180 y 274 metros).

En el sondaje DH00002 la alteración potásica se aprecia de manera discontinua, prácticamente a lo largo de toda la perforación, donde ha afectado a cuatro de las unidades litológicas principales (Cuarzo Monzonita, Pórfido Andesítico, Monzodiorita y Diorita) y a pequeños segmentos de otras unidades ígneas menores (brechas ígneas y andesitas). Los segmentos más someros afectados por esta alteración comienzan a observarse a los 38 metros y desde ahí se reconocen de modo bastante discontinuo hasta los 638,14 metros (final de sondaje) (Figura 3.24). En estas rocas la alteración potásica varía en intensidad desde muy débil a moderada. En cuanto al estilo de la alteración, esta se observa, de más a menos frecuente, de modo penetrativo, selectivo, y penetrativo-selectivo.

Por último, en el sondaje DH00003 la alteración potásica es mucho menos frecuente que en los sondajes anteriores. En este caso se observa que ha afectado a dos de las unidades principales (Pórfido Andesítico y Diorita) y a un tramo menor de brechas ígneas. En las porciones superiores (34 - 108 metros) e intermedias (202 - 398 metros) del sondaje se presentan unos pocos segmentos aislados afectados por esta alteración, principalmente con un estilo selectivo y de una intensidad que varía desde muy débil a moderada (Figura 3.25). En cuanto a las porciones inferiores, desde los 415 metros hasta el final del sondaje, se aprecian varios segmentos de roca afectados por esta misma alteración, pero en este caso de modo penetrativo moderado y selectivo muy débil (Figura 3.25).

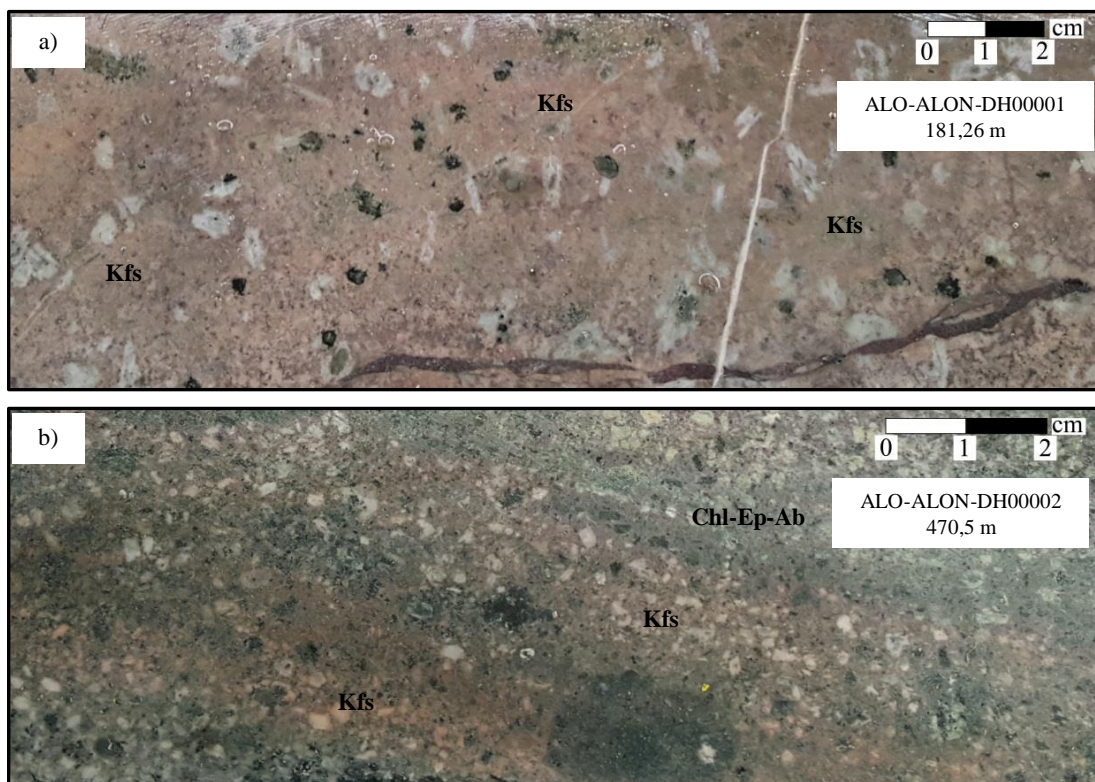


Figura 3.3. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración a feldespato potásica, mostrando distintos estilos e intensidades de alteración. a) Alteración potásica penetrativa fuerte en pórfido andesítico. b) Alteración potásica selectiva moderada en cuarzo monzonita. En ambos segmentos se observa también una alteración clorita-epidota-albita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespato potásico.

Para el estudio petrográfico microscópico de la alteración potásica se seleccionaron nueve muestras de roca con presencia macroscópica de dicha alteración (Tabla 2). Adicionalmente a ellas se reconoce microscópicamente esta alteración en otras tres muestras más (A1M9_A.M, A2M8_A.M y A3M3_A.M), donde debido a su baja intensidad y a la superposición de otros eventos como la alteración calco-sódica y propilítica no había sido previamente reconocida en muestra de mano.

La alteración potásica observada en todas estas muestras se caracteriza microscópicamente por la presencia de microclina y ortoclasa. En algunos casos se presentan ambos minerales, en otros se reconoce únicamente uno de ellos e incluso en ocasiones el grano fino del feldespato potásico y su alteración a arcillas no permite distinguir entre las distintas variedades de este mineral (Figura 3.4.a). Las características microscópicas de ambos minerales se describen a continuación.

La microclina se presenta como granos anhedrales a subhedrales de tamaño fino a grueso y forma junto a la albita un mosaico de cristales (Figura 3.4.b). También se observa junto a cristales de sanidina, ortoclasa y albita formando parte del halo de vetillas de clorita-epidota-cuarzo-calcita-minerales opacos. Esto sucede específicamente en la muestra A1M5_A.M. La microclina se distingue fácilmente del resto de los feldespatos por su característica macla tartán. En general en casi todas las muestras donde es posible observar este mineral, se reconoce con un

aspecto “sucio” o “nebuloso” causado por una alteración a sericita y arcillas. Este mineral constituye entre un 2 y un 25% del volumen de roca en las muestras donde se encuentra.

La ortoclasa se observa como cristales anhedrales a euhedrales de grano medio a grueso. En la mayoría de los casos donde se reconoce presenta una forma tabular y se distingue fácilmente por su distintiva macla Carlsbad (Figura 3.4.c). Suele ocurrir dentro de la masa fundamental formando un mosaico de cristales en conjunto con cristales de albita y microclina (en los casos que este último mineral está presente). Al igual que la microclina, en la muestra A1M5_A.M la ortoclasa ocurre formando parte del halo de vetillas de clorita-epidota-cuarzo-calcita-minerales opacos. A excepción de la muestra 2M6_A.M, donde los cristales de ortoclasa prácticamente no han sido alterados, estos suelen presentar un aspecto “sucio” debido a la alteración a sericita, arcillas y en ocasiones a clorita. Este mineral constituye entre un 5 y 15% del volumen de las muestras donde se presenta.

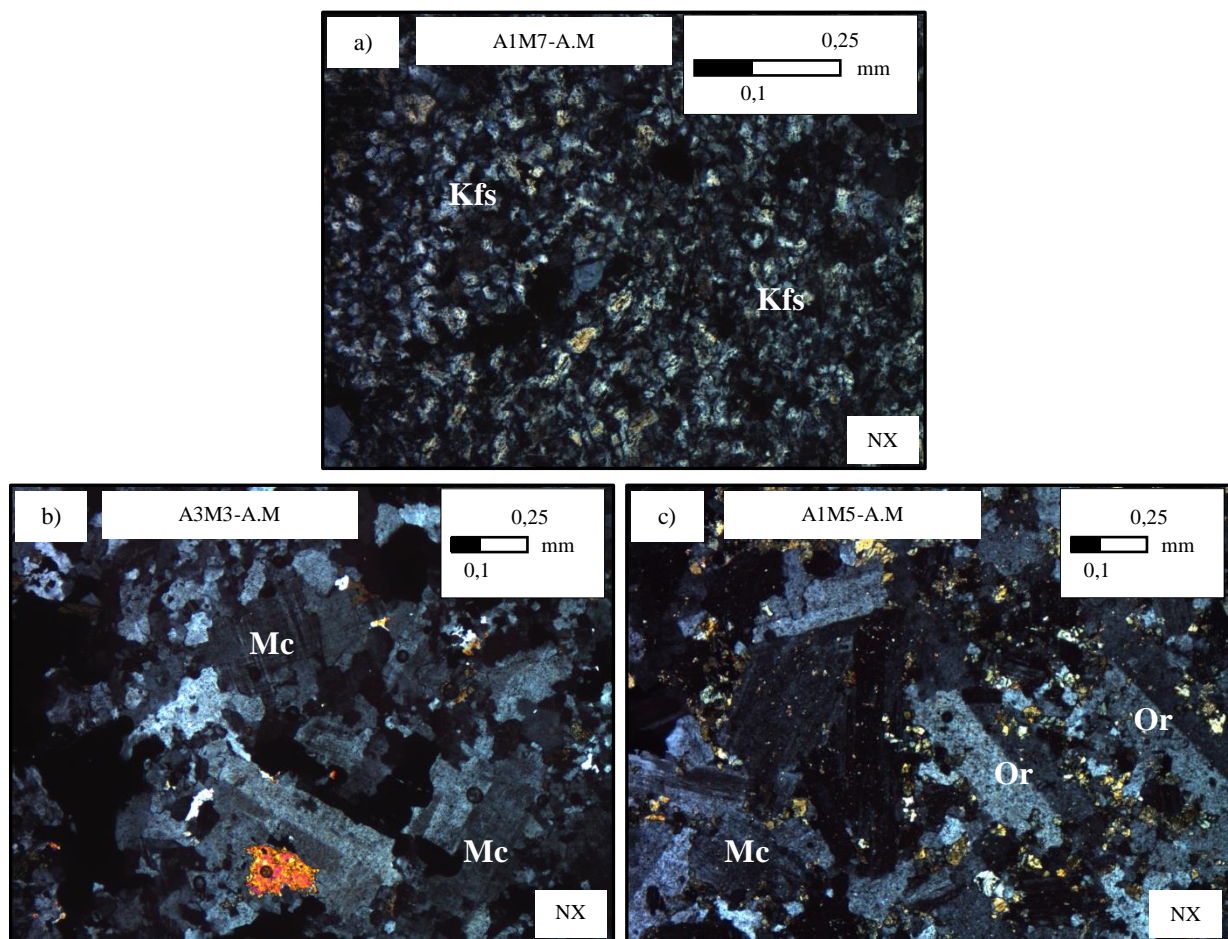


Figura 3.4. Fotomicrografías a nicóles cruzados (NX) de la alteración potásica. a) Feldespato potásico de grano muy fino, los cristales muestran un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y arcillas. b) Microclina subhedral de grano fino a grueso formando un mosaico de cristales junto a cristales de albita. c) Cristales de ortoclasa subhedrales a euhedrales de grano medio a grueso. Se reconocen por su macla carlsbad y forma tabular. Kfs: feldespato potásico. Mc: microclina. Or: ortoclasa.

3.2.3. Alteración calco-sódica

La alteración calco-sódica, presente en los tres sondajes estudiados, se caracteriza macroscópicamente por la asociación mineral albíta-clorita-epidota, con predominancia de la albíta, y con o sin cuarzo y magnetita. Esta alteración se presenta principalmente con un estilo penetrativo y una intensidad que varía entre moderada y muy fuerte. Los segmentos de roca afectadas por esta alteración se distinguen por su coloración mayormente blanquecina causada por la abundante albíta y por presentar sectores con tonalidades verdes debido a la presencia de clorita y epidota (Figura 3.5).

En las rocas contenidas en el sondaje DH00001 esta alteración se presenta en unos pocos segmentos, todos ellos contenidos entre los 50 y 358 metros, donde ha afectado a tres de las unidades litológicas principales (Diorita, Monzodiorita y Pórfido Andesítico) (Figura 3.23). En ellos la alteración calco-sódica se caracteriza por la mineralogía anteriormente indicada, por un estilo únicamente penetrativo y una intensidad que varía desde débil a muy fuerte.

En el sondaje DH00002 se observa a la alteración calco-sódica de un modo bastante más continuo que en el sondaje anterior. Al inspeccionar sus rocas desde la superficie hacia el fondo, los primeros segmentos afectados por esta alteración comienzan a observarse desde los 62 metros. Desde ahí es posible apreciarlos, cada vez más continuos, hasta los 586 metros de sondaje (Figura 3.24). En este caso la alteración calco-sódica ha afectado a cuatro de las unidades litológicas principales (Monzodiorita, Pórfido Andesítico, Cuarzo Monzonita y Diques Dioríticos), así como también a un par de tramos menores de brechas ígneas. En todas estas rocas la intensidad de la alteración varía entre moderada y muy fuerte, y a pesar de ser mayormente penetrativa se reconocen algunos segmentos, desde los 340 metros hacia el fondo, donde también se presenta con un estilo selectivo y penetrativo selectivo. Respecto a la mineralogía que la caracteriza, esta no difiere de la anteriormente mencionada.

Por último, en las rocas del sondaje DH00003 la alteración calco-sódica es mucho más continua que en los anteriores. En este caso el segmento más somero afectado por la alteración se observa a los 143 metros. Desde ahí la alteración se presenta casi sin interrupción hasta el fondo del sondaje (Figura 3.25). A lo largo de la perforación se aprecia que la alteración ha afectado a cuatro de las unidades litológicas principales (Pórfido Andesítico, Diorita, Monzodiorita y Diques Dioríticos) y a otras unidades ígneas menores (granodiorita y brecha ígnea) con un estilo casi únicamente penetrativo y de una intensidad que varía desde moderada a muy fuerte. Al igual que en los sondajes anteriores la alteración es caracterizada macroscópicamente por la asociación mineral albíta-clorita-epidota, con predominancia de la albíta, y con o sin cuarzo y magnetita.

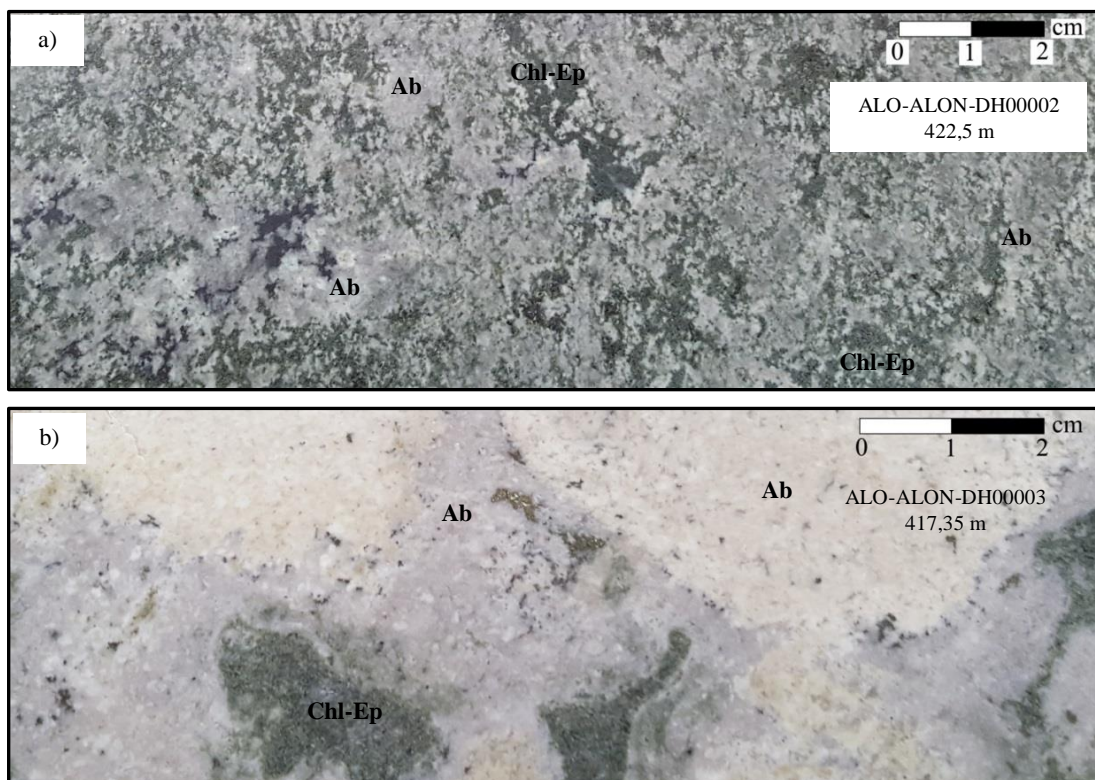


Figura 3.5. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración calco-sódica, mostrando distintos estilos de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación albita-clorita-epidota. a) Alteración calco-sódica penetrativa fuerte en tramo de pórfido andesítico. b) Alteración calco-sódica selectiva fuerte en brecha ígnea, donde la alteración es más intensa en los clastos. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota.

Para la realización de los estudios de microscopía de detalle de la alteración calco-sódica se seleccionaron cinco muestras de roca con evidencia macroscópica de haber sido afectadas por este tipo de alteración (Tabla 2). En ellas se observa mediante microscopía de luz transmitida que la alteración calco-sódica está caracterizada principalmente por la presencia de albita, epidota, clorita y actinolita. Estos minerales forman asociaciones de alteración, como por ejemplo: albita-epidota-clorita-cuarzo, albita-epidota-clorita y albita-actinolita-epidota. Destaca en todas estas asociaciones la abundante presencia de albita. Las características microscópicas de cada uno de estos minerales se describen a continuación.

La albita se presenta como cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. En todas las muestras observadas con alteración calco-sódica este mineral ocurre como alteración de lo que posiblemente fue la masa fundamental de la roca original, formando en ella un mosaico de cristales (Figura 3.6.a y Figura 3.6.b). Generalmente presenta un aspecto “sucio” debido a una alteración a sericita y arcillas. La abundancia estimada de este mineral oscila entre un 30 y 60% del volumen de roca en las muestras observadas.

La clorita, como parte de la asociación de minerales que caracterizan a la alteración calco-sódica, se reconoce en dos de las muestras observadas. En ellas ocurre como cristales anhedrales de grano fino a medio, que se identifican principalmente por su hábito micáceo y colores de interferencia marrón y azul berlín. Estos cristales se observan tanto de manera diseminada como en agregados fibrosos. En cuanto a su abundancia estimada, este mineral constituye entre un 10 y 15% del volumen de roca en las muestras donde se encuentra.

La epidota se presenta en casi todas las muestras con alteración calco-sódica, formando parte de los minerales que caracterizan a dicha alteración. Ocurre como cristales anhedrales de grano fino a grueso y se reconoce por sus distintivos colores de interferencia (manto de arlequín) y alto relieve (Figura 3.6.a y Figura 3.6.c). Se observa tanto de manera diseminada como en cúmulos. Constituye, de manera estimada, entre un 6 y 15% del volumen de las muestras de roca con alteración calco-sódica.

La actinolita es reconocible únicamente en dos de las muestras estudiadas (A2M6_A.M y A3M3_A.M), donde se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano medio. Frecuentemente exhibe un hábito fibroso y en algunos casos muy puntuales se reconoce con un hábito prismático (forma rómbica), ocasiones en las que además es posible distinguir el clivaje característico de los anfíboles (60° y 120° aproximadamente). En cuanto a sus modos de ocurrencia, este mineral se observa de manera diseminada, en cúmulos (Figura 3.6.c) y en torno a minerales opacos. Su abundancia estimada es de un 17 y un 6% en cada una de las muestras respectivamente.

Cabe mencionar que en dos de las muestras con alteración calco-sódica se reconoce la presencia de clinopiroxeno. Este se distingue por su alto relieve, colores de interferencia y en muchos casos por su macla lamelar (Figura 3.6.d). Se presenta como cristales anhedrales de grano medio a grueso. El modo de ocurrencia es principalmente de manera diseminada y en cúmulos, siendo más escasa su presentación en vetillas. Específicamente en la muestra A2M8_A.M se observan vetillas de clinopiroxeno-minerales opacos y clinopiroxeno-cuarzo. Este mineral constituye entre un 17 y un 25% del volumen de roca en las muestras donde se observa. Es importante destacar que su ocurrencia pudiese ser primaria, ya que las unidades Pórfido Andesítico y Diques Dioríticos, segmentos donde fueron tomadas dichas muestras, presentan clinopiroxeno entre su mineralogía primaria (Montti, 2019). No obstante, su presentación en vetillas sugiere un origen secundario, pudiendo ser por ello parte de los minerales de alteración calco-sódica.

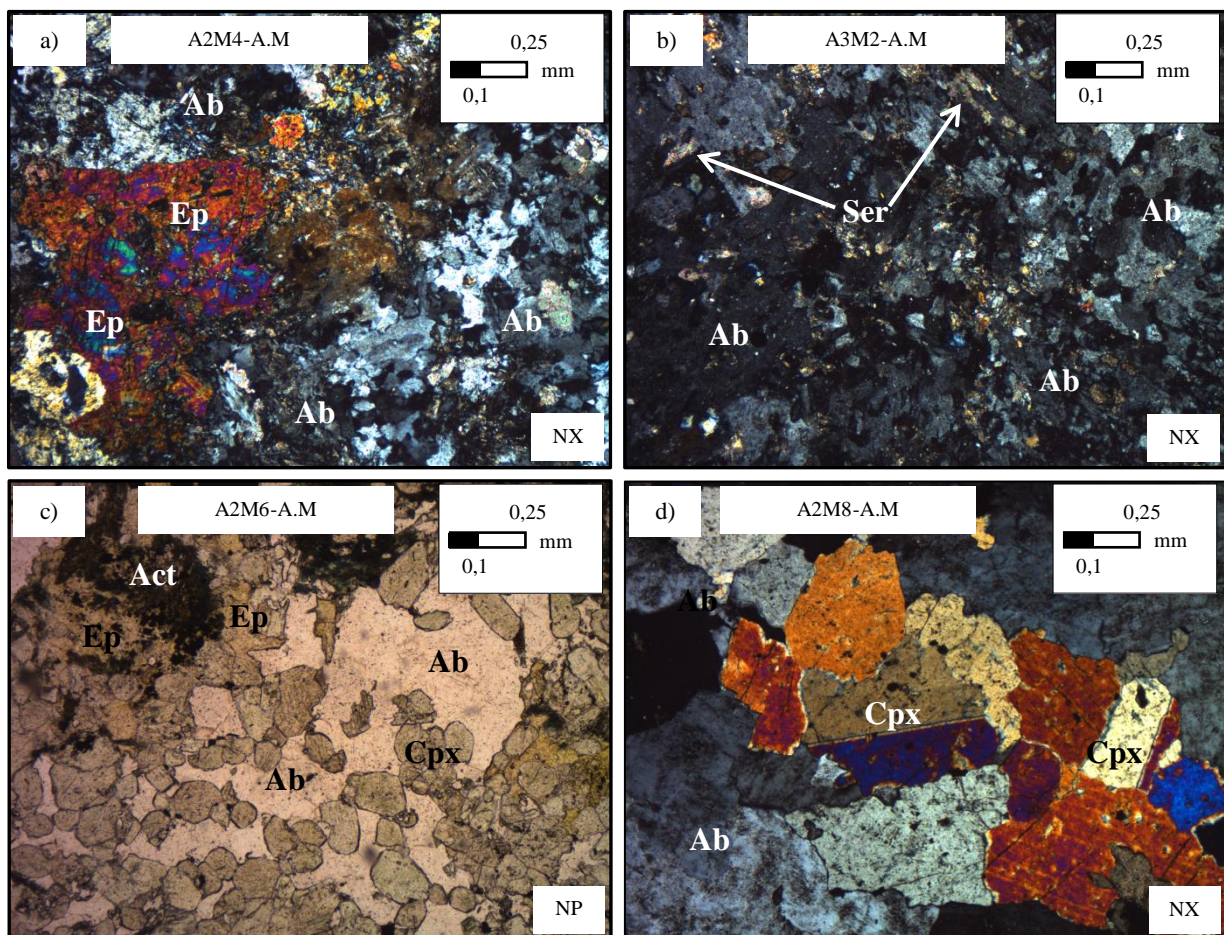


Figura 3.6. Fotomicrografías a nicols cruzados (NX) y nicols paralelos (NP) de la alteración calco-sódica. a) Cristales de albita de grano fino a medio formando un mosaico de cristales junto a un cúmulo de epidota de grano grueso. b) Abundante albita formando un mosaico de cristales. Se distingue parcialmente su alteración a sericita. c) Clinopiroxeno de grano medio presentándose de manera diseminada y en cúmulos, junto a cúmulos de epidota y actinolita. También se observa la presencia de abundante albita. d) Cristales de clinopiroxeno y albita, ambos de grano medio a grueso. El clinopiroxeno se presenta en una vetilla y la albita como un mosaico de cristales en el halo de esta. Algunos cristales de clinopiroxeno exhiben una macla lamelar. Ab: albita. Act: actinolita. Cpx: clinopiroxeno. Ep: epidota. Ser: sericita.

3.2.4. Alteración propilítica

3.2.4.1. Propilítica 1 (interna)

Para efectos de este trabajo se denomina alteración propilítica 1, o propilítica interna, a la alteración caracterizada macroscópicamente por la asociación mineral clorita-epidota-albita con o sin calcita. Esta se presente en los tres sondajes estudiados y se distingue por otorgarle a las rocas una coloración mayormente verde con manchas blancos. El estilo más frecuente en el que se presenta esta alteración es penetrativo. En cuanto a su intensidad, esta varía desde débil a muy fuerte (Figura 3.7). Cabe destacar que su denominación como propilítica interna se debe a la presencia de albita, mineral que suele presentarse, según los modelos existentes (e.g. Corbett y Leach, 1998), como parte de esta alteración en porciones más próximas al núcleo termal del sistema hidrotermal en relación a una alteración propilítica carente de albita.

En el sondaje DH00001 se observan varios metros de rocas afectados por la denominada alteración propilítica 1. Al inspeccionar las rocas en sentido descendente a lo largo de la perforación, los primeros segmentos afectados por esta alteración comienzan a observarse prácticamente desde la superficie (aproximadamente desde los 4 metros) y continúan reapareciendo hasta alcanzar el final del sondaje. Sin embargo, son más frecuentes y más continuos desde los 136 metros hacia el fondo (Figura 3.23). Esta alteración, caracterizada por la asociación mineral anteriormente señalada, afecta a las cinco unidades litológicas principales (Diorita, Monzodiorita, Pórfido Andesítico, Cuarzo Monzonita y Diques Dioríticos), en las cuales se presenta con un estilo mayormente penetrativo. No obstante, se reconocen algunos segmentos menores con un estilo selectivo, específicamente a los 190 metros y entre los 407 y 430 metros de sondaje. En cuanto a la intensidad, esta varía entre los rangos también anteriormente señalados, alcanzando la categoría de muy fuerte entre los 253 y 400 metros.

Al inspeccionar los testigos del sondaje DH00002, se observa a la alteración propilítica 1 menos representada que en el sondaje anterior. La mayoría de los segmentos con esta alteración se concentran en la porción superior, desde la superficie hasta los 186 metros (Figura 3.24). Desde ahí, al continuar descendiendo por el sondaje, se observan varios metros carentes de alteración propilítica 1. Esta reaparece a los 470 metros, y desde esa profundidad hasta el final de la perforación solo se observan otros tres segmentos más afectados por ella. Al igual que en el sondaje anterior, esta alteración afecta a las cinco unidades litológicas principales (Diorita, Monzodiorita, Pórfido Andesítico, Cuarzo Monzonita y Diques Dioríticos), se caracteriza por la asociación mineral inicialmente mencionada y por una intensidad que varía también entre los rangos débil y muy fuerte, ubicándose los segmentos donde es más intensa en la porción superior del sondaje (0 – 186 metros). Respecto al estilo, en estas rocas la alteración se presenta igualmente en un modo preferentemente penetrativo, a excepción, en este caso, de los últimos 52 metros de sondaje donde se observa con un estilo penetrativo selectivo.

En cuanto al sondaje DH00003, en este se aprecian varios metros de roca alterados a propilítica 1 y, similar a lo que ocurre en las rocas de DH00002, también se concentra la alteración en la porción superior, específicamente entre los 21 y 143 metros (Figura 3.25). Solo a mayor profundidad en el sondaje, entre los 354 y los 386 metros, se reconocen dos segmentos más afectados por la alteración. En total a lo largo de todos estos segmentos ha afectado solo a dos de las unidades litológicas principales (Diorita y Pórfido Andesítico) y a un segmento menor de brechas hidrotermales. Al igual que en los dos sondajes anteriores la alteración propilítica 1 está caracterizada por la asociación clorita-epidota-albita con o sin calcita. Respecto al estilo e intensidad con la que se presenta en estas rocas, la primera es únicamente penetrativa y la segunda varía entre moderada y muy fuerte.

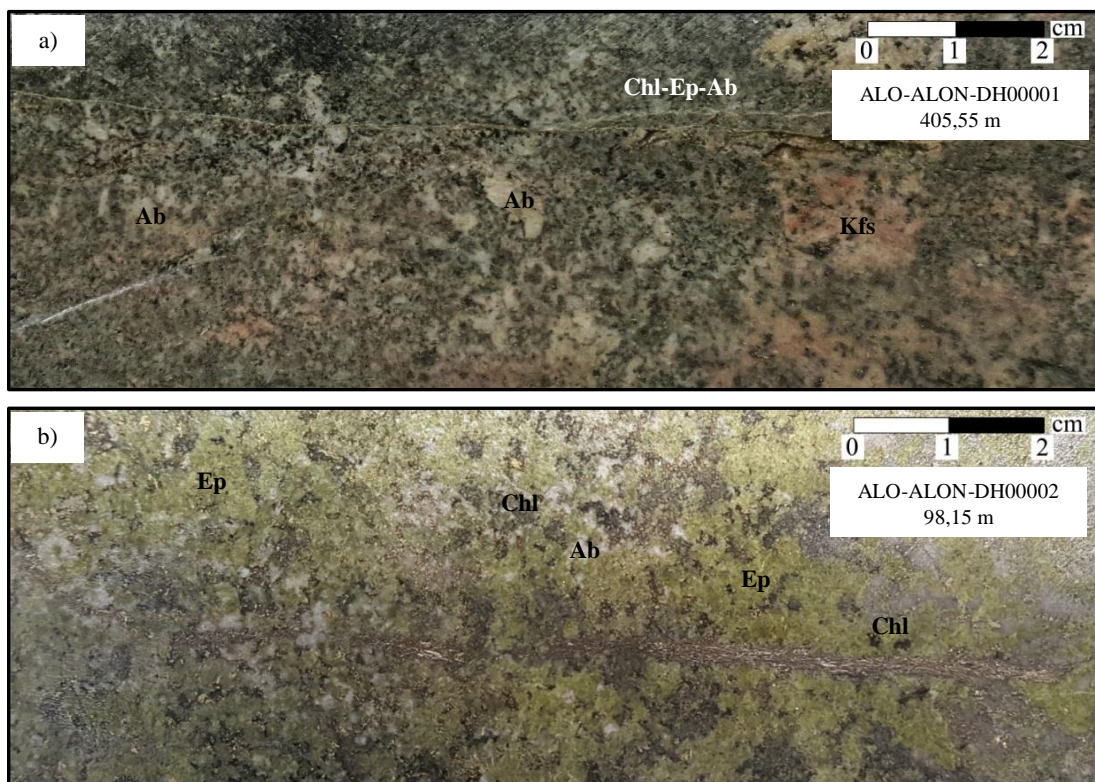


Figura 3.7. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración propilítica 1, mostrando distintas intensidades de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación clorita-epidota-albita. a) Alteración propilítica 1 penetrativa moderada en tramo de cuarzo monzonita. b) Alteración propilítica 1 penetrativa muy fuerte en tramo de monzodiorita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespatos potásico.

Para la realización de los estudios de petrografía microscópica se seleccionaron siete muestras de roca con evidencia macroscópica de haber sido afectadas por alteración propilítica 1 (Tabla 2). Posteriormente, a través de las observaciones de microscopía se reconoce esta alteración en otras tres muestras más (A1M4_A.M, A2M2_A.M y A3M12_A.M), anteriormente caracterizadas en muestras de mano como propilítica 2.

En todas estas muestras la alteración propilítica 1 se caracteriza microscópicamente por la presencia de epidota, clorita, albita y en ocasiones también calcita. Estos minerales conforman asociaciones minerales como epidota-clorita-albita y epidota-clorita-albita-calcita (Figura 3.8). En algunas muestras se observa ausencia de clorita como parte de los minerales que identifican a esta alteración. A continuación se describen las características microscópicas de cada uno de estos minerales.

La epidota, reconocible por sus distintivos colores de interferencia y alto relieve, se presenta mayormente como cristales anhedrales de grano fino a medio y rara vez se observan cristales subhedrales con hábito prismático y/o de grano grueso. Este mineral se presenta, de más a menos frecuente, de manera diseminada, en cúmulos, como reemplazo de fenocristales de plagioclasa y en vetillas. Las ocasiones en los que ha reemplazado selectivamente a fenocristales de plagioclasa se reconocen únicamente en rocas cuyo protolito fue identificado como pórfido andesítico. Este fenómeno varía desde un reemplazo parcial a uno casi total en algunos casos (Figura 3.9.a). En cuanto a las vetillas con presencia de epidota, estas se observan únicamente en 2 de las muestras (A1M5_A.M y A3M12_A.M), en ellas la ocurrencia de este mineral sucede en

conjunto con otros minerales como clorita, cuarzo, calcita, feldespato potásico y minerales opacos, entre otros. Por último, respecto a la abundancia de epidota, esta varía de modo estimado entre 5 y 26% del volumen de las rocas afectadas por esta alteración.

La clorita se observa mayormente como cristales anhedrales de grano fino a medio, siendo escasos los de grano grueso. Al igual que para la alteración calco-sódica, la clorita se reconoce principalmente por su hábito micáceo y colores de interferencia marrón y azul berlín (Figura 3.9.b). Los estilos en los que se presenta son diversos, observándose clorita de manera diseminada, en cúmulos, en agregados fibrosos y en vetillas. Este mineral constituye de manera estimada entre 10 y 26% del volumen en las muestras con presencia de alteración propilítica 1.

La albita se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Estos cristales ocurren principalmente formando un mosaico (Figura 3.9.b) y solo en casos muy puntuales como parte de la mineralogía de vetillas. En general la albita presenta un aspecto “sucio” debido a alteración mayormente a sericita y arcillas. Su abundancia es de entre 20 y 55% del volumen de las muestras afectadas por esta alteración.

Los cristales de calcita son principalmente anhedrales y de un tamaño variable entre grano fino a grueso. Ocurren tanto de manera diseminada como en vetilla, siendo más abundante el estilo diseminado. En las muestras de roca con alteración propilítica 1, en caso de presentarse calcita como parte de dicha alteración, este mineral constituye de manera estimada entre un 3 y un 10% del volumen.

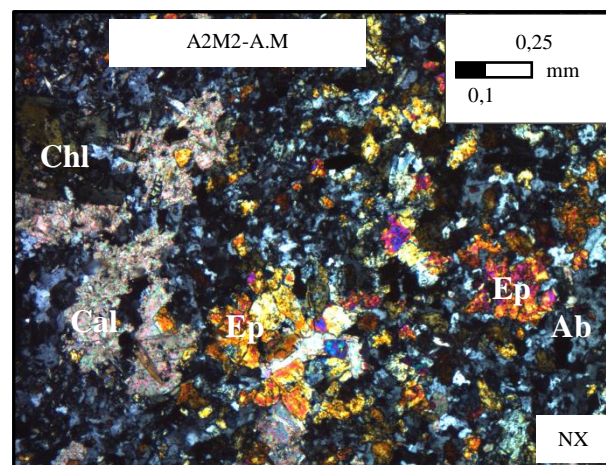


Figura 3.8. Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) de la alteración propilítica 1. Se observa la asociación epidota-clorita-albита-calcita. Ab: albita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.

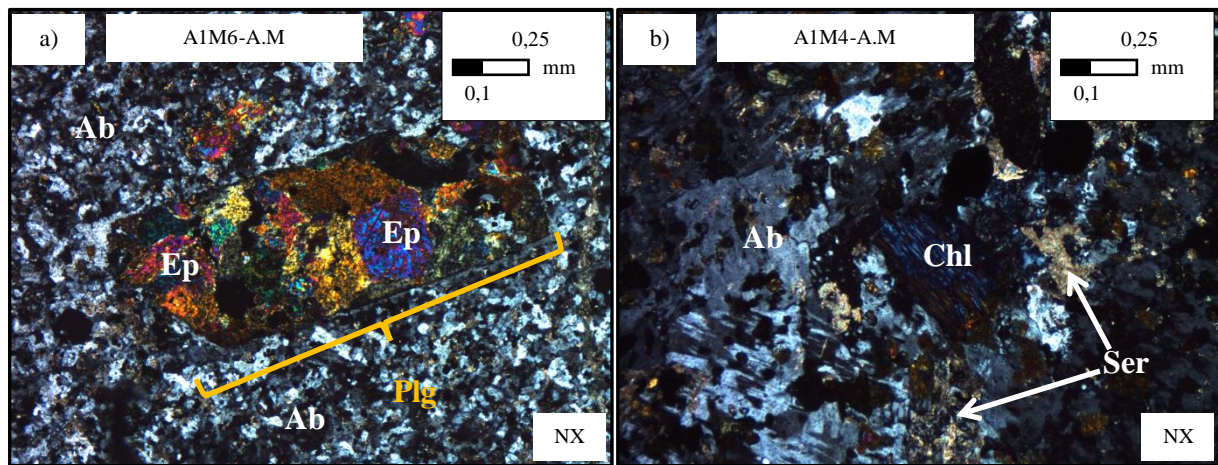


Figura 3.9. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de la alteración propilítica 1. a) Epidota como reemplazo selectivo de fenocristal de plagioclasa primario. b) Clorita de grano grueso, albita formando un mosaico de cristales y menor sericita como alteración de albita. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Plg: plagioclasa. Ser: sericita.

3.2.4.2. Propilítica 2 (externa)

Se denomina en este trabajo alteración propilítica 2, o propilítica externa, a la alteración caracterizada macroscópicamente por la asociación mineral clorita-epidota con o sin calcita y cuarzo, diferenciándose de la alteración propilítica 1 fundamentalmente por la ausencia de albita. Esta alteración, observada en los tres sondajes estudiados, se distingue por la coloración verde que le otorga a las rocas. Se presenta, de modo general, con un estilo frecuentemente penetrativo y una intensidad variable entre moderada y muy fuerte (Figura 3.10). Cabe destacar que su denominación como propilítica externa se basa en la ausencia de albita, lo que sugiere según clasificaciones como la de Corbett y Leach (1998) un origen más distal en relación a una alteración propilítica con presencia de dicho mineral.

En las rocas del sondaje DH00001 la alteración propilítica 2 se aprecia de modo discontinuo desde los 41 hasta los 391 metros, concentrándose la mayoría de los segmentos afectados por ella en la porción superior de dicho tramo (41 – 107 m) (Figura 3.23). En dichos segmentos se observa en cuatro de las unidades litológicas principales (Diorita, Monzodiorita, Pórfido Andesítico y Cuarzo Monzonita) así como también en otras unidades ígneas menores (volcánicas). La asociación de minerales de alteración que la conforma no difiere de la anteriormente indicada y en cuanto a su intensidad y estilo, la primera varía desde débil a muy fuerte y la segunda es mayoritariamente penetrativa, presentándose únicamente en dos segmentos con un estilo selectivo (180-182 m y 385-391 m).

En el sondaje DH00002 la alteración propilítica 2 es un poco más escasa que en el anterior, presentándose en unos pocos segmentos entre los 38 y los 470 metros (Figura 3.24). Ocurre sobre cuatro de las unidades litológicas principales (Diorita, Pórfido Andesítico, Cuarzo Monzonita y Diques Dioríticos) y en un único tramo de brechas hidrotermales. La caracteriza la asociación de minerales indicada anteriormente, varía en intensidad entre moderado y muy fuerte y se presenta en los estilos penetrativo, selectivo y penetrativo selectivo.

Por último, en el sondaje DH00003 la alteración propilítica 2 se reconoce en algunos pocos segmentos distribuidos entre la superficie y los 535 metros de sondaje. Estos se concentran

mayormente en la porción superior de la perforación, específicamente entre los 0 y 128 metros (Figura 3.25). En este caso la alteración ha afectado a dos de las unidades litológicas principales (Diorita y Pórfido Andesítico) y a un tramo de brechas hidrotermales. Varía en intensidad entre moderado y muy fuerte y su estilo es únicamente penetrativa. Al igual que en los dos sondajes anteriores la alteración está caracterizada por la asociación cloritas-epidota inicialmente señalada.

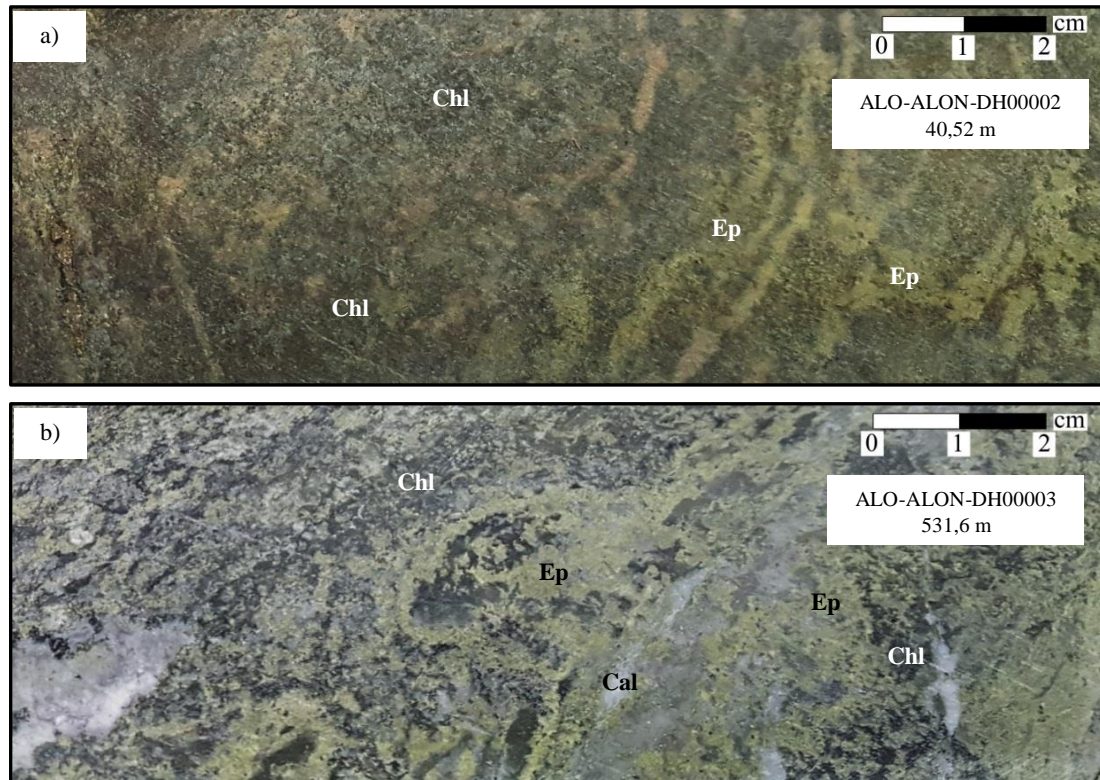


Figura 3.10. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración propilítica 2, mostrando distintas intensidades de la alteración. En ambas fotografías se observa la asociación clorita-epidota. a) Alteración propilítica 2 penetrativa moderada en tramo de diorita. b) Alteración propilítica 2 penetrativa muy fuerte en tramo de pórfido andesítico, se distingue la presencia de calcita (zonas blancas). Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.

Para el estudio petrográfico microscópico de la alteración propilítica 2 se seleccionaron cinco muestras de roca con evidencia macroscópica de haber sido afectadas por esta alteración (Tabla 2). No obstante, a través de dicho estudio fue posible reconocer en tres de ellas la presencia de asociaciones de minerales que corresponden a lo que en este trabajo se designó como propilítica 1, observándose la presencia de alteración propilítica 2 únicamente en dos de las muestras (A1M1_A.M y A3M4_A.M).

Mediante el estudio de microscópica de las dos muestras señaladas se observa que la alteración propilítica 2 se caracteriza microscópicamente por la presencia de epidota, clorita, calcita y cuarzo (Figura 3.11), siendo la ausencia de albita la diferencia fundamental con la alteración propilítica 1. Las características microscópicas de estos minerales se describen a continuación

La epidota, reconocible en ambas muestras por sus característicos colores de interferencia y alto relieve, se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso, con un hábito prismático y granular. Ocurre con un estilo principalmente diseminado y en algunos casos menos frecuentes en cúmulos. Su abundancia estimada es de un 27% del volumen en una de las muestras y de un 20% en la otra.

La clorita se observa como cristales anhedrales de grano fino a medio, los cuales se presentan tanto de manera diseminada como en agregados fibrosos. Al igual que en las alteraciones anteriores se reconoce por su hábito micáceo y colores de interferencia marrón y azul berlín. Este mineral constituye aproximadamente el 20% del volumen en ambas muestras afectadas por la alteración propilítica 2.

La calcita se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso, que ocurren de manera diseminada, en vetilla, y como cúmulos de granos finos. Constituye de manera estimada el 13 del volumen en una de las muestras y el 32% en la otra.

El cuarzo se reconoce como parte de la asociación de minerales de la alteración propilítica 2 únicamente en la muestra A1M1_A.M. En ella este mineral se presenta como cristales anhedrales de grano fino a medio con un estilo diseminado. Constituye aproximadamente un 20% del volumen de la muestra.

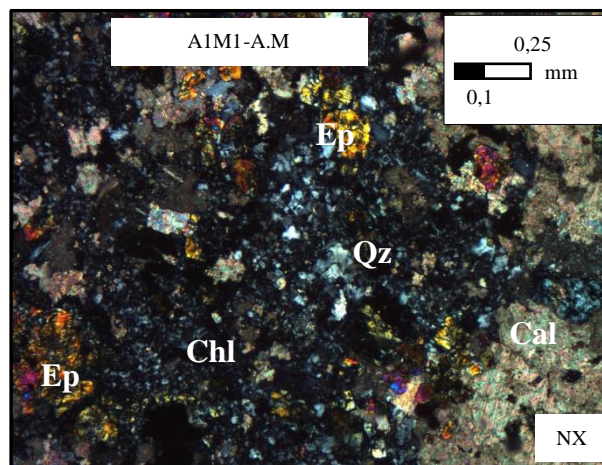


Figura 3.11. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de la alteración propilítica 2. Se reconoce la asociación epidota-clorita-calcita-cuarzo. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota. Qz: cuarzo.

3.2.5. Argílica moderada

La alteración argílica moderada se caracteriza macroscópicamente por la presencia de arcillas, lo que le otorga a las rocas un color blanquecino (Figura 3.12), una dureza muy baja y poca cohesión. Esta se observa en unos pocos segmentos en cada uno de los tres sondajes estudiados y en general ocurre asociada a zonas donde las rocas exhiben un fuerte fracturamiento (probables zonas de falla).

En el sondaje DH00001 esta alteración se observa mayormente en los primeros 41 metros de la perforación (medidos desde la superficie), pero también se reconoce en dos segmentos menores a mayor profundidad (190-195 y 303-310 metros) (Figura 3.23). A lo largo de todos estos tramos afecta, con un estilo principalmente penetrativo (pero también selectivo) y una

intensidad variable entre moderada a muy fuerte, a dos de las unidades litológicas principales (Diorita y Pórfido Andesítico), a un tramo de brechas hidrotermales en la superficie y a otras unidades ígneas menores.

En las rocas del sondaje DH00002 la alteración argílica moderada se presenta solamente en la porción superior de la perforación, específicamente entre los 16 y 51 metros desde la superficie (Figura 3.24). El segmento afectado por esta alteración corresponde principalmente a la unidad Diorita, pero también a un pequeño tramo (1,5 metros) de brechas hidrotermales. En este caso la alteración se presenta con un estilo penetrativo y una intensidad entre fuerte y muy fuerte.

Por último, en las rocas contenidas en el sondaje DH00003 esta alteración se observa solamente en tres segmentos ubicados entre los metrajes 51 y 190 (Figura 3.25). En este se presenta como alteración principalmente de las unidades Diorita y Pórfido Andesítico, pero también de un tramo de granodiorita. En dos de los segmentos mencionados (los más cercanos a la superficie) la alteración argílica moderada se presenta con un estilo penetrativo selectivo y una intensidad variable entre débil a fuerte (Figura 3.12.a). En cuanto al tercer segmento, en este la alteración es penetrativa y su intensidad varía entre fuerte a muy fuerte (Figura 3.12.b).

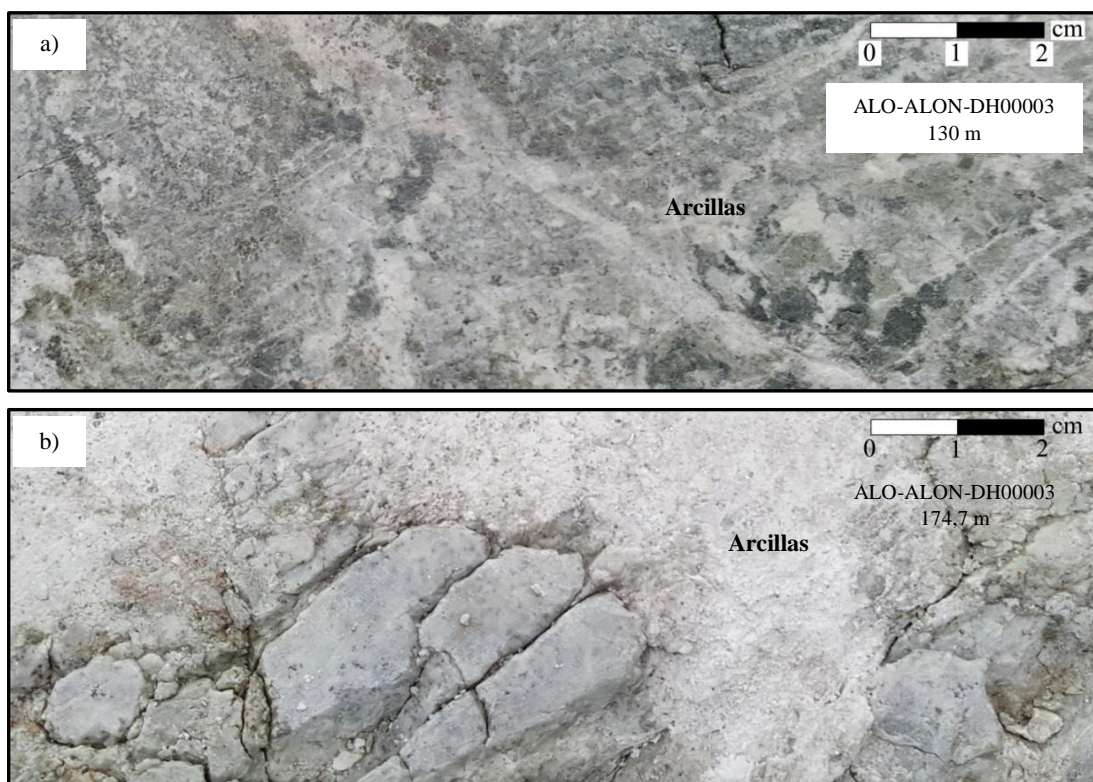


Figura 3.12. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración argílica moderada, mostrando distintas intensidades de la alteración. a) Alteración argílica moderada penetrativa selectiva de intensidad fuerte. b) Alteración argílica moderada penetrativa de intensidad muy fuerte.

Para estudiar microscópicamente la alteración argílica moderada se seleccionaron dos muestras de roca con evidencia macroscópica de haber sido afectadas por ella (Tabla 2). Adicionalmente, se reconoció esta alteración en la muestra A3M13_A.M, en la cual no había sido

distinguida de manera macroscópica. Cabe mencionar que en la muestra A2M1_A.M se encontró, a través del estudio de microscopía, mayor presencia de un proceso de uralitización de piroxenos que evidencias de argilización.

En estas muestras se observa que la alteración argílica moderada se caracteriza microscópicamente por la presencia de arcillas, mineral que se presenta como cristales de grano muy fino y como alteración principalmente de cristales de albita y feldespato potásico. Se reconoce mayormente por el aspecto “nuboso” que le confiere a dichos minerales (Figura 3.13). Su abundancia estimada alcanza un 30% del volumen de las muestras.

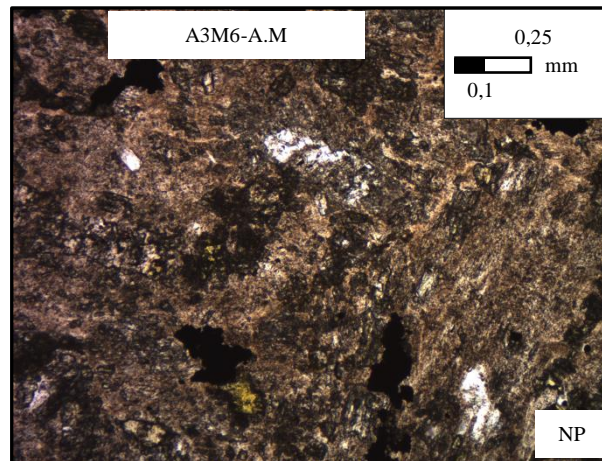


Figura 3.13. Fotomicrografía a nicolelos paralelos (NP) de la alteración argílica moderada. Se observa albita de grano grueso con aspecto “sucio” debido a la alteración a arcillas.

3.2.6. Argílica avanzada

La alteración argílica avanzada, caracterizada macroscópicamente por la presencia de cuarzo residual, le otorga a las rocas un color blanquecino y una textura oquerosa (Figura 3.14). Esta se observa en unos pocos segmentos de los sondajes DH00001 y DH00002.

En el primer sondaje se presenta únicamente en cinco segmentos menores, todos ellos distribuidos entre los 114 y 303 metros (Figura 3.23), donde afecta a las unidades Pórfido Andesítico, Monzodiorita y a otras unidades ígneas menores. En dos de los segmentos mencionados la alteración argílica avanzada se presenta con un estilo penetrativo y las intensidades son: moderada en uno de ellos; y fuerte en el otro. Al contrario de estos, en los otros tres segmentos se presenta de manera selectiva y con una intensidad que varía desde débil a moderada.

En el sondaje DH00002 la alteración argílica avanzada se observa solamente en dos segmentos, uno de ellos entre los metrajes 105 y los 112 y el otro entre los 287 y 345 metros (Figura 3.24), en los cuales se presenta como alteración de las unidades Monzodiorita y Pórfido Andesítico. En el primer segmento ocurre con un estilo selectivo y una intensidad muy fuerte. En cuanto al segundo segmento, en este se observa de modo penetrativo, pero con una intensidad que varía desde muy débil a moderada. Además, en este último, la alteración es discontinuada por un dique diorítico de 9,4 metros de espesor que no presenta alteración alguna.

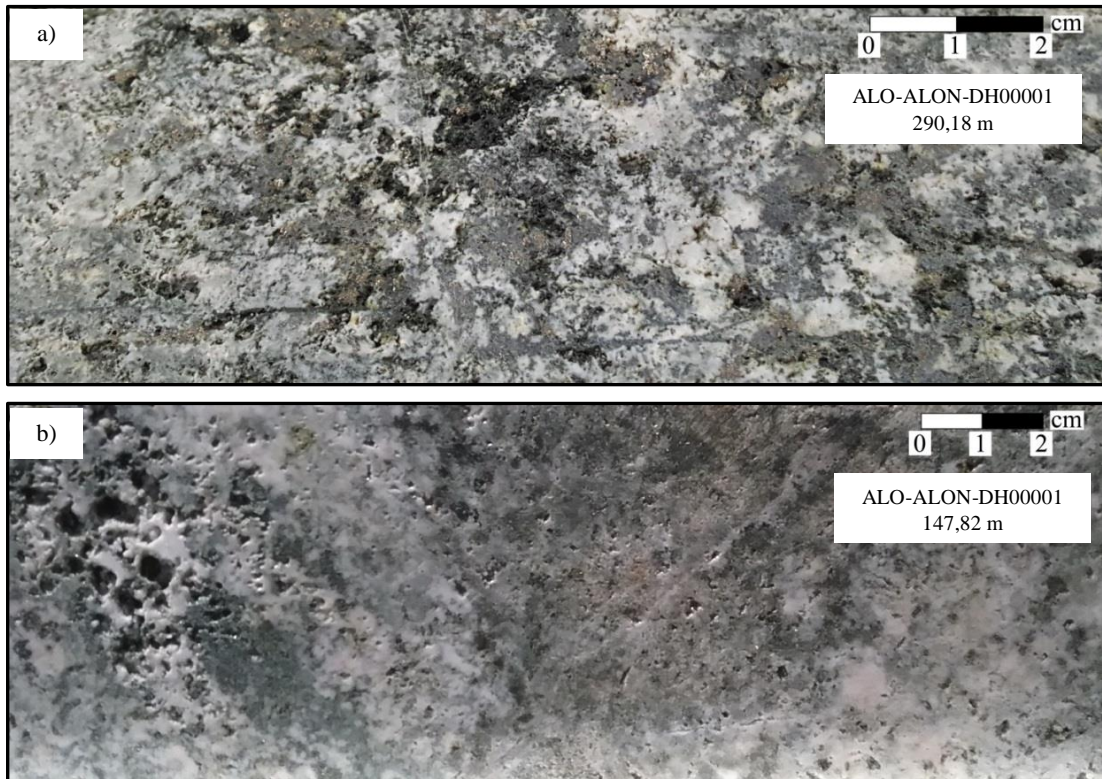


Figura 3.14. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración argílica avanzada, mostrando distintos estilos de la alteración. En ambas fotografías se observa su aspecto oqueroso característico. a) Alteración argílica avanzada penetrativa moderada. b) Alteración argílica avanzada selectiva moderada.

3.2.7. Fílica

La alteración fílica, caracterizada macroscópicamente por la presencia de abundante sericita, le otorga a las rocas un color blanquecino, un brillo ceroso (Figura 3.15) y una dureza muy baja. Esta se observa únicamente en las rocas del sondaje DH00003, presentándose en dos segmentos menores, a los 154-159 y 190-193 metros, y en un segmento mayor entre los 270 y los 351 metros (Figura 3.25). Afecta a rocas de las unidades Pórfido Andesítico, Diorita y Monzodiorita, así como a dos tramos menores de granodiorita. Se presenta mayormente con un estilo penetrativo selectivo, pero también se reconoce en algunos segmentos en los modos penetrativo y selectivo. En cuanto a su intensidad esta varía entre débil a fuerte.



Figura 3.15. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la alteración fílica. El tramo fotografiado presenta un estilo penetrativo y una intensidad moderada. Ser: sericita.

Para los estudios de microscopía se seleccionaron dos muestras con alteración fílica (Tabla 2) y adicionalmente se reconoció microscópicamente una tercera muestra con presencia de dicha alteración (A1M4_A.M). En todas ellas se observa que la alteración fílica está caracterizada microscópicamente por la abundante presencia de sericita. Este mineral, al ser un agregado de grano fino de micas blancas, se presenta mayormente como cúmulos, muchas veces como cúmulos diseminados y en ocasiones también ocurre en vetillas. En las tres muestras se presenta como mineral de alteración sobre cristales de albita (Figura 3.16.a). Su abundancia varía desde un 25% del volumen en una de ellas hasta un 40% en otra. Cabe mencionar que se suele observar acompañada de una menor cantidad de calcita de grano fino (Figura 3.16.b).

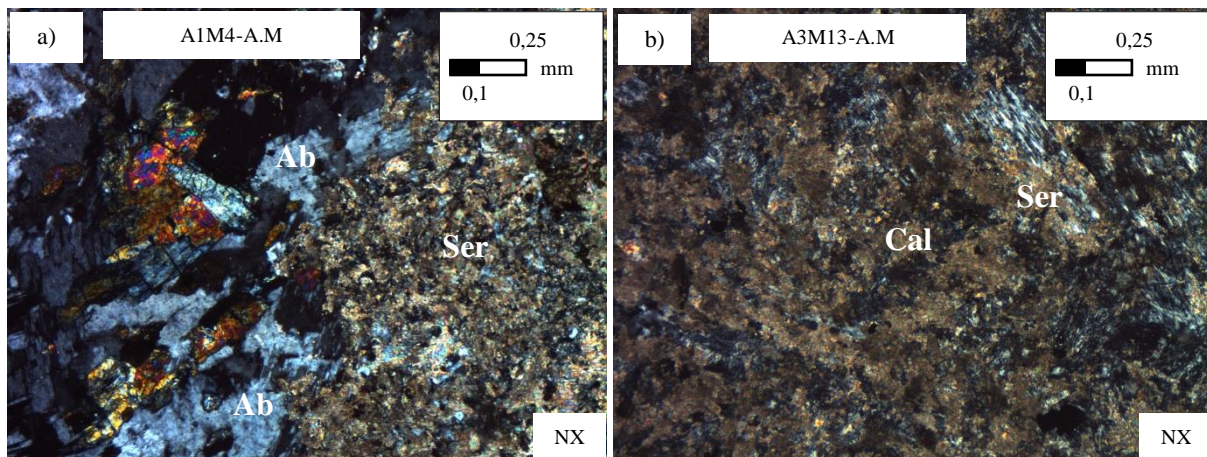


Figura 3.16. Fotomicrografías a nicols cruzados (NX) de la alteración fílica. a) Alteración fílica sobrepuesta a alteración propilítica. Se distingue la presencia de sericita como alteración de albitas. b) Alteración fílica con presencia de calcita. Se observa sericita, acompañada de calcita de grano fino, en pequeños cúmulos diseminados como alteración de albitas. Ab: albita. Cal: calcita. Ep: epidota. Ser: sericita.

3.2.8. Cloritización

Esta alteración, presente en unos pocos segmentos de los sondajes DH00001 y DH00002, se caracteriza macroscópicamente por la presencia de clorita. Los segmentos de roca afectados por ella se distinguen por la coloración verde oscura que les otorga este mineral (Figura 3.17).

En el sondaje DH00001 la alteración a clorita se observa únicamente en tres segmentos. Dos de estos, pequeños en extensión, se ubican en la porción superior del sondaje (60-62 y 75-76 metros). En cambio, el tercer segmento, de mayor longitud, se ubica a más profundidad, específicamente entre los 374 y 385 metros (Figura 3.23), donde ha afectado a tres de las unidades litológicas principales (Monzodiorita, Diorita y Cuarzo Monzonita) y a un tramo menor de andesitas. En los dos segmentos superiores ocurre con un estilo penetrativo. En uno de ellos con una intensidad débil y en el otro fuerte. Por el contrario, el segmento inferior exhibe un estilo selectivo y una intensidad moderada.

En el sondaje DH00002 esta alteración también se observa en tres segmentos. Sin embargo, en este caso todos son de mayor extensión (> 19 metros) y se ubican en la porción inferior del sondaje, distribuidos entre los 482 y los 579 metros (Figura 3.24). Con excepción de un segmento menor de brechas ígneas, esta alteración ha afectado casi únicamente a la unidad Cuarzo Monzonita. En ambas litologías se presenta con un estilo penetrativo y una intensidad moderada.

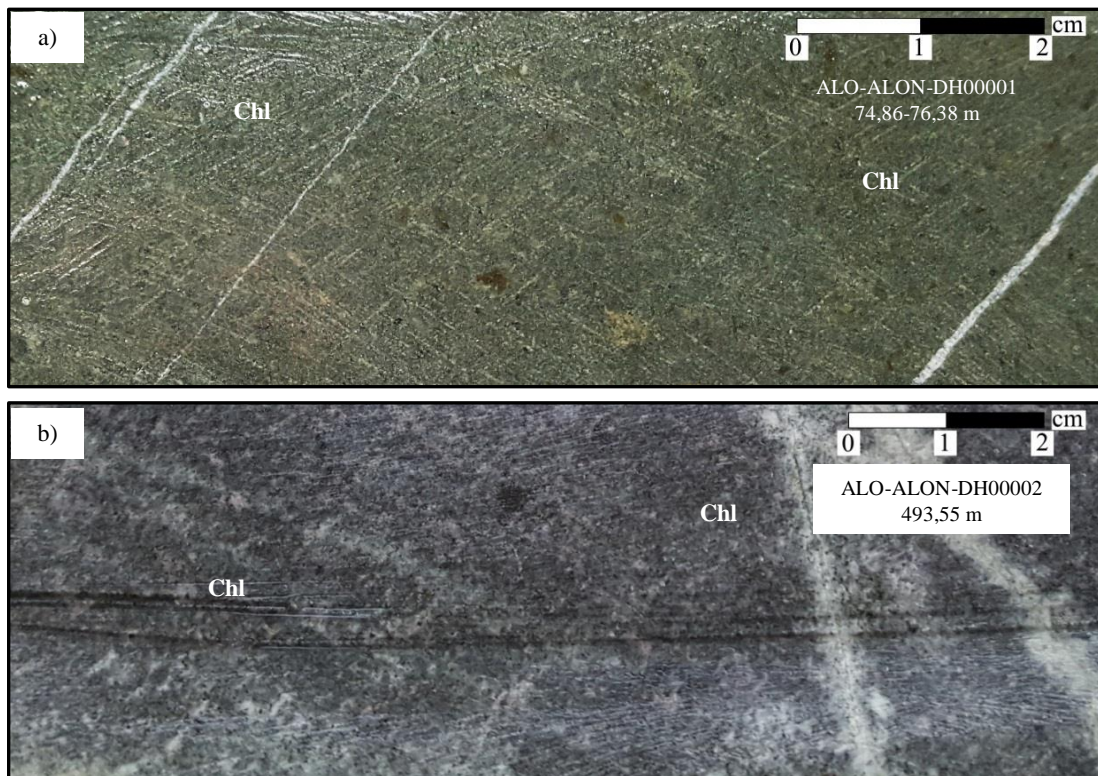


Figura 3.17. Fotografías macroscópicas de dos segmentos representativos de la alteración a clorita, mostrando distintas intensidades de la alteración. a) Cloritización penetrativa fuerte en andesita. b) Cloritización penetrativa moderada en cuarzo monzonita. Chl: clorita.

Para el estudio petrográfico microscópico de la cloritización se seleccionó únicamente una muestra de roca con evidencia macroscópica de haber sido afectada por dicha alteración (Tabla 2). En ella se observa microscópicamente la abundante presencia de clorita como cristales anhedrales de grano fino a medio. Este mineral ocurre de manera diseminada como alteración selectiva de biotitas primarias (Figura 3.18.a), y al interior de cristales de albitas y ortoclasas, probablemente como reemplazo de chadacristales de una textura poiquilítica primaria (Figura 3.18.b). La clorita se distingue fácilmente en esta muestra por su hábito micáceo, color verde y colores de interferencia anómalos. Su abundancia estimada es de un 27% del volumen de la roca.

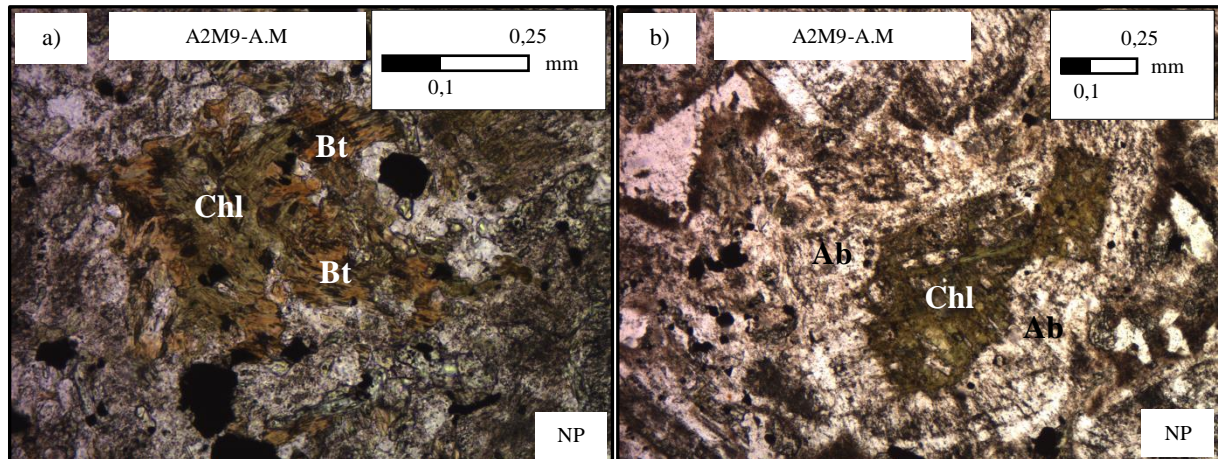


Figura 3.18. Fotomicrografías a nicolos paralelos (NP) de la cloritización. a) Cloritización de biotitas primarias. b) Clorita como reemplazo en una textura poiquilítica primaria. Ab: albita. Bt: biotita. Chl: clorita.

3.2.9. Silicificación

La silicificación, observable en algunos segmentos de roca de los tres sondajes estudiados, se caracteriza macroscópicamente por la presencia de cuarzo y/o sílice. Las rocas afectadas por esta alteración se distinguen por su alta dureza y muy frecuentemente por una coloración blanquecina (Figura 3.19).

En el sondaje DH00001 esta alteración se presenta en dos segmentos, uno de ellos entre los 51 y 58 metros y el otro entre los 336 y 349 metros (Figura 3.23). En el primero de ellos se presenta con un estilo penetrativo y una intensidad muy fuerte como alteración de rocas pertenecientes a las unidades Diorita y Monzodiorita. En el segundo, donde también ha afectado a la unidad Diorita, se observa con una intensidad débil y un estilo igualmente penetrativo.

En el sondaje DH00002 la silicificación se observa en un solo segmento de roca ubicado entre los metrajés 62 y 67 (Figura 3.24). En dicho segmento ha afectado a rocas de la unidad Monzodiorita con un estilo penetrativo y una intensidad fuerte.

Por último, en el sondaje DH00003 esta alteración, al igual que en el anterior, se reconoce en un único tramo, ubicado entre los metrajés 233 y 239 (Figura 3.25). En este se presenta con un estilo penetrativo y una intensidad fuerte en rocas de la unidad Pórfido Andesítico.

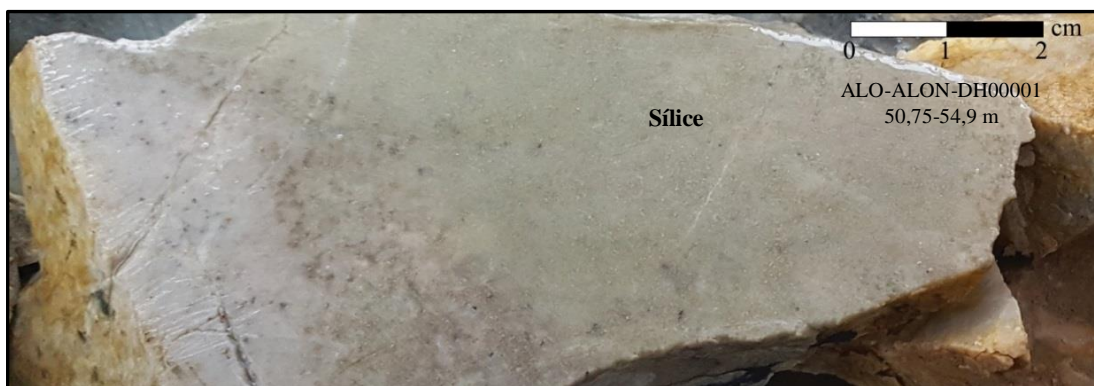


Figura 3.19. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la silicificación. El tramo fotografiado presenta un estilo penetrativo y una intensidad muy fuerte.

Para los estudios de microscopía se seleccionó una única muestra con silicificación (Tabla 2), por medio de la cual se observa que dicha alteración se caracteriza microscópicamente por la presencia de cuarzo. Este mineral se presenta en diversos estilos, entre los que destaca la presencia de cúmulos (Figura 3.20) y el reemplazo de fenocristales de plagioclasa. También se observa de manera diseminada y en vetillas. Respecto a la forma y tamaño de los cristales, en su totalidad son anhedrales y varían en tamaño desde grano fino a medio. En la única muestra con silicificación estudiada la abundancia estimada de cuarzo es de un 8% del volumen de la roca.

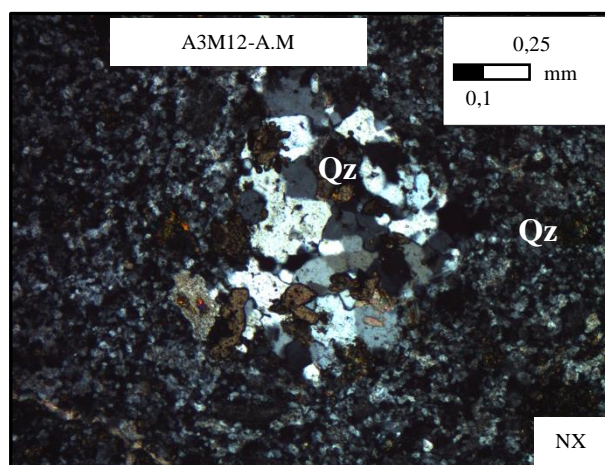


Figura 3.20. Fotomicrografía a nicóles cruzados (NX) de la silicificación. Se observa tanto la presencia de un cúmulo de cuarzo de grano medio, como la ocurrencia de cuarzo de grano fino diseminado. Qz: cuarzo.

3.2.10. Albitización

Esta alteración, reconocida únicamente en dos segmentos del sondaje DH00002 (a los 396-407 y 466-470 metros) (Figura 3.24), se caracteriza macroscópicamente por la presencia de abundante albita. Las rocas afectadas por ella se distinguen por la coloración blanca y la alta dureza (menor a la dureza por silicificación) que les otorga este mineral.

En el más somero de los dos segmentos mencionados, la alteración se observa sobre un tramo de brechas hidrotermales con un estilo selectivo y una intensidad fuerte, habiendo afectado

únicamente a los clastos de esta (Figura 3.21). En el segundo, la alteración a albita ocurre con un estilo penetrativo y una intensidad moderada en rocas de la unidad Cuarzo Monzonita y en brechas ígneas.

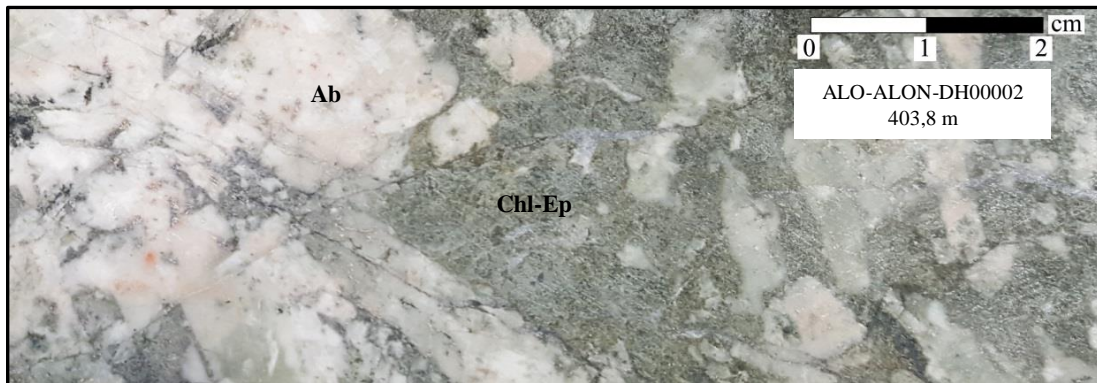


Figura 3.21. Fotografía macroscópica de un segmento representativo de la alteración a albita. Se observa la albitización selectiva y fuerte en clastos de la brecha hidrotermal y una alteración clorita-epidota en su matriz. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota.

Para el estudio de petrografía microscópica se utilizaron cuatro muestras de roca, en las cuales además de otras alteraciones presentes se observa macroscópicamente los efectos de un proceso de albitización (Tabla 2). En todas ellas se reconoce que dicha alteración se caracteriza microscópicamente por la abundante presencia de albita (Figura 3.22), la cual se observa mayormente como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Este mineral en general ocurre formando un mosaico de cristales y suele presentar un aspecto “sucio” debido a alteración a sericita y arcillas. Su abundancia estimada varía desde 25 a 60% del volumen de roca en las muestras observadas.

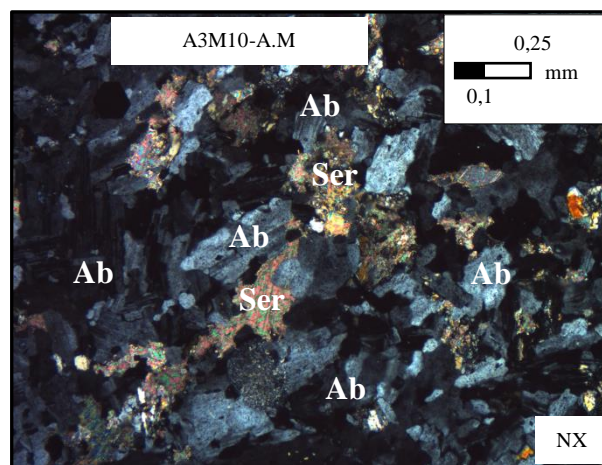


Figura 3.22. Fotomicrografía a nicols cruzados (NX) de la albitización. Se reconoce la abundante presencia de albita. También se observa una menor cantidad de sericita. Ab: albita. Ser: sericita.

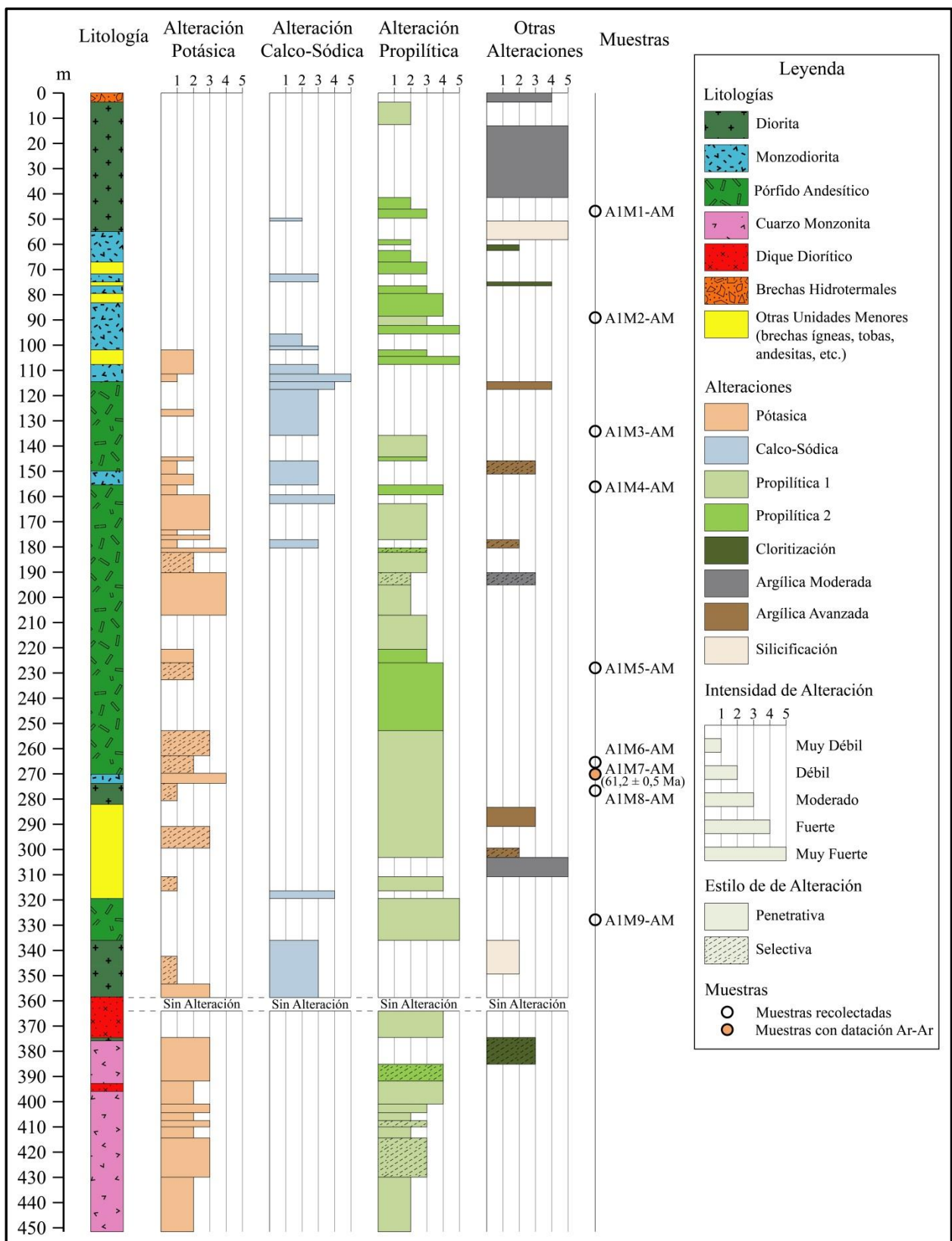


Figura 3.23. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00001. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.

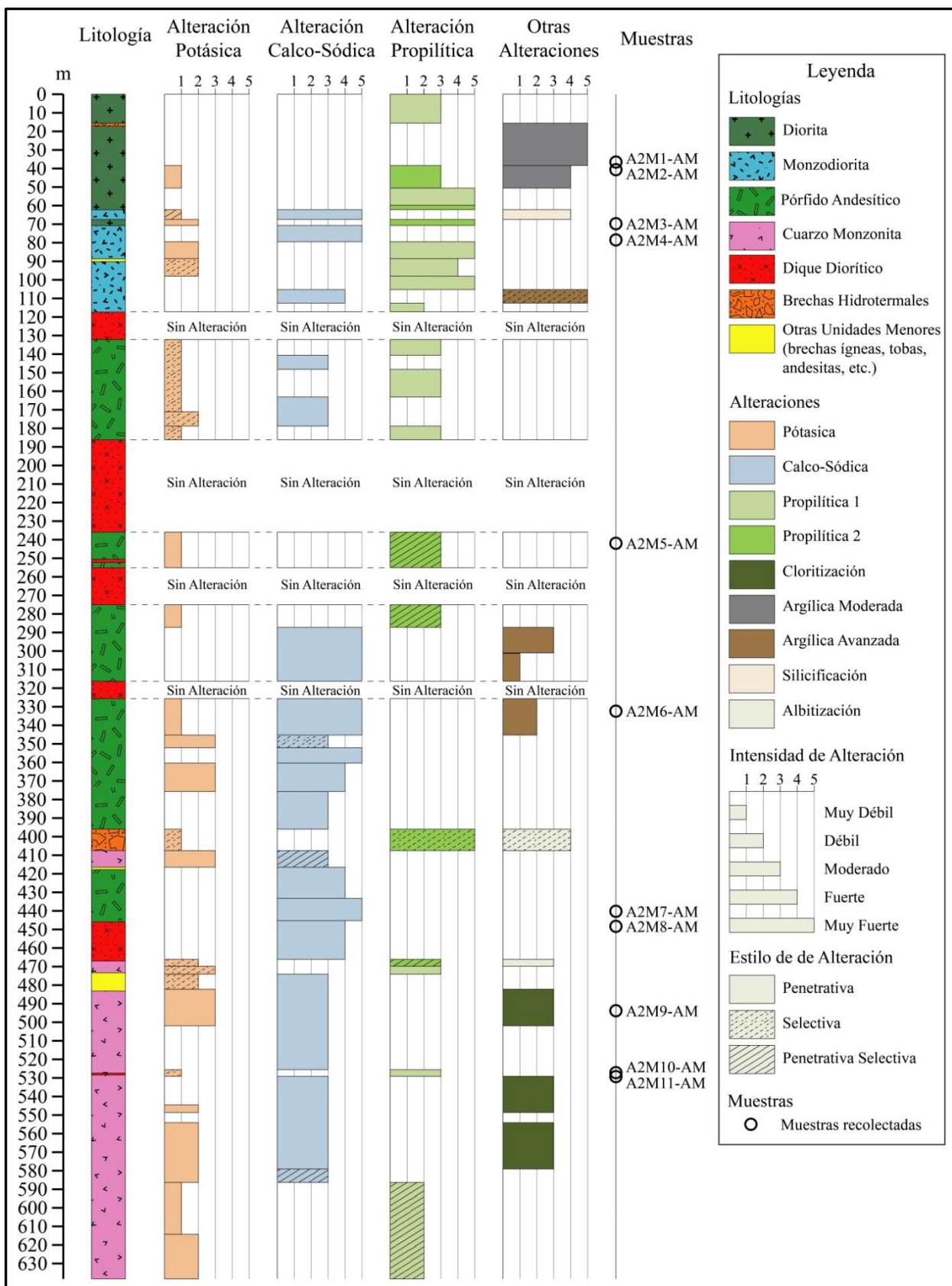


Figura 3.24. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00002. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.

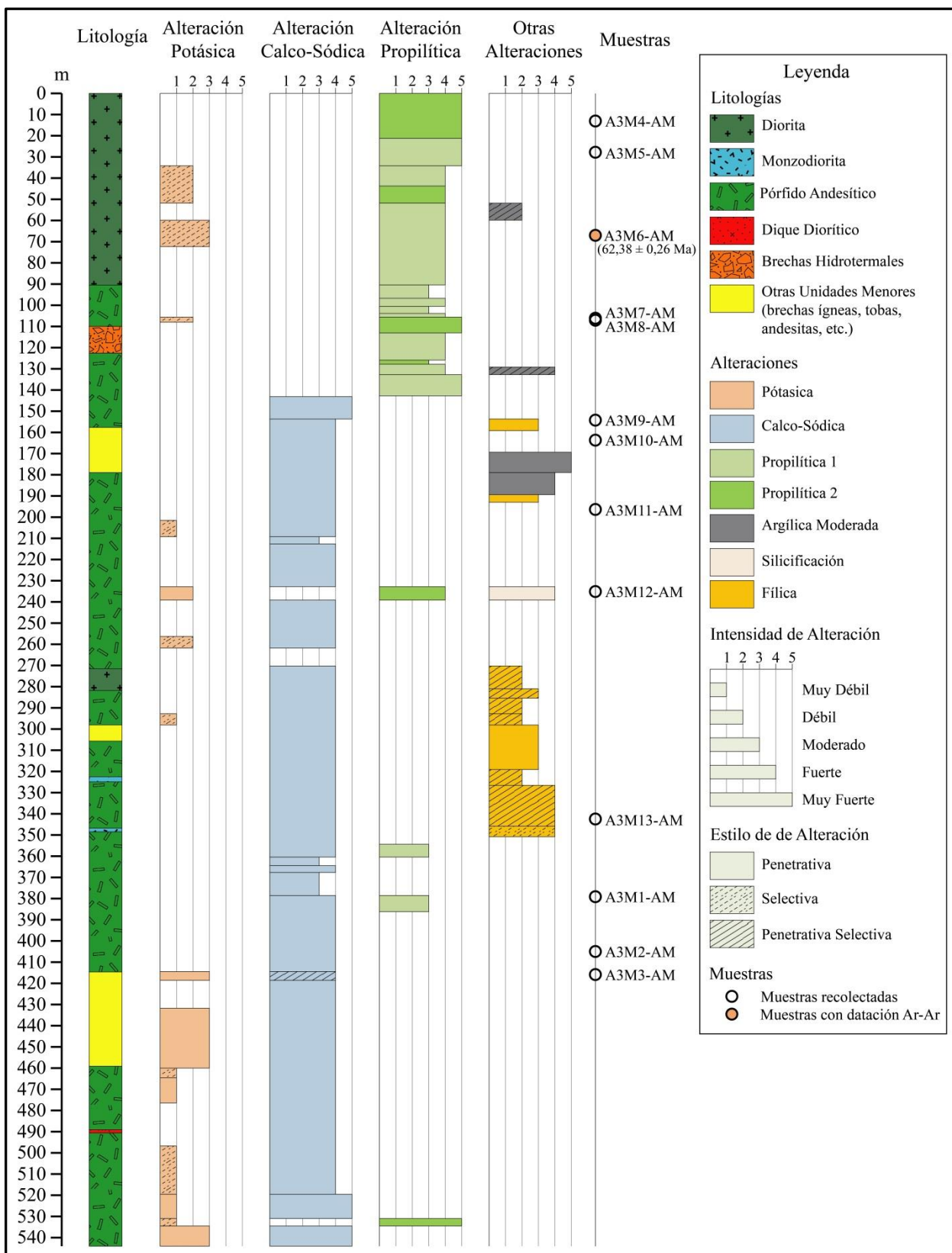


Figura 3.25. Representación gráfica en columna de la litología y de la alteración hidrotermal observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00003. Se indica el estilo y la intensidad que presentan los distintos eventos de alteración a lo largo del sondaje.

3.3. Vetillas

La ocurrencia de distintos tipos de vetillas es una característica muy frecuente en las rocas de los tres sondajes estudiados. Los minerales más comunes presentes en esta modalidad son calcita, epidota, clorita, albita y sericita. En menor proporción se observa magnetita, pirita, cuarzo, anhidrita, feldespato potásico y hematita. Todos estos minerales se presentan combinados en distintas asociaciones, formando con ello una gran y compleja variedad de vetillas.

En un intento por describir dicha multiplicidad de configuraciones se optó por clasificar las vetillas agrupándolas según el mineral más distintivo y/o dominante presente en cada una ellas. De esta manera se reconocieron en total hasta 10 grupos distintos. Cada uno de ellos, ordenados de más a menos frecuentes, se describe a continuación:

- i. Vetillas Cal: grupo de vetillas caracterizado macroscópicamente por la abundante presencia de calcita, debido a lo cual se distinguen fácilmente por su coloración blanca (Figura 3.26.a), baja dureza y una fuerte reacción al ácido clorhídrico. Suelen contener también una menor cantidad de albita y clorita, en ocasiones como parte del halo de alteración.
- ii. Vetillas Ep-(Chl): este grupo engloba todas aquellas vetillas abundantes en epidota y clorita, así como todas aquellas donde el mineral dominante es únicamente epidota (sin presencia de clorita). Se distinguen por una coloración mayormente verde pistacho (típico del mineral epidota) y, en ocasiones, exhiben también algunos tonos de verde oscuro otorgados por la clorita. Suelen presentar también una menor cantidad de calcita, albita, feldespato potásico, cuarzo, pirita y hematita. Dentro de este grupo de vetillas una configuración mineral muy habitual son las formadas por una sutura dominada por epidota y clorita con un halo mayormente albitico (Figura 3.26.b).
- iii. Vetillas Chl: agrupación de vetillas caracterizadas macroscópicamente por la presencia dominante de clorita en ausencia de epidota. Se reconocen por la clásica coloración verde oscuro de este mineral (Figura 3.26.c). Contienen una menor cantidad de minerales como albita, calcita, cuarzo, feldespato potásico y pirita. En este grupo son muy frecuentes las vetillas con un halo albitico y una sutura clorítica (Figura 3.26.d).
- iv. Vetillas Ab: este cuarto grupo se caracteriza macroscópicamente por la abundante albita, siendo por tanto reconocibles por su coloración blanca (Figura 3.27.a) y considerable dureza. Presentan otros minerales como cuarzo, calcita, feldespato potásico, clorita, epidota y pirita.
- v. Vetillas Ser: este grupo de vetillas se caracteriza macroscópicamente por la presencia dominante de sericita, siendo por ello vetillas de baja dureza y una coloración blanca semitraslucida (Figura 3.27.b). Presentan una cantidad menor de otros minerales como cuarzo, calcita, albita y clorita. En ocasiones la albita se presenta como halos de alteración (Figura 3.27.c).
- vi. Vetillas Mt: grupo que comprende todas las vetillas constituidas mayoritariamente por magnetita (Figura 3.27.d). Estas son únicamente observables en algunos segmentos de los sondajes DH00002 y DH00003, asociadas aparentemente a la alteración calco-sódica, ya

que se observan generalmente en segmentos de roca con dicha alteración. Estas, además, contienen una menor cantidad de minerales como albita, clorita y pirita, siendo particularmente muy común en ellas los halos de albita.

- vii. Vetillas Py: corresponde al grupo de vetillas conformadas principal y casi únicamente por pirita (Figura 3.27.e). En ocasiones contienen otros minerales como albita, cuarzo y sericita.
- viii. Vetillas Qz: grupo de vetillas caracterizado macroscópicamente por la presencia dominante de cuarzo, siendo por ello de alta dureza y de una coloración blanquecina a incoloras. Suelen contener cantidades menores de clorita, epidota, albita y feldespato potásico, generalmente como parte del halo de alteración.
- ix. Vetillas Anh: este grupo de vetillas, únicamente observables en unos pocos segmentos de los sondajes DH00001 y DH00002, se caracteriza macroscópicamente por la abundante presencia de anhidrita. Se reconocen por su baja dureza y una coloración blanquecina. Suelen contener cantidades menores de feldespato potásico.
- x. Vetillas Hem: corresponde al grupo de vetillas conformadas principal y casi únicamente por hematita (Figura 3.27.f). En ocasiones contienen también cantidades menores de otros minerales como pirita, clorita, epidota y albita.

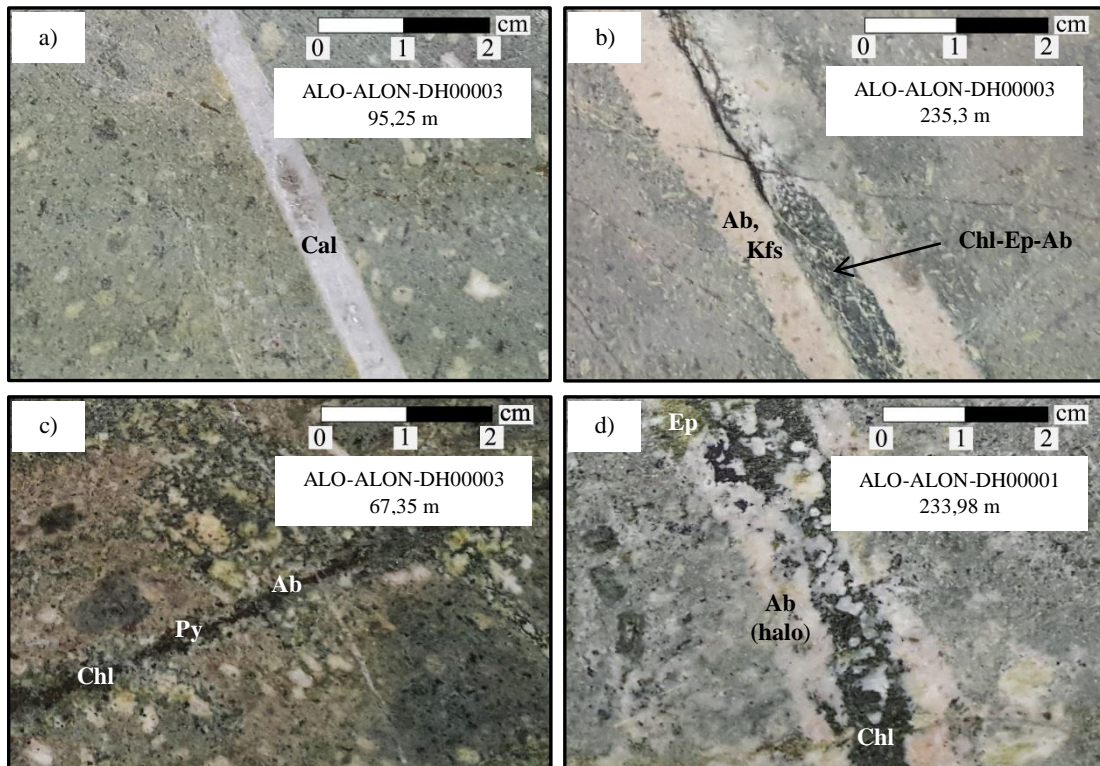


Figura 3.26. Fotografías macroscópicas de vetillas representativas de algunos de los distintos grupos reconocidos: a) vetilla únicamente de calcita (vetilla Cal); b) vetilla de epidota-clorita-albita con halo de albita y feldespato potásico (vetilla Ep-(Chl)); c) vetilla de clorita-pirita-albita (vetilla Chl); d) vetilla de clorita con halo albítico (vetilla Chl). Ab: albita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota. Kfs: feldespato potásico. Py: pirita.

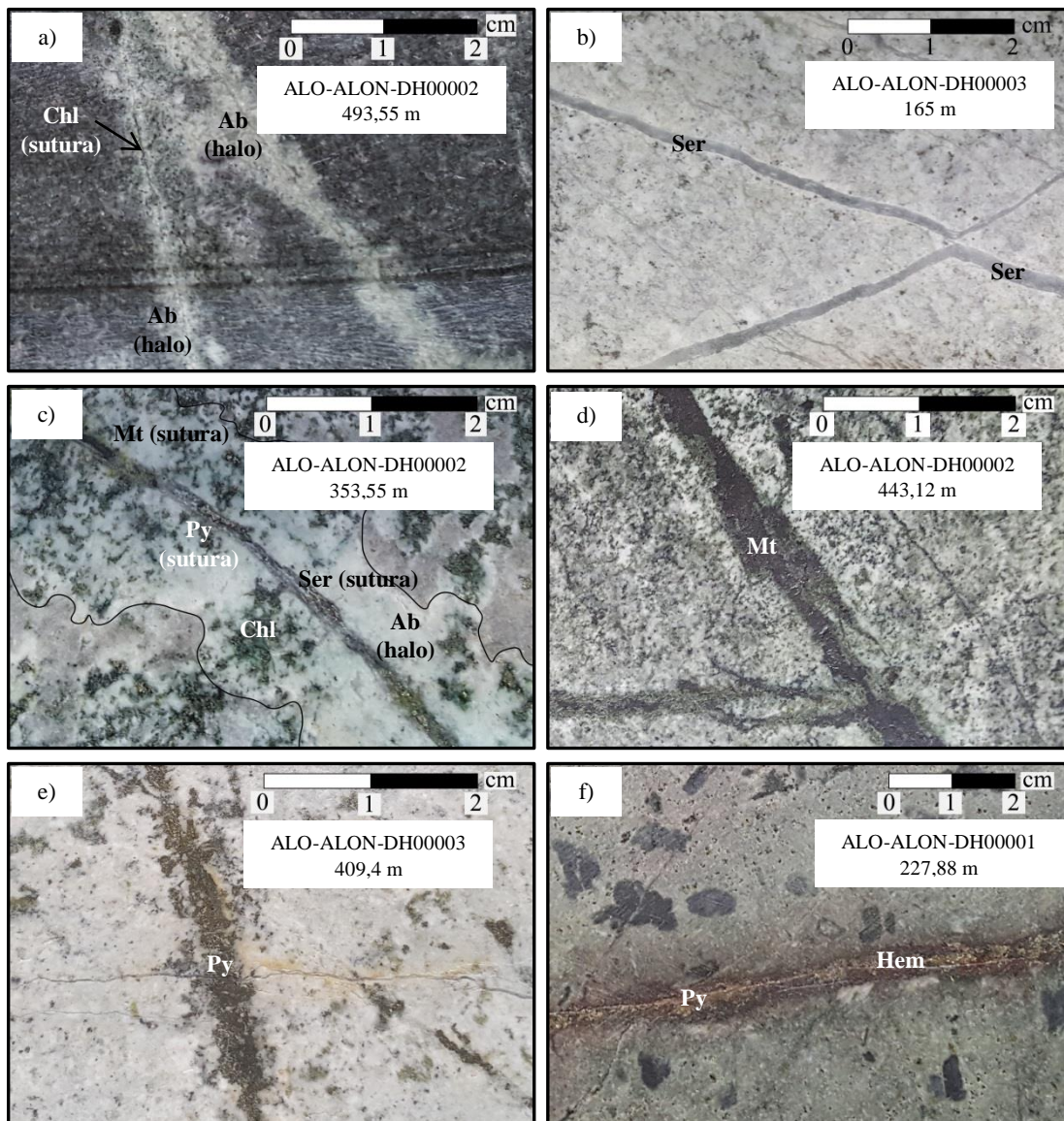


Figura 3.27. Fotografías macroscópicas de vetillas representativas de algunos de los distintos grupos reconocidos: a) vetillas de albita con suturas cloríticas y halos albíticos (vetilla Ab); b) vetillas únicamente de sericita (vetilla Ser); c) vetilla de sericita con menor pirita, magnetita y halo albítico (vetilla Ser); d) vetilla únicamente de magnetita (vetilla Mt); e) vetilla de únicamente de pirita (vetilla Py); y f) vetilla de hematita con menor pirita (vetilla Hem). Ab: albita. Chl: clorita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita. Ser: sericita.

Una configuración en la que se presentan ocasionalmente las vetillas anteriormente indicadas es como enrejados (*Stockworks*), siendo ello más común en las rocas del sondaje DH00001. En dicho sondaje se observan seis segmentos de roca cortados por este estilo de vetillas, todos ellos ubicados entre los 101 y 220 metros de la perforación. En cuanto a los sondajes DH00002 y DH00003, en el primero se observan dos segmentos con dicha modalidad, ambos ubicados entre los 140 y 236 metros, y en el segundo se reconoce un único segmento de roca, entre los metrajes 159 y 169, afectado por este estilo. En todos estos casos las vetillas son mayormente constituidas por un único mineral, siendo el más común la calcita (Figura 3.28.a). También se observa en ocasiones una presencia dominante de anhidrita (Figura 3.28.b).

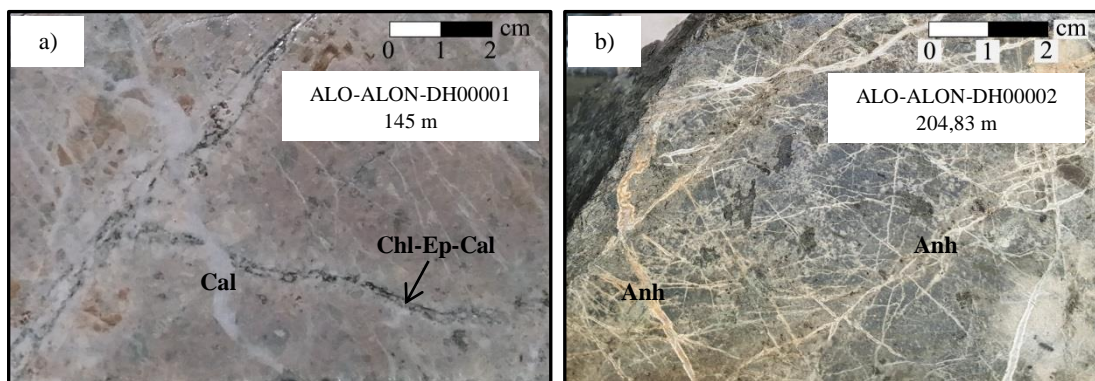


Figura 3.28. Fotografías macroscópicas de dos segmentos de roca cortados por enrejados de vetillas. a) Enrejado de vetillas de calcita en pórfido andesítico, también se observan vetillas de clorita-epidota-calcita (vetillas Ep-(Chl)). b) Enrejado de vetillas de anhidrita en dique diorítico. Anh: anhidrita. Cal: calcita. Chl: clorita. Ep: epidota.

3.4. Mineralización metálica

3.4.1. Características generales

Mediante el mapeo macroscópico de los tres sondajes fue posible identificar en las rocas estudiadas la presencia de una escasa mineralización metálica (al menos en cuanto a minerales de interés económico), observándose mayormente minerales como pirita, magnetita y hematita. Se reconoce también, pero en lugares muy puntuales dentro de los sondajes, una escasa mineralización de calcopirita y molibdenita. A partir de esta información fue posible confeccionar, al igual que para la alteración hidrotermal, un modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de la mineralización metálica presente en el sector Cajón González. Dicho modelo se muestra en la Figura 3.29 y Figura 3.30.

En cuanto a las descripciones calcográficas microscópicas de los 13 cortes pulidos (Tabla 2), la mineralización metálica observada mediante esta técnica no difiere de la reconocida durante la fase de mapeo, corroborándose de dicho modo que esta se conforma únicamente por la presencia de los minerales mencionados. No obstante, entre la información que se pudo recabar mediante la microscopía de luz reflejada destacan ciertos rasgos texturales que hablan de la posible paragénesis de la mineralización. Dichas texturas se describirán e interpretarán en secciones siguientes de este capítulo.

Se expondrá a continuación una descripción detallada tanto de las características macroscópicas como microscópicas de la mineralización mencionada. Cabe destacar que las cantidades, o concentraciones, que se presentarán en las descripciones siguientes son valores estimados visualmente y corresponden a porcentaje de volumen. Por otro lado, al igual que para las observaciones de luz transmitida, en las descripciones microscópicas de esta sección se utilizan los términos grano fino, grano medio y grano grueso para referirse a los siguientes rangos de tamaño: (i) grano fino: < 0,1 mm; (ii) grano medio: 0,1 – 0,25 mm; y (ii) grano grueso: > 0,25 mm.

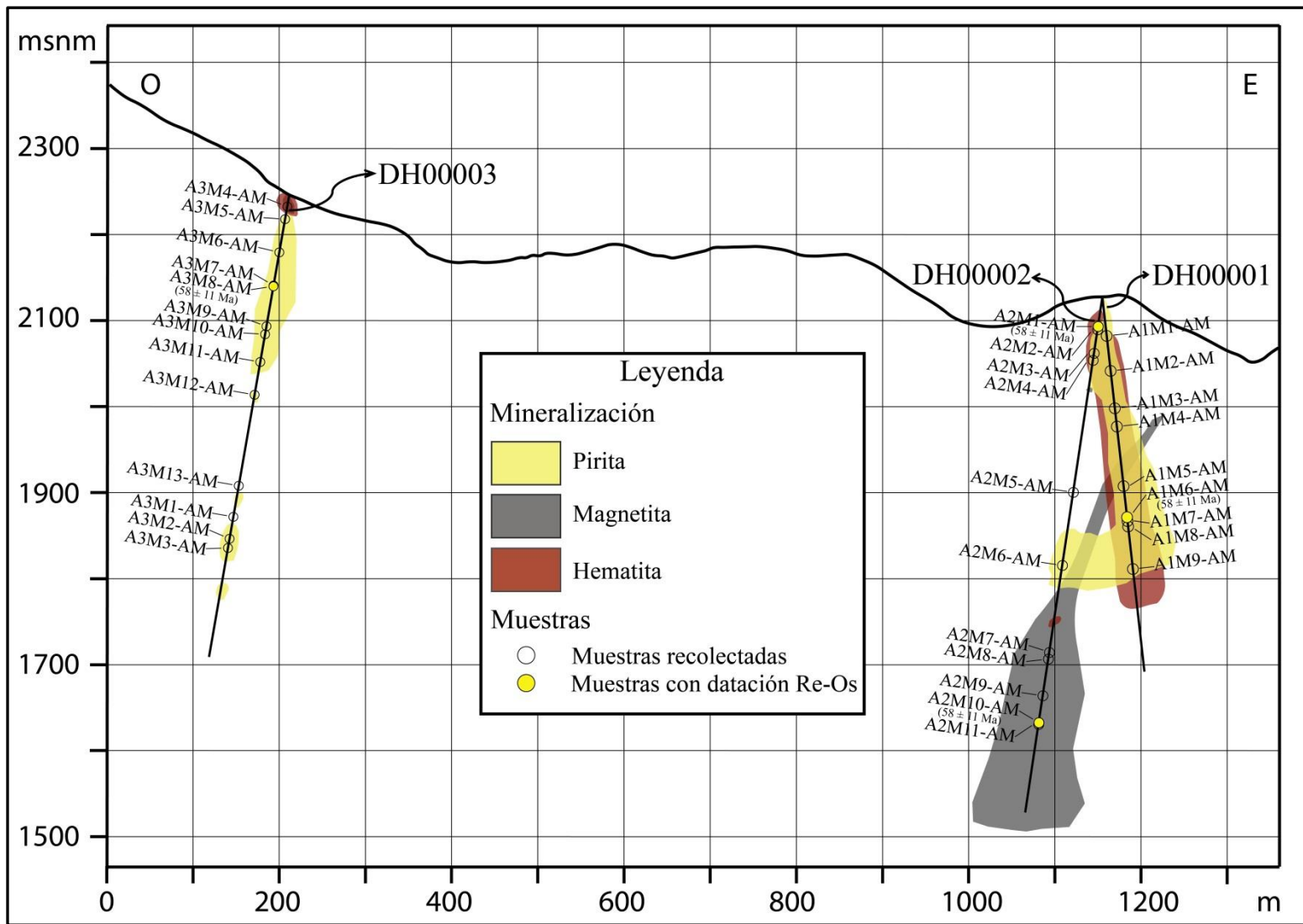


Figura 3.29. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de la mineralización metálica presente en el sector Cajón González, interpretado en base al mapeo de los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003. Se indica la ubicación de las 33 muestras recolectadas, destacando aquellas utilizadas en los análisis Re-Os para la obtención de las edades de mineralización. Ubicación de la sección en Figura 2.7.

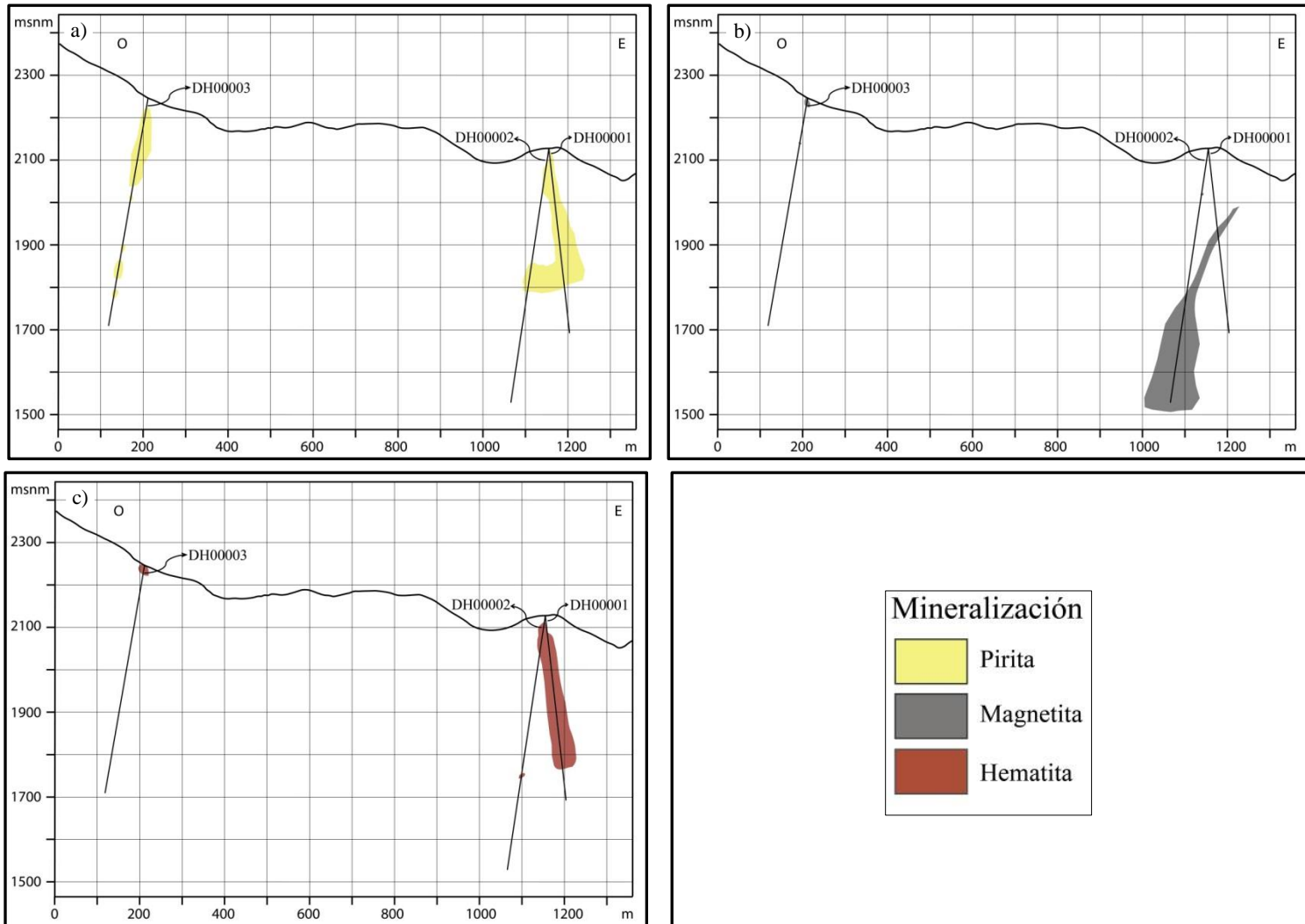


Figura 3.30. Modelo geológico 2D respecto a la distribución espacial de los principales minerales que conforman la mineralización metálica. a) Pirita. b) Magnetita. c) Hematita. Para el modelamiento de la zonación en cada uno de los tres casos se usaron todos los tramos de sondaje mapeados con una concentración mineral mayor o igual 0,5% volumen (Figura 3.39, Figura 3.40 y Figura 3.41). Ubicación de las secciones en Figura 2.7.

3.4.2. Pirita

La presencia de pirita en las rocas de los tres sondajes estudiados representa la principal forma de mineralización metálica (en términos de abundancia) observada macroscópicamente en este trabajo. Dicha mineralización se presenta en las rocas de los tres sondajes con las características descritas a continuación.

En el sondaje DH00001 los segmentos que albergan mineralización de pirita se presentan de manera discontinua desde la superficie hasta los 350 metros (Figura 3.39). En todo este gran tramo de sondaje, dicho mineral ocurre tanto de manera diseminada, como en vetillas (Figura 3.31.a), y en fracturas. En algunos segmentos se presenta en dos, o incluso en los tres, estilos a la vez. En cuanto a su concentración, esta varía principalmente entre los 0,9 y 2% del volumen de las rocas que lo contienen. No obstante, se reconoce también algunos tramos con concentraciones de pirita inferiores a los valores mencionados, siendo estos menores a 0,5 o incluso a 0,1% del volumen de la roca. De igual manera, se observan algunos escasos segmentos de roca (específicamente entre los 23 y 50 metros) donde las concentraciones son bastante superiores, llegando a un 5% del volumen total de estas.

En el sondaje DH00002 la mineralización de pirita es bastante más escasa que en las rocas del sondaje anterior. A pesar de que es posible observar este mineral en numerosos segmentos desde la superficie hasta el final de la perforación (Figura 3.40), su concentración promedio es inferior a la de las rocas del primer sondaje. A diferencia de ellas, en estas la concentración de pirita es frecuentemente menor al 0,1% del volumen. Sin embargo, entre los 40 y 105 metros y entre los 288 y 316 metros la concentración varía entre los 0,9 y 1% del volumen. En este sondaje la pirita ocurre de manera diseminada, en vetillas (Figura 3.31.b) y en fracturas, siendo muy común los segmentos donde se presenta en dos o en los tres estilos mencionados.

En el sondaje DH00003 la presencia de pirita se distingue en diversos segmentos desde la superficie hasta prácticamente el final del sondaje (Figura 3.41). Su concentración en porcentaje de volumen de roca varía desde valores inferiores a 0,1%, en algunos segmentos, hasta un 3%, en otros. Sin embargo lo más frecuente son concentraciones cercanas al 1% e iguales o menores al 0,1%. Al igual que en los sondajes anteriores la mineralización de pirita se presenta de manera diseminada (Figura 3.31.c), en vetillas y en fracturas, siendo también muy frecuente los segmentos con una ocurrencia de pirita en más de uno de estos estilos a la vez.

Respecto al estudio microscópico de la mineralización, cabe mencionar que a través de este fue posible reconocer la presencia de pirita en los 13 cortes pulidos (Tabla 2). En ellos este mineral ocurre como cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso y se presenta de manera diseminada (Figura 3.32.a), en cúmulos y en vetillas (Figura 3.32.b), siendo el más frecuente el estilo diseminado. La abundancia estimada de pirita, en porcentaje volumen de roca, oscila desde valores menores a 1% hasta un 10% en las muestras observadas.

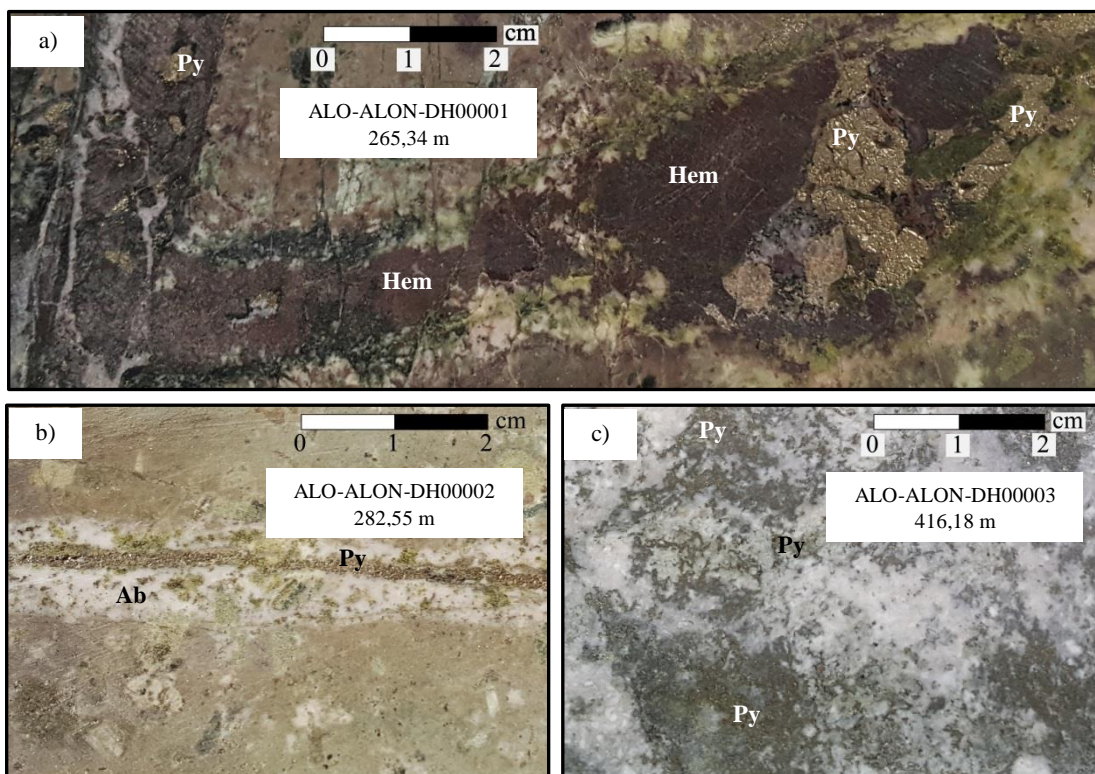


Figura 3.31. Fotografías macroscópicas de tres segmentos con mineralización de pirita. Se observan dos de los estilos en los que frecuentemente dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de pirita y hematita en vetilla. b) Mineralización de pirita en vetilla. c) Mineralización de pirita diseminada. Hem: hematita. Py: pirita.

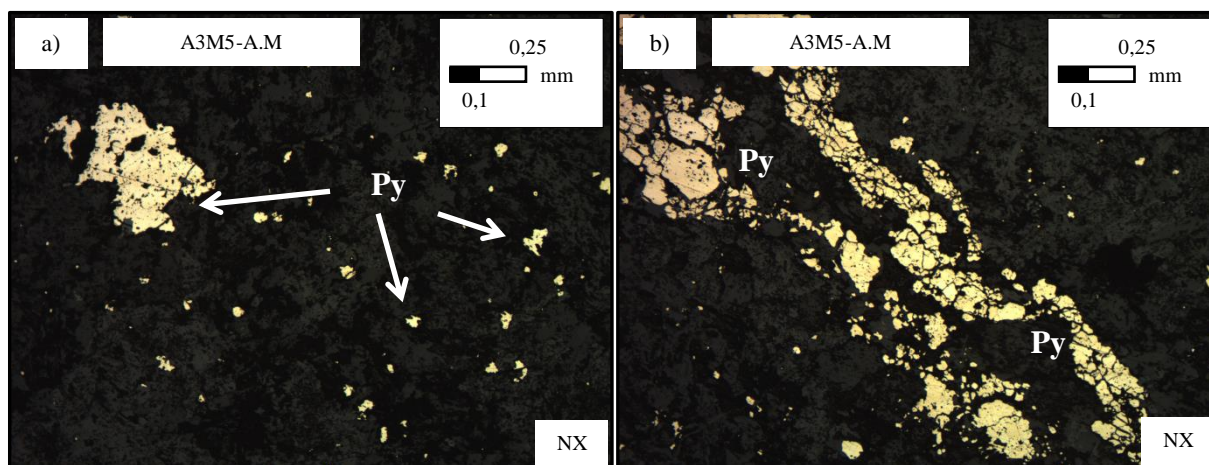


Figura 3.32. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) mostrando la mineralización de pirita presente en las rocas estudiadas. a) Pirita anhedral de grano fino a medio de modo diseminado. b) Pirita anhedral de grano fino a medio en vetilla. Py: pirita.

3.4.3. Magnetita

Si bien la ocurrencia de magnetita en las rocas de los sondajes estudiados se reconoce macroscópicamente de manera bastante menos abundante que la mineralización de pirita anteriormente descrita, este mineral constituye parte importante de la mineralización metálica en ellas observada. Dicho mineral se presenta en las rocas de los tres sondajes con las características descritas a continuación.

En las rocas del sondaje DH00001 la ocurrencia de magnetita se observa únicamente en tres segmentos, entre los 195 y 202, entre los 207 y 220, y entre los 283 y 291 metros de la perforación (Figura 3.39). En las rocas de los dos segmentos superiores la magnetita ocurre en fracturas y representa un 1% del volumen de estas. En cuanto a las rocas del tercer segmento, en ellas se presenta como vetillas y constituye menos de un 0,1% de su volumen.

En el sondaje DH00002 la mineralización de magnetita es mucho más abundante que la observada en el caso anterior, reconociéndose en varios segmentos a lo largo del sondaje. En estos tramos, distribuidos desde los 15 metros hasta el final de la perforación (Figura 3.40), la concentración de este mineral es bastante variable. De este modo, mientras que en todos aquellos segmentos ubicados sobre los 360 metros la concentración de magnetita es frecuentemente menor o igual a 0,1%, bajo dicha profundidad, en cambio, varía mayormente entre los 0,9 y 2% del volumen de roca total. Respecto al estilo de la mineralización, la magnetita se presenta tanto de manera diseminada, como en vetillas (Figura 3.33.a) y en fracturas, ocurriendo en algunos segmentos en más de uno de estos estilos a la vez. Por último, cabe destacar que en las rocas de este segundo sondaje la magnetita se observa mayormente asociada a la alteración calco-sódica.

En las rocas del sondaje DH00003 se reconoce magnetita solamente en dos segmentos, ambos ubicados en la porción superior de la perforación (Figura 3.41). Uno de ellos, el cual se extiende desde los 105 hasta los 113 metros, presenta magnetita diseminada y en cúmulos (Figura 3.33.b). En cuanto a la cantidad de mineral en dicho tramo, mientras en su porción superior presenta valores menores pero cercanos a un 1% del volumen, en la porción inferior son menores incluso a un 0,1%. El segundo segmento se ubica entre la superficie y los 18 metros y presenta magnetita tanto en cúmulos (Figura 3.33.c) como en vetillas, con una concentración total (considerando ambos estilos) de poco menos de un 1% del volumen de la roca.

En cuanto a los estudios de microscopía, este mineral se reconoce microscópicamente en nueve de los cortes pulidos y se presenta como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso (Figura 3.34.a). Ocurre de manera diseminada, en cúmulos y vetillas. Frecuentemente se aprecian cristales de magnetita con un reemplazo parcial por hematita y especularita. En ocasiones dicho reemplazo ocurre según la estructura cristalina de la magnetita (martitización) (Figura 3.34.b). La abundancia estimada de magnetita varía desde valores menores a un 1% del volumen de roca en algunas muestras hasta un 20% en otras.

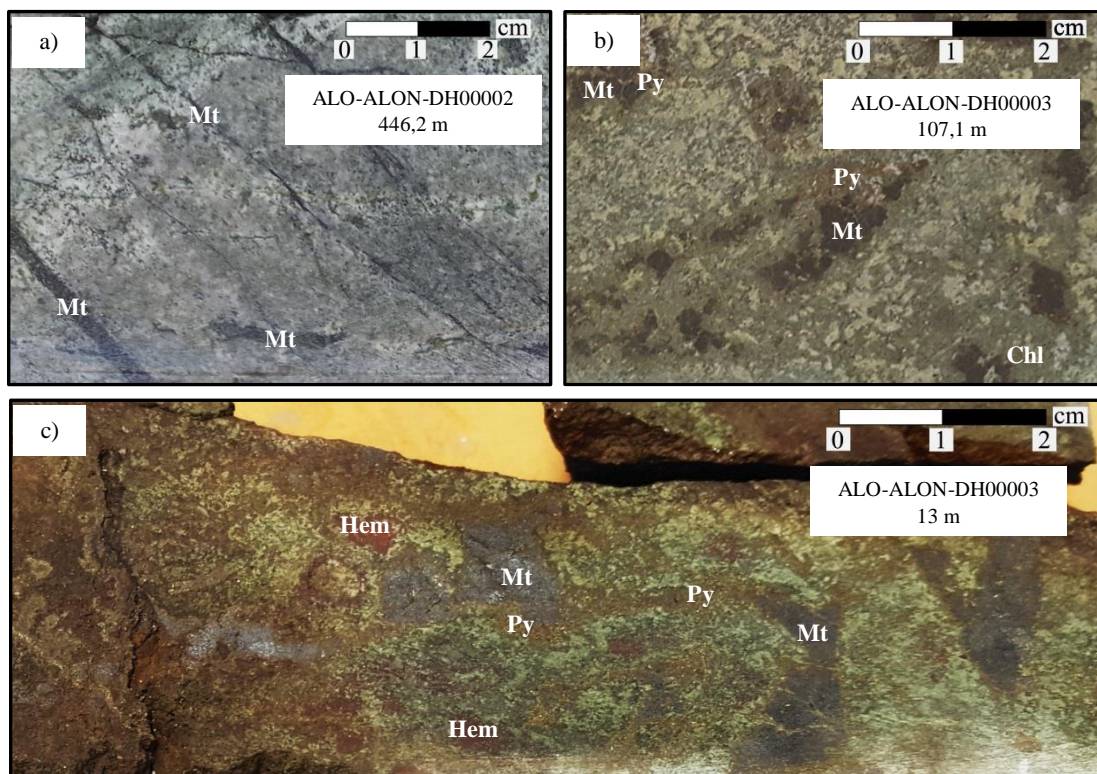


Figura 3.33. Fotografías macroscópicas de tres segmentos con mineralización de magnetita. Se observan tres de los estilos en los que dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de magnetita diseminada y en vetillas. b) Mineralización de magnetita diseminada y en cúmulos junto con pirita (diseminada). c) Mineralización de magnetita en cúmulos junto con pirita (diseminada y en vetillas) y hematita (diseminada y en cúmulos). Chl: clorita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita.

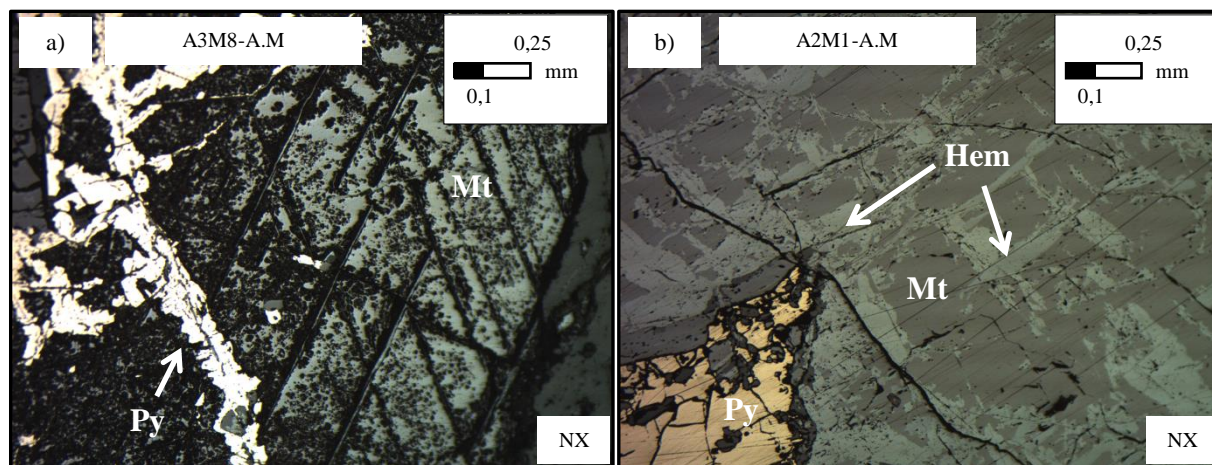


Figura 3.34. Fotomicrografías a nicóles cruzados (NX) mostrando la mineralización de magnetita presente en las rocas estudiadas. a) Magnetita subhedral de grano grueso, se distingue su clivaje característico. b) Magnetita con reemplazo parcial a hematita según su estructura cristalina (martitización) y a través de microfracturas. Hem: hematita. Mt: magnetita. Py: pirita.

3.4.4. Hematita

Como parte importante de la mineralización metálica observada macroscópicamente en las rocas de los sondajes estudiados se reconoce también la presencia de hematita. Este mineral, menos abundante que la pirita, ocurre a lo largo de cada uno de los tres sondajes con las características descritas a continuación.

En el sondaje DH00001 la hematita se reconoce en numerosos segmentos desde los 41 hasta los 385 metros (Figura 3.39). La concentración de este mineral a lo largo del sondaje es bastante variable, mostrando en general una tendencia a disminuir su cantidad a mayor sea la profundidad. En la mitad superior (41–212 metros) se observan varios segmentos donde alcanza hasta un 5% del volumen de la roca. Mientras, en la mitad inferior este valor oscila mayormente entre los 0,8 y 1%. A lo largo del sondaje la hematita ocurre principalmente de manera diseminada y en vetillas, presentándose también pero de modo menos frecuentes en fracturas.

En el sondaje DH00002 la hematita se observa en menos segmentos que en el sondaje anterior, todos ellos distribuidos entre los 16 y 529 metros (Figura 3.40). Al igual que en el caso anterior, la concentración muestra una tendencia a disminuir a mayor profundidad, variando desde un 5% en la porción superior hasta menos de un 0,1% en su extremo inferior. En este sondaje la hematita se presenta de manera diseminada, en vetillas y en fracturas, observándose los tres estilos aproximadamente con la misma frecuencia.

En el sondaje DH00003 la mineralización de hematita se presenta en una serie de segmentos distribuidos desde la superficie hasta el fondo del sondaje (Figura 3.41). Sin embargo, a pesar de observarse en varios tramos de roca, las concentraciones de hematita son habitualmente muy bajas, siendo en varios segmentos igual o inferior a 0,1%. Solo se reconocen unos pocos tramos donde la cantidad es mayor a esto, llegando a un máximo de un 1% del volumen de la roca. Esto último ocurre especialmente en los primeros 29 metros de la perforación. En cuanto al estilo, la hematita ocurre principalmente de modo diseminada y en fracturas, pero también se reconoce de modo menos frecuente en vetillas y en cúmulos (Figura 3.35.a y Figura 3.35.b).

Respecto a las características microscópicas de la hematita, cabe mencionar que su presencia se observa en siete de los 13 cortes pulidos estudiados. En ellos este mineral se reconoce como cristales anhedrales a subhedrales, con un tamaño de grano que varía mayormente de fino a medio. En cuanto a sus modos de ocurrencia, se reconocen tanto de manera diseminada como en vetillas. Los cristales de hematita frecuentemente se exhiben con un hábito hojoso (especularita) y como reemplazo parcial de magnetita (Figura 3.36). Su abundancia estimada varía desde valores menores a 1% hasta un 10% del volumen de roca de las muestras analizadas.

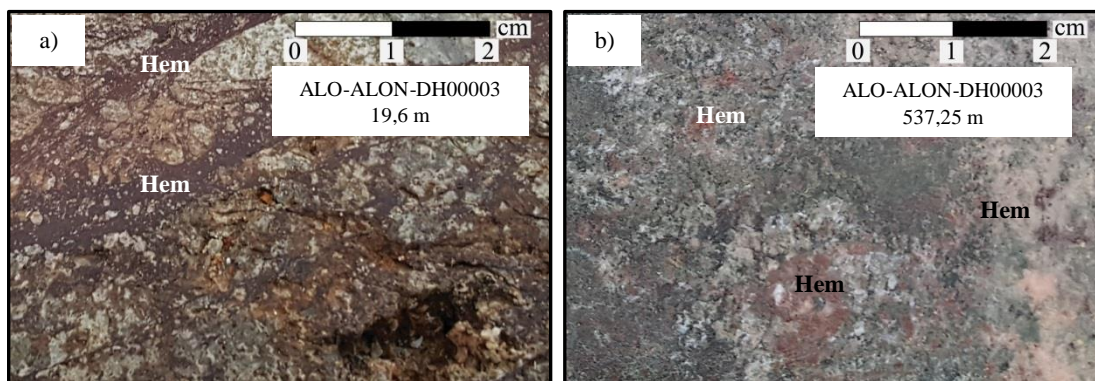


Figura 3.35. Fotografías macroscópicas de dos segmentos con mineralización de hematita. Se observan tres de los estilos en los que dicha mineralización se presenta. a) Mineralización de hematita disseminada y en vetillas. b) Mineralización de hematita en cúmulos y disseminada. Hem: hematita.

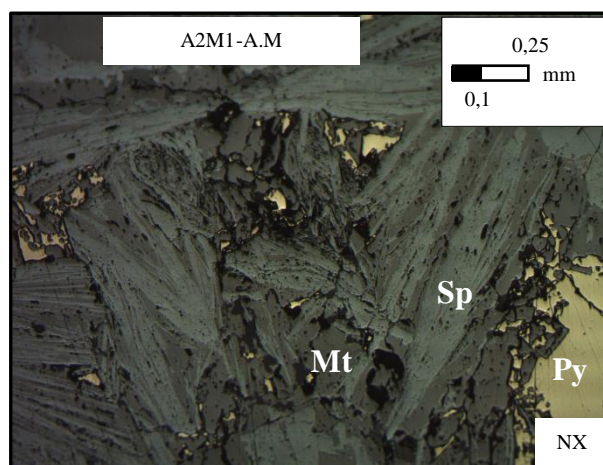


Figura 3.36. Fotomicrografía a nicóles cruzados (NX) de la mineralización de hematita. En este caso en particular se observa con un hábito hojoso (especularita) y como reemplazo parcial de magnetita. Mt: magnetita. Py: pirita. Sp: especularita.

3.4.5. Otros minerales

Además de la mineralización descrita anteriormente se reconoce macroscópicamente, pero en lugares muy puntuales dentro de los sondajes, la presencia de una escasa mineralización de calcopirita y molibdenita. El primero de estos minerales se observa únicamente en unas pocas vetillas distribuidas entre los 128 y 135 metros del sondaje DH00001, donde su concentración total es despreciable. En el caso de la molibdenita esta se reconoce de manera muy puntual a los 134 metros del sondaje DH00001, donde se presenta en fracturas, y a los 440 (Figura 3.37) y 527 metros del sondaje DH00002, donde ocurre en vetillas y en cúmulos, respectivamente. Considerando la escala de mapeo utilizada (tramos con una longitud mínima de 3 metros) la concentración de molibdenita es despreciable en los tres casos donde se observa.

Por medio de las observaciones microscópicas se reconoce la presencia de escasa calcopirita en tres de los cortes pulidos estudiados. En ellos este mineral ocurre como cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio (Figura 3.38) y se observa tanto de manera diseminada como en vetillas. Su abundancia en los tres cortes pulidos es menor a un 1% del volumen de roca. En cuanto a la molibdenita, esta no se reconoce microscópicamente en ninguno de los 13 cortes pulidos.

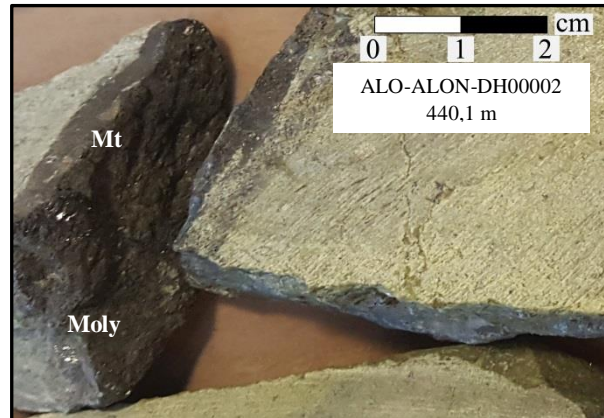


Figura 3.37. Fotografía macroscópica de una de las tres ocurrencias de molibdenita. Se observa una vetilla fracturada de magnetita con menor molibdenita. Moly: molibdenita. Mt: magnetita.

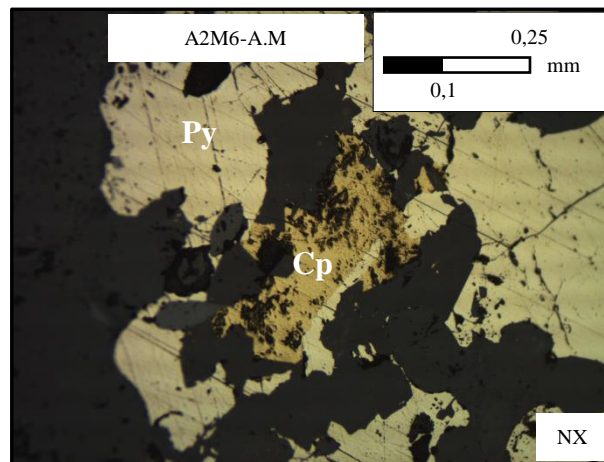


Figura 3.38. Fotomicrografía a nicoles cruzados (NX) mostrando la presencia de calcopirita anhedral de grano medio junto a pirita anhedral de grano grueso. Cp: calcopirita. Py: pirita.

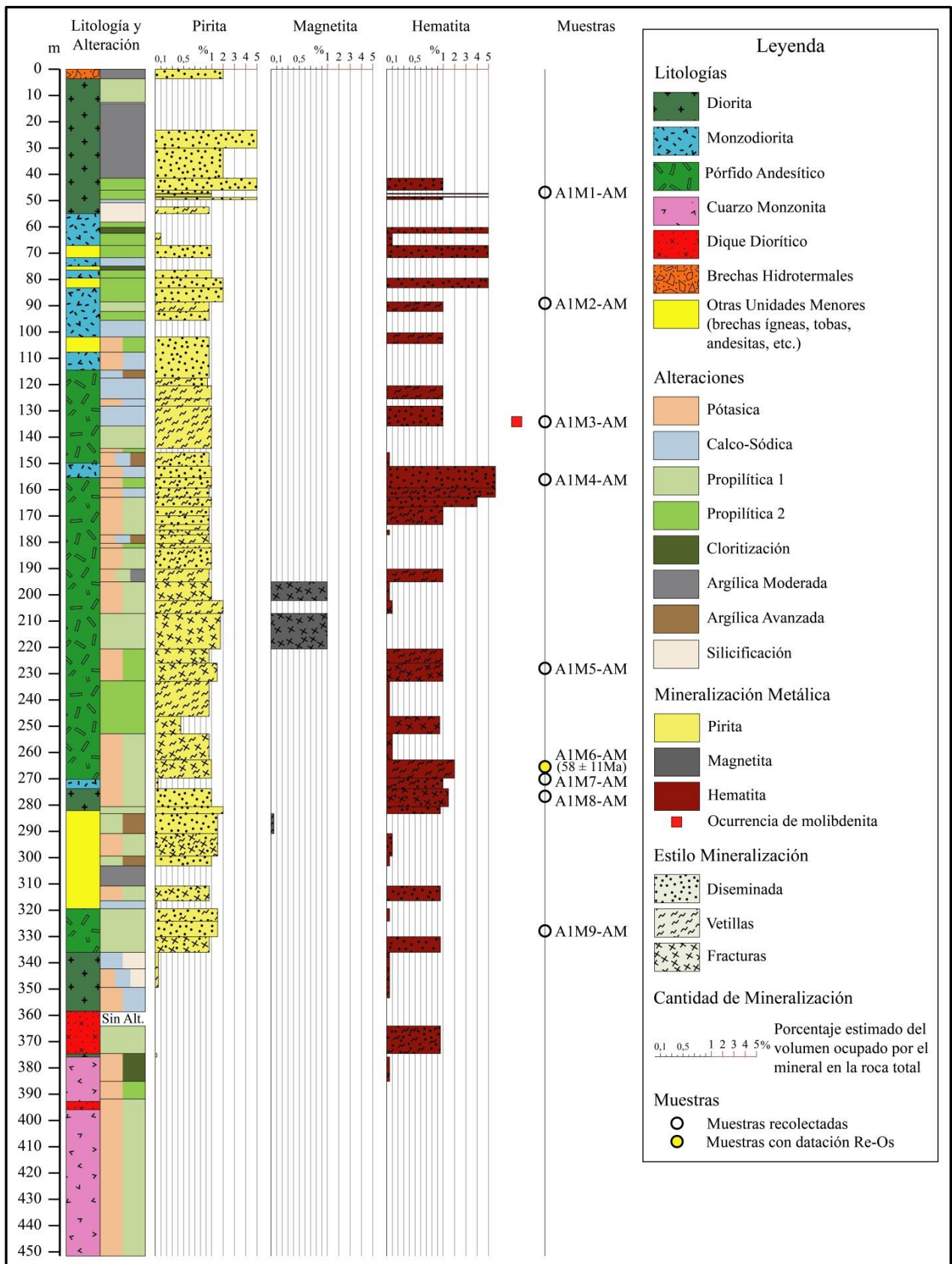


Figura 3.39. Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00001. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.



Figura 3.40. Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00002. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.

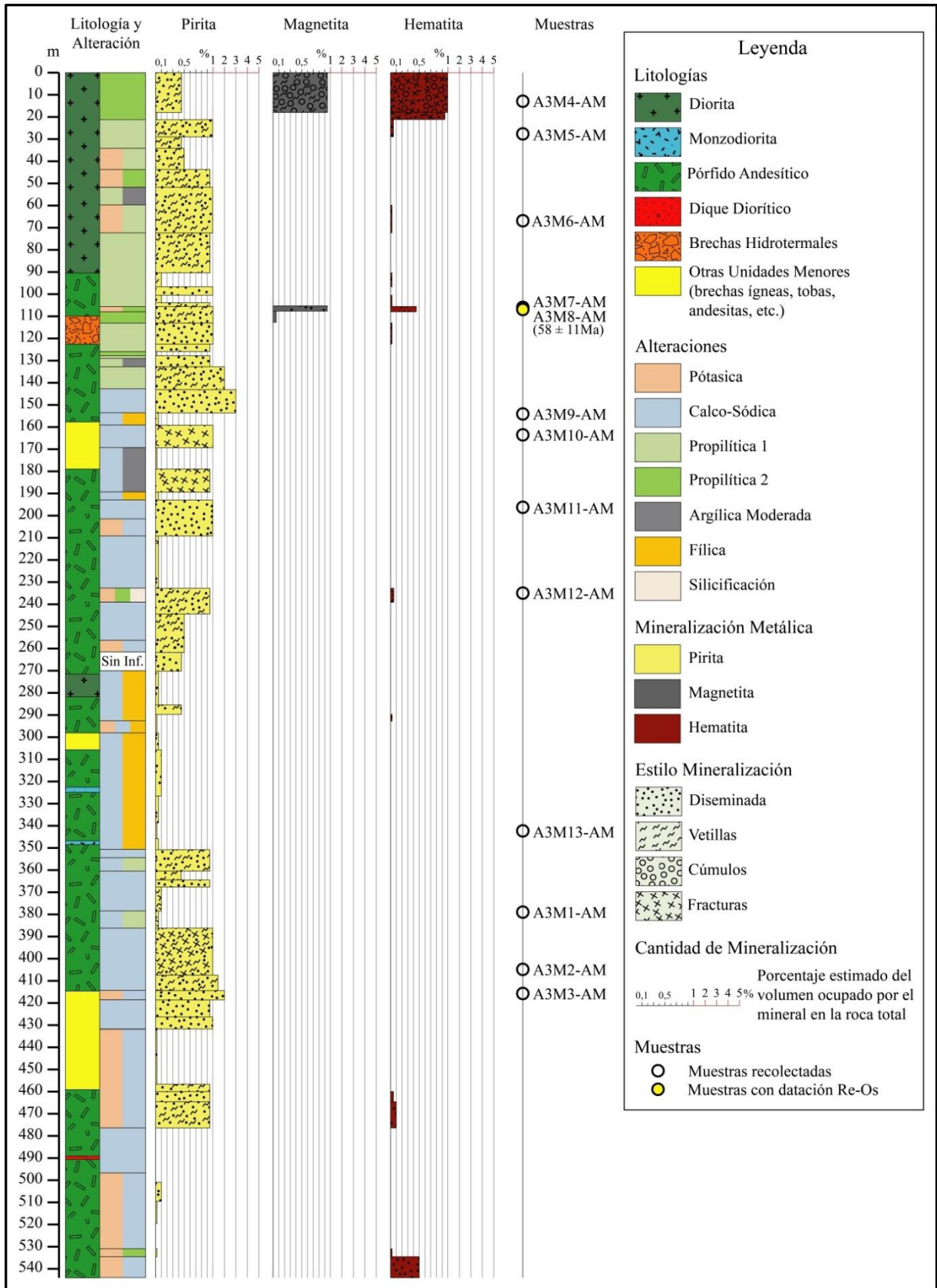


Figura 3.41. Representación gráfica en columna de la litología, alteración hidrotermal y mineralización metálica observada en las rocas del sondaje ALO-ALON-DH00003. Se indica el estilo y la concentración de la mineralización.

3.4.6. Texturas microscópicas de la mineralización metálica

La mineralización descrita en la sección anterior posee, además de las características ya señaladas, algunas texturas particulares, especialmente de corte entre los minerales mencionados. Las texturas observadas son las siguientes:

- i. Fragmentos aislados con la misma orientación: esta textura se reconoce en algunos granos minerales de la muestra A2M1_A.M. Particularmente, se observan distintos fragmentos de especularita, todos ellos dispuestos respetando la orientación del hábito hojoso y completamente rodeados y separados por pirita (Figura 3.42.a). Esta textura podría sugerir que las laminillas de especularita de mayor tamaño fueron reemplazadas parcialmente por pirita, quedando fragmentos remanentes de dichos cristales de manera aislada. Independiente de la interpretación anterior, a partir de la relación de corte entre ambos minerales, se detecta un orden temporal en cuanto a su formación, primero especularita y segundo pirita.
- ii. Textura de reemplazo por bordes cristalográficos: este tipo de textura se presenta en las muestras A2M1_A.M y A3M4_A.M. En la primera de ellas se observan cristales de magnetita reemplazados a hematita a través de planos de clivaje (martitización) y microfracturas (Figura 3.42.b). En la segunda muestra se reconoce la misma evidencia textural de martitización de magnetita, pero sobre ello un segundo proceso de reemplazo, esta vez a pirita y únicamente a través de microfracturas (Figura 3.42.c). La combinación de ambas texturas sugiere que en una primera instancia la magnetita fue parcialmente reemplazada a hematita y posteriormente ambos minerales reemplazados a pirita.
- iii. Islas de mineral huésped: este tercer tipo de textura se reconoce en el corte pulido de la muestra A3M4_A.M, donde se observan fragmentos de magnetita dentro de cristales de pirita (Figura 3.42.d). Esto podría indicar un reemplazo parcial de magnetita por pirita, según lo cual dichos fragmentos corresponderían a restos remanentes del primer mineral.
- iv. Coronas: este rasgo textural se observa en los cortes pulidos de las muestras A3M5_A.M y A3M8_A.M. En ellos se aprecian cristales de pirita, de gran fino y medio, dispuestos de forma circular en torno a zonas constituidas por minerales traslúcidos (Figura 3.42.e).
- v. Microfracturas mineralizadas: este tipo de textura es posible apreciarlo únicamente en el corte pulido de la muestra A3M8_A.M. En él se reconocen microfracturas con presencia de pirita en su interior, en cuyo trayecto cortan cristales de magnetita (Figura 3.42.f). Dicha característica textural indicaría una temporalidad en la formación de ambos minerales (primero magnetita, segundo pirita).

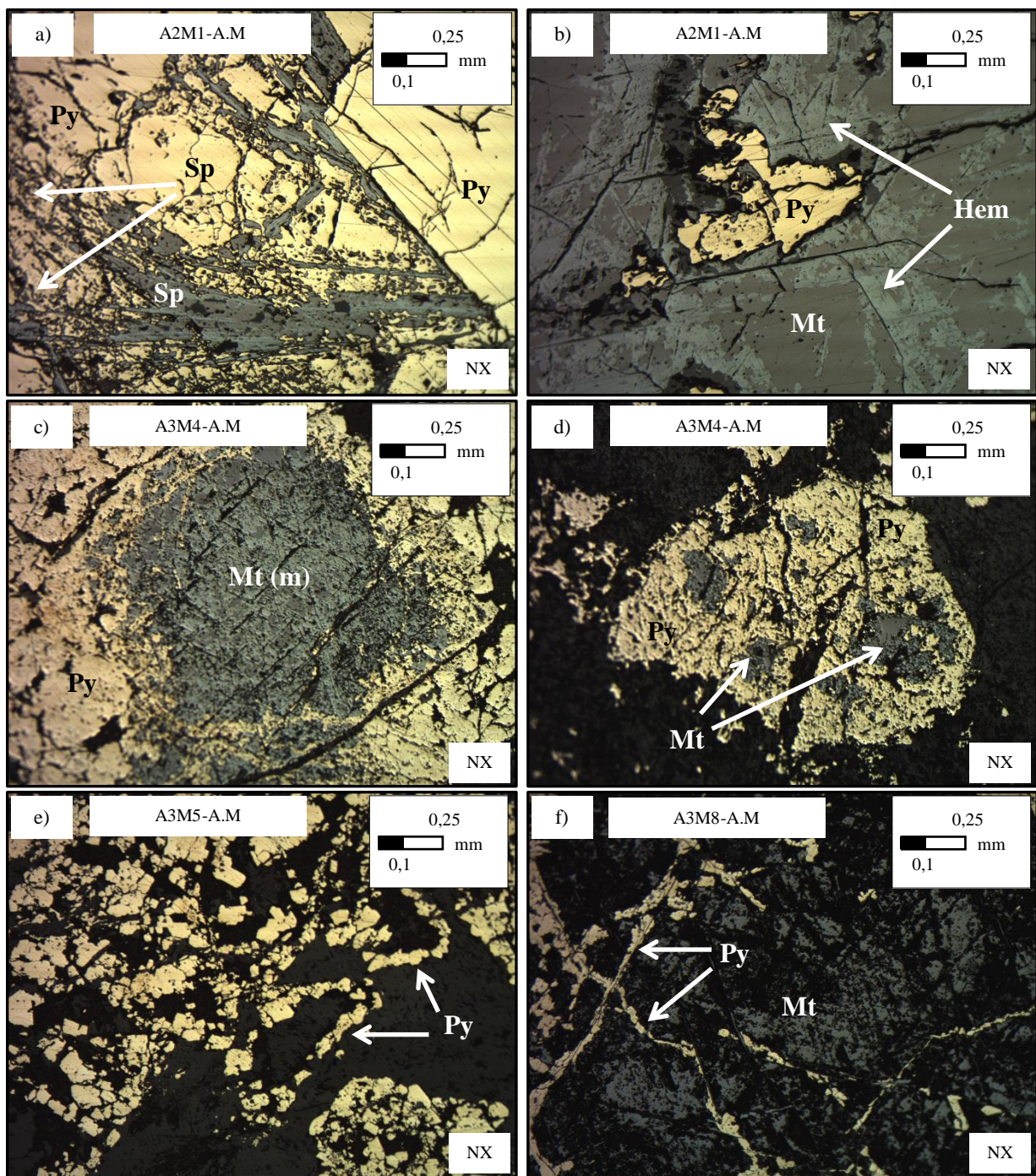


Figura 3.42. Fotomicrografías a nicoles cruzados (NX) de los distintos rasgos texturales exhibidos por la mineralización metálica. a) Pirita de grano grueso en cuyo interior se observan fragmentos aislados de especularita, todos ellos orientados según el hábito hojoso de dicho mineral. b) Magnetita reemplazada a hematita por sus planos de clivaje (martitización) y microfracturas. c) Magnetita martitizada reemplazada a pirita a través de microfracturas. d) Fragmentos de magnetita dentro de cristal de pirita. e) Cristales de pirita de grano fino a medio dispuestos en forma circular formando coronas. f) Pirita en microfracturas de un cristal de magnetita. Hem: hematita. Mt: magnetita. Mt (m): magnetita martitizada. Py: pirita. Sp: especularita.

3.5. Mineralogía supérgena

La presencia de minerales de origen supérgeno es muy común en las rocas de los tres sondajes estudiados, no obstante ellos corresponden únicamente a óxidos e hidróxidos de hierro. Se observa una gran cantidad de minerales como goethita, jarosita y menor limonita principalmente en las porciones superiores de los sondajes. A mayor profundidad también se observan segmentos de rocas afectados por dicha mineralogía, sin embargo disminuye notoriamente su ocurrencia. La presencia de óxidos e hidróxidos en cada uno de los sondajes se describe a continuación.

En el sondaje DH00001 la presencia de estos tres minerales se reconoce en diversos segmentos a lo largo de la perforación, distribuidos desde la superficie hasta los 353 metros. Las rocas que albergan una mayor concentración son aquellas ubicadas en los primeros 41 metros, con concentraciones que llegan hasta un 5% del volumen de la roca. El resto de los tramos, ubicados a mayor profundidad, muestran una tendencia a disminuir en la cantidad de óxidos e hidróxidos de hierro que albergan, llegando hasta a valores menores a un 0,1%. En general se observa que dicha mineralogía se limita a zonas muy fracturadas, posibles zonas de falla, donde ocurre principalmente en fracturas (Figura 3.43.a) y menos frecuentemente en los estilos diseminado y en vetillas.

En el sondaje DH00002 se reconoce la presencia de goethita y jarosita exclusivamente en la porción superior de la perforación, desde la superficie hasta los 186 metros. Estos ocurren frecuentemente en zonas de falla y muestran una mayor concentración (hasta un 5% del volumen de roca) en los primeros 50 metros desde la superficie. A mayor profundidad la concentración de estos minerales, en aquellos tramos donde se presentan, no supera el 0,1%. Respecto al modo de ocurrencia, cabe mencionar que ocurren únicamente en fracturas.

En las rocas del sondaje DH00003, al igual que en el anterior, la ocurrencia de goethita y jarosita se limita a la porción superior del sondaje, observándose desde la superficie hasta los 104 metros. La concentración, en cambio, es bastante menor, llegando a un máximo de un 2% en los primeros 18 metros, mientras que en el resto del segmento es generalmente menor al 0,1% del volumen de la roca. De igual modo que en el caso anterior, ocurren únicamente en fracturas (Figura 3.43.b).



Figura 3.43. Fotografías macroscópicas de dos segmentos con mineralogía supérgena (oxidados de hierro). En ambas fotografías se observa el fuerte fracturamiento de las zonas donde suele presentarse este tipo de mineralización. a) Goethita y limonita en fracturas. b) Jarosita y menor goethita en fracturas. Goet: goethita. Jar: jarosita. Lim: limonita.

4. ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO

4.1. Antecedentes preliminares

En los depósitos minerales de origen hidrotermal una herramienta fundamental para el estudio de su génesis es la determinación de las edades de los diversos procesos geológicos involucrados en su formación. Para ello se suelen utilizar métodos geocronológicos basados en distintos sistemas isotópicos. Ejemplo de esto son los sistemas K-Ar o Ar-Ar para obtención de las edades de alteración hidrotermal, el sistema Re-Os para las edades de la mineralización metálica, y el sistema U-Pb en circones ígneos primarios para las edades de cristalización de los cuerpos ígneos asociados al depósito, entre otros.

De los métodos anteriormente señalados, en este estudio se utilizaron los sistemas isotópicos Ar-Ar y Re-Os para determinar las edades de alteración hidrotermal y mineralización metálica respectivamente. Para ello se seleccionaron un total de seis de las 33 muestras de roca anteriormente recolectadas. Específicamente, para las edades de alteración hidrotermal, mediante el método Ar-Ar, se utilizaron las muestras A1M7_A.M y A3M6_A.M (Tabla 4 y Figura 3.1), debido a la abundante presencia de feldespato potásico en ambas. En cuanto a la obtención de las edades de mineralización, a través del sistema Re-Os, se usaron las muestras A1M6_A.M, A2M1_A.M, A2M10_A.M y A3M8_A.M (Tabla 4 y Figura 3.29), todas ellas abundantes en pirita, magnetita y/o hematita.

Todas las muestras seleccionadas fueron enviadas al laboratorio de Geología de Juniata College, Pensilvania, EE.UU., donde el Dr. Ryan Mathur profesor y catedrático de geología de dicho plantel estuvo a cargo de la ejecución de los dataciones mencionados. A pesar de que todas las muestras fueron inicialmente procesadas y preparadas en dicho laboratorio estas fueron posteriormente derivadas a otros centros para completar los análisis. En el caso particular de las muestras destinadas para los dataciones A-Ar estas fueron derivadas al Laboratorio de Análisis de Masas de Isótopos Nobles de Auburn (ANIMAL), en el estado de Alabama, donde se efectuó el análisis radiométrico señalado. De manera similar, para completar los análisis Re-Os las muestras destinadas para este fin fueron, en cambio, derivadas a la Universidad de Arizona.

A partir de las seis muestras mencionadas se realizaron un total de siete análisis radiométricos: dos de estos en el sistema isotópico Ar-Ar para la obtención de las edades de la alteración hidrotermal; y cinco de ellos en el sistema Re-Os para la determinación de las edades de mineralización metálica. El procedimiento analítico y los criterios metodológicos aplicados en estos análisis, junto con los resultados obtenidos y su correspondiente interpretación y discusión se expondrán en el presente capítulo. Además, y previo a ello se presentarán brevemente los principios básicos de ambas técnicas, y se describirán las principales características petrográficas y calcográficas de las distintas muestras utilizadas.

4.2. Fundamentos teóricos

4.2.1. Método de datación Ar-Ar

El método de datación ^{40}Ar - ^{39}Ar es una variación del método ^{40}K - ^{40}Ar . Ambos se basan en la desintegración radioactiva, principalmente por captación electrónica y en menor medida por emisión de positrones, del isótopo ^{40}K en el isótopo ^{40}Ar , con un periodo de semidesintegración de 11930 Ma (Steiger y Jäger, 1977). De este modo, mediante ambos métodos, una vez medidas las cantidades de isótopos padres e hijos y conociendo la constante de desintegración, es posible determinar la edad de los minerales que contienen a estos elementos. Sin embargo, la principal diferencia entre ambas técnicas es que en el método Ar-Ar la abundancia de isótopos padres (^{40}K) no se mide directamente, sino que es determinada indirectamente a través del isótopo ^{39}Ar , el cual es producido previamente a su medición mediante un ataque iónico.

Para datar un mineral mediante esta técnica la muestra seleccionada debe ser inicialmente irradiada con un flujo de neutrones en un reactor nuclear, junto con varias muestras de edades K-Ar conocidas (monitores). Como producto de esta irradiación ocurren una serie de reacciones nucleares, siendo entre todas ellas la más importante para este método la transformación de una pequeña proporción de átomos de ^{39}K en ^{39}Ar . Una vez que se ha producido una cantidad medible de ^{39}Ar se finaliza la irradiación y se deja enfriar las muestras por un periodo de dos a tres semanas para que los radionúclidos de vida corta se desintegren. A continuación, la muestra es colocada en un sistema de alto vacío y calentada en varias etapas sucesivas, de temperatura ascendente, hasta alcanzar su fusión. Con este procedimiento el Ar contenido va siendo progresivamente liberado como gas. En cada uno de estos incrementos de temperatura dicho gas es filtrado y conducido a un espectrómetro de masas, con lo que se obtiene la razón isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para cada una de las etapas, junto a otras razones como $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

A continuación, a partir de cada una de las razones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en cada incremento de temperatura, es posible calcular una edad aparente asociada. De manera similar, lo mismo se puede realizar mediante la razón $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{total}}$ del total de gas liberado, obteniéndose de dicho modo una edad de gas total. Sin embargo, en las razones isotópicas anteriores el valor medido de ^{40}Ar no solo comprende aquellos isótopos de origen radiogénico, generados por el decaimiento natural del ^{40}K , sino que también aquellos de origen atmosférico, producto de la contaminación de Ar desde la atmosfera durante la medición. Por lo tanto, ya que para calcular correctamente las edades, tanto las aparentes como las de gas total, se requiere únicamente aquella porción del ^{40}Ar que sea de origen radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$), es necesario realizar la siguiente corrección (e.g. Dallmeyer, 1979; Kelley, 2002; Dickin, 2005):

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)_m - 295,5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)_m \quad (\text{Ec. 1})$$

En la expresión anterior (Ec.1) la constante 295,5 corresponde al valor de la razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la atmosfera (Steiger y Jäger, 1977), mientras que $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$ y $(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$ son las razones isotópicas de la muestra analizada. En esta corrección se asume que todo el ^{36}Ar es atmosférico y que el ^{39}Ar es únicamente producido a partir del ^{39}K durante la irradiación de neutrones.

Una vez obtenidas las razones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ de cada incremento de temperatura es posible calcular las edades aparentes asociadas. Del mismo modo, mediante la razón $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_{\text{total}}$ del total de gas liberado es posible calcular la edad de gas total. En ambos casos se utiliza la siguiente ecuación (e.g. Dallmeyer, 1979; Kelley, 2002; Dickin, 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} + 1 \right) \quad (\text{Ec. 2})$$

En la relación anterior (Ec.2) t representan el tiempo, λ corresponde a la constante de decaimiento del ^{40}K a ^{40}Ar y J es un parámetro que depende de varias variables, entre ellas el tiempo de irradiación en el reactor, la energía del flujo de neutrones, etc. No obstante, dicho valor puede ser calculado directamente al sustituir en la ecuación 2 las razones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ obtenidas de las muestras de edad K-Ar conocidas (monitores).

Finalmente, la serie de edades aparentes obtenidas son graficadas en función del porcentaje acumulado de ^{39}Ar liberado, generándose con ello un diagrama denominado “espectro de edades”. La determinación de una edad de cristalización confiable a partir de estos diagramas depende de la identificación de una edad *plateau* (Dickin, 2005), concepto para el cual se han planteado diversas definiciones (e.g. Dalrymple y Lanphere, 1974; Fleck et al., 1977; Berger y York, 1981; McDougall y Harrison, 1999). La mayoría de ellas establecen que la edad *plateau* se consigue al haber al menos tres pasos de calentamiento consecutivos, que en conjunto representen más del 50% del total de ^{39}Ar liberado desde la muestra, y cuyas edades aparentes no difieran más allá del error experimental en un nivel de confianza del 95% (2σ).

Independientemente de si es posible o no obtener una edad *plateau* a partir del espectro de edades, las características del diagrama permiten de todos modos evaluar el comportamiento del K y el Ar contenidos en la muestra mineral, y así lograr una mejor interpretación de los posibles procesos geológicos que la han afectado desde su formación. En concreto, si un mineral se ha comportado como un sistema isotópico cerrado respecto a dichos elementos desde su formación, debido a que no ha sido afectado mayormente por procesos físicos o químicos posteriores (e.g. alteración hidrotermal, recalentamiento, etc.), y presenta en general una distribución homogénea de los isótopos $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar en su estructura cristalina, entonces las edades aparentes calculadas en cada incremento de temperatura deberían ser mutuamente similares y aproximarse a la edad de gas total. En dicho caso el espectro de edades presentaría una distribución concordante, las distintas edades aparentes se aproximarían a la edad real de la muestra y la identificación de una edad *plateau* sería totalmente posible. Por el contrario, si esta no se ha comportado como un sistema cerrado, debido a perturbaciones como las mencionadas, las edades aparentes de los distintos incrementos de temperatura serán diferentes y el espectro de edades con una distribución más compleja y discordante (e.g. Dallmeyer, 1979; Renne, 2000). A pesar de ello, en este último caso la identificación de una edad *plateau* podría ser de todos modos posible, ya que esta depende únicamente de los criterios utilizados (Renne, 2000).

Algunos de los muchos factores que pueden afectar las edades aparentes obtenidas y así la distribución de los diagramas, especialmente en los primeros pasos de calentamiento, son el fenómeno de *Recoil* y la presencia de inclusiones fluidas en los cristales analizados (e.g. Kelley, 2002). Ambos fenómenos, los cuales vale la pena describir, ya que serán mencionados en discusiones posteriores, se describen a continuación.

El efecto *Recoil*, fenómeno colateral ocurrido durante la irradiación de la muestra, corresponde a un desplazamiento de los isótopos ^{39}Ar debido a la energía de la irradiación. Dicho

desplazamiento puede provocar la redistribución de los isotopos al interior de la muestra, o incluso la perdida de estos al escapar desde las fases minerales hacia el exterior (e.g. Renne, 2000; Dickin, 2005). Este efecto ocurre principalmente en granos minerales muy finos, como en el caso de las arcillas, pero igualmente puede ser importante en la superficie de granos minerales de mayor tamaño (e.g. Kelley, 2002). También ha sido citado como razón de la variabilidad de edades aparentes en minerales alterados (Lo y Onstott, 1989). Ya que este fenómeno puede ocurrir mayormente en los bordes minerales, y debido a que estos son justamente las zonas más susceptibles a liberar Ar, es común que el *Recoil* se refleje en las primeras etapas de calentamiento, las de menor temperatura (e.g. Dickin, 2005). De dicho modo, si este ha causado la perdida de ^{39}Ar en los bordes minerales, entonces los primeros pasos de calentamiento tendrán razones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ sobreestimadas y consecuentemente edades mayores a la edad real de la muestra.

En cuanto a las inclusiones fluidas, en el caso de que estas estén presentes, y debido a que el Ar es un elemento altamente incompatible a las fases minerales en relación a las fases fluidas, representarían subsistemas dentro de la muestra capaces de entregar razones $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ superiores respecto a las obtenidas desde el mineral analizado. A causa de ello, y debido a que la técnica de calentamiento incremental produce decrepitación de las inclusiones fluidas a baja temperatura, es común obtener edades elevadas en los primeros pasos (e.g. Kelley, 2002).

4.2.2. Método de datación Re-Os

El sistema isotópico Re-Os, muy utilizado en la datación de depósitos minerales, se suele aplicar en sulfuros y óxidos, ya que al ser ambos elementos calcófilos y siderófilos muestran afinidad por tales minerales y se incorporan fácilmente en sus redes cristalinas (e.g. Dickin, 2005). Esta característica no solo permite la datación directa de dichos minerales sino que además hace a sus sistemas isotópicos Re-Os relativamente resistentes a eventos geológicos post-cristalización, como lo son la deformación y el metamorfismo (Richards y Noble, 1998). Gracias a esta técnica y al desarrollo de instrumentos de análisis más sofisticados es posible obtener hoy en día edades precisas con errores pequeños, habitualmente en el rango de $\pm 0,5\%$. Esto último permite incluso determinar edades de diferentes eventos de mineralización que hayan ocurrido muy cercanos en el tiempo, y consecuentemente inferir, por ejemplo, cuanto tiempo un depósito ha permanecido activo respecto a la producción de menas (Barra y Ruiz, 2003). En los párrafos siguientes se describirá brevemente el funcionamiento de este método y algunas de las consideraciones que se deben tener en cuenta al ser utilizado.

El método de datación Re-Os se basa en el decaimiento radioactivo del isótopo ^{187}Re en el isótopo radiogénico ^{187}Os a través de la emisión de partículas beta ($\beta(-)$). Debido a este fenómeno, una vez que un mineral ha alcanzado su temperatura de cierre para el Os, su contenido de ^{187}Os en cualquier momento posterior a dicho evento, equivale a la suma de la cantidad inicial de ^{187}Os más la cantidad de ^{187}Os generado por decaimiento del ^{187}Re . Esta relación se expresa, al igual que en otros sistemas isotópicos, mediante la siguiente ecuación (e.g. Barra y Ruiz, 2003; Dickin, 2005):

$$\left(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{presente}} = \left(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{inicial}} + \left(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{presente}} \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (\text{Ec. 3})$$

La relación anterior (Ec.3), denominada ecuación de la isócrona, posee la forma de una ecuación de la recta ($y = b + xm$), en donde la razón $\left(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{presente}}$ equivale a la variable y , la razón $\left(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{presente}}$ a la variable x , la razón $\left(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}\right)_{\text{inicial}}$ a la constante b y la expresión $\left(e^{\lambda t} - 1\right)$ a la pendiente de la recta m . En esta última, λ corresponde

a la constante de decaimiento del ^{187}Re , cuyo valor es $1,666 \pm 0,017 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996); y t representa al tiempo. Cabe hacer notar, que a ambos lados de la ecuación 3 se divide por la cantidad de ^{188}Os , el cual al ser un isotopo estable presenta un valor constante. Esta operación se realiza debido a que los espectrómetros de masas, utilizados para la medición de los isótopos, son capaces de determinar con mayor exactitud las razones isotópicas que sus cantidades absolutas (Richards y Noble, 1998).

Para determinar la edad de un conjunto de sulfuros y óxidos co-genéticos empleando la ecuación de la isócrona (Ec.3), se requiere medir mediante un espectrómetro de masas las razones $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ y $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ de cada uno de los minerales utilizados. A partir de los valores obtenidos se debe graficar cada una de las muestras analizadas, utilizando para ello las razones $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ como coordenadas en el eje de las ordenadas y $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ como coordenadas en el eje de las abscisas. De este modo, si los sistemas isotópicos de cada uno de los minerales analizados ha permanecido cerrado desde su formación, y las muestras son realmente co-genéticas, entonces los distintos puntos graficados debiesen aproximarse a una recta (la isócrona). A continuación, mediante una regresión lineal a partir de la serie de puntos es posible calcular los valores b (intersección en el eje de las ordenadas) y m (pendiente) de la recta isócrona que mejor se aproxima a los datos. Finalmente, solo resta despejar la variable t a partir de la pendiente (m), tal como se muestra en la expresión siguiente:

$$t = \frac{\ln(m + 1)}{\lambda} \quad (\text{Ec. 4})$$

La edad obtenida (t) mediante la relación anterior (Ec.4) corresponde concretamente al tiempo transcurrido desde el cierre de los sistemas isotópicos de los minerales analizados, evento que en muchos casos debiera coincidir con la formación mineral. Debido a que los sulfuros suelen presentar una distribución heterogénea de sus contenidos de Re y Os, el método de la isócrona anteriormente descrito es también aplicable a una sola muestra mineral (Freydier et al., 1997), siendo requerido para ello la realización de más de dos análisis en distintos puntos de la misma muestra.

Este método de datación ha sido utilizado en distintos sulfuros y óxidos, tales como pirita, calcopirita, bornita, esfalerita (e.g. Freydier et al., 1997), magnetita (e.g. Ruiz y Mathur, 1999), pirrotina (e.g. Brenan et al., 2000) y otros. Dentro esta variedad de minerales resulta particularmente confiable su aplicación en molibdenita. Ello debido a que dicho mineral presenta las siguientes características: (i) no contiene Os inicial, ya que no incorpora este elemento en su estructura cuando cristaliza (e.g. McCandless y Ruiz, 1991); (ii) presenta una alta concentración de Re (desde decenas a cientos de ppm) y de ^{187}Os (en el orden de ppb), este último generado por decaimiento del ^{187}Re (e.g. Barra y Ruiz, 2003); y (iii) es un mineral muy refractario, por lo que tiende a preservar su composición y textura original durante prolongados periodos de enfriamiento (e.g. Townley, 2006).

Debido a que la molibdenita no presenta Os inicial, todo el ^{187}Os contenido en ella se debe al decaimiento del ^{187}Re . En este caso, la ecuación de la isócrona se simplifica a lo siguiente (e.g. Barra y Ruiz, 2003):

$$[^{187}\text{Os}]_{\text{presente}} = [^{187}\text{Re}]_{\text{presente}}(e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Ec. 5})$$

En esta última expresión (Ec.5) para determinar la edad (denominada edad modelo debido al supuesto de que la molibdenita no contiene Os inicial) se requiere únicamente una muestra. Al

medir sus concentraciones de ^{187}Os y ^{187}Re y sustituirlas en la ecuación se obtiene la edad modelo (t). Para la molibdenita también se puede aplicar el método de la isócrona, graficando una serie de mediciones $[^{187}\text{Os}]_{\text{presente}}$ versus $[^{187}\text{Re}]_{\text{presente}}$, como se describió anteriormente. Siendo ambas técnicas igualmente válidas (Barra y Ruiz, 2003).

La calidad de la edad obtenida mediante el método de la isócrona, en cuanto a su representatividad como edad real de las muestras, será mayor si los distintos puntos graficados presentan una alta tendencia a la colinealidad y si sus razones $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ se distribuyen en amplio rango de valores. La primera de ambas características se puede medir mediante el coeficiente MSWD (*mean square weighted deviation*), el cual evalúa el exceso de dispersión de los datos más allá de la incertidumbre analítica (Richards y Noble, 1998). Este parámetro se calcula mediante la siguiente expresión (e.g. Wendt y Carl, 1991):

$$MSWD = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta y_i^2 / \sigma_i^2)}{f} \quad (\text{Ec. 6})$$

En la ecuación 6 f es el grado de libertad, equivalente al número total de muestras o análisis (n) menos 2, Δy_i es la desviación del análisis i respecto a la isócrona (en el eje de las ordenadas) y σ_i es el error analítico del análisis i (en ambos ejes). Los valores que este parámetro puede tomar dependen, entre otras cosas, del número de análisis utilizados, es por ello que se han definido los siguientes límites superiores e inferiores idealmente esperados para este coeficiente (Wendt y Carl, 1991):

$$1 - \sqrt{\frac{2}{f}} < MSWD < 1 + 2 \sqrt{\frac{2}{f}} \quad (\text{Ec. 7})$$

Respecto a los valores que el MSWD puede tomar en relación a los límites indicados (Ec.7) se pueden dar las siguientes tres situaciones:

- i. En el caso ideal este parámetro debería tomar valores cercanos a 1, lo que indicaría que la isócrona está bien definida y que la dispersión de los datos se debe únicamente al error analítico de las mediciones.
- ii. Si toma valores sobre el límite superior significaría que las muestras están excesivamente dispersas y que en vez de una isócrona conforman, con más de un 95% de probabilidad, una errorcrona (Wendt y Carl, 1991). En dicho caso la dispersión se podría deber a la existencia de incertidumbres geológicas (muestras no co-genéticas o apertura de sistema isotópico) y que por lo tanto no haya realmente una relación lineal entre los datos, o también podría ser un indicativo de que la incertidumbre analítica está subestimada (McDougall y Harrison, 1999).
- iii. Si toma valores menores al límite inferior indicaría que el error experimental está sobrestimada (Wendt y Carl, 1991).

Cabe mencionar, que en el caso de obtener edades a partir de isócronas con valores de MSWD por sobre su límite superior, estas pueden ser de todos modos útiles, si al ser comparadas con los resultados de otros métodos de datación como Ar-Ar o U-Pb demuestran ser geológicamente razonables (e.g. Kalsbeek, 1992; Richards y Noble, 1998).

Al igual que en otros métodos de datación existen una serie de factores geológicos que pueden afectar los resultados de los análisis Re-Os, y ser por lo tanto la causa de edades incorrectas y de isócronas con MSWD por sobre sus límites superiores. Entre estos destaca, como en muchos métodos geocronológicos, la apertura, reinicio o cualquier perturbación en general de los sistemas isotópicos de los minerales analizados ocasionado por algún evento posterior a la formación de estos (e.g. Barra y Ruiz, 2003). Por ejemplo, si debido a ciertas circunstancias geológicas un mineral ha perdido parte de su contenido de Re, posteriormente a que una porción de este se haya desintegrado en ^{187}Os , entonces se obtendrán razones padre/hijo subestimadas y por lo tanto una edad mayor a la real. Ante fenómenos como este es importante considerar, por ejemplo, la temperatura de cierre de los minerales que se desean analizar (e.g. 500°C en molibdenita; e.g. Suzuki et al., 1996; 300-400°C en pirrotina, 500°C en piritita; Brennan et al., 2000) y verificar que las muestras no hayan sido sometidas a temperaturas superiores a estas durante eventos de alteración hidrotermal o de otro tipo.

Otro factor a considerar es la distribución no homogénea del Re y Os en los sulfuros, lo que puede generar edades erróneas si solo se analiza una porción de un cristal o si estos han sido recolectados de manera no homogénea dentro de la muestra a datar (e.g. Freydier et al., 1997; Mathur et al., 1999). Un tercer factor que podría ser causante de edades erróneas (en el caso de la molibdenita) es la presencia de microinclusiones de illita, las cuales generan un enriquecimiento de Re y consecuentemente razones padre/hijo sobrestimadas y de ese modo una edad más joven que la real (e.g. McCandless et al., 1993; Ruiz y Mathur, 1999).

Por último, cabe mencionar como otra posible causa de incertidumbre geológica el hecho de que las muestras seleccionadas no sean realmente co-genéticas, sino que se hayan formado durante distintos eventos de mineralización. En dicho caso se obtendría una edad promedio de las distintas muestras y un valor elevado para el MSWD. Lógicamente en una situación como esta eventos de mineralización temporalmente distintos no se diferenciarían (e.g. Barra y Ruiz, 2003).

4.3. Muestras analizadas

Las principales características petrográficas y calcográficas de cada una de las seis muestras de roca utilizadas en las determinaciones radiométricas se describen en los párrafos expuestos a continuación. Además, un resumen de esta información, junto al tipo de análisis realizado y su respectivo resultado en cada uno de los casos, se presenta en la Tabla 4.

La muestra A1M7_A.M, perteneciente a la unidad Pórfido Andesítico, exhibe una alteración potásica penetrativa de intensidad muy fuerte caracterizada por la presencia de abundante feldespato potásico (Figura 4.1.a). Dicha alteración afecta principalmente la masa fundamental. En cuanto a los característicos fenocristales de plagioclasa de esta unidad, algunos de estos se observan albitizados mientras que otros han sido reemplazados aparentemente por clorita. Respecto a la mineralización metálica, no se observa presencia de ella. Debido a que esta muestra fue destinada para los análisis Ar-Ar en granos de feldespato potásico, cabe mencionar que mediante los estudios de microscopía se observa que en general dichos cristales presentan un aspecto “sucio” debido a la alteración a sericita y arcillas.

En la muestra A3M6_A.M también se reconoce una alteración potásica caracterizada por la presencia de feldespato potásico. Esta alteración es de intensidad fuerte y un estilo penetrativo

(Figura 4.1.b). Además, se observa la asociación mineral epidota-clorita-albita-carbonato, propia de la alteración propilítica 1, con una intensidad fuerte y un estilo penetrativo. Por último, también se reconoce una débil argilización de tipo moderada, distinguible por una menor presencia de arcillas. Debido a estas alteraciones hidrotermales no es posible distinguir la litología de protolito. No obstante, como referencia, cabe mencionar que la muestra fue tomada de un tramo de sondaje mapeado como diorita. En cuanto a la mineralización metálica se observa únicamente la presencia de pirita de modo diseminado y en vetillas. Debido a que esta muestra fue destinada para los análisis Ar-Ar en granos de feldespatos potásicos, cabe mencionar que mediante los estudios de microscopía se observa una fuerte alteración a arcillas en los cristales de dicho mineral.

La muestra A1M6_A.M, que corresponde a la unidad Pórfido Andesítico, presenta alteración propilítica 1 selectiva penetrativa y alteración potásica penetrativa moderada. La primera es caracterizada por la asociación mineral epidota-clorita-albita-calcita y ha afectado principalmente a los fenocristales de plagioclasa (se observa un fuerte reemplazo por epidota). En cuanto a la alteración potásica, esta se caracteriza por la presencia de feldespatos potásicos y se observa mayormente en la masa fundamental. La mineralización metálica consiste en pirita y hematita en vetilla (Figura 4.1.c). Esta muestra fue seleccionada para los análisis Re-Os en cristales de pirita.

La litología de la muestra A2M1_A.M no se distingue debido al alto grado de alteración que posee. Sin embargo, cabe tener en cuenta que el tramo de sondaje al que pertenece fue mapeado como diorita. En muestra de mano se reconoce una alteración argílica moderada de estilo penetrativo e intensidad fuerte, caracterizada por la abundante presencia de arcillas. También se observa epidotización penetrativa moderada y mediante microscopía de luz transmitida se reconoce un proceso de uralitización (piroxenos reemplazados por actinolita). La mineralización metálica albergada consta de abundante pirita diseminada en cúmulos, magnetita en cúmulos (Figura 4.1.d) y hematita-especularita como reemplazo de la magnetita. Dicho reemplazo es difícilmente observable en muestra de mano (se distingue mediante microscopía de luz reflejada). Esta muestra fue seleccionada para los análisis Re-Os en cristales de magnetita.

En la muestra A2M10_A.M tampoco es posible distinguir la litología del protolito debido a la intensa alteración hidrotermal que la ha afectado. El tramo de sondaje al que pertenece fue mapeado como dique diorítico. La alteración hidrotermal es de tipo propilítica 2, caracterizada por la asociación mineral epidota-clorita-calcita. Esta presenta un estilo penetrativo y una intensidad muy fuerte. La mineralización metálica es principalmente de pirita diseminada, pero también contiene en cantidades menores hematita y molibdenita (Figura 4.1.e). Esta muestra fue seleccionada para los análisis Re-Os en cristales de pirita.

La muestra A3M8_A.M, tomada de un tramo de sondaje mapeado como Pórfido Andesítico, presenta al igual que las muestras anteriores una intensa alteración hidrotermal que impide el reconocimiento de la litología. La alteración mencionada es de tipo propilítica 1, de estilo penetrativo, intensidad fuerte y está caracterizada macroscópicamente por la asociación mineral clorita-epidota-carbonato-albita. La mineralización metálica en esta muestra es bastante abundante y consiste en cúmulos tanto de pirita como de magnetita (Figura 4.1.f). La pirita se presenta también de modo diseminado. Esta muestra fue seleccionada para los análisis Re-Os en cristales de pirita.

Muestra	Litología	Alteración hidrotermal	Mineralización	Evento que se busca datar	Método de datación	Edad obtenida (Ma)
A1M7_A.M	Pórfido Andesítico	Potásica	Sin mineralización	Alteración potásica	Ar-Ar en Kfs	61,2 ± 0,5
A3M6_A.M	No se distingue	Potásica Propilítica 1 Argilica moderada	Pirita	Alteración potásica	Ar-Ar en Kfs	62,38 ± 0,26
A1M6_A.M	Pórfido Andesítico	Propilítica 1 Potásica	Pirita Hematita	Mineralización	Re-Os en Py	58 ± 11
A2M1_A.M	No se distingue	Argilica moderada	Pirita Magnetita Hematita	Mineralización	Re-Os en Mt	
A2M10_A.M	No se distingue	Propilítica 2	Pirita Hematita Molibdenita	Mineralización	Re-Os en Py	
A3M8_A.M	No se distingue	Propilítica 1	Pirita Magnetita	Mineralización	Re-Os en Py	

Tabla 4. Resumen de las principales características petrográficas y calcográficas de cada una de las muestras utilizadas en el estudio geocronológico. En cada caso se indica el evento geológico que se pretende datar, el método utilizado y la edad obtenida. Kfs: feldespato potásico. Mt: magnetita. Py: pirita.

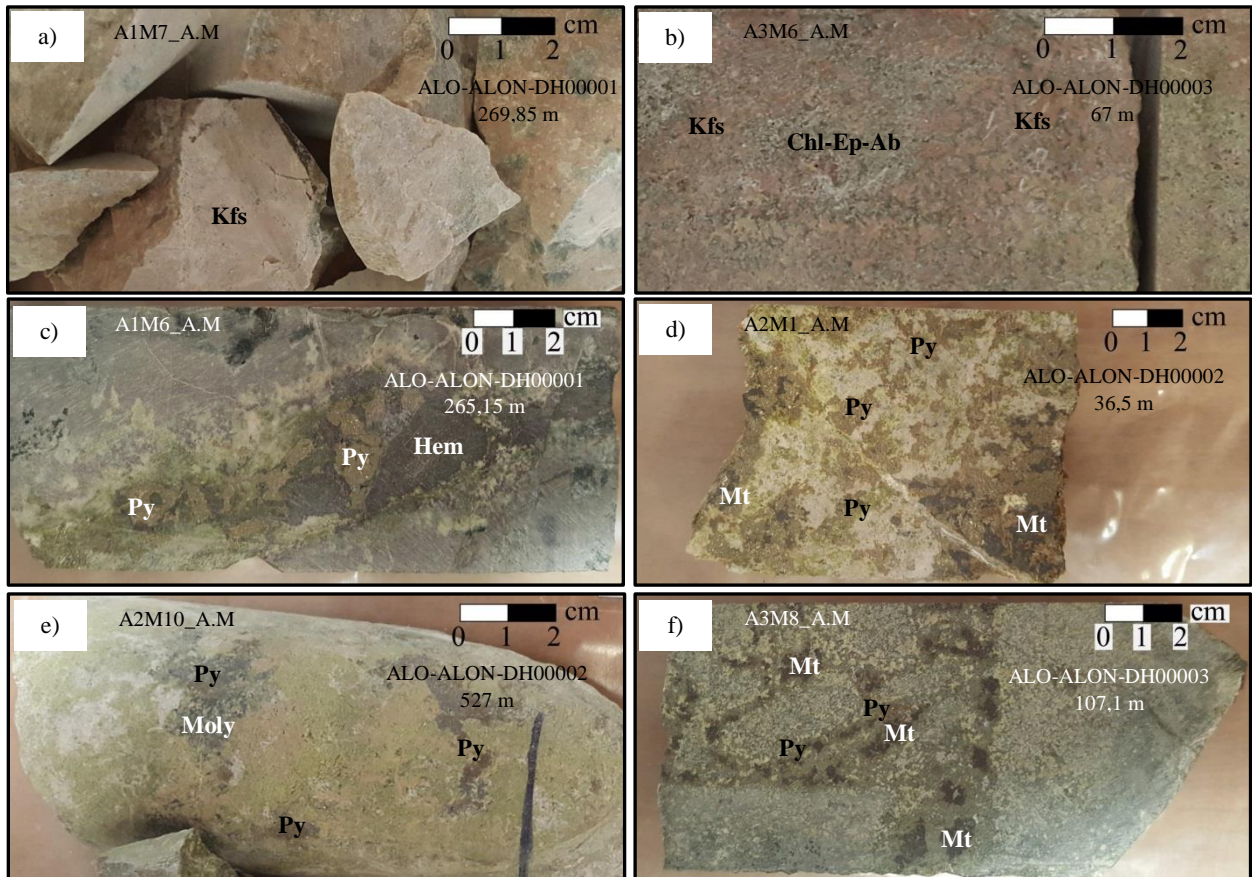


Figura 4.1. Fotografías macroscópicas de las seis muestras utilizadas en los análisis radiométricos. a) Alteración potásica con abundante feldespato potásico como alteración de masa fundamental. b) Alteración potásica selectiva junto a alteración propilítica 1 (clorita-epidota-albita) penetrativa. c) Pirita y hematita en vetilla. d) Pirita diseminada en cúmulos y magnetita en cúmulos. e) Pirita diseminada con cantidades menores de molibdenita. f) Magnetita y pirita en cúmulos con menor pirita diseminada. Ab: albita. Chl: clorita. Ep: epidota. Hem: hematita. Kfs: feldespato potásico. Moly: molibdenita. Mt: magnetita. Py: pirita.

4.4. Análisis Ar-Ar

4.4.1. Procedimiento analítico

Como se mencionó anteriormente las dos muestras seleccionadas para los análisis ^{40}Ar - ^{39}Ar , A1M7_A.M y A3M6_A.M (Tabla 4), fueron inicialmente procesadas en el laboratorio de Geología de Juniata College, EE.UU. En esta primera etapa se llevó a cabo la separación de múltiples cristales de feldespato potásico a partir de las muestras previamente trituradas. Dicha separación fue realizada mediante selección manual.

A continuación las muestras minerales fueron irradiadas mediante un flujo de neutrones en un reactor nuclear del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), en la ciudad de Denver, Colorado. Finalmente, y después de un periodo de enfriamiento de entre dos y tres semanas para la desintegración de los radionúclidos de vida corta, las muestras fueron derivadas al Laboratorio de Análisis de Masas de Isótopos Nobles de Auburn (ANIMAL), Alabama, donde se llevaron a cabo los análisis de espectrometría. En este último procedimiento las muestras fueron calentadas progresivamente con un láser de CO_2 hasta alcanzar la extracción completa del gas Ar. Para medir la abundancia isotópica del gas liberado en cada una de las etapas de calentamiento se utilizó el espectrómetro de masas de sector GLM-110. Algunas de las principales características de este instrumento, construido en la Universidad de Auburn, son una geometría de doble enfoque, una fuente de iones de tipo Nier y un multiplicador de electrones (detector) de tipo dínodo discreto de alta sensibilidad.

Los datos obtenidos a través de los análisis de espectrometría fueron procesados mediante una planilla Excel y el complemento Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008). En la determinación de las edades aparentes, calculadas mediante la ecuación 2, se usó para la constante de desintegración λ el valor de Steiger y Jäger (1977), mientras que para el parámetro J se usó el valor calculado mediante la edad K-Ar del monitor GA-1550 de Rene et al. (1998).

4.4.2. Criterios metodológicos y resultados

Por medio de los análisis radiométricos anteriormente descritos se obtuvo, para cada una de las dos muestras de feldespato potásico (constituidas por múltiples granos minerales) una serie de edades aparentes, cada una de ellas asociada a una de las sucesivas etapas de temperatura ascendente. Específicamente, para la muestra A1M7_A.M se obtuvieron un total de 20 etapas de calentamiento hasta alcanzar su fusión y liberación completa del gas Ar. Mientras que para la muestra A3M6_A.M se realizaron únicamente un total de 16 etapas. La cantidad de ^{39}Ar liberado, las razones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas, las edades aparentes, y sus respectivos errores (1σ), calculadas en cada etapa de calentamiento se presentan para cada una de las dos muestras analizadas en la Tabla 5.

A partir de la serie de edades aparentes, y mediante el uso de una planilla Excel y del complemento Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008), se generaron para ambas muestras sus respectivos espectros de edades (Figura 4.2). Para la elaboración del diagrama de la muestra A1M7_A.M se usaron 19 de los 20 pasos de calentamiento. Se excluyó de este procedimiento únicamente el paso 1, cuya edad aparente de $754,4 \pm 23,4$ Ma (Tabla 5) al ser evidentemente discordante respecto a los demás pasos de calentamiento, permite suponer que no representa y se aleja de la edad real de

la muestra. Situación similar ocurrió con el paso número 2, el cual presenta una edad aparente de $129,2 \pm 1,9$ Ma (Tabla 5), claramente discordante, al igual que el anterior. No obstante, a pesar de ello se optó por incluir y representar este segundo paso en el diagrama y así de poder realizar, en discusiones posteriores de este trabajo, una interpretación de estos valores iniciales obtenidos durante el análisis. En canto a la muestra A3M6_A.M, únicamente cabe mencionar que en la elaboración de su espectro de edades se usaron los 16 pasos de calentamientos anteriormente señalados.

Debido a la distribución discordante de los espectros generados (Figura 4.2) no fue posible, en ninguno de los dos casos, la determinación de un *plateau* y su respectiva edad *plateau*. La identificación de estas edades se basó en los criterios utilizados por Isoplot 4.15. Este complemento de Excel utiliza un algoritmo que selecciona los *plateau*, con la mayor cantidad de gas posible, siempre y cuando cumplan una serie de criterios. Algunos de esas consideraciones son netamente estadísticas, mientras que otros buscan reproducir el aspecto “visual” de estos. En concreto, respecto al segundo tipo de criterio mencionado, los cuales cabe mencionar que son completamente arbitrarios, pero que de todos modos fueron aplicados en este trabajo, estos son específicamente las siguientes tres condiciones (Ludwig, 2008): (i) el *plateau* debe tener tres o más pasos de calentamiento contiguos que en conjunto comprendan más del 60% del ^{39}Ar liberado; (ii) las edades de los dos pasos de calentamiento más externos para cada lado del *plateau* no deben ser significativamente diferentes (con un error de $1,8\sigma$) que la edad media ponderada (edad *plateau*); y (iii) los dos pasos más externos para cada lado del *plateau* no deben tener pendientes distintas de cero (con un error de $1,8\sigma$) con el mismo signo.

Ya que no fue posible la identificación de edades *plateau*, mediante los criterios anteriormente señalados, se optó por determinar edades con el mayor porcentaje de gas liberado que fuese posible, dejando únicamente afuera aquellos pasos iniciales que muestran edades excesivamente elevadas. Específicamente, para el cálculo de las edades mencionadas se excluyó, en ambos casos, el primero del total de pasos graficados. Mediante dicho criterio, para la muestra A1M7_A.M se calculó una edad de $61,2 \pm 0,5$ Ma, correspondiente al 97,8 % del gas (Figura 4.2.a). Mientras que para la muestra A3M6_A.M se obtuvo una edad de $62,38 \pm 0,26$ Ma, considerando el 98,8% de su gas liberado (Figura 4.2.b). De este modo, a partir de ambos datos es posible asignar a la alteración potásica un rango de edad Daniano-Selandiano (Paleoceno).

A1M7_A.M (Kfs)						A3M6_A.M (Kfs)					
Etapa	³⁹ Ar (moles)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	± Error (1σ)		Etapa	³⁹ Ar (moles)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Edad (Ma)	± Error (1σ)	
				Absoluto (Ma)	%					Absoluto (Ma)	%
1	3,9E-14	121,627	754,4	23,4	3,1	1	6,48E-15	13,3364	99,9	9,6	9,6
2	1,22E-14	17,3931	129,2	1,9	1,5	2	5,38E-15	7,7969	59,061	1,215	2,1
3	3,33E-15	6,9429	52,686	0,412	0,8	3	8,28E-15	7,6821	58,206	0,253	0,4
4	9,68E-15	7,203	54,63	0,26	0,5	4	1,72E-14	7,9957	60,542	0,133	0,2
5	1,44E-14	7,5576	57,277	0,15	0,3	5	2,42E-14	8,1875	61,97	0,114	0,2
6	2,56E-14	7,9737	60,379	0,118	0,2	6	3,07E-14	8,2768	62,634	0,11	0,2
7	2,26E-14	8,0314	60,808	0,133	0,2	7	4,57E-14	8,3442	63,136	0,078	0,1
8	2,28E-14	8,0706	61,1	0,132	0,2	8	6,3E-14	8,3442	63,135	0,082	0,1
9	3,63E-14	8,0295	60,794	0,097	0,2	9	8,83E-14	8,3077	62,864	0,077	0,1
10	7,26E-14	8,0574	61,002	0,057	0,1	10	6,89E-14	8,2827	62,678	0,103	0,2
11	1,53E-13	8,1267	61,517	0,091	0,1	11	3,74E-14	8,2357	62,329	0,105	0,2
12	8,5E-14	8,2539	62,464	0,085	0,1	12	6,47E-14	8,1059	61,363	0,096	0,2
13	3,59E-14	8,2717	62,596	0,127	0,2	13	3,67E-14	8,1464	61,664	0,109	0,2
14	2,34E-14	8,3545	63,212	0,156	0,2	14	2,2E-14	8,2249	62,248	0,162	0,3
15	5,94E-15	8,4401	63,848	0,433	0,7	15	1,63E-14	8,2967	62,782	0,22	0,4
16	4,8E-15	8,3548	63,215	0,376	0,6	16	4,43E-15	8,5669	64,79	0,525	0,8
17	7,77E-15	8,403	63,573	0,203	0,3						
18	7,22E-15	8,3254	62,995	0,298	0,5						
19	5,95E-15	8,2661	62,555	0,242	0,4						
20	2,18E-15	8,2442	62,392	0,516	0,8						

Tabla 5. Resultados de los análisis Ar-Ar. Se indica para cada una de las dos muestras de feldespato potásico (Kfs) la cantidad de ³⁹Ar liberado, las razones ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenidas y las edades aparentes calculadas en cada una de las etapas de calentamiento. Las últimas dos columnas presentan, de manera absoluta y como porcentaje, el error asociado a cada una de las edades.

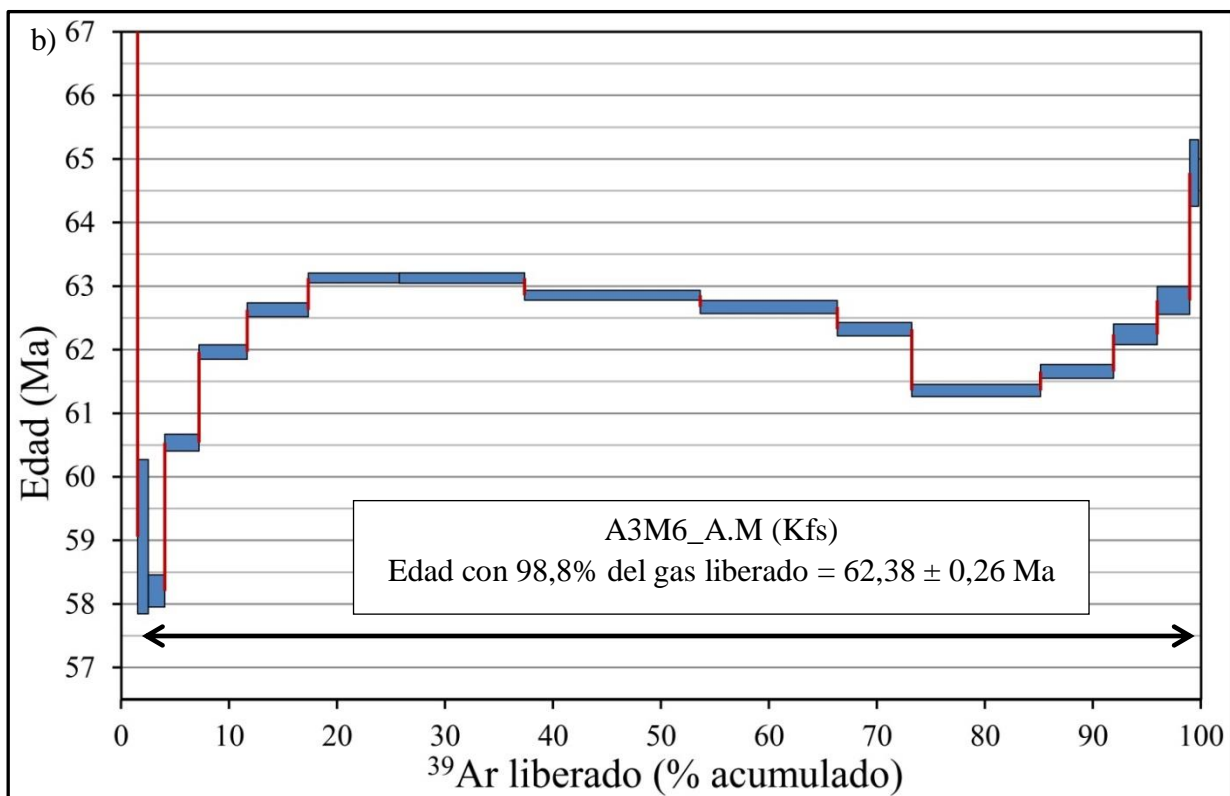
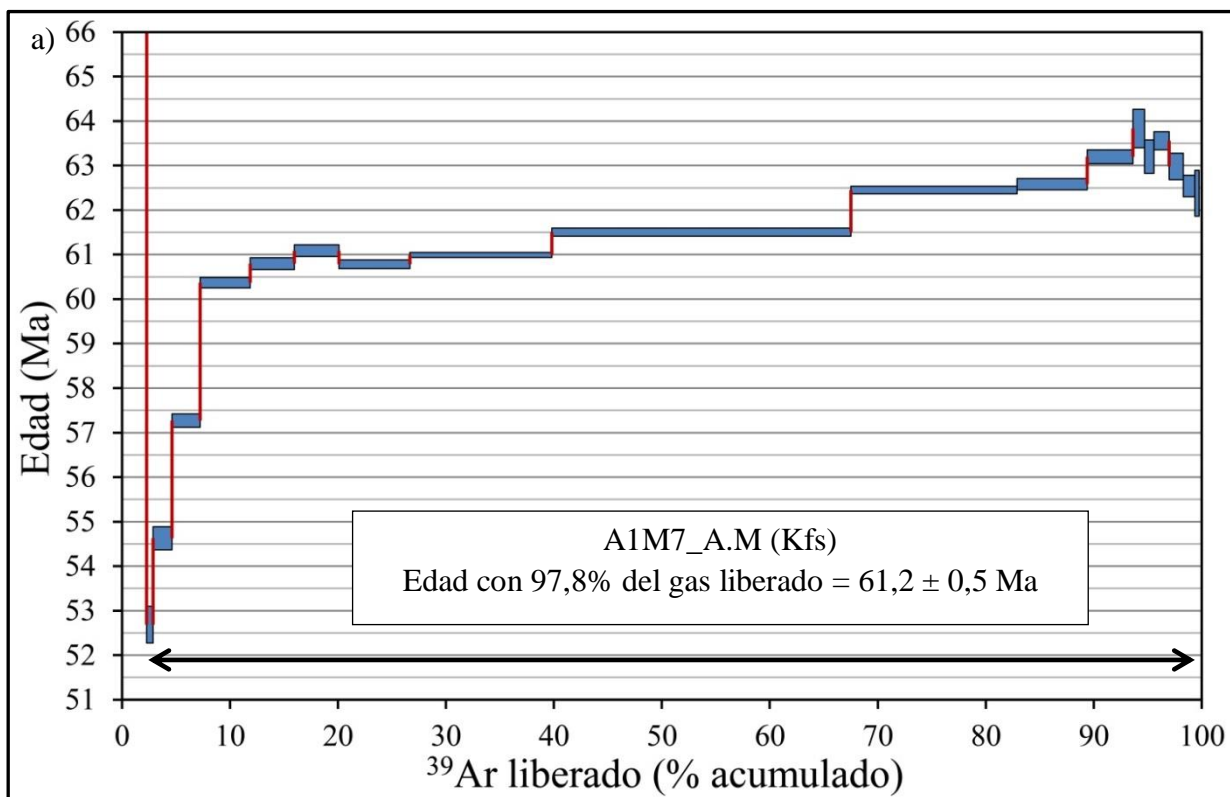


Figura 4.2. Espectro de edades Ar-Ar generado mediante el calentamiento incremental de las muestras minerales de feldespato potásico (Kfs). a) Muestra A1M7_A.M. b) Muestra A3M6_A.M. El grosor de la barra en cada etapa de ^{39}Ar liberado indica el error (1σ) de la edad aparente obtenida. Para cada una de las muestras se indica una edad calculada a partir de la mayor cantidad de gas posible, omitiendo únicamente aquellas etapas de calentamiento con edades excesivamente discordantes.

4.4.3. Interpretación y discusión

Tal como se observa en la Figura 4.2, los espectros de edades de ambas muestras presentan en general una distribución discordante. En otras palabras, la variación de las edades según el grado de desgasificación de las muestras es en la mayoría de los casos superior a los errores asociados, dándole a los diagramas un aspecto discontinuo y levemente disgregado. Esta característica, causante por lo demás de que no se hayan podido identificar edades *plateau* según los criterios anteriormente indicados, es en sí misma una herramienta en la identificación e interpretación de procesos físicos y/o químicos que hayan afectado a las muestras analizadas (e.g. Dallmeyer, 1979; Renne, 2000). De este modo, el aspecto discordante de los diagramas permite suponer que las muestras minerales de feldespato potásico no se han comportado como sistemas isotópicos cerrados respecto al K y al Ar desde su formación, ya sea por pérdida, ganancia o redistribución de los isótopos, siendo por ello altamente probable que los cristales hayan sido afectados por perturbaciones externas (e.g. Dallmeyer, 1979).

La idea de que los sistemas isotópicos de los minerales datados hayan sido afectados por procesos externos, especialmente geológicos, es aún más probable al tener en cuenta la evidente superposición de eventos de alteración hidrotermal y mineralización reconocidos en las rocas de los sondajes estudiados. Particularmente, en ambas muestras se reconoce evidencia de que otros eventos de alteración hidrotermal, posteriores a la alteración potásica, afectaron a los minerales utilizados. Por ejemplo, tal como se describió en la sección 4.3, la muestra A3M6_A.M presenta, además de la alteración potásica, alteración del tipo propilítica 1 y argílica moderada. Esta última afecta claramente a los cristales de feldespato potásico, como se evidenció mediante los estudios de microscopía, donde se reconoció este mineral fuertemente alterado a arcillas. De manera similar, en la muestra A1M7_A.M, a pesar de que en ella es predominante la alteración potásica, se reconoce también a escala microscópica una menor alteración a sericita y/o arcillas en cristales de feldespato potásico. En conclusión, en ambos casos la evidencia observada sustentaría la posibilidad de que los sistemas isotópicos de los minerales analizados no hayan permanecido intactos.

Respecto a los primeros pasos de calentamiento de ambas muestras, los cuales muestran edades aparentes excesivamente elevadas en relación al resto del diagrama, se podría plantear como posibles causas de estos resultados el efecto *Recoil* y/o la presencia de inclusiones fluidas en los cristales analizados, ambos fenómenos anteriormente descritos (sección 4.2.1). En especial la presencia de inclusiones fluidas es bastante probable, ya que estas suelen ser comunes en minerales de origen hidrotermal, como los aquí estudiados. De haber ocurrido alguno de estos fenómenos, evidentemente las edades aparentes de los primeros pasos se alejarían completamente de la edad real de las muestras.

Por último, se debe mencionar que a pesar de la discordancia de los diagramas, lo que obviamente afecta la calidad de las edades obtenidas, e independientemente de las causas de ello, ambos resultados ($61,2 \pm 0,5$ Ma y $62,38 \pm 0,26$ Ma) se condicen muy bien con las edades U-Pb en circones ígneos primarios (~60-64 Ma), determinadas por Montti (2019) para las edades de los cuerpos intrusivos asociados al sistema hidrotermal (Figura 4.4). Ante este último hecho es posible considerar que las edades Ar-Ar obtenidas en este trabajo son a pesar de todo bastante confiables y que posiblemente se aproximan a la edad real de la alteración potásica.

4.5. Análisis Re-Os

4.5.1. Procedimiento analítico

De cada una de las cuatro muestras de roca elegidas para los análisis Re-Os, A1M6_A.M, A2M1_A.M, A2M10_A.M y A3M8_A.M (Tabla 4), se seleccionaron manualmente con pinza los distintos granos minerales a datar (pirita y magnetita). Con la finalidad de contrarrestar la distribución heterogénea del Re y Os en los sulfuros, se recolectaron cristales de pirita de distintas partes de las muestras (i.e. vetillas, granos diseminados y cúmulos). Luego, los minerales recolectados de cada muestra fueron triturados mediante un martillo hasta pulverizarlos. Para este último procedimiento las muestras fueron previamente envueltas en papel, esto con el objetivo de evitar cualquier contaminación de elementos del grupo del platino. Toda esta primera etapa de selección y preparación se llevó a cabo, como se ha mencionado anteriormente, en el laboratorio de Geología de Juniata College, EE.UU.

A continuación las distintas muestras minerales ya pulverizadas fueron procesadas y analizadas en la Universidad de Arizona. Específicamente, en dicho plantel, siguiendo el procedimiento descrito por Shirey y Walker (1995), las muestras fueron cargadas en un tubo de Carius junto con una solución 1:2 de HCL y HNO₃ y una solución trazadora de composición conocida (*spike*) enriquecida en ¹⁸⁵Re y ¹⁹⁰Os. Los tubos fueron calentados en un horno a 180-220°C durante 12 horas. Luego, para lograr la separación del contenido de Os, la solución de los tubos fue sometida a un proceso de destilación de dos etapas similar a lo descrito por Shirey y Walker (1995) y Frei et al. (1998). El Os obtenido mediante dicho procedimiento se purificó a través de un proceso de micro destilación (Birck et al., 1997) para luego ser cargado en un filamento de platino en conjunto con Ba(OH)₂ (para intensificar la ionización). En cuanto a la obtención del Re, este fue extraído y purificado a partir de la solución remanente mediante un proceso de cromatografía de intercambio iónico de dos etapas, para finalmente ser cargado en un filamento de níquel. Todas las muestras ya preparadas fueron analizadas en un NTIMS modelo VG 54 (*negative thermal ionization mass spectrometer*).

4.5.2. Resultados

Por medio del procedimiento analítico anteriormente descrito se efectuó, a partir de las cuatro muestras seleccionadas, un total de cinco análisis Re-Os. De este total, tres fueron realizados en pirita de las muestras A1M6_A.M, A2M10_A.M y A3M8_A.M, y dos en magnetita de la muestra A2M1_A.M. En cada uno de estos análisis se determinaron tanto las concentraciones de Re y Os, como las razones $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ y $(^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os})_{\text{presente}}$ junto a sus respectivos errores (2σ). Todos estos resultados se presentan en la Tabla 6.

Con los datos obtenidos a través de los cinco análisis radiométricos se generó, mediante el uso de una planilla Excel y del complemento Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008), el ajuste lineal de la Figura 4.3, con una edad de 58 ± 11 Ma y un MSWD de 20. A priori, según este resultado la mineralización metálica de pirita y magnetita correspondería a un rango de edad Maastrichtiano – Lutetiano (Cretácico Tardío – Eoceno medio). Sin embargo, tal como indica el elevado MSWD, el cual debería tomar idealmente algún valor entre 0,18 y 2,63 (Ec.7), la recta obtenida corresponde a una errorcrona en vez de una isócrona, por lo cual el resultado final debe ser tomado con cautela. Esto y otras consideraciones serán discutidas en la sección siguiente.

Muestra	Mineral datado	Re (ppb)	Os (ppt)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm\text{Error (2}\sigma\text{)}$
A2M1_A.M (a)	Magnetita	18,45	534	194	1,49	2%
A2M1_A.M (b)	Magnetita	18,8	539	200	1,51	2%
A3M8_A.M	Pirita	13,59	16	15634	17,2	3-4%
A1M6_A.M	Pirita	71,96	66	55745	54,2	3-4%
A2M10_A.M	Pirita	60,8	79	6449	5,9	3-4%

Tabla 6. Resultados de los análisis Re-Os. Se indica para cada una de las muestras el mineral datado, las concentraciones de Re y Os, las razones isotópicas y el error de medición obtenido. El error indicado se asocia a ambas razones.

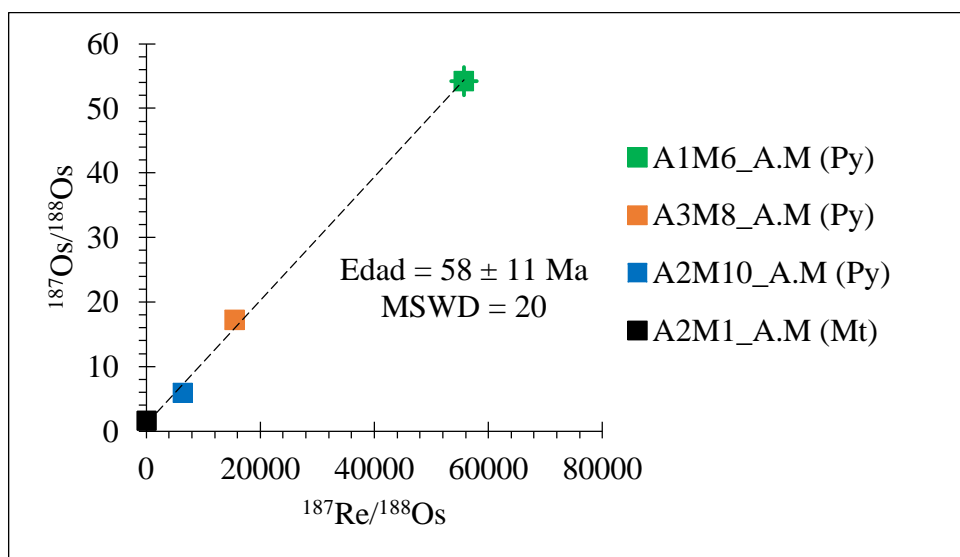


Figura 4.3. Errorcrona Re-Os de la mineralización metálica presente en el sistema hidrotermal Cajón González. El punto verde, el naranja y el azul corresponden a los resultados en pirita (Py), mientras que los puntos negros representan a los obtenidos en magnetita (Mt). Cabe destacar que estos últimos se sobrepone, motivo por el cual se observa solo uno en el gráfico. El error analítico (2σ) de cada muestra se representa por las líneas en cruz, esto se aprecia únicamente en A1M6_A.M debido a la escala del gráfico.

4.5.3. Interpretación y discusión

La edad obtenida mediante el método isotópico Re-Os de 58 ± 11 Ma para la mineralización de pirita y magnetita evidentemente no es del todo confiable al presentar un error tan alto y un MSWD de 20. Este segundo parámetro, indicador de la calidad del ajuste, al tomar un valor muy por sobre el rango esperado ($0,18 < \text{MSWD} < 2,63$; Ec.7), indicaría que los resultados de los análisis están excesivamente dispersos y que por lo tanto, con más de un 95% de probabilidad, los datos se aproximan a una errorcrona (Wendt y Carl, 1991). Esto se podría deber a que los errores analíticos de cada una de las muestras están subestimados y/o a que no exista realmente una relación lineal entre los datos (McDougall y Harrison, 1999). En este segundo caso, si los resultados de los análisis no sean realmente colineales, entonces la dispersión se podría deber a incertidumbres geológicas.

Entre las posibles causas del elevado MSWD, se debe destacar en primer lugar la posibilidad de que las muestras minerales utilizadas no sean realmente co-genéticas, como así lo

sugiere la presencia de texturas de corte entre cristales de magnetita y pirita, descritas en el capítulo anterior (sección 3.4.6). Estas texturas, algunas de ellas interpretadas como un proceso de reemplazo de magnetita por pirita, indicarían una posible paragénesis entre ambos minerales, y que por lo tanto ambos sean resultado de distintos eventos de mineralización. De ser este el motivo que explique la dispersión de las muestras y con ello el MSWD alcanzado, entonces la edad obtenida representaría una edad promedio de los diferentes eventos.

Un segundo factor a tener en cuenta es la posibilidad de que los sistemas isotópicos Re-Os de los minerales datados hayan sido perturbados por algún evento de alteración hidrotermal posterior. Esto último no deja de ser factible debido a la evidente superposición de eventos de alteración observados en gran parte de las rocas estudiadas, incluyendo las muestras analizadas.

No obstante, a pesar del MSWD obtenido e independientemente de sus causas, al comparar el resultado Re-Os con las edades Ar-Ar para la alteración potásica y con las edades U-Pb de los intrusivos asociados al sistema hidrotermal (~60-64 Ma; Montti, 2019) se observa la congruencia entre todos estos resultados (Figura 4.4). Es por esta última consideración que la edad radiométrica Re-Os de 58 ± 11 Ma (Maastrichtiano – Lutetiano) es de todos modos razonable respecto a las edades de cristalización de los intrusivos y generación de la alteración potásica.

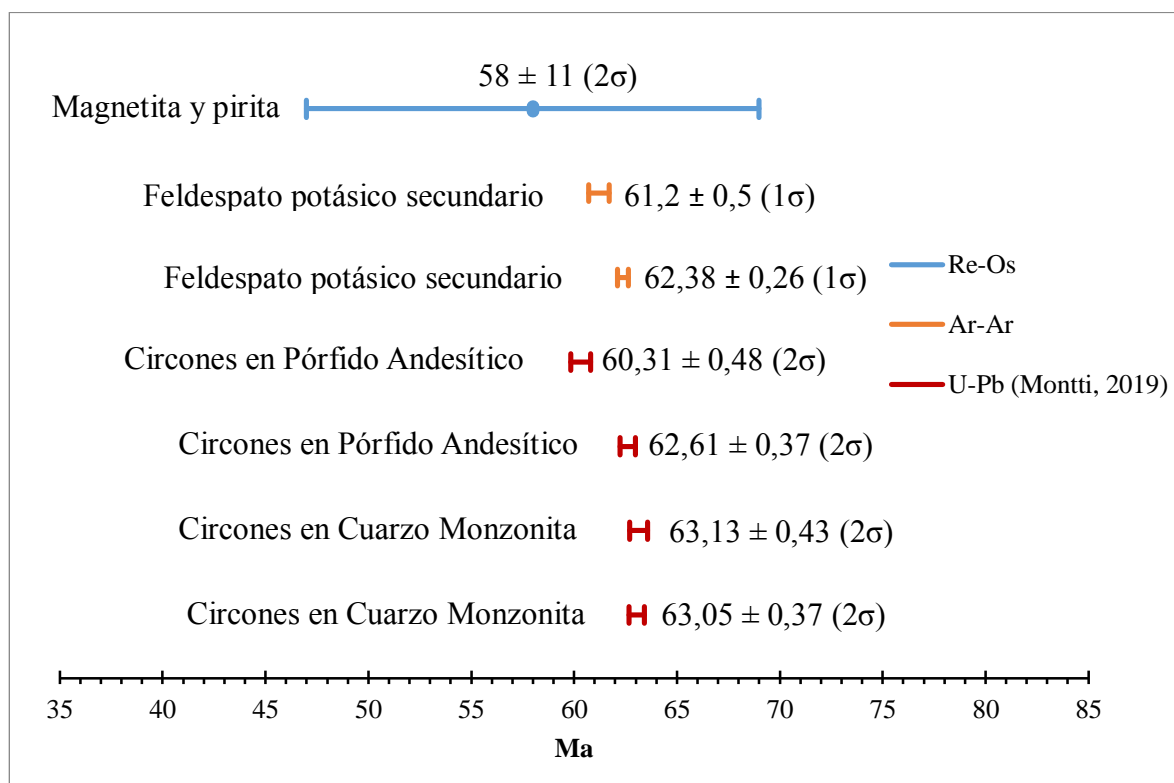


Figura 4.4. Comparación entre los resultados de los análisis radiométricos Re-Os y Ar-Ar, realizadas en este trabajo, con las edades U-Pb obtenidas por Montti (2019) para las unidades ígneas presentes en el sistema hidrotermal Cajón González.

5. DISCUSIÓN

5.1. Generalidades

En el presente capítulo se discutirán los resultados expuestos en las secciones anteriores de este trabajo, con la finalidad de inferir el tipo de yacimiento y/o sistema hidrotermal presente en el sector Cajón González, la relación temporal y espacial de dicho sistema con la evolución tectono-magmática de los Andes Centrales a la latitud de la zona de estudio, y su implicancia en el potencial metalogénico de la región. Específicamente, se evaluarán e interpretarán las descripciones de la alteración y mineralización presentes en las rocas estudiadas y las edades radiométricas obtenidas para ambos procesos hidrotermales.

5.2. Sobre la congruencia de los resultados

A modo de evaluación de las descripciones petrográficas realizadas, se debe notar que las observaciones mediante el mapeo de sondajes y la microscopía de luz polarizada son a grandes rasgos similares tanto para la mineralogía de alteración como para la mineralización metálica. En particular, se reconocen únicamente algunas diferencias menores en cuanto a la abundancia de algunos minerales. Ejemplo importante de ello es la ocurrencia de clorita como parte de las alteraciones de tipo propilíticas y calco-sódica, cuya presencia fue descrita macroscópicamente en todo tramo afectado por dichas alteraciones, pero no fue corroborado en la observación de cortes transparentes. En estos últimos se identificaron varias muestras con presencia de alteración propilítica y calco-sódica carentes de clorita. Situación similar ocurre con la presencia de actinolita como parte de la alteración calcó-sódica, mineral que en muestra de mano y durante el mapeo de sondajes no fue identificado y fue únicamente reconocido mediante microscopía de luz transmitida.

En esta misma línea de evaluación, se debe notar que los resultados respecto de la alteración hidrotermal obtenidos en este trabajo son consistentes con aquellos reportados por la empresa Vale Exploraciones Chile en su informe temporada 2010-211; para los tres sondajes estudiados se reconocen las mismas alteraciones observadas en este trabajo (potásica, calco-sódica y propilítica principalmente). No obstante, se aprecian algunas diferencias en cuanto a las asociaciones mineralógicas que definen dichas alteraciones, así como también la extensión que se describe para cada una de ellas. Por ejemplo, mientras que en este trabajo se reconocen, en cada uno de los tres sondajes mapeados, numerosos segmentos afectados por alteración potásica de intensidad muy débil a moderada, Vale limita su extensión principalmente a las zonas profundas del sondaje DH00002 y a un único tramo dentro del sondaje DH00003. En cuanto a la mineralización, en general hay consenso entre las observaciones realizadas en ambos trabajos, reconociéndose en ambos casos que esta se constituye principalmente por pirita y en segundo lugar por magnetita.

A pesar de diferencias como las recién descritas, entre observaciones macro y microscópicas, y con lo descrito por otros trabajos como el de Vale Exploraciones Chile (2011), las observaciones son en general coherentes las unas con las otras, siendo por ello razonable esperar que estas describan correctamente las características secundarias presentes en las rocas de los sondajes estudiados.

Respecto a los resultados geocronológicos para las edades de la alteración hidrotermal y mineralización metálica, se puede hacer la siguiente evaluación. En ambos métodos los resultados indican que las edades obtenidas conllevan ciertas incertidumbres geológicas. Mientras que en el caso de los análisis Ar-Ar la discordancia de sus diagramas (Figura 4.2) es atribuible a posibles perturbaciones externas como lo son los eventos de alteración hidrotermal reconocidos en las muestras analizadas; en las determinaciones Re-Os la obtención de una errorcrona (Figura 4.3) indica que los distintos análisis no son colineales y que por lo tanto es probable que los sistemas isotópicos de los minerales datados hayan sido perturbados y/o a que las muestras no son co-genéticas. Esto último se condice además con las texturas microscópicas de los minerales opacos que indican una paragénesis entre los minerales utilizados.

No obstante, tal como se comentó en discusiones previas, a pesar de las particularidades anteriormente señaladas, se observa la concordancia entre las edades Ar-Ar, la edad Re-Os y las edades U-Pb de los intrusivos asociados al sistema hidrotermal (Figura 4.4). Además, cabe destacar que las unidades ígneas como rocas huésped de la mineralización determinan una edad máxima para la precipitación de la magnetita y pirita, hecho con el cual son congruentes las edades obtenidas. En base a estas observaciones se puede considerar que las edades Ar-Ar y la edad Re-Os obtenidas en este trabajo se aproximan a la edad real de la alteración potásica y mineralización metálica respectivamente.

5.3. Interpretación del sistema hidrotermal

En base a las características de alteración y mineralización reconocidas en las rocas de los tres sondajes estudiados, junto a las evidencias petrológicas primarias reconocidas por Montti (2019) en rocas de los mismos sondajes, es posible plantear que el sistema hidrotermal Cajón González correspondería a un sistema del tipo pórfido de cobre. Las características y/o evidencias señaladas son específicamente las siguientes (Tabla 7): (i) presencia de un complejo intrusivo de composición ácida a intermedia y afinidad calcoalcalina, representado por las unidades Cuarzo Monzonita, Pórfido Andesítico, Monzodiorita, Diorita y Diques Dioríticos (Montti, 2019); (ii) el hecho de que dichas unidades estén afectadas por diversas asociaciones de minerales de alteración que conforman los tipos de alteración potásica, calco-sódica, propilítica y de otras menos abundantes como lo son las del tipo fílica, argílica moderada, argílica avanzada, cloritización, etc.; y (iii) la presencia de abundante mineralización de pirita y menor magnetita hospedada por las unidades ígneas señalados. Los tres puntos mencionados anteriormente, al ser característicos de sistemas tipo pórfido cuprífero, sustentan lo inicialmente planteado.

Sumado a las consideraciones anteriores, la congruencia entre las edades radiométricas obtenidas en este trabajo para la alteración potásica y la mineralización de pirita y magnetita con las edades de las unidades intrusivas Cuarzo Monzonita y Pórfido Andesítico (Tabla 7) refuerza aún más dicho planteamiento. Además, en base a lo anterior se puede establecer para este sistema tipo pórfido de cobre una edad Paleoceno.

Evidencias primarias (Montti, 2019)			
Unidades ígneas		Afinidad	Edad (Ma)
Cuarzo Monzonita		Calcoalcalina	63,13 ± 0,43 (2σ) U-Pb en circones 63,05 ± 0,37 (2σ) U-Pb en circones
Pórfido Andesítico			60,31 ± 0,48 (2σ) U-Pb en circones 62,61 ± 0,37 (2σ) U-Pb en circones
Monzodiorita			
Diorita			
Diques Dioríticos			
Evidencias secundarias (este trabajo)			
Hidrotermalismo		Minerales y asociaciones minerales	Edad (Ma)
Alteración	Potásica	Feldespatos potásicos (microclina y/u ortoclasa)	61,2 ± 0,5 (1σ) Ar-Ar 62,38 ± 0,26 (1σ) Ar-Ar
	Calco-sódica	Albita-clorita-epidota con o sin actinolita, cuarzo y magnetita	
	Propilítica 1	Clorita-epidota-albita con o sin calcita	
	Propilítica 2	Clorita-epidota con o sin calcita y cuarzo	
	Argílica moderada	Arcillas	
	Argílica Avanzada	Cuarzo residual	
	Fílica	Sericita	
	Cloritización	Clorita	
	Silicificación	Cuarzo y/o sílice	
	Albitización	Albita	
Mineralización		Pirita	58 ± 11 (2σ) Re-Os
		Magnetita	
		Hematita	

Tabla 7. Resumen de las distintas evidencias geológicas que permiten plantear que el sistema hidrotermal Cajón González corresponde a un sistema del tipo pórfido de cobre de edad Paleoceno. Se incluyen las unidades ígneas reconocidas por Montti (2019), y las alteraciones hidrotermales y mineralización metálica reconocidas en este trabajo.

Basándose en las características de cada uno de los tipos de alteración observadas y en la literatura de diversos autores que las clasifican y describen, considerando su temporalidad y condiciones de formación (e.g. Meyer y Hemley, 1967; Lowell y Guilbert, 1970; Rose y Burt, 1979; Reed, 1997; Corbett y Leach, 1998; Sillitoe, 2010), se podría interpretar cada una de ellas como una etapa, definida por condiciones físico-químicas específicas, en el proceso de alteración hidrotermal desarrollado durante la génesis del depósito. Junto con ello, al apoyarse en la temporalidad teórica descrita por autores como los citados y en las texturas de reemplazo observadas mediante los estudios de microscopía, es posible plantear una posible secuencia paragenética de los minerales de alteración y mineralización, tal como se muestra en el esquema de la Figura 5.1.

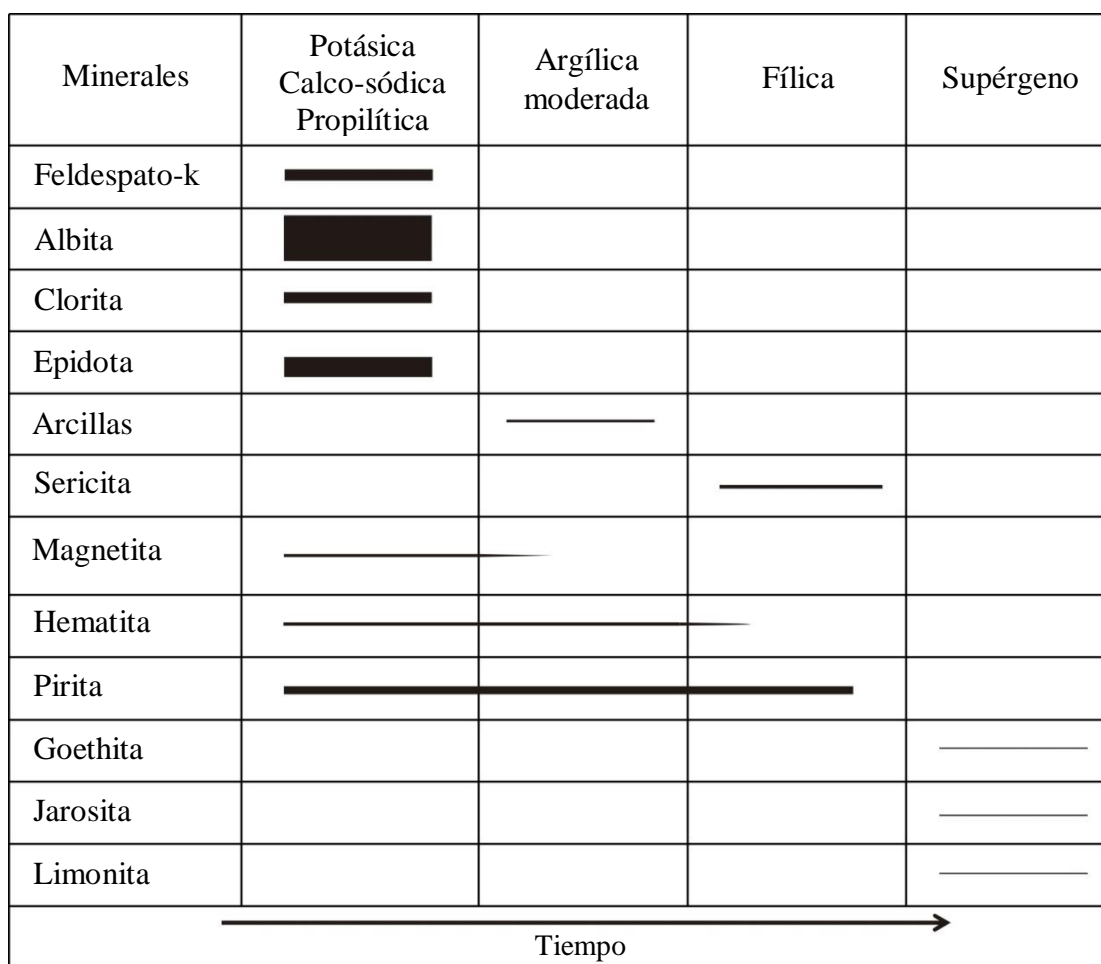


Figura 5.1. Secuencia paragenética esquemática de la mineralogía de alteración y mineralización presente en el sistema tipo pórfido de cobre del sector Cajón González. El grosor de las barras indica la abundancia relativa estimada de cada uno de los minerales.

La alteración potásica representaría una etapa tardimagmática en la evolución del sistema, posiblemente asociada al emplazamiento de los intrusivos (e.g. Camus, 2003). Esta interpretación está respaldada por las edades radiométricas Ar-Ar obtenidas para el feldespato potásico al estar ellas dentro del rango de edades de las unidades intrusivas Pórfido Andesítico y Cuarzo Monzonita (Figura 4.4). De este modo, el evento mencionado se habría producido en condiciones de equilibrio con el magma fuente a una temperatura superior a los 300°C (Beane y Titley, 1981) y a condiciones de pH neutro a alcalino.

De manera contemporánea a la alteración potásica se deberían haber desarrollado las alteraciones de tipo calco-sódica, en condiciones termodinámicas similares a las mencionadas, y la alteración propilítica, en condiciones de pH igualmente neutras a alcalinas, pero a temperaturas de 200-250°C (e.g. Meyer y Hemley, 1967; Corbett y Leach, 1998; Camus, 2003). La primera de estas en las porciones profundas del sistema y la segunda hacia zonas más distales, como un halo externo de la alteración potásica, como así lo proponen algunos modelos de depósitos del tipo pórfido (e.g. Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010). No obstante, al observar estos tres tipos de alteraciones sobrepuestos en los mismos tramos de sondaje, y considerando que al menos la alteración potásica y la propilítica no se generan bajo las mismas condiciones físico-químicas, es

evidente que representan eventos hidrotermales no simultáneos. Lo anterior posiblemente se debe a procesos magmáticos multifase muy comunes en este tipo de depósitos.

Respecto a las alteraciones del tipo argílica moderada, fílica y argílica avanzada, estas representarían respectivamente: (i) una etapa transicional donde las asociaciones de minerales constituidas principalmente por arcillas se superponen a las alteración de la etapa tardimagmática; (ii) una etapa hidrotermal principal donde debido a un metasomatismo de hidrógeno, plagioclasas y feldespatos potásicos que caracterizan a las alteraciones potásicas, calco-sódicas y propilíticas, son alteradas mayormente a sericita; y (iii) una etapa hidrotermal tardía donde fluidos de pH muy ácido generan una intensa lixiviación de las rocas (e.g. Camus, 2003). Estas tres etapas evolutivas explicarían la frecuente presencia de feldespatos (potásicos y calco-sódicos) alterados parcialmente a minerales de arcillas y/o a sericita reconocidos durante los estudios de microscopía (ver Anexo B).

Por último, considerando que los depósitos del tipo pórfido de cobre suelen presentar una zonación característica de la alteración hidrotermal y mineralización metálica, es útil realizar una comparación entre el modelo geológico 2D anteriormente expuesto y algunos de los modelos clásicos de alteración y mineralización en sistemas del tipo pórfido cuprífero (e.g. Sillitoe, 2010; Figura 5.2).

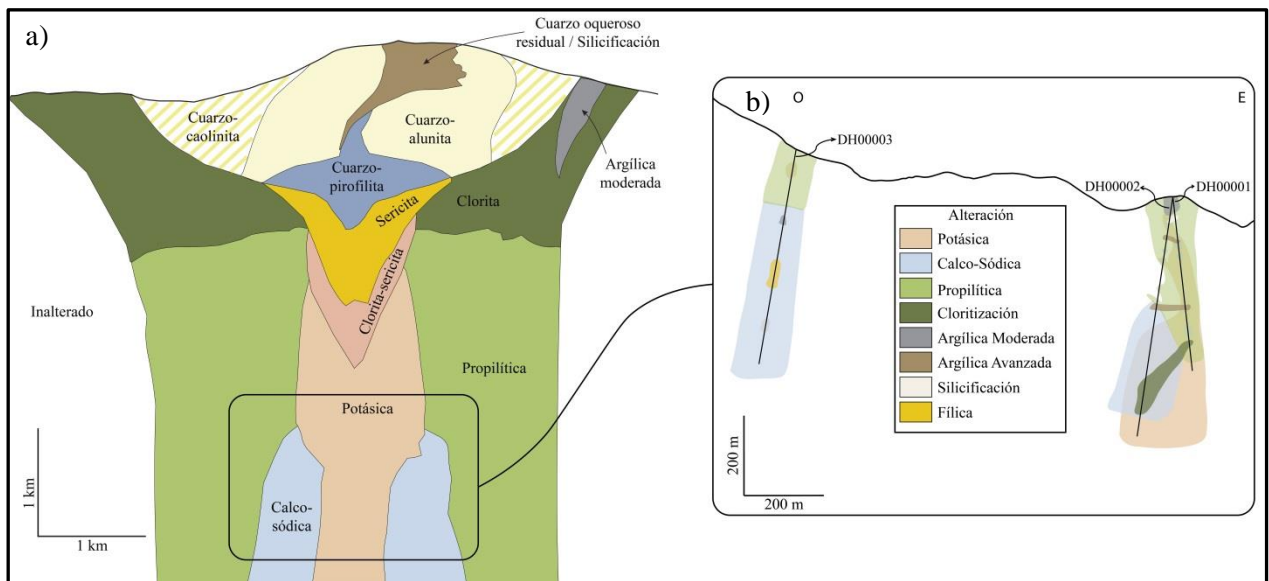


Figura 5.2. Comparación entre el modelo geológico 2D realizado para la zonación de la alteración hidrotermal presente en el sistema pórfido de cobre estudiado con la zonación característica propuesta para este tipo de depósitos según los modelos clásicos. a) Zonación de la alteración hidrotermal según Sillitoe (2010). b) Zonación de la alteración hidrotermal en el sistema pórfido de cobre del sector Cajón González.

Tal como se indica en la Figura 5.2 se puede inferir que la porción del depósito que ha sido perforada y estudiada correspondería al núcleo profundo y estéril del sistema. Lo cual explicaría la abundante alteración potásica, calco-sódica y propilítica reconocidas en las rocas de los sondajes, así como también el tipo de mineralización dominante, constituida principalmente por pirita diseminada. Lo anterior supondría, además, una exhumación de a lo menos 3-4 km para el sistema estudiado, ya que dichas porciones de los depósitos típicamente suelen generarse a profundidades de ese orden (e.g. Sillitoe, 2010).

5.4. Contextualización en la evolución tectono-magmática regional del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano

La evolución paleógena hasta el Eoceno temprano en la región andina de Chile Central es bastante desconocida, siendo representada mayormente por una marcada discordancia de erosión que separa unidades mesozoicas de unidades cenozoicas (e.g. Gana y Wall, 1997; Charrier et al., 2007; Farías, 2007). No obstante, Montti (2019) a partir de las cinco unidades intrusivas presentes en el sector Cajón González reconoce un magmatismo de arco de edad Paleoceno (Daniano-Selandiano) en la en la zona estudiada, actividad magmática a la que se asociaría el sistema de tipo pórfido de cobre reconocido en este trabajo.

Sin embargo, las unidades intrusivas del sector Cajón González, no son la única evidencia del arco volcánico Paleoceno en los Andes de Chile Central. Otras unidades que dan cuenta de este magmatismo, debido a la signatura de arco que presentan sus rocas ígneas, son la Formación Plan de Los Yeuques (Campaniano tardío – Daniano; Mosolf et al., 2011; Muñoz et al., 2018), en el curso superior del río Teno (~35°S, Figura 5.4), y la unidad Los Ángeles (Cretácico Tardío – Paleoceno temprano; Fennell et al., 2017; Iannelli et al., 2018) que aflora muy cerca de la zona de estudio, en la vertiente argentina de los Andes (~35°30'S, Figura 5.4). Ambas unidades son cronológicamente correlacionables con las unidades intrusivas del sector Cajón González (Montti, 2019; Figura 5.3).

Eonotema / Eón Eratema / Era Sistema / Período				a) ~35°S	b) ~35°30'S Vertiente argentina de los Andes	c) 35°55'S	
		Serie / Época	Piso/ Edad				
Fanerozoico	Cenozoico	Oligoceno	Chattiano	Formación Plan de los Yeuques			
			Rupeliano				
		Eoceno	Priaboniano				
			Bartoniano				
			Lutetiano				
			Ypresiano				
		Paleoceno	Thanetiano				
			Selandiano				
			Daniano				Unidad Los Ángeles
							Unidades intrusivas del Cajón González
	Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano			
				Campaniano			
				Santoniano			
				Coniaciano			
				Turoniano			
		Cenomaniano					

Figura 5.3. Correlación cronológica entre las unidades intrusivas del sector Cajón González, con la Formación Plan de los Yeuques y la unidad Los Ángeles, entre los 35° y 36°S. Basado en a) Muñoz et al. (2018); b) Iannelli et al. (2018); c) Montti (2019). Modificado de Montti (2019).

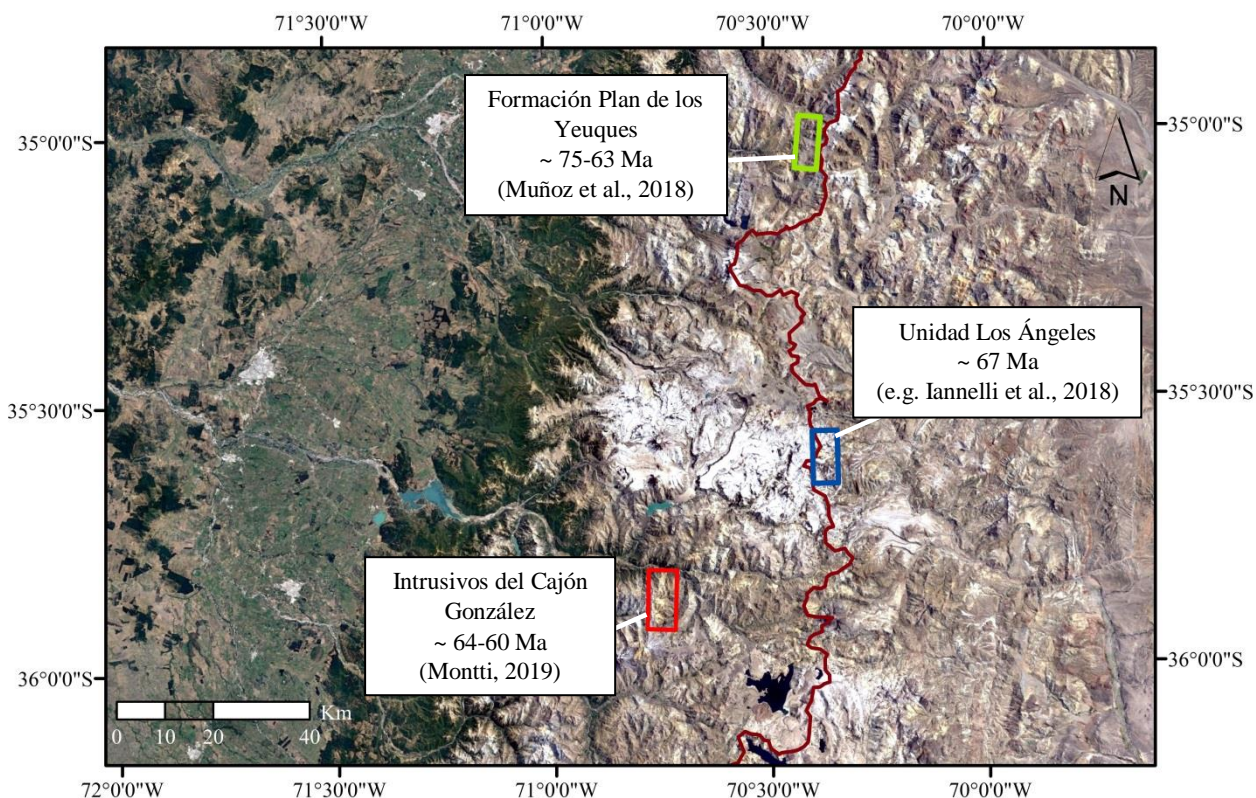


Figura 5.4. Ubicación de las zonas de estudio de los trabajos de Muñoz et al. (2018) (verde) y Iannelli et al. (2018) (azul), donde afloran rocas de las unidades cronológicamente correlacionables con los intrusivos del sector Cajón González. En rojo se señala la zona de este estudio y de Montti (2019). La línea burdeos representa la frontera entre Chile y Argentina.

Muñoz et al. (2018), basándose en una serie de características en torno a la naturaleza, estructuras y geoquímica de las rocas de la Formación Plan de los Yeuques que afloran en el valle del río Teno, determinan que esta unidad se habría depositado en una configuración de cuenca de intra-arco extensional, posiblemente asociada a una corteza de espesor normal a delgada de ~30-35 km. Estas condiciones son también registradas más al sur por la unidad Los Ángeles (Fennell et al., 2017; Iannelli et al., 2018) y por numerosos depósitos de arco del Cretácico Superior a lo largo del margen andino, indicando así que esto corresponde a una característica a escala regional, al menos desde los 20 a los ~33°S, como así lo apoyan diversos estudios (e.g. Mpodozis y Allmendinger, 1993; Marinovic et al., 1996; Cornejo y Matthews, 2001; Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007). Lo anterior indicaría que a fines del Cretácico Tardío en la región del arco andino se produjo un cambio de régimen tectónico desde uno compresivo a uno extensional (Muñoz et al., 2018).

No obstante, cabe tener en cuenta que la generación de depósitos tipo pórfidos cupríferos, como el reconocido por este trabajo en el sector Cajón González, ocurre mayormente en ambientes de arco magmático (incluido el trasarco) y en regímenes tectónicos que van desde compresivos, transpresivos, a moderadamente extensionales (Tosdal y Richards, 2001). En particular se observa una importante relación empírica entre regímenes fuertemente compresivos (evidenciados por engrosamiento cortical, alzamiento, y exhumación rápida) y la generación de grandes pórfidos cupríferos (Sillitoe, 2010). Por el contrario, en aquellos regímenes fuertemente

extensionales se observa comúnmente una carencia de depósitos porfídicos significantes (e.g. Tosdal y Richards, 2001).

Sumado a lo anterior, algunos autores consideran como contextos tectónicos especialmente favorables para la generación de depósitos tipo pórfidos cupríferos aquellos caracterizados por cambios en el régimen de los esfuerzos corticales (e.g. Tosdal y Richards, 2001). Particularmente, se ha especulado que la compresión cortical favorece el desarrollo de estos depósitos especialmente en tiempos de rápido alzamiento y erosión (Sillitoe, 1998), eventos que antecederían la relajación tectónica (Tosdal y Richards, 2001; Richards, 2003; Gow y Walshe, 2005).

Ante lo anteriormente citado, evidentemente la presencia de un depósito del tipo pórfido cuprífero de edad Paleoceno en el sector Cajón González podría sugerir un escenario relativamente distinto para la evolución coetánea a esta latitud. En concreto, según esto el sistema estudiado se ajustaría mayormente con un régimen tectónico de tipo compresivo o transpresivo en su etapa culminante durante el Paleoceno, posiblemente previo a una inversión tectónica como la reportada por diversos autores levemente más al norte para fines del Cretácico Tardío.

Por último, en cuanto a la exhumación de al menos 3 km, que expone en superficie las porciones más profundas del depósito, esta podría ser una consecuencia de la posterior evolución tectónica ocurrida en la zona de Chile Central. Dicha evolución está caracterizada por un primer periodo de extensión entre el Eoceno tardío y Oligoceno tardío (desarrollo de la cuenca Abanico), seguido de un periodo compresivo causante de la orogénesis andina a partir del Neógeno (e.g. Charrier et al., 2002).

5.5. Implicancias metalogénicas

De las franjas metalogénicas inicialmente mencionadas en este trabajo (sección 1.1 y 2.2), es posible que el sistema de tipo pórfido de cobre presente en el sector Cajón González, debido a su edad y ubicación, no pertenezca a ninguna ellas. Únicamente es correlacionable cronológicamente con la franja de pórfidos cupríferos del Paleoceno-Eoceno temprano, pero no así espacialmente, ya que dicha franja se extiende desde el extremo norte hasta los 28°30'S a lo largo de la vertiente occidental de la Cordillera Principal (Camus, 2003). No obstante, el sistema estudiado se podría asociar, tanto por su edad como por su ubicación, con algunos depósitos paleógenos ubicados al sureste de la zona de estudio, en la Provincia del Neuquén, Argentina (Figura 5.5). Estos corresponden al pórfido cuprífero Campana Mahuida (38°15'S, 70°35'O) y a la zona de alteración y mineralización de estilo pórfido del Cerro Caicayén (37°27'S, 70°27'O), ambos asociados a cuerpos intrusivos calcoalcalinos de edades Paleoceno y Eoceno medio respectivamente (e.g. Franchini et al., 2000; Franchini et al., 2007).

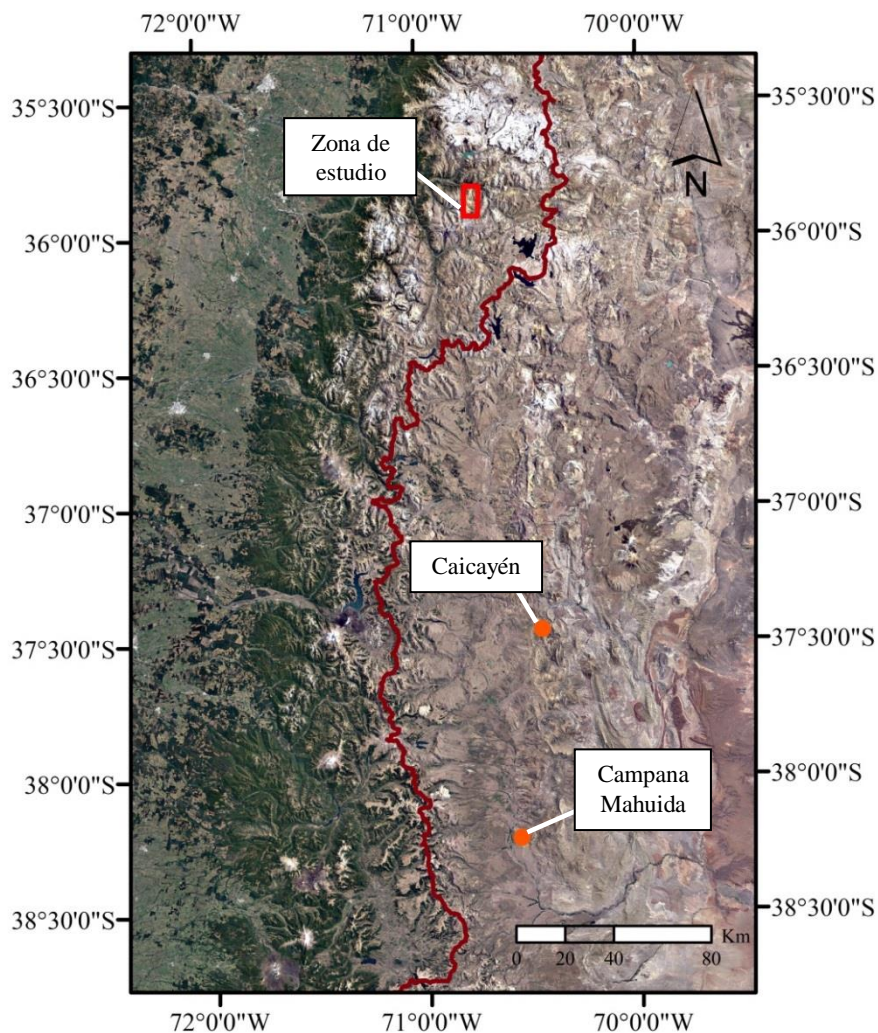


Figura 5.5. Ubicación del pórfido cuprífero Campana Mahuida y de la zona de alteración y mineralización de estilo pórfido del Cerro Caicayén, ambos asociados a cuerpos intrusivos de edades Paleoceno y Eoceno medio respectivamente (e.g. Franchini et al., 2000; Franchini et al., 2007). La línea burdeos representa la frontera entre Chile y Argentina.

Respecto al potencial económico del sistema tipo pórfido de cobre estudiado, es posible plantear que las zonas con mineralización cuprífera primaria posiblemente han sido erosionadas a causa de la exhumación de 3-4 km anteriormente inferida, lo cual explicaría la escasa mineralización metálica observada, en cuanto a minerales de interés económico se refiere. Sin embargo, la existencia de este sistema y la de otros similares en sus cercanías, como es el caso de Brahma (35°45'S) de edad Mioceno temprano (Díaz et al., 2018), son una evidencia que en distintos momentos durante la evolución tectono-magmática cenozoica de los Andes Centrales meridionales, a la latitud de la zona de estudio (35°-36°S), se dieron las condiciones necesarias para la generación de depósitos porfídicos. Ante ello surge la posibilidad de que otros depósitos similares al del sector Cajón González existan a estas latitudes en la Cordillera Principal de Chile Central.

6. RESUMEN Y CONCLUSIONES

En el sector Cajón González, ubicado en la Cordillera Principal Andina de Chile Central, en la Provincia de Talca, VII Región del Maule, se reconoce una serie de unidades litológicas principalmente de carácter intrusivo, afectadas la mayoría de ellas por una intensa alteración hidrotermal. Dicho reconocimiento fue efectuado en este trabajo en base al mapeo macroscópico y a los estudios de microscopía de las rocas contenidas en los sondajes DH00001, DH00002 y DH00003 (perforados en el sector Cajón González). Las litologías presentes en la zona de estudio fueron agrupadas y descritas por Montti (2019) en cinco unidades litológicas principales: (i) Cuarzo Monzonita, (ii) Pórfido Andesítico, (iii) Monzodiorita, (iv) Diorita, y (v) Diques Dioríticos. Sobre dichas unidades se reconocen una serie de asociaciones de minerales de alteración, asociables a un total de nueve tipos de alteraciones hidrotermales distintas. De estas alteraciones, tres son consideradas principales ya que se observan en gran parte de los sondajes. Ellas corresponden a: (i) alteración potásica; (ii) alteración calco-sódica; y (iii) alteración propilítica. En cuanto a las otras seis, cuyos efectos se observan en segmentos de sondaje menos extensos, estas son las siguientes: (i) alteración argílica moderada; (ii) argílica avanzada; (iii) alteración fílica; (iv) cloritización; (v) silicificación; y (vi) albitización.

Las características de las tres alteraciones hidrotermales principales se mencionan a continuación.

- (i) La alteración potásica se caracteriza por la presencia de feldespatos potásicos (microclina y ortoclasa). Esta ocurre en los estilos selectivos y penetrativos y varía en intensidad principalmente desde muy débil a moderado.
- (ii) La alteración calco-sódica, caracterizada por la asociación mineral albita-clorita-epidota (predominando la albita), con o sin actinolita, cuarzo y magnetita, se presenta principalmente con un estilo penetrativo y varía en intensidad entre moderada y muy fuerte.
- (iii) La alteración propilítica se divide en dos tipos, propilítica 1 y propilítica 2. La primera de ellas se caracteriza por la asociación mineral clorita-epidota-albita con o sin calcita, se presenta más frecuentemente con un estilo penetrativo y varía en intensidad desde débil a muy fuerte. La alteración propilítica 2 se caracteriza por la asociación mineral clorita-epidota con o sin calcita y cuarzo, se presenta con un estilo penetrativo y una intensidad variable entre moderada y muy fuerte.

En cuanto a la mineralización metálica que albergan las rocas estudiadas, esta es mayormente constituida por minerales como pirita, magnetita y hematita. Se reconoce también, pero en cantidades despreciables mineralización de calcopirita y molibdenita. Toda esta mineralización ocurre principalmente de manera diseminada, pero también se reconoce en cúmulos y vetillas. Mediante estudios de luz reflejada se aprecia un evidente reemplazo de la mineralización de magnetita por pirita, reflejando la paragénesis entre ambos minerales.

Otro rasgo secundario muy frecuente es la ocurrencia de múltiples vetillas que se caracterizan por la presencia de distintas asociaciones de minerales. Los minerales más comunes son calcita, epidota, clorita, albita y sericita. En menor proporción se observa magnetita, pirita, cuarzo, anhidrita, feldespatos potásicos y hematita. Todas estas vetillas son clasificadas en base al mineral más abundante en un total de diez grupos distintos.

Además de la alteración hidrotermal y mineralización metálica, las rocas de los sondajes estudiados presentan mineralización de origen supérgeno. No obstante, esta es únicamente constituida por óxidos e hidróxidos de hierro. Se observa una gran cantidad de minerales como goethita, jarosita y menor limonita principalmente en las porciones superiores de los sondajes, disminuyendo notoriamente su ocurrencia a mayor profundidad hasta desaparecer.

Mediante determinaciones radiométricas se determinaron edades para la alteración potásica y la mineralización metálica. Para la primera de ellas se obtuvieron edades Ar-Ar de $61,2 \pm 0,5$ Ma y $62,38 \pm 0,26$ Ma en granos de feldespato potásico, mientras que para la mineralización se obtuvo una edad Re-Os de 58 ± 11 Ma en cristales de pirita y magnetita. Estas edades se condicen tanto entre ellas como con las edades U-Pb determinadas por Montti (2019) para la cristalización de los intrusivos asociados (60-64 Ma), lo que sugiere una relación cogenética entre ambos eventos.

En base a los resultados anteriormente señaladas, respecto a la alteración hidrotermal, mineralización metálica, cuerpos intrusivos y edades obtenidas, es posible establecer que el sistema hidrotermal presente en el sector Cajón González correspondería al núcleo estéril y profundo de un sistema de tipo pórfido de cobre de edad Paleoceno. Para este sistema se infiere, además, un nivel de exhumación en torno a los 3-4 km, según lo cual es probable que las zonas con mayor mineralización cuprífera hayan sido erosionadas. Este última suposición evidentemente limitaría el potencial económico que el sistema tipo pórfido de cobre podría poseer.

En cuanto al contexto tectono magmático regional, a pesar de que la evolución paleógena en esta región andina de Chile Central es bastante desconocida, las unidades intrusivas asociadas al sistema tipo pórfido de cobre reconocido en este trabajo representarían un arco magmático presente en la zona estudio durante el Paleoceno, según Montti (2019). Junto con ello, la existencia de este tipo depósito permite hipotetizar un régimen tectónico mayormente compresivo o transpresivo imperante durante el Paleoceno en el sector cordillerano estudiado. Esto último contrastaría con el régimen extensional reconocido más al norte por diversos autores en rocas volcánicas del Cretácico Superior al Paleoceno inferior (e.g. $\sim 35^\circ\text{S}$; Muñoz et al., 2018; $\sim 35^\circ 30'\text{S}$; Iannelli et al., 2018).

Por último, cabe mencionar que este depósito, debido a su edad y ubicación, no es correlacionable a las franjas metalogénicas descritas en la zona norte y centro-norte de Chile. Sin embargo, se podría asociar a depósitos del tipo pórfido cuprífero paleógenos ubicados al noroeste de la Provincia del Neuquén, Argentina (e.g. Campana Mahuida). Sumado a ello, la presencia de este sistema porfírico, así como la de otros del mismo tipo en sus cercanías (e.g. Brahma), aumenta el potencial metalogénico que los Andes Centrales, a la latitud de la zona de estudio (35° - 36°) podrían albergar.

BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 p.

Araneda, M., Avendaño, M. S. y Merlo, C., 2000. Modelo Gravimétrico de la Cuenca de Santiago, Etapa III Final. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas, vol. 2, p. 404-408.

Astaburuaga, D., 2014. Evolución estructural del límite mesozoico-cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile (Tesis de Magíster). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 140 p.

Barra, F. y Ruiz, J., 2003. Contribuciones de la geocronología de Re-Os en molibdenita al estudio de la longevidad de depositos tipo pórfido cuprífero. X Congreso Geológico Chileno, Concepción.

Beane, R. y Titley, S., 1981. Porphyry copper deposits; Part II: Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 235-269.

Berger, G. W. y York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 45, p. 795-811.

Birck, J. L., Barman, M. R. y Capmas, F., 1997. Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostandards Newsletter*, vol. 21, p. 19-27.

Brenan, J. M., Cherniak, D. J. y Rose, L. A., 2000. Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 180, p. 399-413.

Camus, F., 2003. Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 267 p.

Camus, F. y Fam, R., 1971. Programa de Exploración de Yacimientos Tipo 'porphyry Copper', Comisión Iquique, Prospecto Cerro Colorado, Informe (Inédito). Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 23 p.

Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, vol. 26, p. 1-47.

Charrier, R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian-Chilean Andes (32°-35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt Geologie Paläontologie*, vol 1, p. 344-355.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slabsegment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Science*, vol 15, p. 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A. R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension,

chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, vol. 236, p. 43-77.

Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, p. 5-35.

Charrier, R. y Muñoz, N., 1994. Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude: a comparative analysis. En: Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Wigger, P. J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlín, p. 233-242.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 21-114.

Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M., Novacek, M. J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Science*, vol. 9, p. 393-422.

COCHILCO, 2016. Franjas metalogénicas de los Andes Centrales: blancos clave para la exploración minera. Informe elaborado en Dirección de Estudios y Políticas Públicas. Autores: Daniela Villela Olavarría y Jorge Cantallop Araya. 60 p.

Corbett, G. J. y Leach, T. M., 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, p. 237.

Cornejo, P. y Matthews, S., 2001. Evolution of magmatism from the uppermost Cretaceous to Oligocene, and its relationship to changing tectonic regime, in the Inca de Oro-El Salvador area (Northern Chile). III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Proceedings, vol. S6, p. 558-561.

Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez de Arce, C., 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Resumen Digital, vol. ST1, p. 1-13.

Corvalán, J., 1959. El Titoniano de Río Leñas, Prov. de O'Higgins. *Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile*, vol. 3, p. 1-65.

Dallmeyer, R. D., 1979. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating: Principles, Techniques, and Applications in Orogenic Terranes. En: Jäger E. y Hunziker, J. C. (eds) *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, p. 77-104.

Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A., 1974. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 38, p. 715-738.

Davidson, J., 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, Provincia de Curicó, Chile (Memoria de Título). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 160 p.

Díaz, V., Townley, B., Deckart, K., Mathur, R., Muñoz, M. y Martínez, O., 2018. Copper isotope variations in the Brahma Porphyry Cu-Mo Prospect, Chilean Andes at ~35°45'S. XV Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas digitales, vol. 1, p. 436-436.

Dickin, A. P., 2005. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 508 p.

Drake, R., 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes — latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 1, p. 265-284.

Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F. y Vicente, J., 1982. Geochronology of Mesozoic–Cenozoic magmatism in central Chile, lat. 31°–36°S. *Earth Science Reviews*, vol. 18, p. 353-363.

Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neogeno (Tesis de Doctorado). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 236 p.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, vol. 27, TC1005.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, vol. 29, TC3006.

Fennell, L. M., Iannelli, S. B., Folguera, A., Encinas, A., Sagripanti, L., Colavitto, B. y Valencia, V., 2017. Interrupciones extensionales en el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargüe (36°S). XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Resumen Digital, vol. S12, p. 88-90.

Fleck, R., Sutter, J. F. y Elliot, D. H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of mesozoic tholeiites from antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 41, p. 15-32.

Flynn, J., Wyss, A., Croft, D. y Charrier, R., 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal 'Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 195, p. 229-259.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S (Tesis de Magíster). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 235 p.

Franchini, M. B., Meinert, L. D. y Montenegro, T. F., 2000. Skarns Related to Porphyry-Style Mineralization at Caicayén Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of Hydrothermal Fluids. *Economic Geology*, vol. 95, p. 1197-1213.

- Franchini, M., Impiccini, A., Meinert, L., Grathoff, G., Schalamuk, I., 2007. Clay Mineralogy and Zonation in the Campana Mahuida Porphyry Cu Deposit, Neuquén, Argentina: Implications for Porphyry Cu Exploration. *Economic Geology*, vol. 102, p. 27–54.
- Frei, R., Nägler, T. F., Schönberg, R. y Kramers, J. D., 1998. Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 62, p. 1925-1936.
- Freydier, C., Ruiz, J., Chesley, J., McCandless, T. y Munizaga, F., 1997. Re-Os isotope systematics of sulfides from felsic igneous rocks: Application to base metal porphyry mineralization in Chile. *Geology*, vol. 25, p. 775-778.
- Gana, P. y Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33–33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, p. 145-163.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, vol. 129, p. 93-131.
- Gardeweg, M., 1981. El volcanismo cenozoico superior del área del Nevado de Longaví: una zona de transición en los Andes de Chile Central. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas III, p. 221-240.
- Giambiagi, L. B. y Ramos, V., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30 and 33°45'S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol.15, p. 99-114.
- Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas, vol. 2, p. 1344-1348.
- Godoy, E., Yañez, G. y Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, vol. 306, p. 217-238.
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerale*, vol. 17, p. 20-61.
- González, O. y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° Sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones, No. 24, 119 p.
- Gow, P. A. y Walshe, J. L., 2005. The role of preexisting geologic architecture in the formation of giant porphyry-related Cu ± Au deposits: Examples from New Guinea and Chile. *Economic Geology*, vol. 100, p. 819–833.
- Gripp, A. E. y Gordon, R. G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, vol. 150, p. 321-361.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J y Jolley, E. J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, vol. 28, p. 331-334.

- Iannelli, S. B., Fennell, L. M., Litvak, V. D., Fernández, P. L., Encinas, A. y Folguera, A., 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35-36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 87, p. 139-156.
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, vol. 20, p. 308-324.
- Jordan, T. E., Reynolds III, J. H. y Erikson, J. P., 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16°-33°30'S. En: Ruddiman, W. (eds) *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, p. 41-61.
- Kalsbeek, F., 1992. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation — Comment: Isochrons, errorchrons, and the use of MSWD-values. *Chemical Geology*, vol. 94, p. 241-243.
- Kelley, S., 2002. K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 47, p. 785-818.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Santiago, Boletín No. 8, 95 p.
- Lo, C. H. y Onstott, T. C., 1989. ³⁹Ar recoil artifacts in chloritized biotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, p. 2697-2711.
- Lowell, J. D. y Guilbert, J. M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, vol. 65, pp. 373-408.
- Ludwig, K. R., 2008. Isoplot 3.70, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, No. 4, 76 p.
- Maksaev, V., 2001. Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis Andina. Apuntes del curso "Metalogénesis". Departamento de Geología, Universidad de Chile, 63 p.
- Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C. y Camus, F., 2007. Metallic ore deposits. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 179-199.
- Marinovic, N., Cortés, J. y García, M., 1996. Estudio geológico regional de la zona comprendida entre Sierra del Buitre y Pampa San Román. Sernageomin, Informe Registrado, IR-96-08, Santiago, 156 p.
- Martínez, R. y Osorio, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la formación Colimapu. *Revista minerales*, vol. 82, p. 28-43.
- Mathur, R., Ruiz, J. y Tornos, F., 1999. Age and sources of the ore at Tharsis and Rio Tinto, Iberian Pyrite Belt, from Re-Os isotopes. *Mineralium Deposita*, vol. 34, p. 790-793.

- McCandless, T. E. y Ruiz, J., 1991. Osmium isotopes and crustal sources for platinum-group mineralization in the Bushveld Complex, South Africa. *Geology*, vol. 19, p. 1225-1228.
- McCandless, T. E., Ruiz, J. y Campbell, A. R., 1993. Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: Implications for Re-Os geochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 889-905.
- McDougall, I. y Harrison, T. M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, Second Edition. Oxford University Press, 269 p.
- Mescua, J., 2011. Evolución estructural de la Cordillera principal entre las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina (Tesis de Doctorado). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 255 p.
- Meyer, C. y Hemley, J. J., 1967. Wall Rock Alteration. En: Barnes, H. L. (eds) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, First Edition. Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, p. 166-235.
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M. y Moratti, G., 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics*, vol. 484, p. 147-155.
- Montti, S. E., 2019. Petrogénesis y geocronología de rocas intrusivas del sector Cajón Gonzalez, curso superior del Valle del Río Maule, VII Región (Memoria de Título). Facultad de ingeniería, Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello, Santiago, 199 p.
- Mosolf, J., Gans, P. B., Wyss, A. R. y Cottle, J. M., 2011. Detailed geologic field mapping and radiometric dating of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Cenozoic tectonics. AGU Fall Meeting, San Francisco, p. V13C-2623.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. W., 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of America Bulletin*, vol. 105, p. 1462-1477.
- Mpodozis, C. y Kay, M., 1990. Provincias Magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, p. 153-180.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G. E., Cañas, M. T. y Reinemund, J. A. (eds) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, p. 59-90.
- Munizaga, F., 1978. Geología del complejo volcánico Laguna del Maule (Memoria de Título). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 157 p.
- Munizaga, F. y Vicente, J., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes de Aconcagua (Lat. 32°-33°S): Datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, vol. 16, p. 3-21.

- Muñoz, J. y Niemeyer, H., 1984. Carta Geológica de Chile No. 64: Hoja Laguna del Maule, regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 98 p.
- Muñoz, J. y Niemeyer, H., 1984. Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° Lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, vol. 23, p. 53-67.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M. y Rojas, A., 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*, vol. 744, p. 93-117.
- Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R. y Nalpas, T., 2014. Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°-35°S). *Andean Geology*, vol. 41, p. 1-28.
- Nelson, S., Davidson, J., Heizler, M. y Kowallis, B., 1999. Tertiary tectonic history of the southern Andes: The subvolcanic sequence to the Tatará-San Pedro volcanic complex, lat 36°S. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 111, p. 1387-1404.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, vol. 6, p. 233-284.
- Pardo, M., Comte, D. y Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, p. 11-22.
- Persico, M., 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico Tardío en el margen andino (Memoria de Título). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 75 p.
- Pesce, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, provincia de Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, vol. 3, p. 471-483.
- Ramos, V., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a Collisional History. *Episodes*, vol. 11, p. 168-174.
- Ramos, V., 1994. Terranes of Southern Gondwanaland and Their Control in the Andean Structure (30°-33°S Latitude). En: Reutter, K.-J., Scheuber, E. y Wigger, P. J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlín, p. 249-261.
- Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, vol. 22, p. 183-190.
- Ramos, V., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, vol 259, p. 185-200.
- Rauld, R. A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul (Memoria de Título). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 61 p.

- Rebolledo, S. y Charrier, R., 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 21, p. 55-69.
- Reed, M. H., 1997. Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. En: Barnes, H. L. (eds) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Third Edition*. John Wiley and Sons Inc. Publication, p. 303-366.
- Renne, P. R., 2000. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating. En: Noller, J. S., Sowers, J. M. y Lettis, W. R. (eds) *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union, vol. 4, p. 77-100.
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. y DePaolo, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, vol. 145, p. 117-152.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Herve, F., Nasi, C. y Moscoso, R., 1988. El basamento del Valle del Tránsito, cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*, vol 15, p. 129-149.
- Richards, J. P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, vol. 98, p. 1515-1533.
- Richards, J. P. y Noble, S. R., 1998. Application of Radiogenic Isotope Systems to the Timing and Origin of Hydrothermal Processes. En: Richards, J. P. y Larson, P. B. (eds) *Reviews in Economic Geology*. Society Of Economic Geologist, vol.10, p. 195-233.
- Rose, A. W. y Burt, D. M., 1979. Hydrothermal Alteration. En: Barnes, H. L. (eds) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition*. Wiley Interscience Publication, p. 173-235.
- Ruiz, J. y Mathur, R., 1999. Metallogenesis in Continental Margins: Re-Os Evidence from Porphyry Copper Deposits in Chile. En: Lambert, D. D. y Brown, P. E. (eds) *Reviews in Economic Geology*. Society Of Economic Geologist, vol. 12, p. 59-72.
- Shirey, S. B. y Walker, R. J., 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, vol. 67, p. 2136-2141.
- Sillitoe, R., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, vol. 105, p. 3-41.
- Sillitoe, R. H., 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits. En: Porter, T. M. (eds) *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, p. 21-34.
- Smoliar, M. I., Walker, R. J. y Morgan, J. W., 1996. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA and IVB Iron Meteorites. *Science*, vol. 271, p. 1099-1102.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 11, p. 211-215.

- Steiger, R. H. y Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 359-362.
- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, vol. 31, p. 161-206.
- Stipanovic, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 24, p. 367-388.
- Suzuki, K., Shimizu, H. y Masuda, A., 1996. Re-Os dating of molybdenites from ore deposits in Japan: Implication for the closure temperature of the Re-Os system for molybdenite and the cooling history of molybdenum ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, p. 3151-3159.
- Tapia, F., 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile (Memoria de Título). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 100 p.
- Tapia, F., 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'- 35°30'S) (Tesis de Doctorado). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 305 p.
- Tavera, J., 1948. Informes paleontológicos. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 166 p.
- Thiele, R., 1980. Carta Geológica de Chile No. 39: Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 51 p.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín 2.
- Thomas, W. y Astini, R., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, p. 67-79.
- Titley, S. R., 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American southwest. En: Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. y Duke, J. M. (eds) *Mineral deposit Modeling*. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 433-464.
- Tosdal, R. M. y Richards, J. P., 2001. Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits. En: Richards, J. P. y Tosdal, R. M. (eds) *Reviews in Economic Geology*. Society Of Economic Geologist, vol. 14, p. 157-181.
- Townley, B., 2006. Metalogénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos. Apuntes y Referencias del curso "Metalogénesis". Departamento de Geología, Universidad de Chile, 92 p.
- Uliana, M., 1978. Estratigrafía del Terciario. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio, p. 67-83.

Vale Exploraciones Chile, 2011. Informe Temporada 2010-2011. Autores: José Miguel López, Pablo Salas, Andrés Sandoval. Inédito, 43 p.

Vergara, M. y Munizaga, F., 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 85, p. 603-606.

Vergara, M. y Muñoz, J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, p. 31-46.

Vilas, J. F. y Valencio, D. A., 1978. Palaeomagnetism and K-Ar dating of the Carboniferous Andacollo Series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 40, p. 101-106.

Wall, R., Gana, P. y Gutiérrez, A., 1996. Mapas Geológicos No. 2: Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 20 p.

Wendt, I. y Carl, C., 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, vol. 86, p. 275-285.

Zweng, P. L. y Clark, A. H., 1995. Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Perú. En: Pierce, F. W., Bolm, J. G. (eds) *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*. *Arizona Geological Society Digest*, vol. 20, pp. 566-612.

ANEXOS

Anexo A. Muestras recolectadas y sus descripciones petrográficas macroscópicas

En las siguientes descripciones petrográficas se utilizan los términos muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte para referirse a la intensidad de la alteración hidrotermal; estos representan, con un significado netamente cualitativo, grados de alteración que van desde una roca en la cual es posible identificar minerales secundarios de origen hidrotermal, pero que aún se reconoce claramente su mineralogía y texturas primarias (muy débil), hasta aquellas donde todo rasgo primario está completamente obliterado (muy fuerte). Además, para referirse a la mineralogía y sus estilos/modos de ocurrencia se utilizan las siguientes abreviaturas:

Mineral	Abreviatura	Estilo/Ocurrencia	Abreviatura
Albita	Ab	Cúmulos	C
Biotita	Bt	Diseminado	D
Calcita	Cal	Fracturas	F
Calcopirita	Cpy	Vetillas	V
Carbonato	Cb		
Clorita	Chl		
Cuarzo	Qz		
Epidota	Ep		
Feldespato potásico	Kfs		
Goethita	Goet		
Hematita	Hem		
Jarosita	Jar		
Limonita	Lim		
Magnetita	Mt		
Molibdenita	Moly		
Pirita	Py		
Sericita	Ser		

A1M1_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		46,80 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	0,5	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Cb		No se observa			

A1M2_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		89 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, penetrativa, fuerte Kfs, penetrativa, débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	0,1	D	Hem	<1	D, V1
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Kfs, Hem, Chl V2: Cb		No se observa			

A1M3_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		134 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Ab, >Chl, >Ep, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py Moly Cpy (?)	1 <1 <1	F, V F F	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Chl V2: Ep, Py		Algunos de los fenocristales de plg están cloritizados, y otros están albitizados.			

A1M4_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		156 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D	Hem	5	D
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Cb		La alteración ocurre como bandas. Hay bandas de Chl, Ep y bandas de Hem.				

A1M5_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		227,75 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Chl, Ep, Ab, penetrativa, moderado Kfs (?), selectiva, muy débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	D, V1	Hem	1	V1
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Hem, Py, Chl, Cb V2: Chl V3: Cb		Los fenocristales de Plg están alterados a epidota.				

A1M6_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		265,15 m		Corte transparente Corte pulido Geocronología Re-Os	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Chl, Ab, >Ep, selectiva penetrativa, moderado Kfs, penetrativa, moderado			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	V1	Hem	7	D, V1
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Hem, Py, Cb, Ep, Ab		La alteración Chl, Ab, > Ep afecta a los fenocristales de Plg. La alteración Kfs afecta a la masa fundamental.				

A1M7_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		269,85 m		Corte transparente Geocronología Ar-Ar	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Kfs, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	-	-	-	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Ab V2: Cb		Algunos fenocristales de Plg están albitizados, otros han sido reemplazados por Chl (?). La alteración Kfs afecta a la masa fundamental.			

A1M8_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		276,40 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, Ab, penetrativa, fuerte Kfs (?), selectiva, muy débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D	Hem (?)	2	D
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Cb		No se observa			

A1M9_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00001		327,55 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ab, >Ep, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Cb V2: Ser		No se observa			

A2M1_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		36,50 m		Corte transparente Corte pulido Geocronología Re-Os	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, penetrativa, moderado Arcillas, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py Mt	5 5	D C	Jar	2	D
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Ser		No se observa				

A2M2_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		40,60 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, >Cb, penetrativa, fuerte Kfs, penetrativa, moderado			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D, V1, V2	Hem	<1	D
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Ep, Chl, Py V2: Kfs, Py-Chl-Ep (sutura)		Se observa un "badeamiento" de las alteraciones. Bandas de Kfs y otras de Ep. Las bandas son un poco sinusoidales. Las V1 y V2 son rectas.				

A2M3_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		69,70 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, Cb, penetrativa, fuerte Kfs, penetrativa, moderado			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1,5	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		No se observa				

A2M4_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		78,45 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ab, >Chl, >Ep, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	Trazas	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Cb		No se observa				

A2M5_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		241,86 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Ab, penetrativa, moderado Chl (?), Ep, selectiva, moderado Kfs, penetrativa, débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	Trazas	V1, V2, V3	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Chl, Py V2: Chl, Py, >Ep, >Cb V3: Chl, Py, >Ep, >Cb, Ab V4: Ser		La alteración Ab, Chl se observa en la masa fundamental. La alteración Chl, Ep selectiva afecta solo a los fenocristales de plagioclasa. Hay abundantes vetillas (enrejado) que son muy finas.				

A2M6_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		332,28 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl (?), Ab, penetrativa, muy fuerte Kfs, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		La Ab ocurre como halos en torno a la supuesta Chl. La Py parece estar asociada a la supuesta Chl (se presenta diseminada pero solo junto a la Chl).				

A2M7_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		440,10 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, Ab, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D, V3, V4	-	-	-
	Mt	1	D, V3, V4	-	-	-
	Moly	<1	V4	-	-	-
Vetillas		Otras observaciones				
V1: Ep V2: Chl V3: Py V4: Mt, Moly, Py		La alteración dentro de la muestra ocurre en tres "bandas": 1) Ep, >Chl; 2) Ab, Chl; 3) Chl. Puede que esto sea solo a la escala de la muestra.				

A2M8_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		448,20 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Intrusivo?		Ab, >Chl, >Ep, penetrativa, moderado			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Mt	1,5	D, V2, V4	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Chl, Ep V2: Chl, Ep, Mt, Ab V3: Ab V4: Qz (?), Chl, Ep, Mt, Ab		V2 corta a V3 y V4.			

A2M9_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		493,65 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Intrusivo?		Chl, penetrativa, moderado Kfs, penetrativo selectivo (?), débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	-	-	-	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Ab		Hay un enrejado de vetillas V1.			

A2M10_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		527 m		Geocronología Re-Os	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D	Hem	<1	D
	Moly	<1	C			
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Cb		Roca muy alterada y fracturada. Hay un mineral rosado, al parecer es un Cb (reacciona con ácido).				

A2M11_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00002		529,15 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Intrusivo?		Ab, Qz, >Chl, >Ep, penetrativo, moderado			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	-	-	-	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
	V1: Ab, Cb (sutura)		No se observa			

A3M4_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		13 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	4	D, V1	Hem	3	C
	Mt	5	C	Jar	1	F
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Py, Cb		La Py se encuentra como halos en torno a la Mt. Hay escaso yeso en las fracturas junto a la Jar.				

A3M5_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		27,75 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Ab, Cb, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D, V1	Hem	Trazas	D
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Py V2: Cb		No se observa				

A3M6_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		67 m		Corte transparente Corte pulido Geocronología Ar-Ar	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, Cb, Ab, penetrativa, fuerte Kfs, selectiva, fuerte Arcillas, penetrativa, débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D, V1	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Py		No se observa				

A3M7_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		106,15 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ep, Chl, Cb, Ab, penetrativa, fuerte Kfs, selectiva, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py Mt	2 <1	D D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		No se observa				

A3M8_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		107,10 m		Corte transparente Corte pulido Geocronología Re-Os	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Chl, Ep, Cb, Ab, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D, C	-	-	-
	Mt	3	C	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		La Py se presenta en halos en torno a la Mt.				

A3M9_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		154,30 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ser, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Cb		No se observa				

A3M10_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		163,75 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ser, penetrativa, fuerte Ab, penetrativa, fuerte Ep, penetrativa selectiva, débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Ser		Hay abundantes vetillas de Ser (enrejado). Algunas son gruesas de hasta 5 mm.				

A3M11_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		196,48 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ab, penetrativa, fuerte >Ser, penetrativa, débil Chl (?) y/o Ep (?), penetrativa selectiva, débil			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	1	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Ser V2: Ab		Hay abundantes vetillas de Ser (enrejado) que son además muy finas (1 mm).				

A3M12_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		235,25 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Chl, Ep, penetrativa selectiva, moderado Kfs, penetrativa, moderado Silicificación, penetrativa, moderada			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	V3	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Chl-Ab (sutura), Ab (halo) V2: Chl V3: Py		La Ep afecta selectivamente solo a los fenocristales de Plg. El Kfs afecta solo a la masa fundamental y de manera penetrativa.				

A3M13_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		342,70 m		Corte transparente	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ser, Cb, penetrativa, muy fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		No se observa				

A3M1_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		379,40 m		-	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	Pórfido Andesítico		Chl, Ep, Ab, selectiva, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	<1	V1	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Chl, Ep, Py, Ab (halo)		La alteración afecta mayormente en y en torno a las vetillas. El resto de la muestra parece estar menos alterada. Hay abundantes vetillas.				

A3M2_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		405,28 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ab, >Chl, >Ep, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
No se observan		No se observa				

A3M3_A.M	Sondaje		Profundidad en sondaje (m)		Usos	
	ALO-ALON-DH00003		416,18 m		Corte transparente Corte pulido	
	Litología		Alteración hidrotermal (asociación, estilo, intensidad)			
	? (muy alterado)		Ab, Chl (?), > Ep, penetrativa, fuerte			
	Mineralización			Óxidos		
	Mineral	%	Estilo	Mineral	%	Ocurrencia
	Py	2	D, V2	-	-	-
	Vetillas		Otras observaciones			
V1: Ser V2: Py		La Py diseminada parece estar asociada a la supuesta Chl (ambos minerales se presentan juntos).				

Anexo B. Descripciones petrográficas y calcográficas de cortes transparentes y pulidos

En las siguientes descripciones petrográficas y calcográficas se utilizan los términos grano fino, grano medio y grano grueso para referirse al tamaño de los cristales observados. Dicha anotación representa, para efectos de estas descripciones, los siguientes rangos de tamaño:

- Grano fino: < 0,1 mm
- Grano medio: 0,1 – 0,25 mm
- Grano grueso: > 0,25 mm

Cabe destacar que la mineralogía observada en los cortes descritos a continuación es mayormente secundaria. En aquellos casos donde se reconocen minerales evidentemente de origen primario estos son indicados con una letra “P”.

Muestra: A1M1_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	46,8	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Los de grano fino forman un mosaico de cristales.	20
Calcita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano media a grueso. Ocurren de manera diseminada y vetillas	32
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio a grueso. Presentan hábito prismático y granular. Ocurren de manera diseminada.	27
Clorita (?)	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurre en agregados fibrosos de grano fino.	19
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren de manera diseminada.	2
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Las vetillas de calcita cortan a los cristales de epidota.	
Otras observaciones:		
No se observa.		

Interpretación

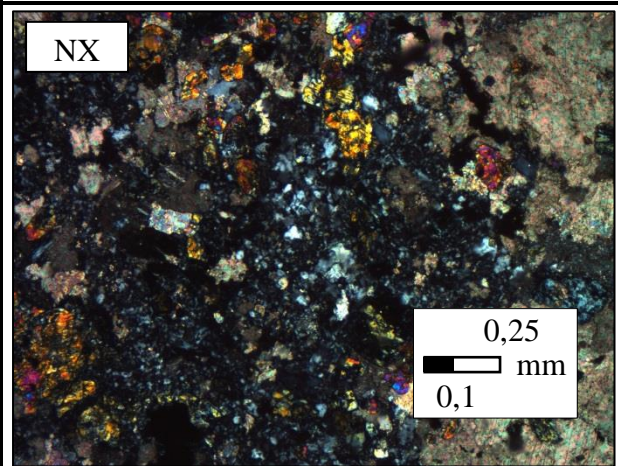
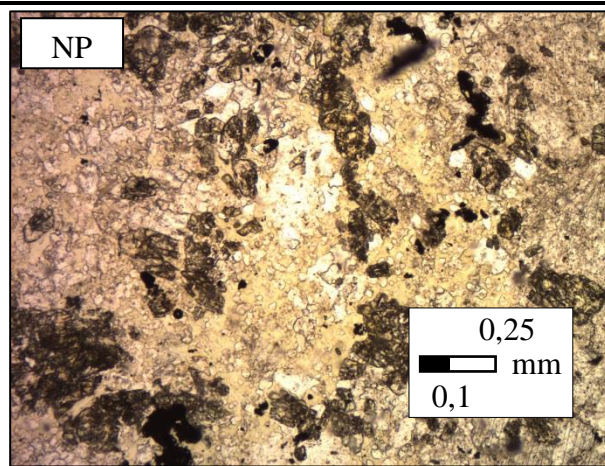
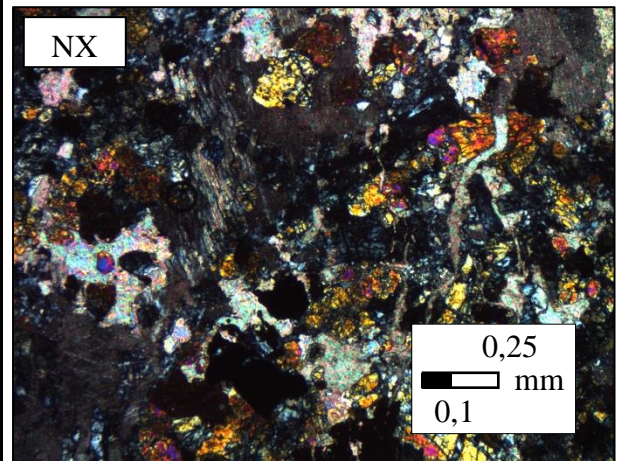
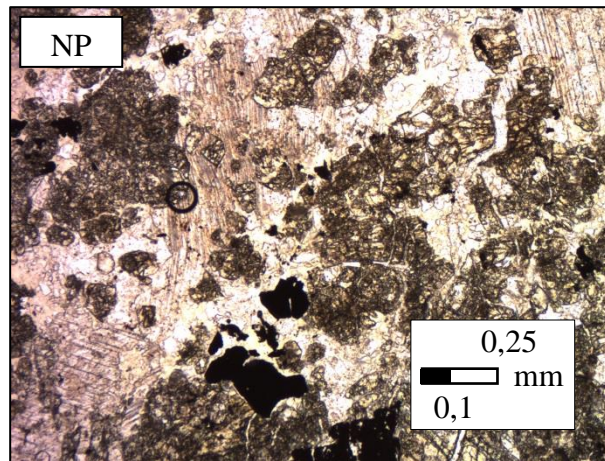
Protolito:

Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito.
Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.

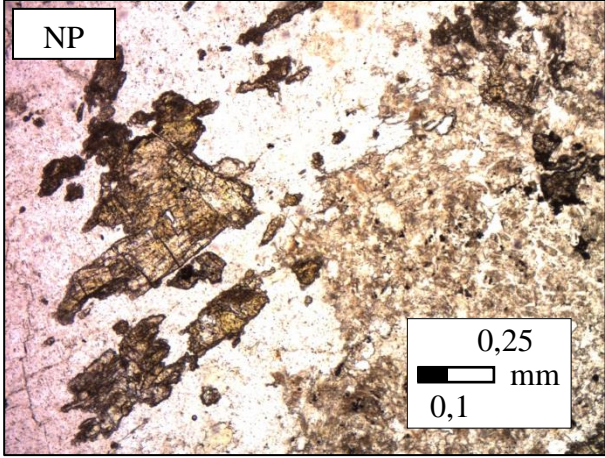
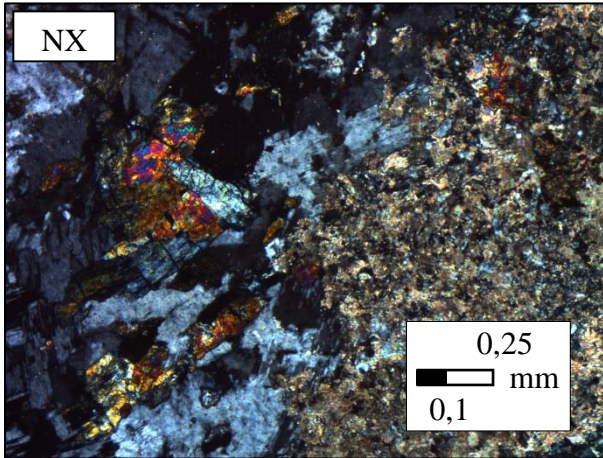
Alteración hidrotermal

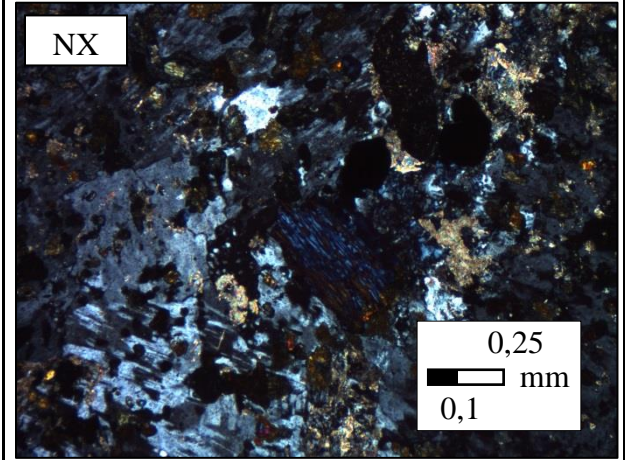
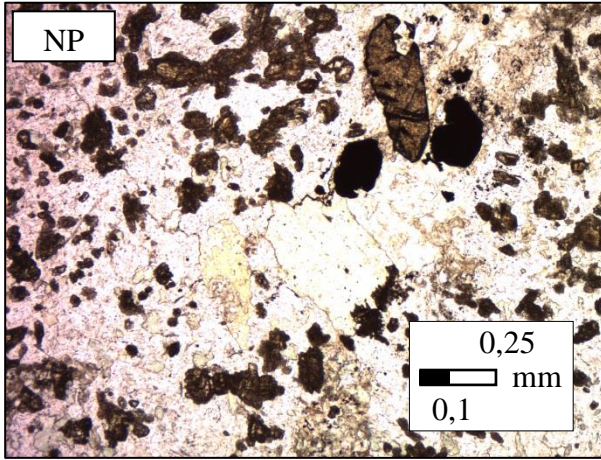
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Propilítica 2	Epidota - Clorita - Calcita, Cuarzo (accesorio)

Fotomicrografías en luz transmitida

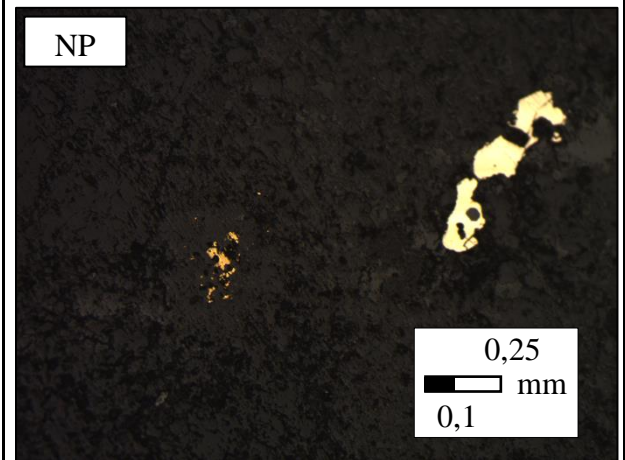
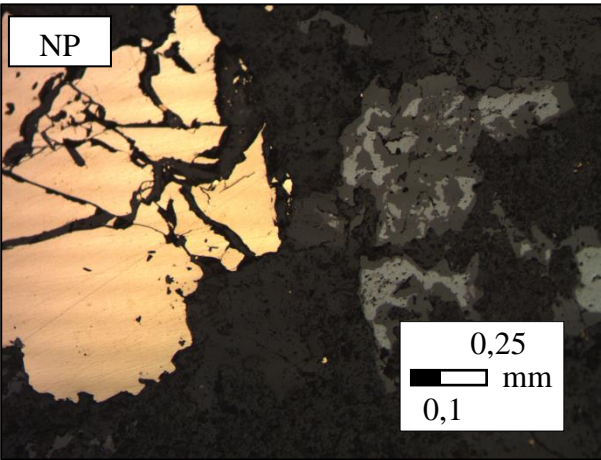


Muestra: A1M4_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	156	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio a grueso. Presentan un aspecto "sucio" debido a una fuerte alteración a epidota, sericita, y arcillas. Forman un mosaico de cristales.	20
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas alterando cristales de albita.	30
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurre de manera diseminada y en vetillas.	7
Epidota	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso., Habito prismático y granular. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	20
Clorita	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Habito micáceo. Ocurre de manera diseminada y en agregados fibrosos.	15
Titanita	Cristales subhedrales y euhedrales de grano medio a grueso. Se distinguen por su forma rómbica y alto relieve. Ocurren de manera diseminada.	2
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	4
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Las vetillas de calcita cortan a los cristales de albita.	
Otras observaciones:		
No se observa.		

Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada en cúmulos	Cristales subhedrales de grano fino a grueso.	3
Magnetita	Diseminada	Cristales subhedrales de grano medio a grueso.	<1
Hematita	Como reemplazo de magnetita	Cristales subhedrales de grano fino.	<1
Calcopirita	Diseminada	Cristales subhedrales de grano fino.	<1
Vetillas:			
No se observan.			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Propilítica 1	Epidota - Clorita - Albita - Calcita		
Fílica	Sericita		
Fotomicrografías en luz transmitida			
			



Fotomicrografías en luz reflejada



Muestra: A1M5_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	227,75	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria porfírica.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Ortoclasa	Cristales subhedrales a euhedrales de grano medio a grueso, concentrados mayormente en el halo de una vetilla presente. Presentan forma tabular, macla carlsbad y un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y arcillas. Forman un mosaico de cristales en conjunto con la microclina y albita.	10
Microclina	Cristales subhedrales de grano grueso, concentrados mayormente en el halo de la vetilla presente. Se distinguen por su macla tartán. Forman un mosaico de cristales en conjunto con la ortoclasa y albita.	3
Albita	Fuera del halo de la vetilla son cristales mayormente anhedrales de grano medio a grueso. Forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y a arcillas. En el halo de la vetilla, en cambio, son cristales subhedrales a euhedrales de grano medio a grueso; presentan menos alteración a sericita y a arcillas; y forman un mosaico de cristales en conjunto con la ortoclasa y la microclina.	30
Plagioclasa (P)	Fenocristales subhedrales a euhedrales de grano grueso. Se reconocen por su forma tabular y sus maclas polisintéticas y periclinas. Se encuentran alteradas a sericita y/o epidota.	10
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano medio. Algunos presentan una forma elongada. Ocurren de manera diseminada y en la vetilla.	3
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en la vetilla.	15
Clorita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Habito micáceo. Ocurren mayormente en la vetilla como agregados fibrosos.	10
Calcita	Cristales anhedrales de grano medio. Se presentan mayormente en la vetilla.	2
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas alterando cristales de albita.	3
Titanita	Cristales subhedrales y euhedrales de grano fino a medio. Se distinguen por su forma rómbica y alto relieve. Ocurren de manera diseminada.	1

Granate	Cristales subhedrales de grano muy grueso. Se distingue por sus granos poligonales, alto relieve y su característica isotropía. Se presenta en la vetilla.		3
Hematita	Agregado de grano fino de cristales de color café rojizo. Aspecto terroso. Se presenta en la vetilla.		3
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Los de grano fino ocurren de manera diseminada, mientras que los de grano grueso se presentan en la vetilla.		7
Vetillas:			
Minerales en la vetilla			Comentarios
(i) granate-hematita-calcita-cuarzo-epidota-clorita-minerales opacos, sanidina-microclina-albita (halo)			Sin comentarios.
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	<1
	En vetillas	Cristales anhedrales de grano medio a grueso.	3
Hematita-Especularita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino. Aparentemente como reemplazo parcial de magnetita.	<1
	En vetillas	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio. Aparentemente como reemplazo parcial de magnetita. Muchos cristales presentan un hábito hojoso (especularita).	1
Magnetita (?)	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino. Parcialmente reemplazados por hematita.	<1
	En vetillas	Cristales anhedrales de grano grueso. Parcialmente reemplazada por hematita especular.	2
Vetillas:			
(i) Vetillas con pirita-hematita-magnetita.			
Texturas:			
No se observan.			

Interpretación

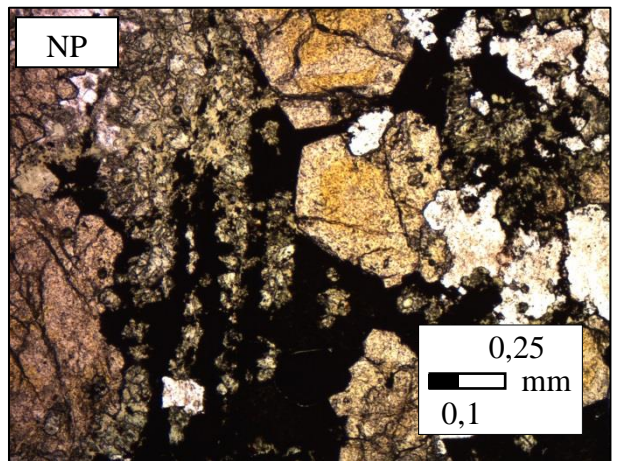
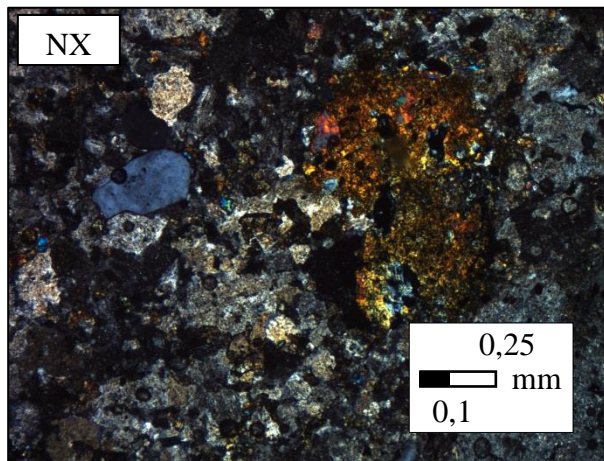
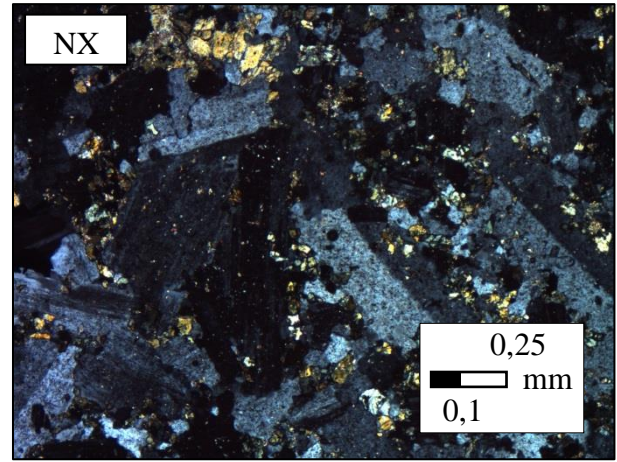
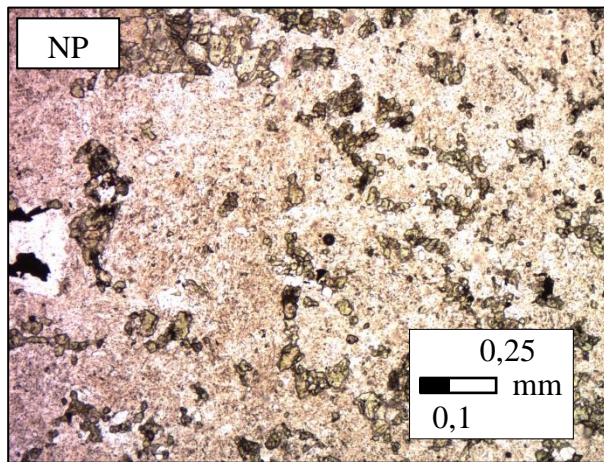
Protolito:

Posiblemente corresponde a la unidad Pórfido Andesítico.
Es posible reconocer los fenocristales de plagioclasa característicos de esta unidad.
Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.

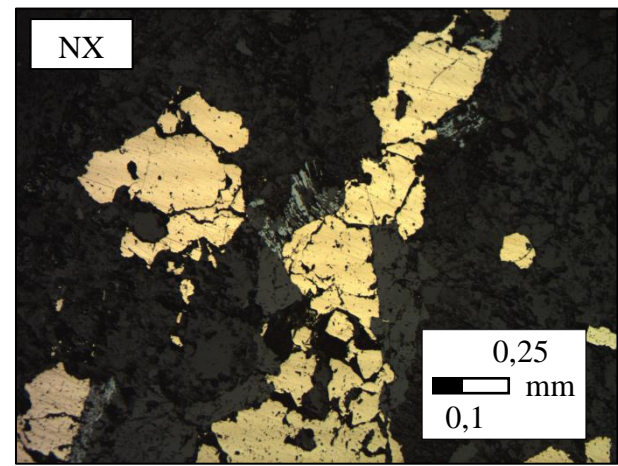
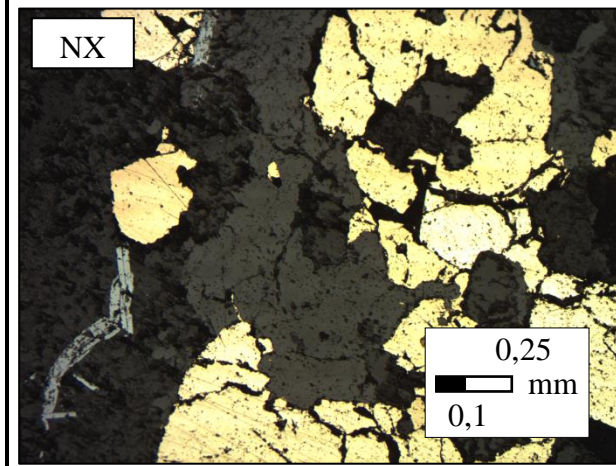
Alteración hidrotermal

Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Potásica	Feldespato-K (ortoclasa y microclina)
Propilítica 1	Epidota - Clorita - Albita

Fotomicrografías en luz transmitida



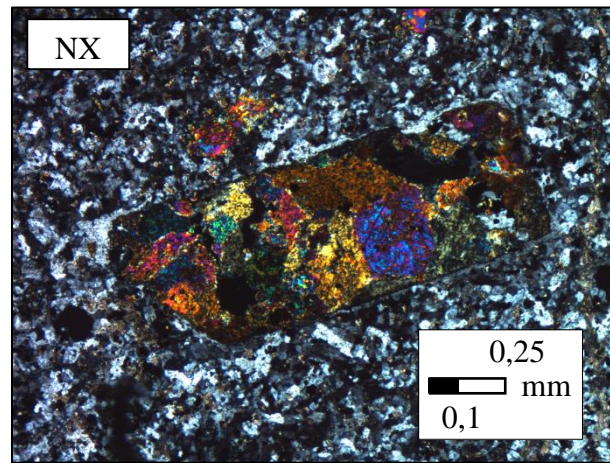
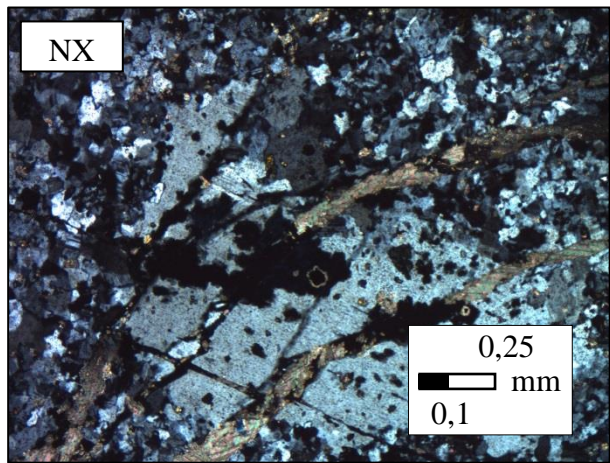
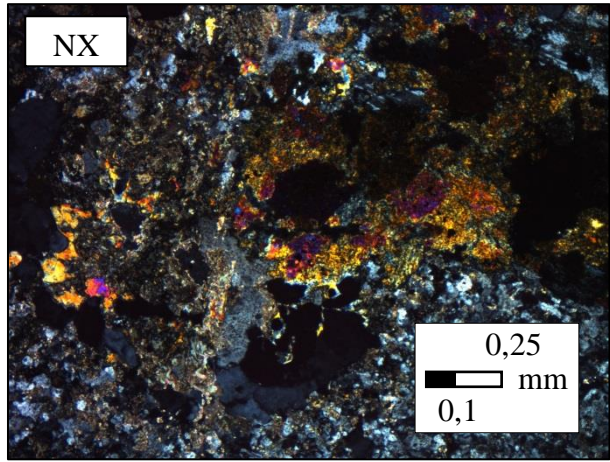
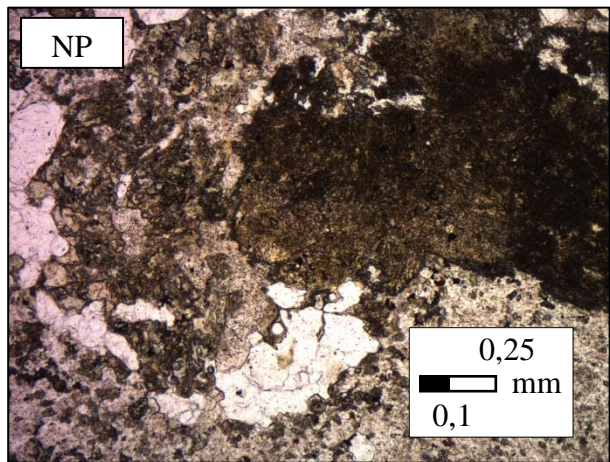
Fotomicrografías en luz reflejada



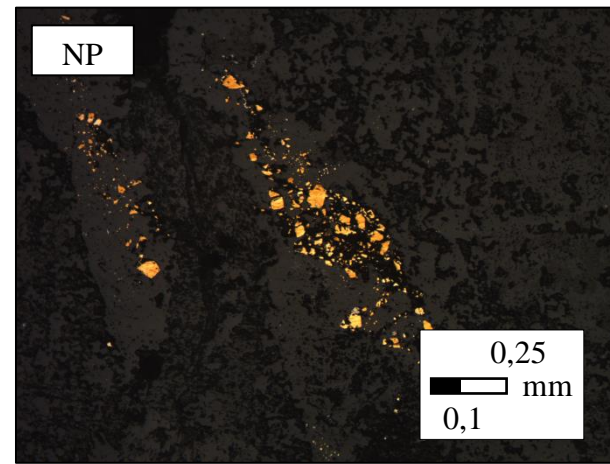
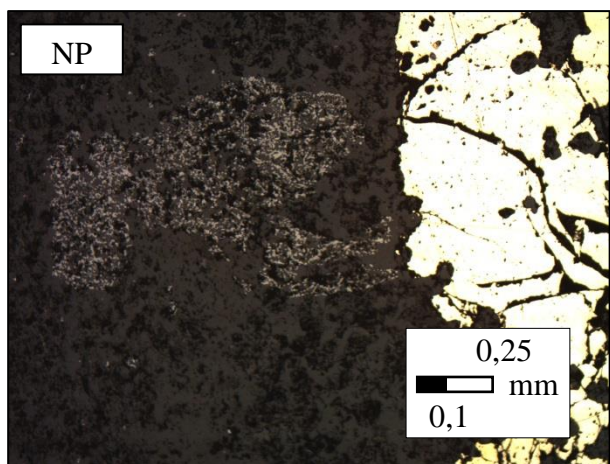
Muestra: A1M6_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	265,15	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria porfírica.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita - Feldespato-K	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Forman, en conjunto con cristales de cuarzo, un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a sericita y/o arcillas. También se presenta en vetillas.	30
Plagioclasa (P)	Fenocristales subhedrales a euhedrales de grano grueso. Se reconocen por su forma tabular y sus maclas polisintéticas y periclinas. Se encuentran alteradas a sericita y/o epidota.	11
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Predominan los de grano fino, los cuales forman junto a la albita un mosaico de cristales. También se presentan en vetillas con una textura tipo drusa.	5
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino, medio y grueso. Ocurren de manera diseminada y rellenando vetillas.	10
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren mayormente como reemplazo de los fenocristales de plagioclasa.	12
Clorita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Habito micáceo. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	12
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas alterando cristales de plagioclasas.	5
Hematita	Cristales anhedrales de grano fino a medio de color café rojizo. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	1
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino, medio y grueso. Ocurren de manera diseminada y vetillas.	14

Vetillas:			
Minerales en la vetilla		Comentarios	
(i) Calcita-clorita-albita		Las vetillas de calcita cortan a los fenocristales de plagioclasa.	
(ii) Calcita			
(iii) Cuarzo			
(iv) Minerales opacos-clorita			
Otras observaciones:			
La diferenciación entre cristales albita y feldespato-k se dificulta debido al tamaño fino de muchos de los granos y a la alteración que estos presentan.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	1
	En vetillas	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio a grueso.	8
Hematita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino.	5
Calcopirita	En vetillas	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Algunos ocurren como inclusiones dentro de los cristales de pirita de la vetilla.	<1
Vetillas:			
(i) Vetillas con pirita-hematita-calcopirita.			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Posiblemente corresponde a la unidad Pórfido Andesítico. Se reconocen los fenocristales de plagioclasa característicos de esta unidad. Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Potásica	Feldespato-K		
Propilítica 1	Epidota - Clorita - Albita - Calcita		

Fotomicrografías en luz transmitida

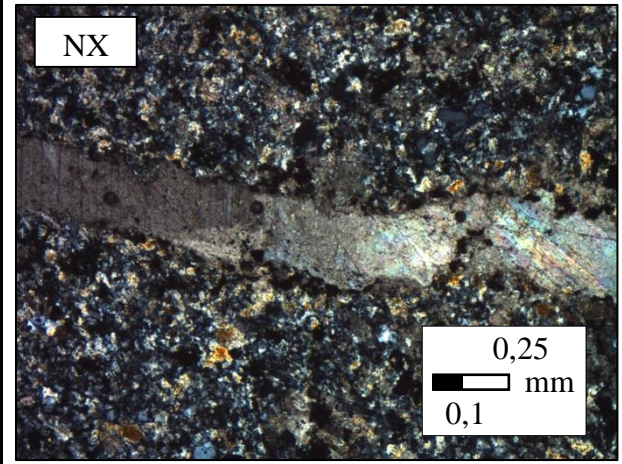
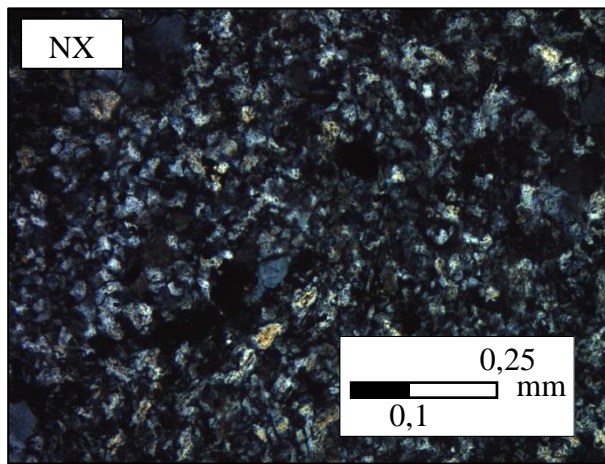


Fotomicrografías en luz reflejada



Muestra: A1M7_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	269,85	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria porfírica.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Feldespató-K	Cristales anhedrales a subhedrales de grano muy fino formando un mosaico. Los subhedrales presentan una forma tabular. En general muestran un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a sericita y/o arcillas.	75
Plagioclasa (P)	Fenocristales subhedrales de grano grueso. Se reconocen por su forma tabular y su macla característica. Muy alterados a sericita y/o arcillas.	7
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	8
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en vetilla y de manera diseminada.	5
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Las vetillas de calcita cortan a los fenocristales de plagioclasa.	
Otras observaciones:		
No se observa.		
Interpretación		
Protolito:		
Posiblemente corresponde a la unidad Pórfido Andesítico. Es posible reconocer los fenocristales de plagioclasa característicos de esta unidad. Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.		
Alteración hidrotermal		
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas	
Potásica	Feldespató-K	

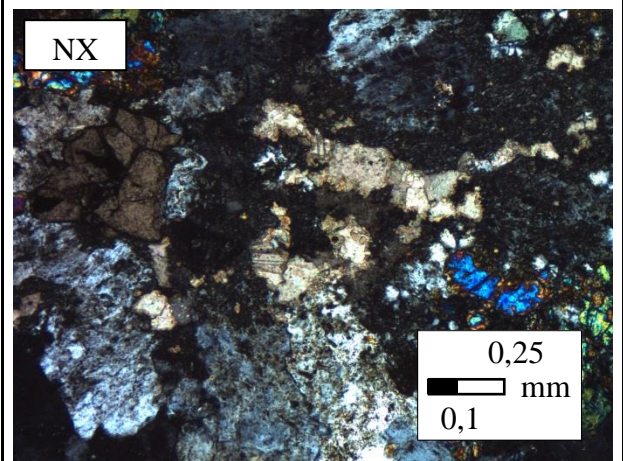
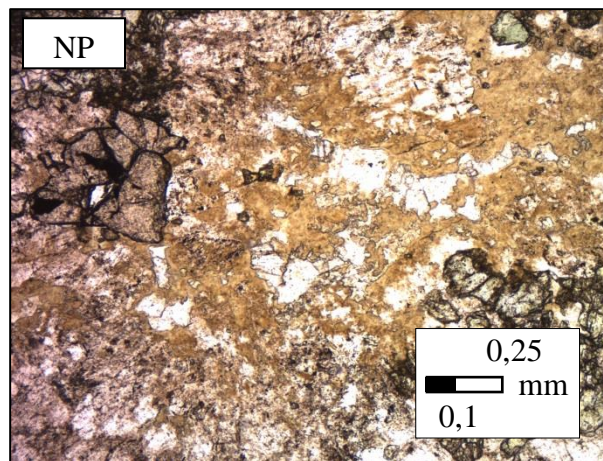
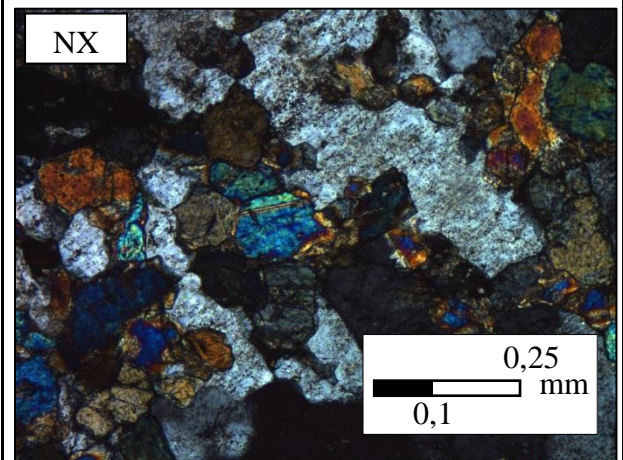
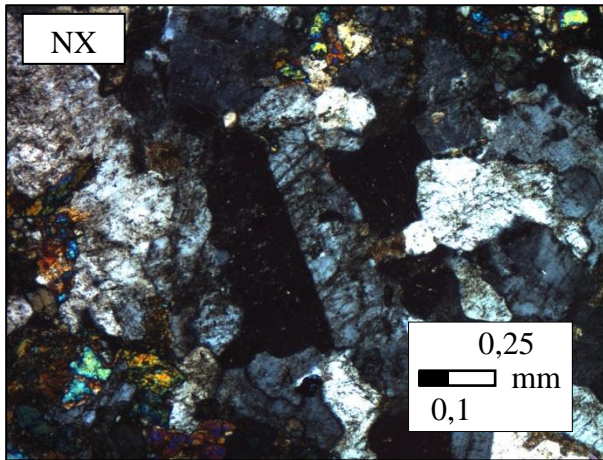
Fotomicrografías en luz transmitida



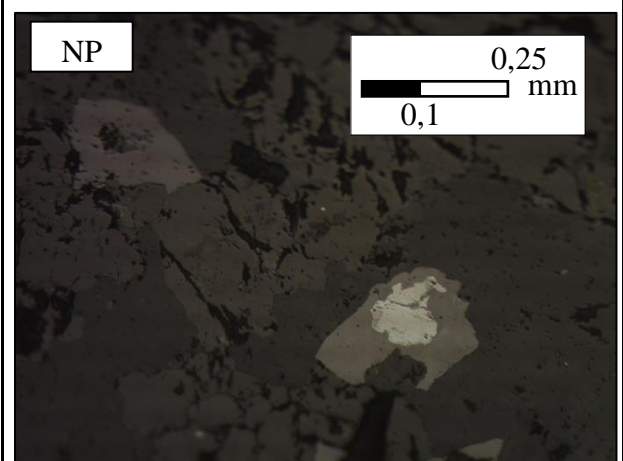
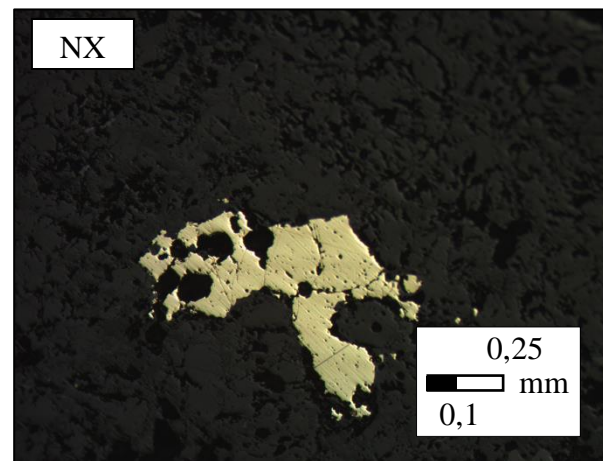
Muestra: A1M9_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00001	327,55	6027526,86 N; 342244,08 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y/o arcillas.	35
Ortoclasa	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan macla carlsbad y un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a arcillas.	10
Clinopiroxeno (P)	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	25
Epidota	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	5
Clorita	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Hábito micáceo. Ocurren como agregados fibrosos.	15
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Ocurren de manera diseminada.	2
Sericita (?)	Agregado de grano fino de micas blancas alterando cristales de albita.	2
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	3
Titanita	Cristales subhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	1
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
No se observa.		

Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	<1
Magnetita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	<1
Hematita	Como reemplazo de magnetita	Cristales anhedrales de grano fino. Se presenta como reemplazo parcial de magnetita.	<1
Vetillas:			
No se observan.			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Potásica	Feldespatos-K (ortoclasa)		
Propilítica 1	Clorita - Albita - Epidota - Calcita		

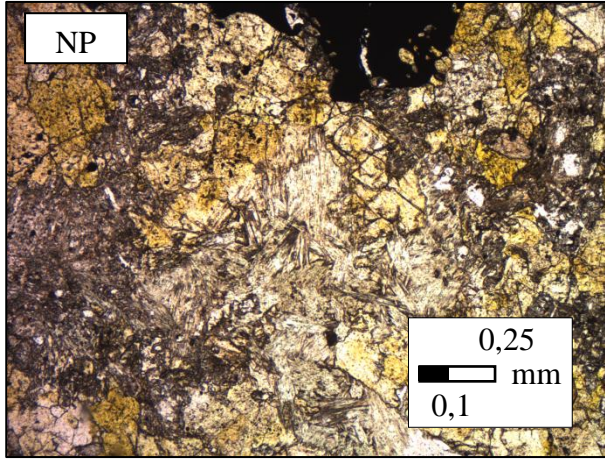
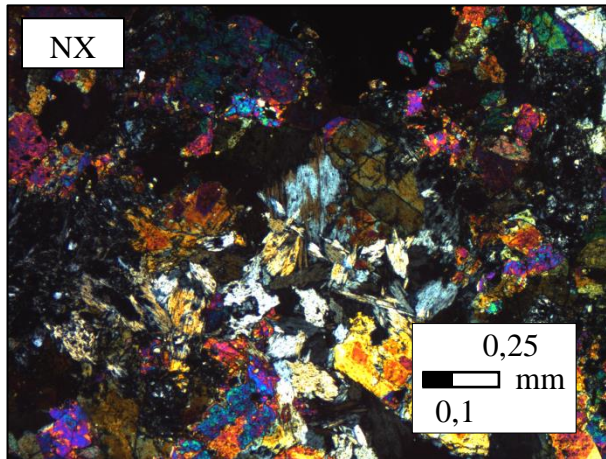
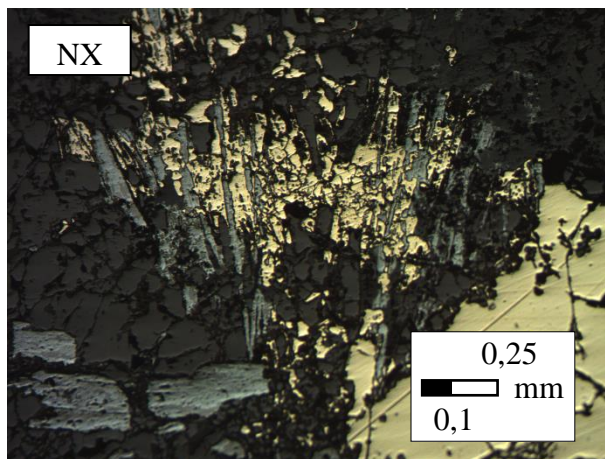
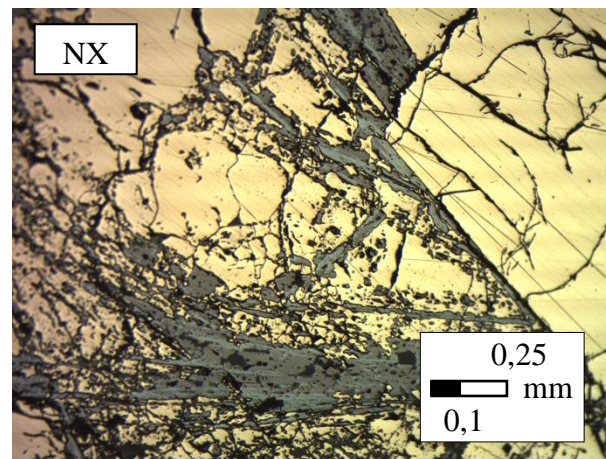
Fotomicrografías en luz transmitida

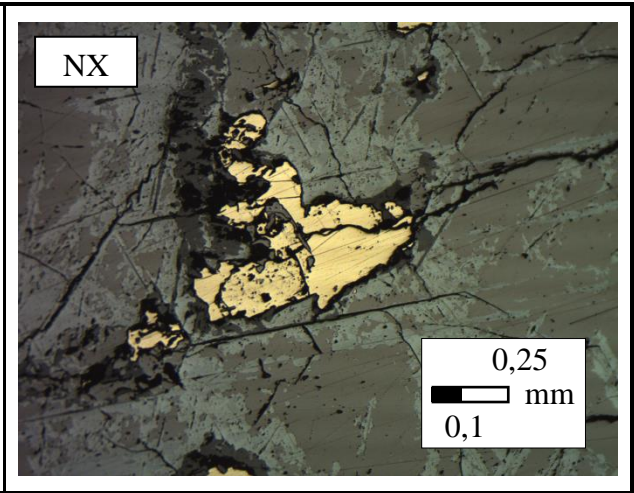
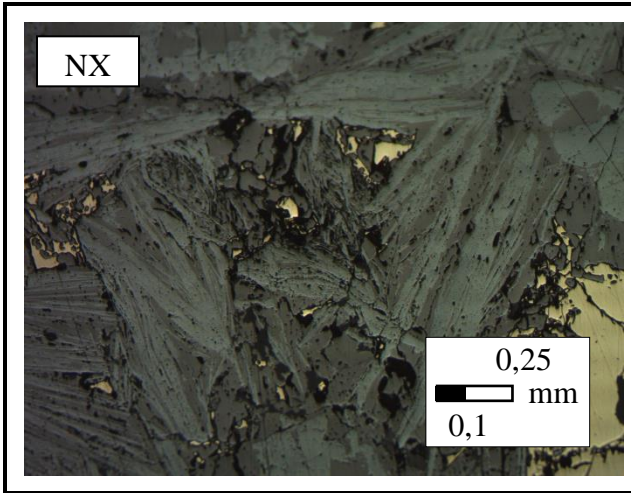


Fotomicrografías en luz reflejada



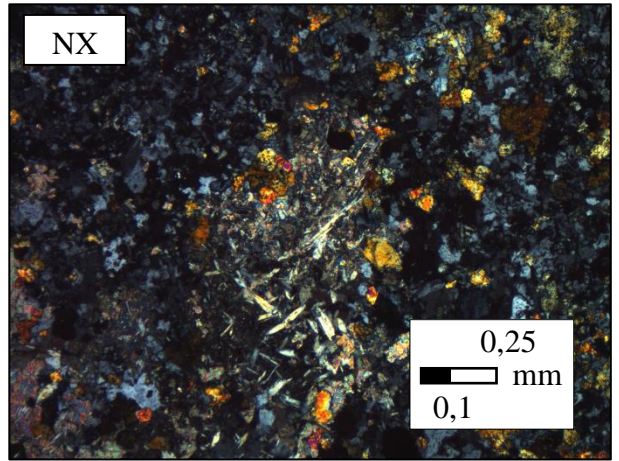
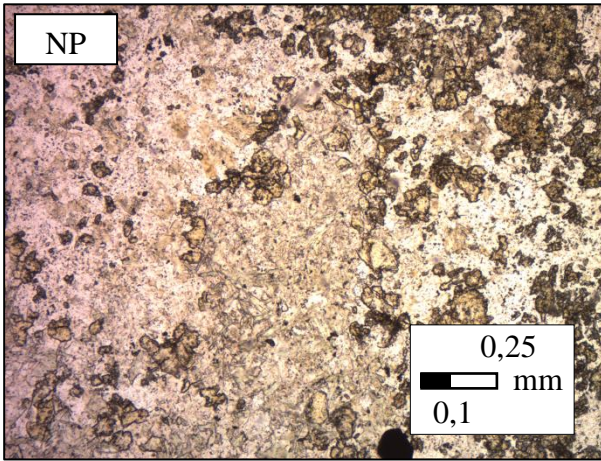
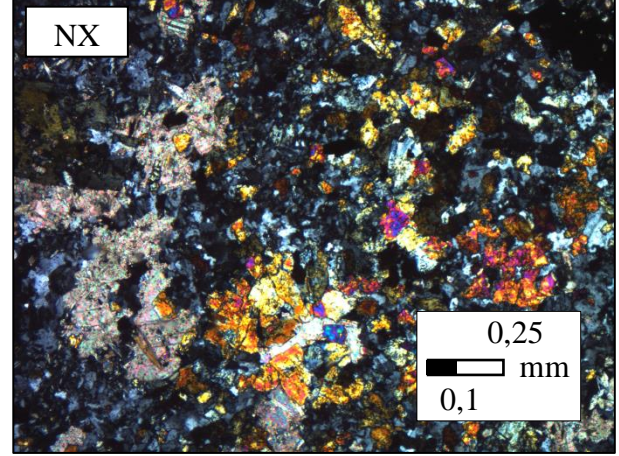
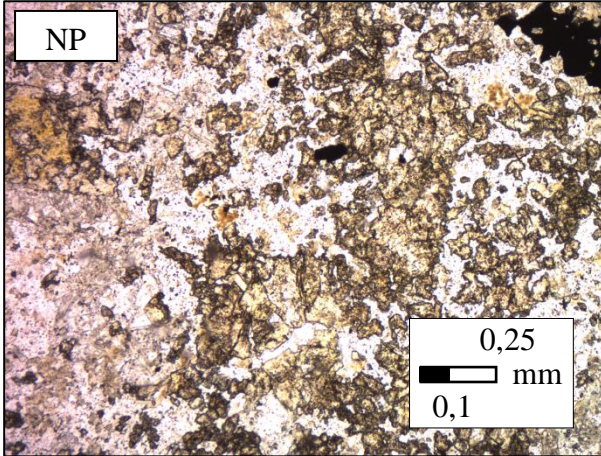
Muestra: A2M1_A.M			
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM	
ALO-ALON-DH00002	36,5	6027526,34 N; 342242,55 E	
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia		% (estimado)
Epidota	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren en cúmulos.		15
Óxidos de hierro (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en fracturas y en torno a los minerales opacos y al granate (?)		4
Clinopiroxeno	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren en cúmulos y diseminados.		25
Piroxeno uralitizado (?) (Anfíbol fibroso)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Aspecto fibroso. Ocurren en cúmulos y diseminados.		30
Granate (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en cúmulos.		6
Minerales Opacos	Grano fino a grueso, habito masivo y acicular.		20
Vetillas:			
No se observan.			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada en cúmulos	Cristales anhedrales de grano grueso.	10
Magnetita	En cúmulos	Cristales anhedrales de grano grueso. Presentan, en algunos sectores, un reemplazo parcial a hematita y a especularita según la estructura cristalina de la magnetita (martitización).	5
Hematita-Especularita	Como reemplazo de magnetita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio a grueso. En algunos sectores el reemplazo de la magnetita ocurre según la estructura cristalina de esta (martitización). Parte de la hematita se presenta con un hábito hojoso (especularita).	5
Vetillas:			
No se observan.			

Texturas:	
Tipo de textura	Minerales involucrados
Fragmentos aislados con la misma orientación (textura de reemplazo)	(i) Fragmentos aislados de especularita, con la misma dirección de clivaje, inmersos dentro de cristales de pirita.
Textura de reemplazo por bordes cristalográficos	(ii) Magnetita reemplazada a hematita por planos de clivaje (martitización) y microfracturas.
Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Epidotización	Epidota
Uralitización (?)	Anfíbol fibroso (?)
Fotomicrografías en luz transmitida	
 <p style="text-align: center;">NP</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>
Fotomicrografías en luz reflejada	
 <p style="text-align: center;">NX</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>



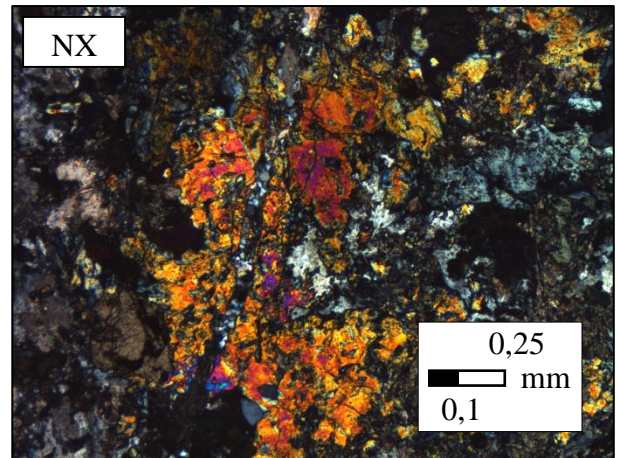
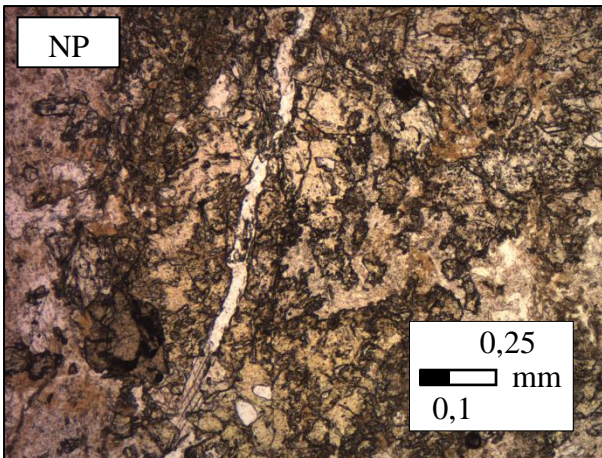
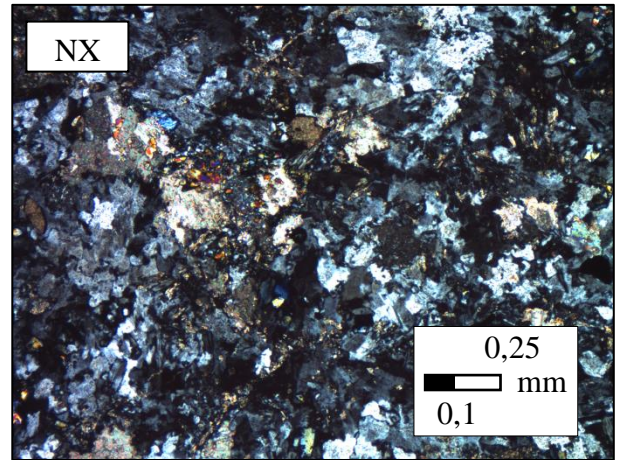
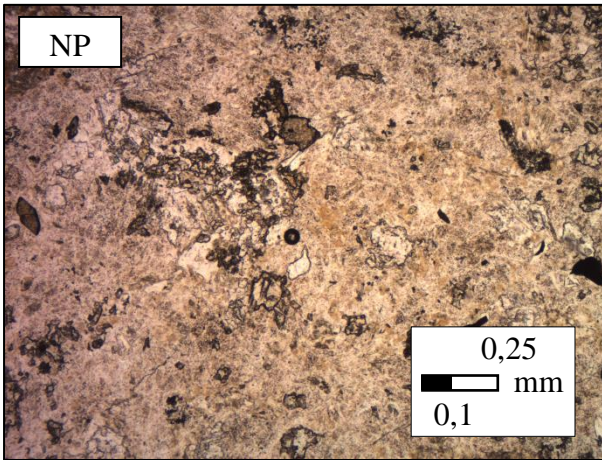
Muestra: A2M2_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00002	40,6	6027526,34 N; 342242,55 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita - Feldespato-K	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio. Ocurren formando un mosaico de cristales con bordes aserrados.	40
Piroxeno uralitizado (?) (Anfíbol fibroso)	Cristales anhedrales de grano fino. Presentan una forma fibrosa. Ocurren de manera diseminada.	17
Clorita (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Hábito micáceo. Ocurren de manera diseminada y como agregados fibrosos.	15
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en cúmulos y de manera diseminada.	20
Calcita-Talco (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	3
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
La diferenciación entre cristales de albita y feldespato-K se dificulta debido al tamaño fino de muchos de los granos.		
Interpretación		
Protolito:		
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.		
Alteración hidrotermal		
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas	
Potásica	Feldespato-K	
Propilítica 1	Epidota - Clorita - Albita - Calcita	
Uralitización (?)	Anfíbol fibroso (?)	

Fotomicrografías en luz transmitida



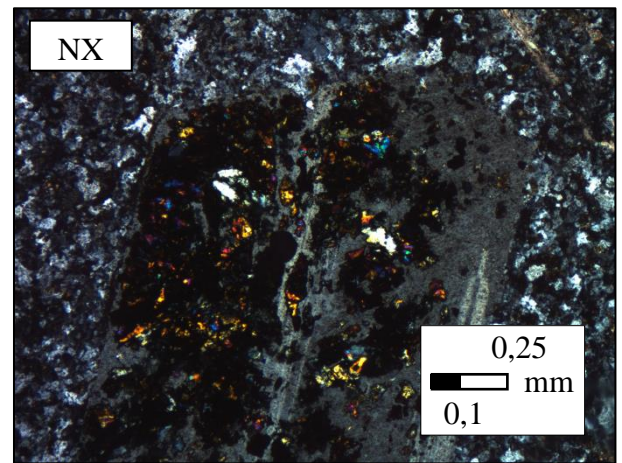
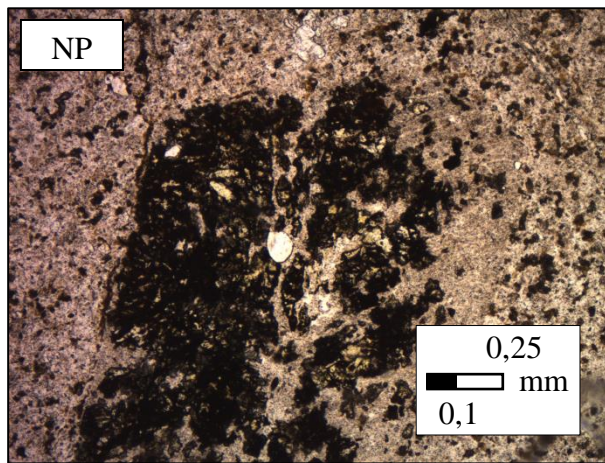
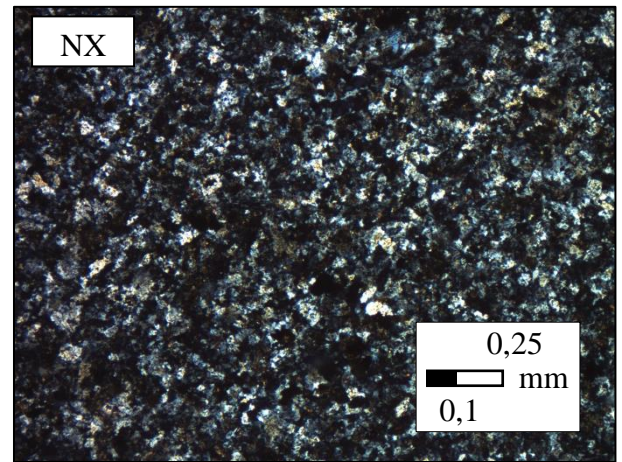
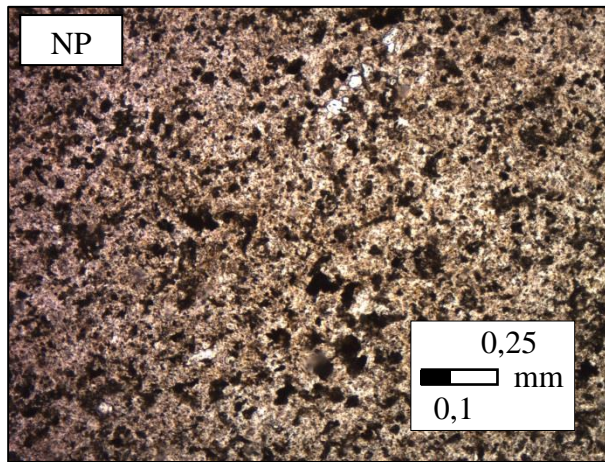
Muestra: A2M4_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00002	78,45	6027526,34 N; 342242,55 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	12
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	3
Clorita (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Hábito micáceo. Ocurren de manera diseminada y como agregados fibrosos.	15
Albita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio. Forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Aspecto "sucio" debido a alteración a sericita.	60
Calcita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	7
Titanita	Cristales anhedrales a euhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	1
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Sin comentarios.	
Otras observaciones:		
No se observa.		
Interpretación		
Protolito:		
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como monzodiorita.		
Alteración hidrotermal		
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas	
Calco - Sódica	Albita - Epidota - Clorita - Cuarzo	

Fotomicrografías en luz transmitida

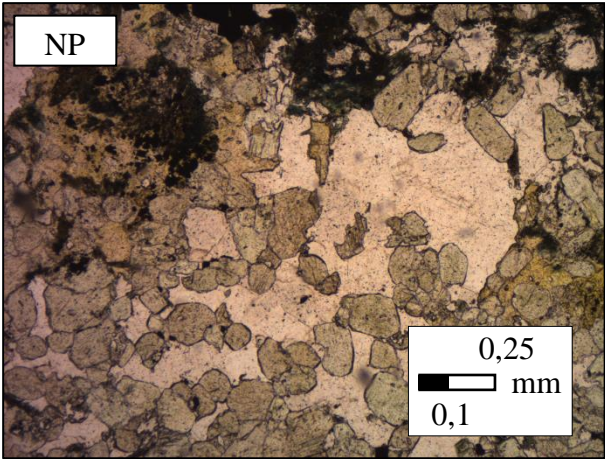
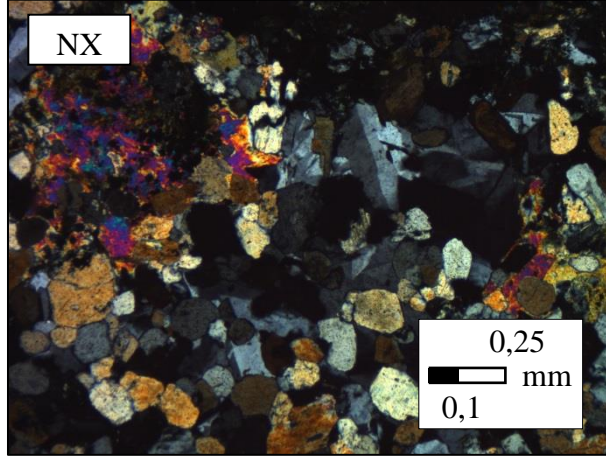


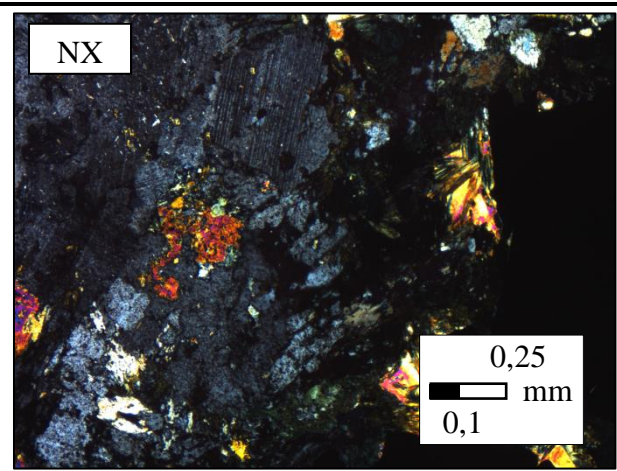
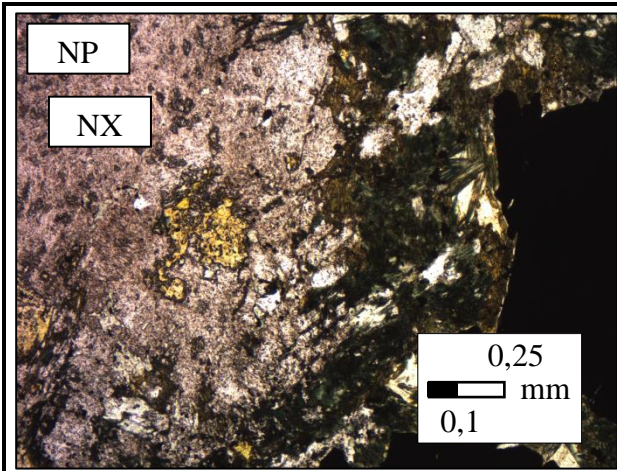
Muestra: A2M5_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00002	241,86	6027526,34 N; 342242,55 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria porfírica.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita - Feldespato-K	Cristales anhedrales de grano fino. Forman un mosaico de cristales. Presentan un aspecto "sucio" posiblemente debido a alteración a sericita y/o arcillas.	50
Plagioclasa (P)	Fenocristales subhedrales de grano grueso. Presentan forma tabular. Ocurren de manera diseminada. Están alterados a epidota y sericita.	10
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren reemplazando selectivamente a fenocristales de plagioclasas. Desde un reemplazo parcial a uno casi total. También ocurren de manera diseminada.	10
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en vetilla.	10
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en vetilla.	5
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	15
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Sin comentarios.	
(ii) Cuarzo		
Otras observaciones:		
La diferenciación entre cristales albita y feldespato-K se dificulta debido al tamaño fino de los granos y al grado de alteración que estos presentan.		
Interpretación		
Protolito:		
Posiblemente corresponde a la unidad Pórfido Andesítico. Es posible reconocer los grandes fenocristales de plagioclasa característicos de esta unidad. Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.		
Alteración hidrotermal		
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas	
Potásica	Feldespato-K	
Albitización	Albita	
Epidotización (saussuritización)	Epidota	

Fotomicrografías en luz transmitida

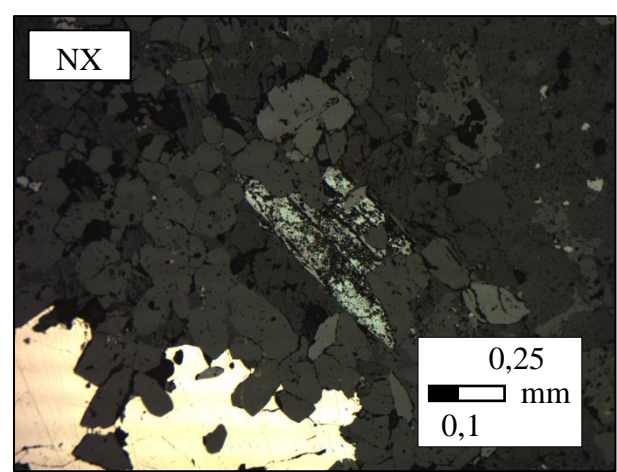
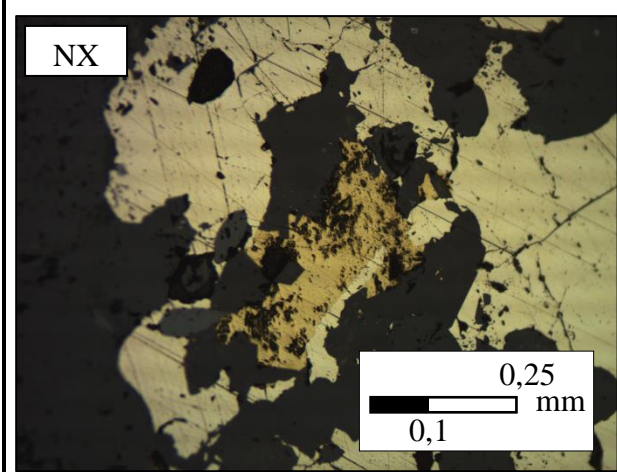


Muestra: A2M6_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00002	332,28	6027526,34 N; 342242,55 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Presentan aspecto "sucio" debido posiblemente a alteración a sericita y/o arcillas. Forman un mosaico de cristales.	30
Microclina	Cristales anhedrales de grano medio. Forman parte del mosaico de cristales junto a la albita.	2
Ortoclasa	Cristales subhedrales de grano medio. Presentan forma tabular y un aspecto "limpio", esto último debido a su escasa alteración. Ocurren mayormente en cúmulos junto a los cristales de clinopiroxeno formando un mosaico de cristales.	15
Clinopiroxeno (P?)	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos junto a los cristales de ortoclasa.	17
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	10
Actinolita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio. Presentan forma fibrosa y rómbica. Ocurren mayormente en cúmulos y en torno a los minerales opacos.	17
Calcedonia (?)	Agregados radiales esferulíticos de cristales. Ocurren rellenando cavidades.	1
Titanita	Cristales subhedrales a euhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano muy fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	3
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
Los cristales de ortoclasa y clinopiroxeno se presentan generalmente juntos, en los mismos cúmulos de cristales. Parte de la actinolita ocurre en torno a los minerales opacos.		

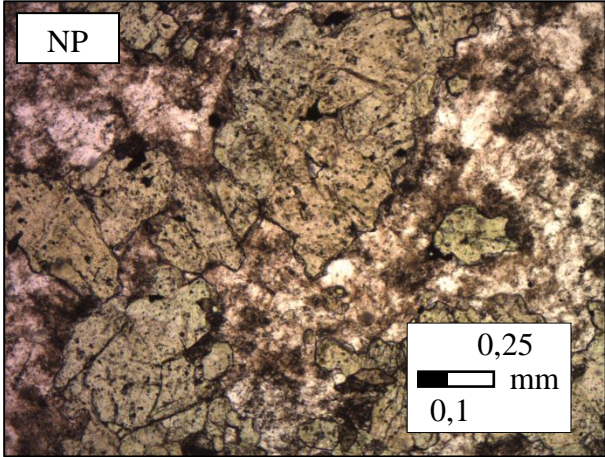
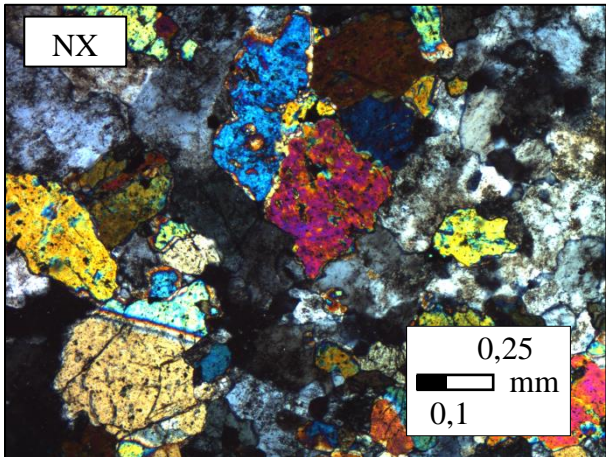
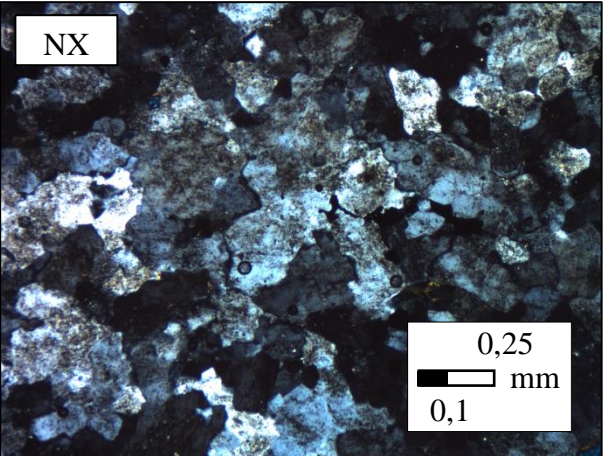
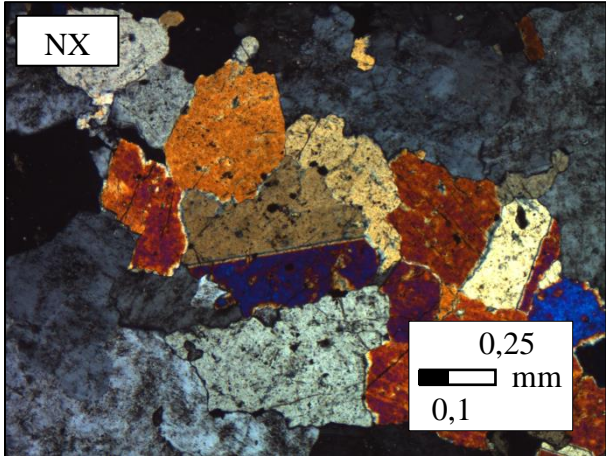
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	2
Magnetita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Parcialmente reemplazada por hematita.	1
Hematita	Como reemplazo de magnetita	Cristales de grano fino.	<1
Calcopirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano muy fino a medio.	<1
Vetillas:			
No se observan.			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Potásica	Feldespato-K (microclina y ortoclasa)		
Calco - Sódica	Albita - Actinolita - Epidota		
Fotomicrografías en luz transmitida			
			



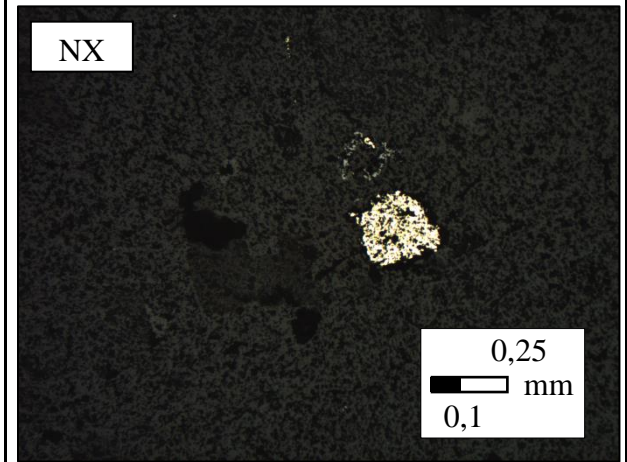
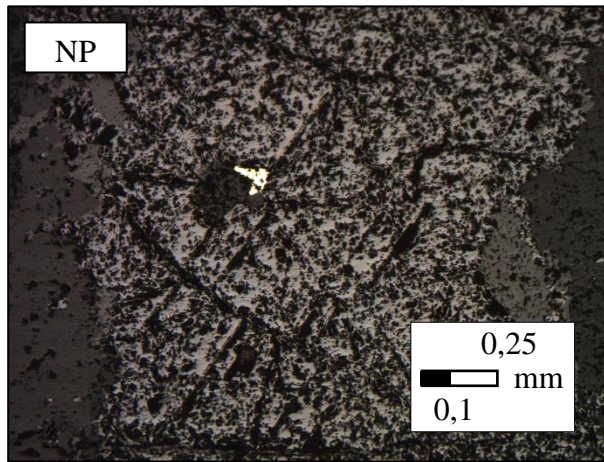
Fotomicrografías en luz reflejada



Muestra: A2M8_A.M			
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM	
ALO-ALON-DH00002	448,2	6027526,34 N; 342242,55 E	
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)	
Albita	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a sericita y/o arcillas. En el halo de las vetillas presentan un aspecto aún más alterado.	60	
Microclina	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Forman parte del mosaico de cristales de albita. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a sericita y/o arcillas.	5	
Clinopiroxeno	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	25	
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren en vetillas.	1	
Titanita	Cristales subhedrales de grano fino a medio.	2	
Minerales Opacos	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	7	
Vetillas:			
Minerales en la vetilla		Comentarios	
(i) Clinopiroxenos-minerales opacos		Sin comentarios.	
(ii) Cuarzo-clinopiroxeno, albita (halo)			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Magnetita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	2
	En vetillas	Cristales anhedrales a subhedrales de grano grueso.	5
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	<1
Vetillas:			
(i) Vetillas con magnetita.			
Texturas:			
No se observan.			

Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como dique diorítico.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Potásica	Feldespato-K (microclina)
Calco – Sódica	Albita – Clinopiroxeno (?)
Fotomicrografías en luz transmitida	
 <p style="text-align: center;">NP</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>
 <p style="text-align: center;">NX</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>

Fotomicrografías en luz reflejada



Muestra: A2M9_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00002	493,65	6027526,34 N; 342242,55 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria fanerítica e intergranular.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita (P)	Cristales anhedrales a euhedrales de grano medio a grueso. Algunos son de forma tabular y otros de forma irregular. Ocurren formando un mosaico de cristales. Se encuentran alterados a arcilla y/o sericita.	25
Ortoclasa	Cristales anhedrales a euhedrales de grano medio a grueso. Son de forma aproximadamente tabular y otros de forma irregular. Ocurren formando un mosaico de cristales junto con los cristales de albita. Se encuentran alterados a arcilla y/o sericita.	5
Biotita (P)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Hábito micáceo. Alterados a clorita. Ocurren de manera diseminada.	15
Clorita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Hábito micáceo. Ocurren de manera diseminada como alteración de biotitas y al interior de cristales de albitas y ortoclasas, aparentemente como alteración de chadacristales de una textura poiquilítica primaria.	27
Clinopiroxeno (P)	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	20
Cuarzo (P)	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	3
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
Los cristales de albita de grano medio están mucho más alterados que los de grano grueso. Además de la textura primaria fanerítica se reconoce una textura intergranular, donde cristales de plagioclasa (albita) ocurren orientados aleatoriamente, y entre ellos se observan cristales anhedrales de clinopiroxenos y cuarzo ocupando los intersticios.		

Interpretación

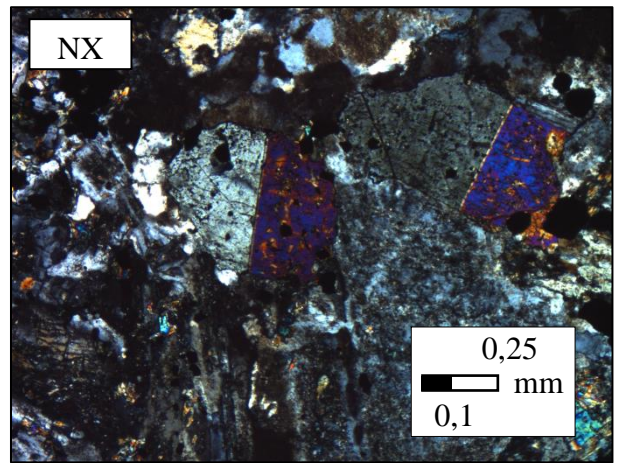
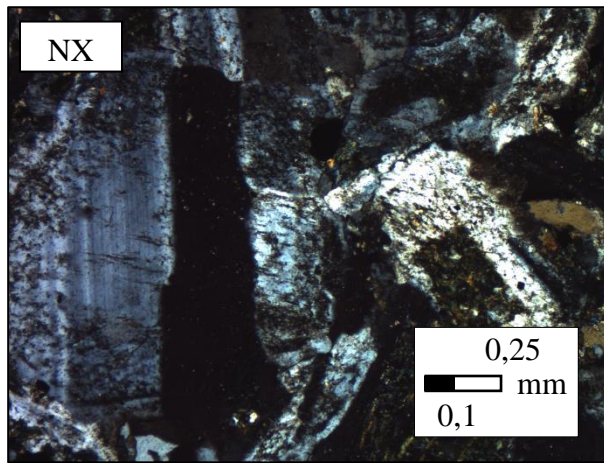
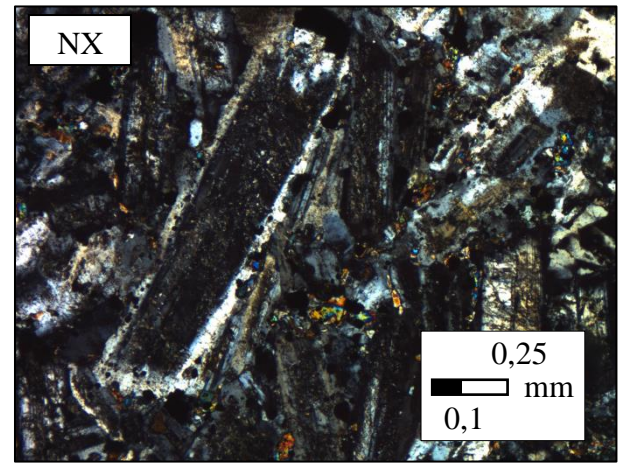
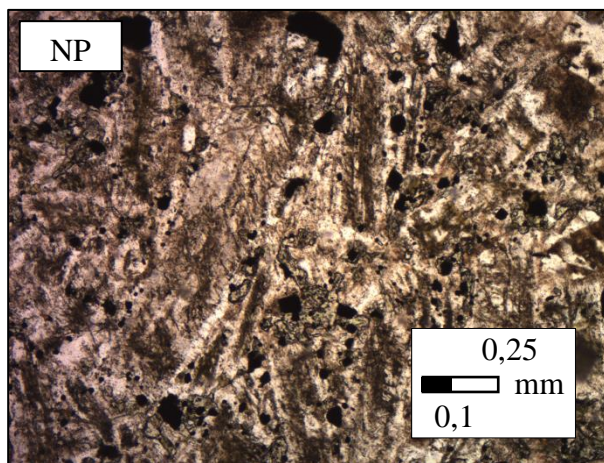
Protolito:

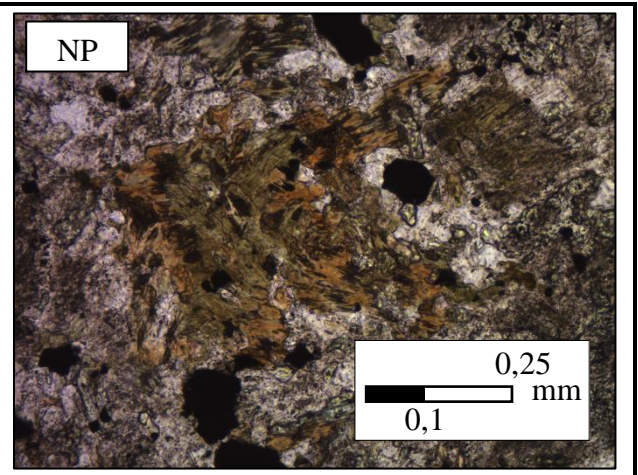
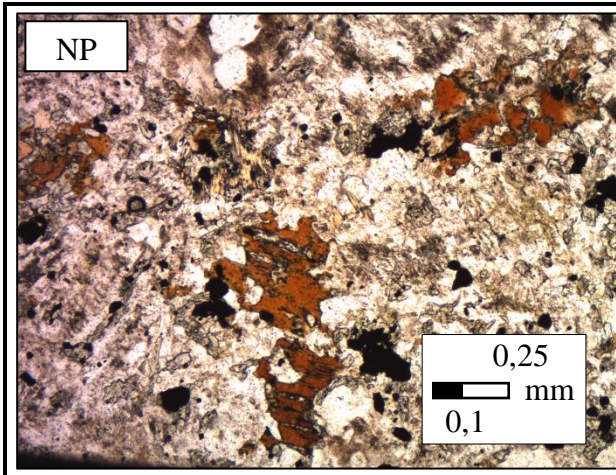
Podría corresponder a la unidad Cuarzo Monzonita, ya que los cristales de albita, cuarzo y clinopiroxenos (mineralogía primaria de dicha unidad) al conformar una textura fanerítica, típicamente ígnea, sugieren que son de origen primario. Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como cuarzo monzonita.

Alteración hidrotermal

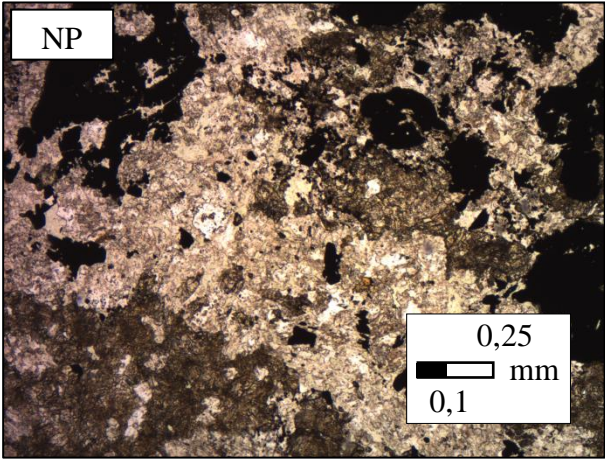
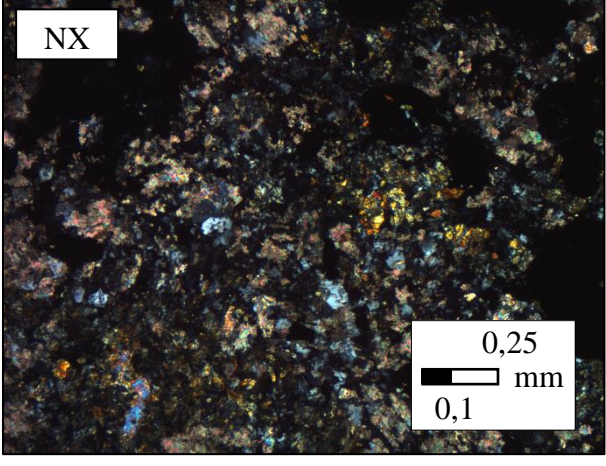
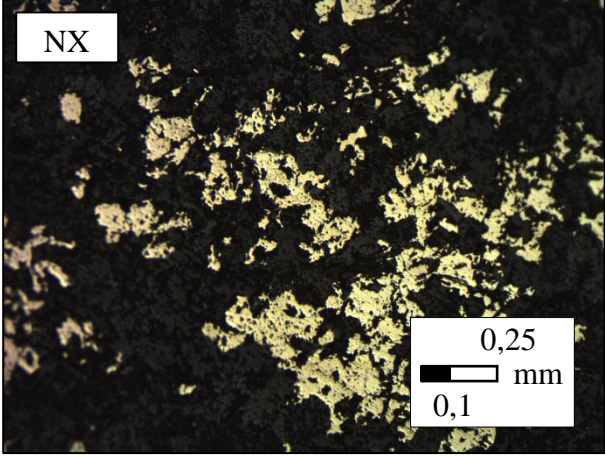
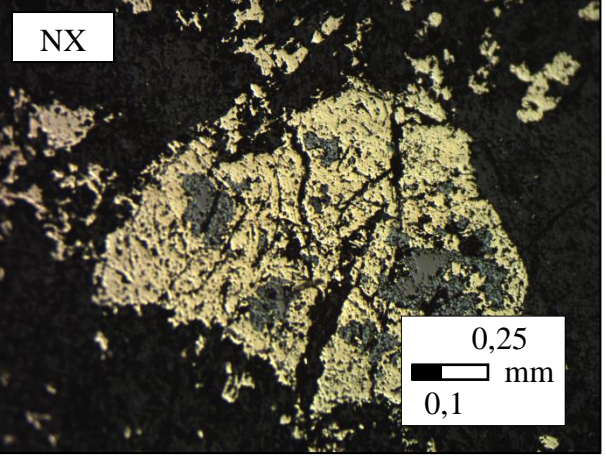
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Potásica	Feldespato-K (ortoclasa)
Cloritización	Clorita

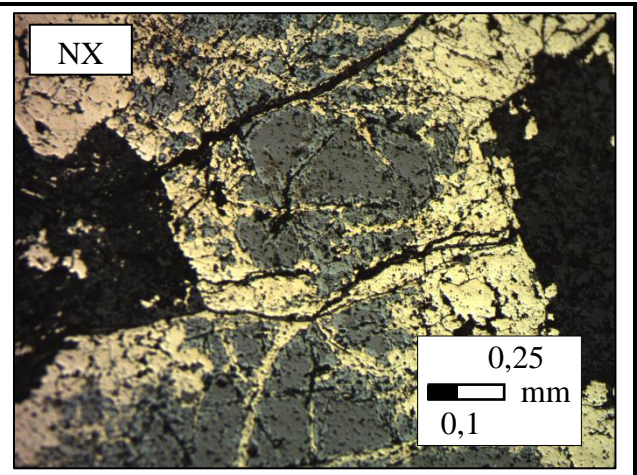
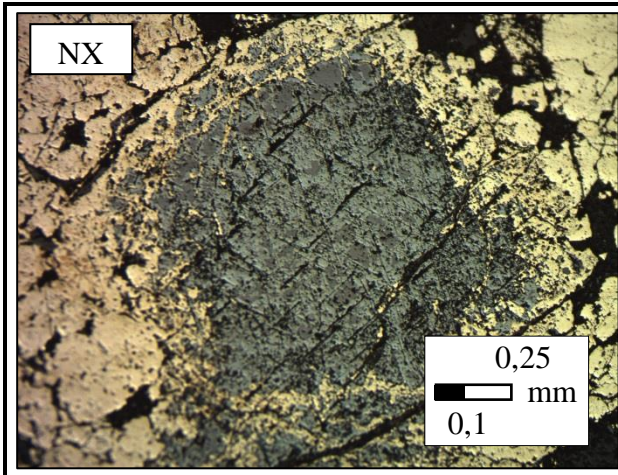
Fotomicrografías en luz transmitida



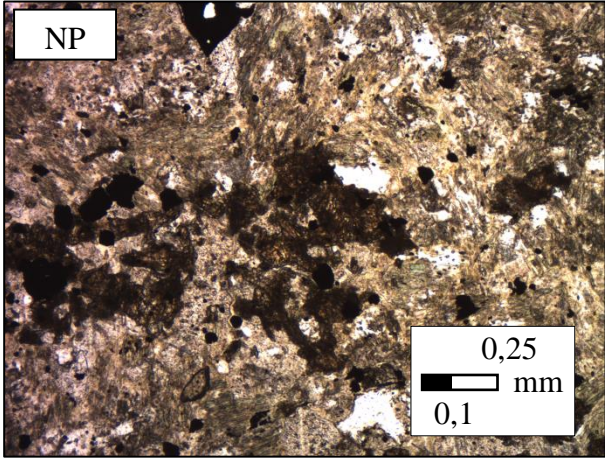
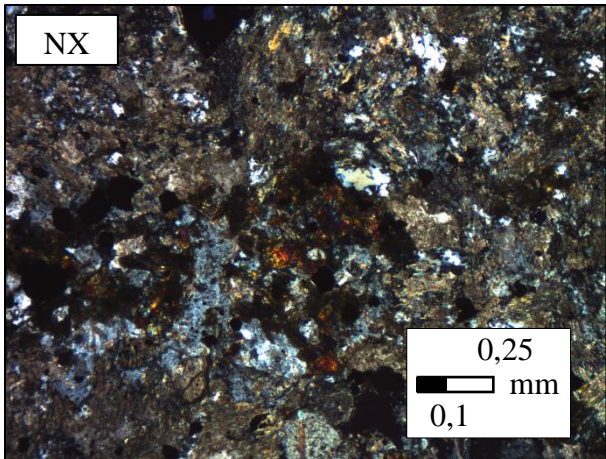
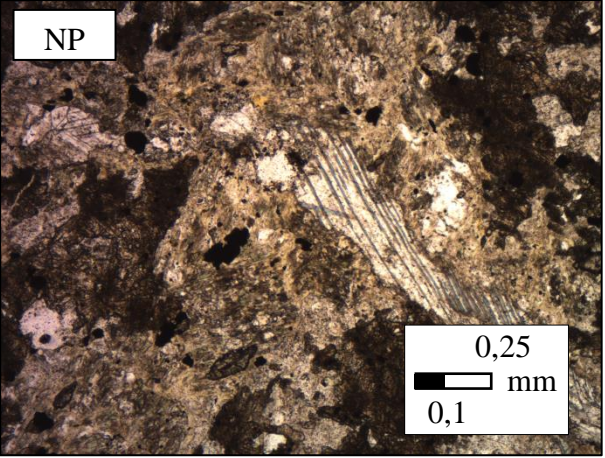
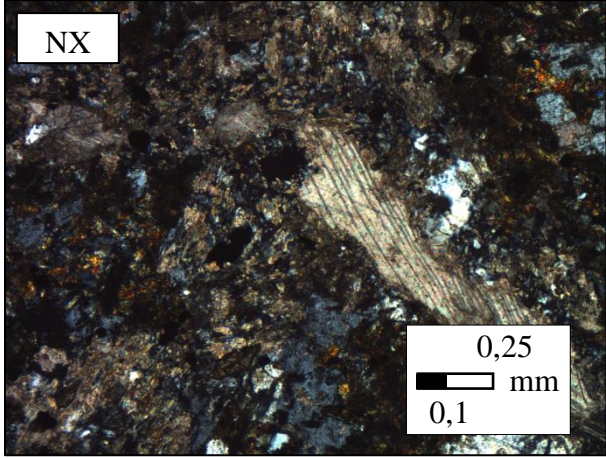


Muestra: A3M4_A.M			
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM	
ALO-ALON-DH00003	13	6027605,24 N; 341302,45 E	
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)	
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren de manera diseminada.	5	
Calcita - Sericita (?)	Agregado de cristales muy finos. Ocurren en cúmulos diseminados.	13	
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	20	
Clorita (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	20	
Goethita (?)	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren en cúmulo.	1	
Titanita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada.	1	
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	40	
Vetillas:			
No se observan.			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	5
	En cúmulos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	5
Magnetita	En cúmulos	Cristales anhedrales de grano grueso.	20
Hematita	Como reemplazo de magnetita	Cristales anhedrales de grano fino. En algunos sectores el reemplazo de la magnetita ocurre según la estructura cristalina de esta (martitización).	10
Vetillas:			
No se observan.			

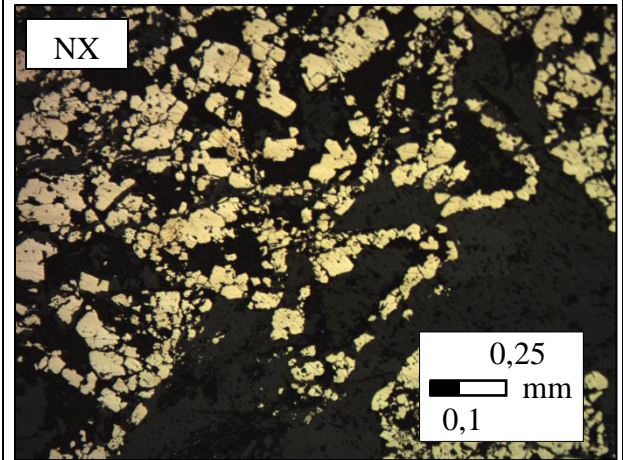
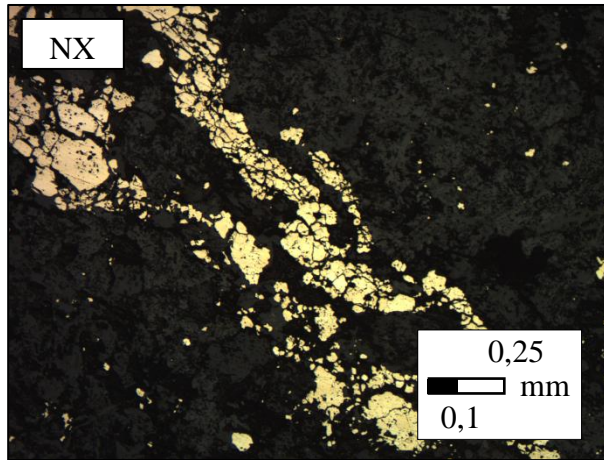
Texturas:	
Tipo de textura	Minerales involucrados
Textura de reemplazo por bordes cristalográficos	(i) Magnetita-hematita reemplazada a pirita por microfracturas.
	(ii) Magnetita reemplazada a hematita por planos de clivaje (martitización) y microfracturas.
Islas de mineral huésped	(iii) Fragmentos de magnetita dentro de cristales de pirita.
Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Propilítica 2	Epidota - Clorita - Calcita
Fotomicrografías en luz transmitida	
 <p style="text-align: center;">NP</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>
Fotomicrografías en luz reflejada	
 <p style="text-align: center;">NX</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>



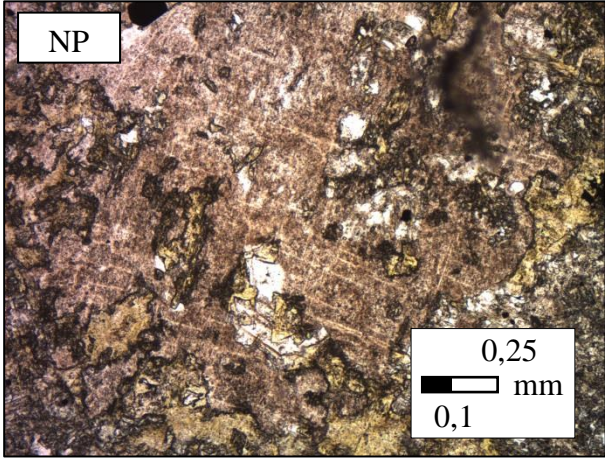
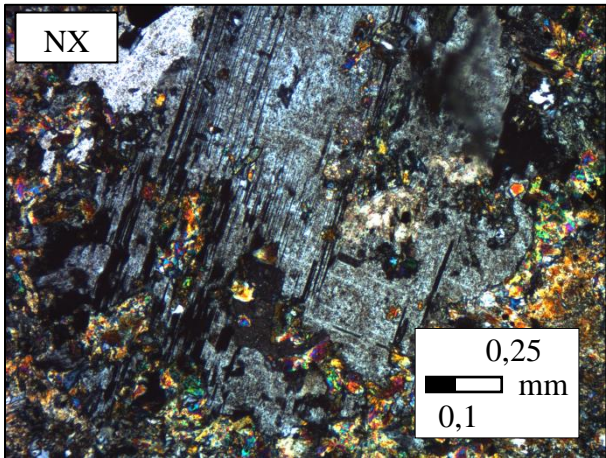
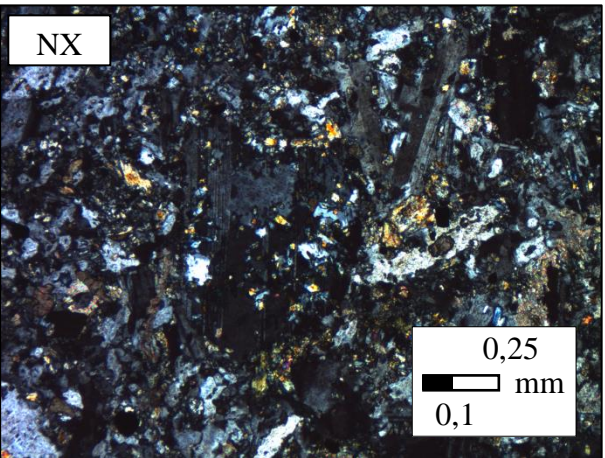
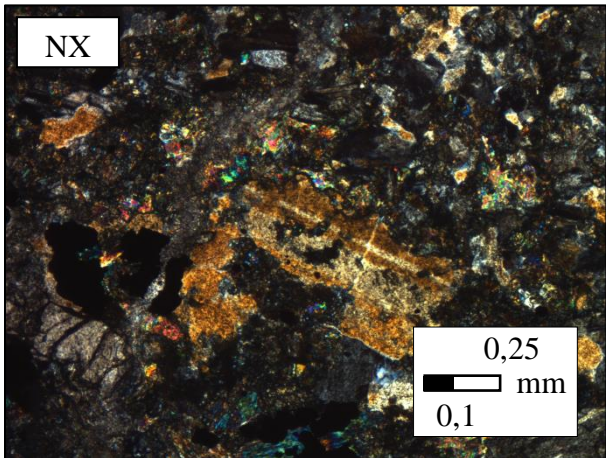
Muestra: A3M5_A.M			
Sondaje		Profundidad en sondaje (m)	
ALO-ALON-DH00003		27,75	
Coordenadas UTM			
6027605,24 N; 341302,45 E			
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia		% (estimado)
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.		11
Epidota	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.		16
Clorita (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada en cúmulos.		26
Albita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a arcillas y/o sericita.		26
Ortoclasa	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración posiblemente a arcillas y/o sericita.		2
Calcita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.		8
Titanita	Cristales subhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.		1
Minerales opacos	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada, en cúmulos y en vetillas.		10
Vetillas:			
Minerales en la vetilla		Comentarios	
(i) Calcita		Sin comentarios.	
(ii) Calcita-minerales opacos			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	3
	En cúmulos	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso.	5
	En vetillas	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	2
Vetillas:			
(i) Vetillas con pirita.			
Texturas:			
Tipo de textura		Minerales involucrados	
"Coronas"		(i) Granos de pirita formando coronas.	

Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Propilítica 1	Epidota - Clorita - Albita - Calcita
Fotomicrografías en luz transmitida	
	
	

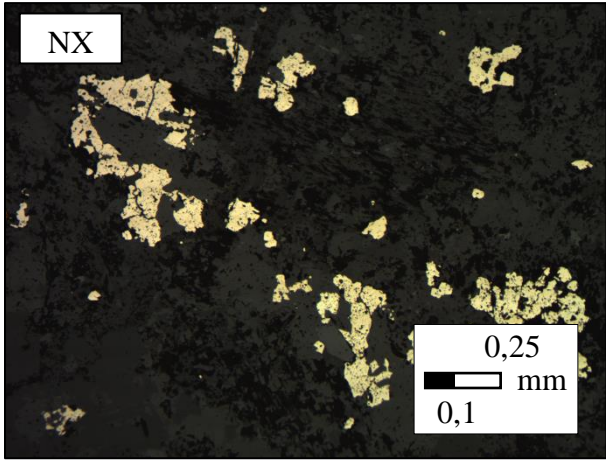
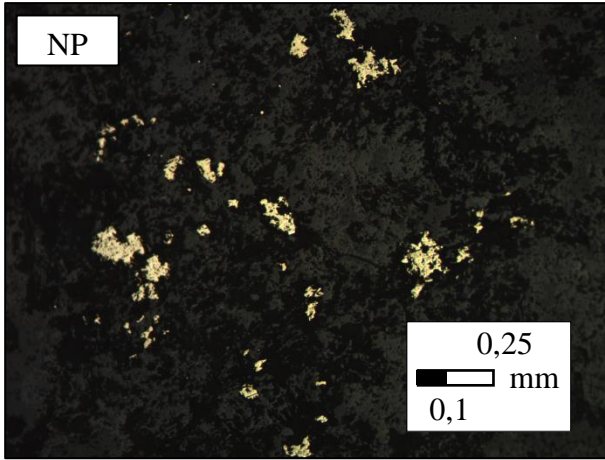
Fotomicrografías en luz reflejada



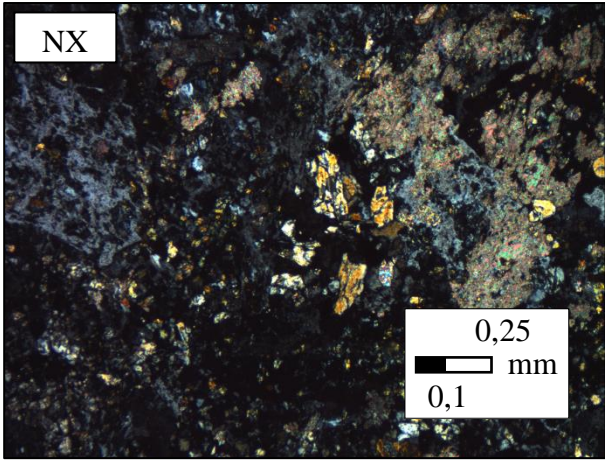
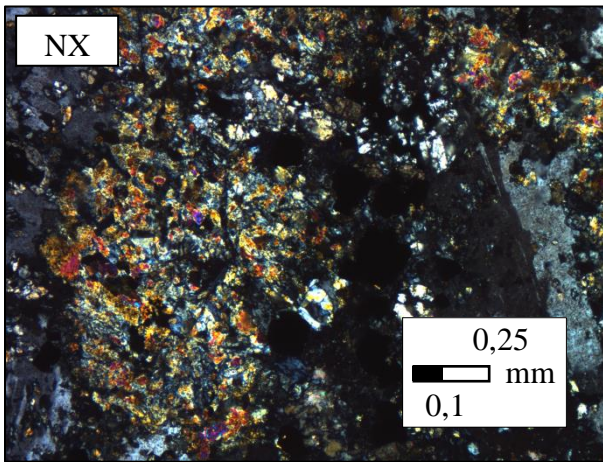
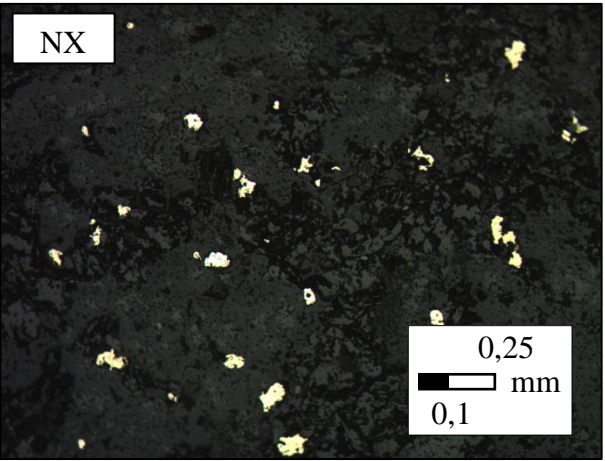
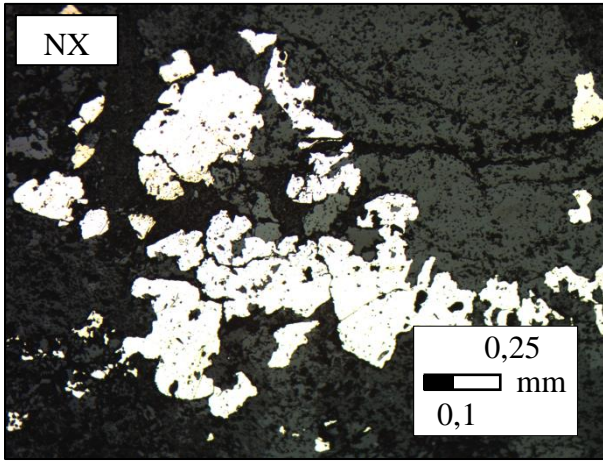
Muestra: A3M6_A.M			
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM	
ALO-ALON-DH00003	67	6027605,24 N; 341302,45 E	
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)	
Albita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Algunos presentan un aspecto "sucio" debido a una fuerte alteración a arcillas.	40	
Microclina	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Algunos presentan un aspecto "sucio" debido a una fuerte alteración a arcillas.	20	
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	26	
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2	
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren en vetillas.	1	
Anhidrita (?)	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	1	
Titanita	Cristales subhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	7	
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	3	
Vetillas:			
Minerales en la vetilla		Comentarios	
(i) Minerales opacos		Sin comentarios.	
(ii) Calcita			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	3
Vetillas:			
No se observan.			
Texturas:			
No se observan.			

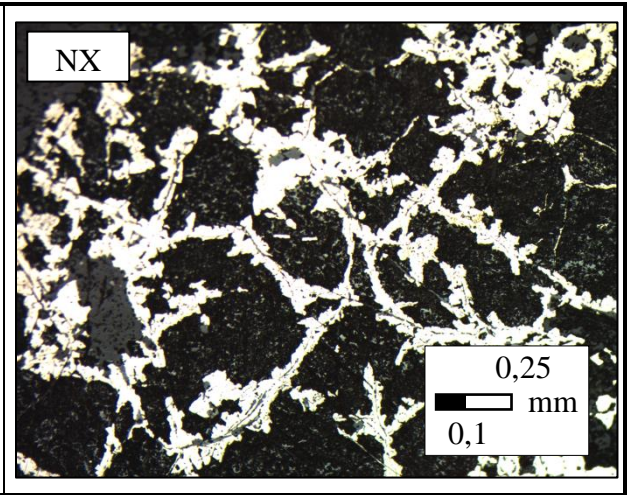
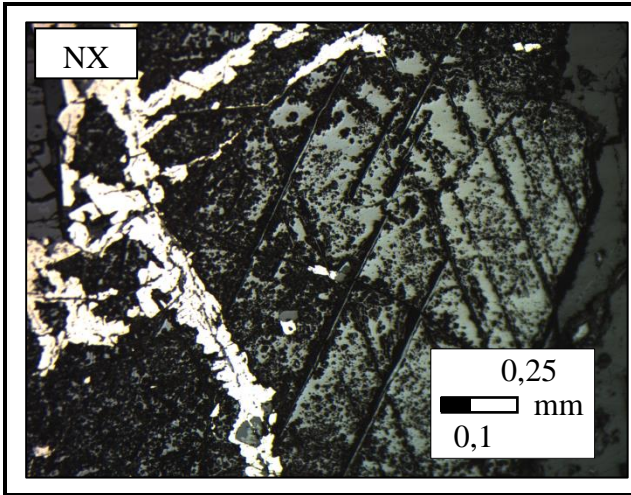
Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como diorita.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Potásica	Feldespato-K (microclina)
Albitización	Albita
Epidotización	Epidota
Argilización	Arcillas
Fotomicrografías en luz transmitida	
 <p style="text-align: center;">NP</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>
 <p style="text-align: center;">NX</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>

Fotomicrografías en luz reflejada



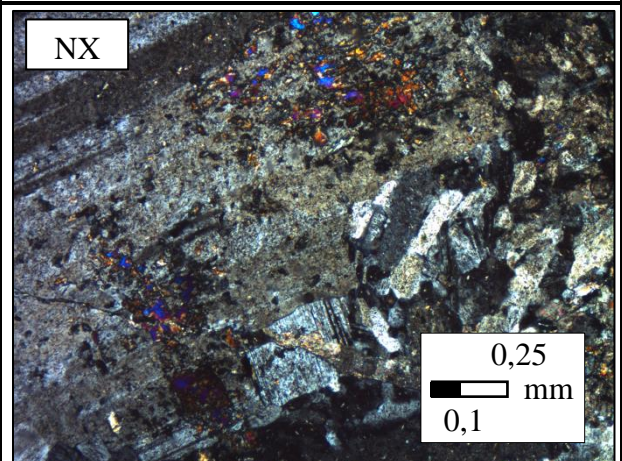
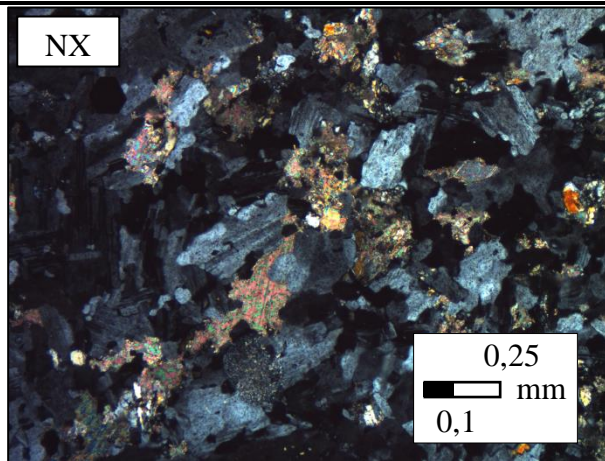
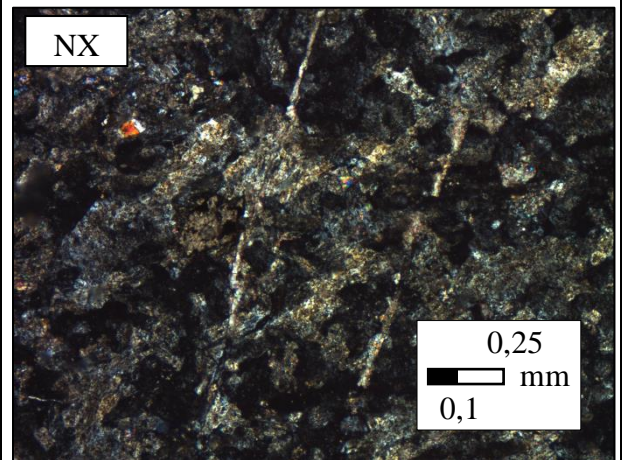
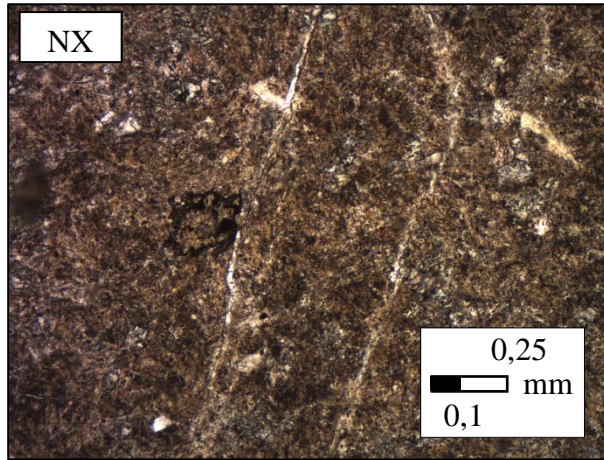
Muestra: A3M8_A.M			
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM	
ALO-ALON-DH00003	107,1	6027605,24 N; 341302,45 E	
Observaciones en luz transmitida			
Textura:			
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.			
Mineralogía:			
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)	
Albita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Algunos presentan forma tabular. Forman un mosaico de cristales.	35	
Clinopiroxeno (?)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	27	
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	20	
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5	
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurren como mineral de alteración en cristales de albita.	5	
Titanita	Cristales subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	1	
Minerales opacos	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	7	
Vetillas:			
No se observan.			
Otras observaciones:			
No se observa.			
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	1
	En cúmulos diseminados	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	2
	En microfracturas de magnetita	Cristales anhedrales de grano fino a medio.	2
Magnetita	En cúmulos	Cristales anhedrales a subhedrales de grano grueso.	2
Vetillas:			
No se observan.			

Texturas:	
Tipo de textura	Minerales involucrados
Microfracturas mineralizadas	(i) Pirita en microfracturas de magnetita. Se observa una sutura de magnetita (?).
“Coronas”	(ii) Pirita formando coronas.
Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Albitización	Albita
Epidotización	Epidota
Fotomicrografías en luz transmitida	
	
Fotomicrografías en luz reflejada	
	

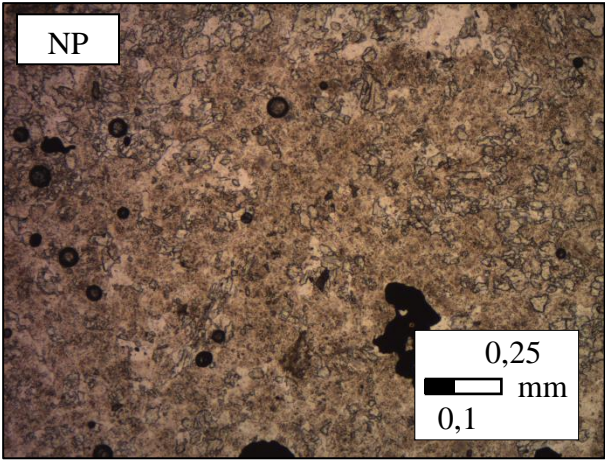
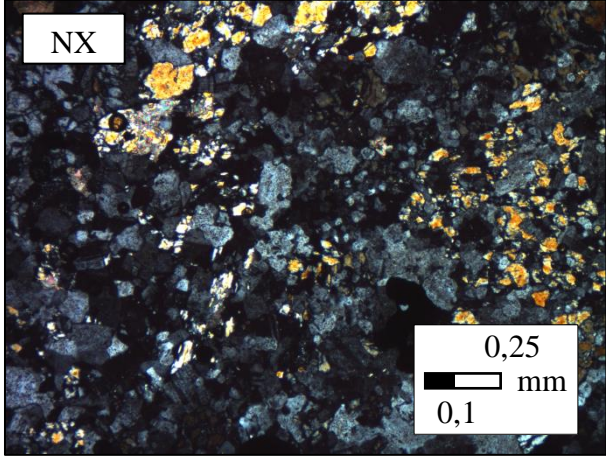
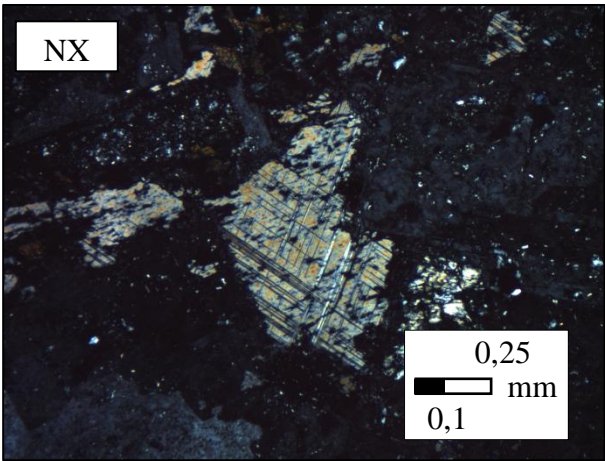
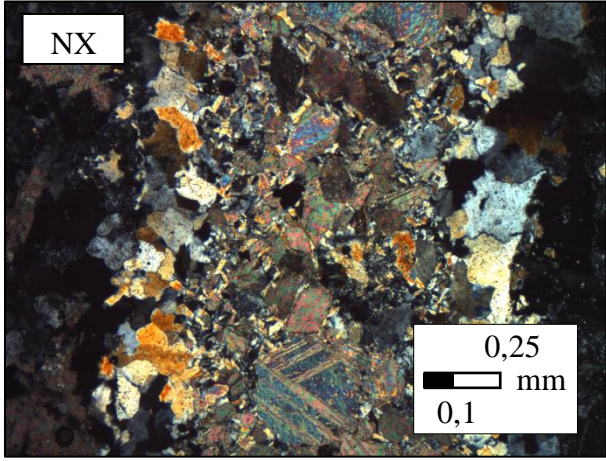


Muestra: A3M10_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	163,75	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Presentan un aspecto "sucio" debido a una intensa alteración a sericita. Ocurren formando un mosaico de cristales.	40
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurren como mineral de alteración en cristales de albita y en vetillas.	40
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren de manera diseminada.	3
Clinopiroxeno	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	4
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada como mineral de alteración en cristales de albita.	4
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	7
Granate	Cristales subhedrales a euhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	<1
Titanita	Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Ocurren de manera diseminada.	2
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita	Sin comentarios.	
(ii) Calcita-sericita		
Otras observaciones:		
No se observa.		
Interpretación		
Protolito:		
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como granodiorita.		
Alteración hidrotermal		
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas	
Albitización	Albita	
Fílica	Sericita	
Epidotización	Epidota	

Fotomicrografías en luz transmitida



Muestra: A3M11_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	196,48	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Mx 1?	MINERAL NO IDENTIFICADO. Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada. Propiedades ópticas: -Incoloro -Relieve muy bajo. -Clivaje muy marcado y en dos direcciones casi ortogonales. -Colores de interferencia variando entre altos de primer orden y bajos de segundo orden.	5
Mx 2?	MINERAL NO IDENTIFICADO. Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren formando un mosaico de cristales junto a los cristales de albita y cuarzo en el halo de vetillas. Propiedades ópticas: -Incoloro. -Relieve bajo. -Sin clivaje. -Colores de interferencia: amarillo-pardo de primer orden.	4
Clinopiroxeno	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	15
Calcedonia (?)	Agregados radiales esferulíticos de cristales de grano fino. Ocurren rellenando vetillas.	1
Albita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren formando un mosaico de cristales y en el halo de vetillas. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y/o arcillas.	60
Titanita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	2
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren principalmente en vetillas.	5
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren formando un mosaico de cristales junto a los cristales de albita en el halo de vetillas.	7
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	1

Vetillas:	
Minerales en la vetilla	Comentarios
(i) Calcita (sutura) Mx 2-albita-cuarzo (halo)	Sin comentarios.
(ii) Calcedonia	
Otras observaciones:	
No se observa.	
Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Albitización	Albita
Fotomicrografías en luz transmitida	
 <p style="text-align: center;">NP</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>
 <p style="text-align: center;">NX</p>	 <p style="text-align: center;">NX</p>

Muestra: A3M12_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	235,25	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria porfírica.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita-Feldespató-K	Cristales anhedrales de grano fino. Ocurren formando un mosaico de cristales de albita y feldespató-k. Presentan un aspecto "sucio" debido posiblemente a alteración a sericita.	55
Plagioclasa (P)	Fenocristales subhedrales de grano medio a grueso. Son de forma tabular. Ocurren de manera diseminada. Algunos presentan un alto grado de alteración a sericita, epidota, cuarzo y calcita, llegando incluso a un reemplazo total.	9
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada, en cúmulos, en vetillas y como reemplazo en fenocristales de plagioclasa.	8
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada, en cúmulos, en vetillas y como reemplazo en fenocristales de plagioclasa.	10
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurren como mineral de alteración en cristales de albita, feldespató-k y plagioclasas.	6
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren en vetillas y como reemplazo en fenocristales de plagioclasa.	8
Titanita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	2
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita-cuarzo (sutura) epidota-minerales opacos (halo)	Sin comentarios.	
(ii) Calcita		
Otras observaciones:		
Debido al grano fino de los cristales de albita y feldespató-K y a la alteración que estos presentan se dificulta la diferenciación entre ambos minerales.		

Interpretación

Protolito:

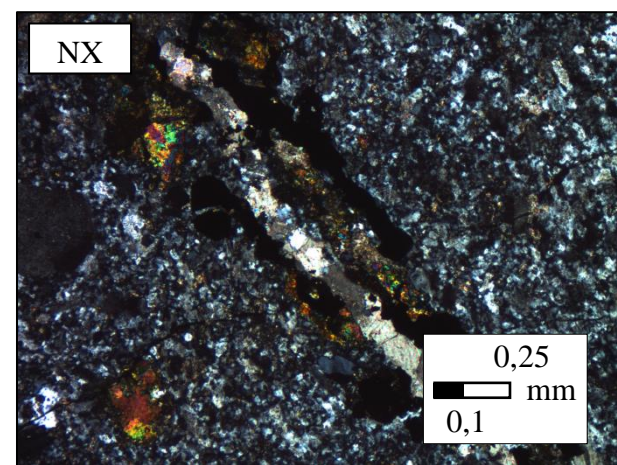
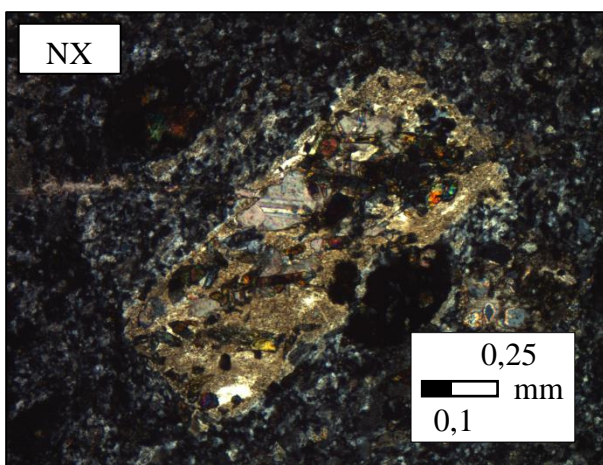
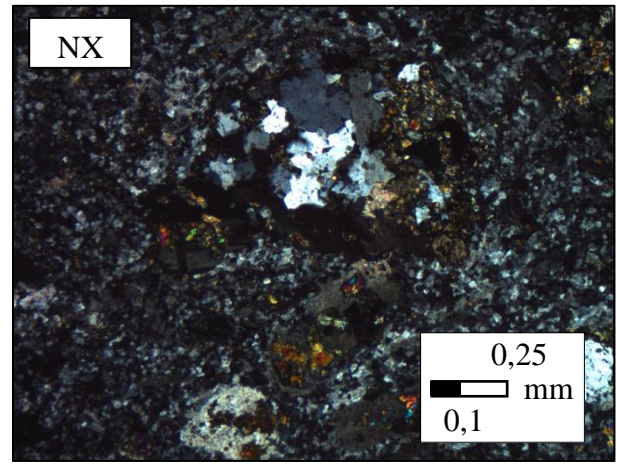
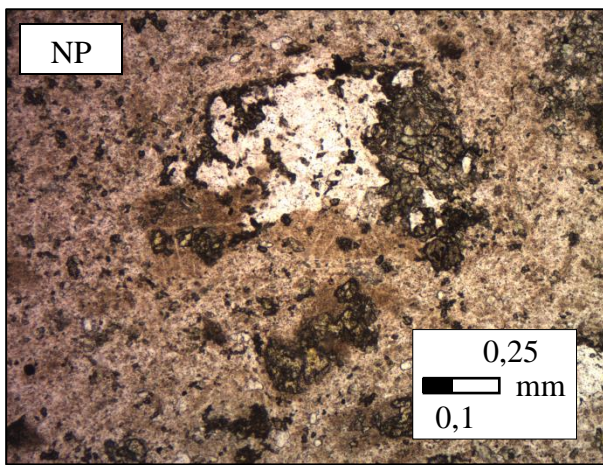
Posiblemente corresponde a la unidad Pórfido Andesítico.

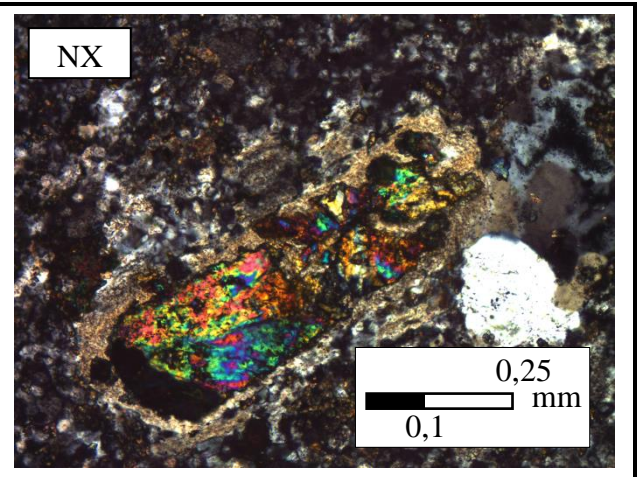
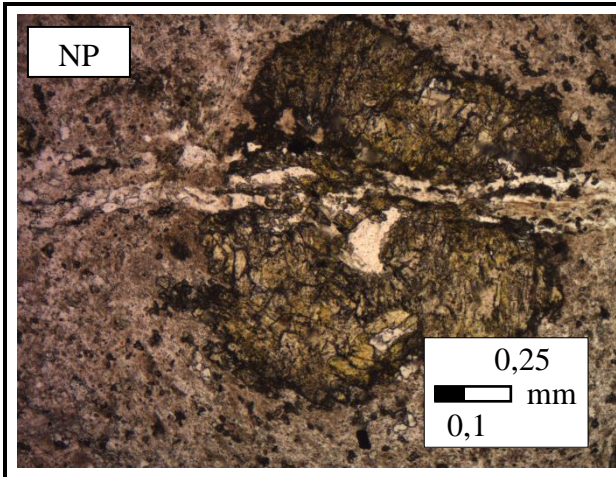
Es posible reconocer los grandes fenocristales de plagioclasa característicos de esta unidad. Además cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.

Alteración hidrotermal

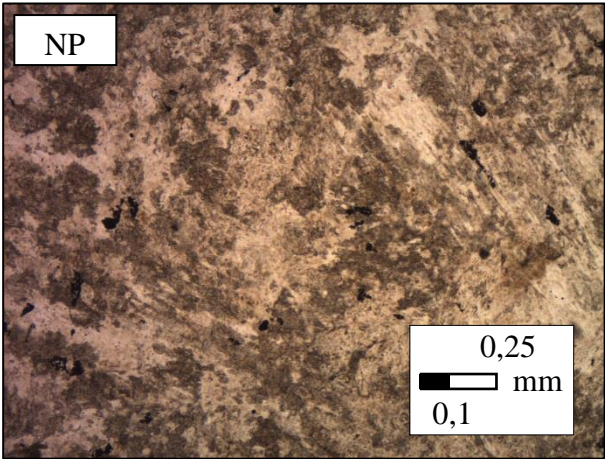
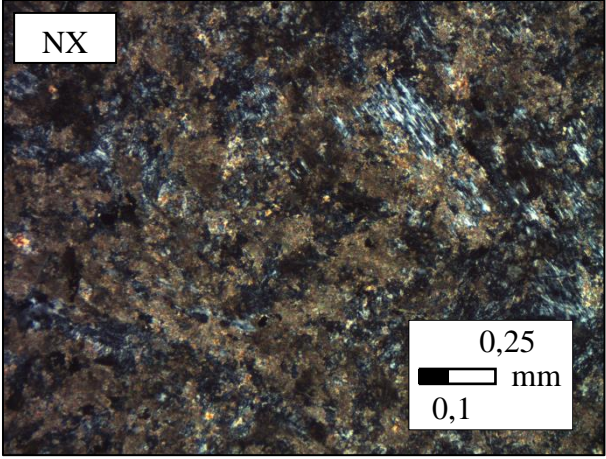
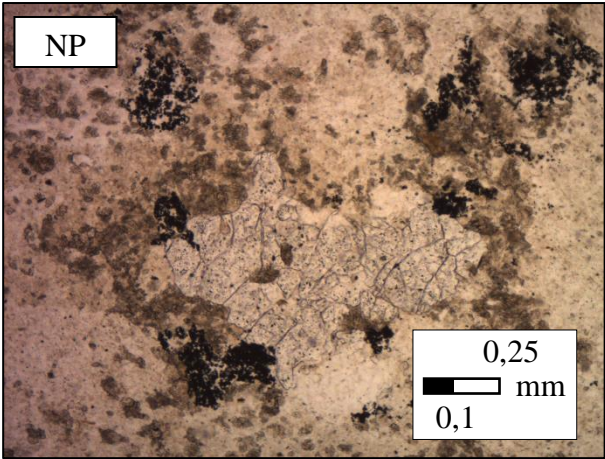
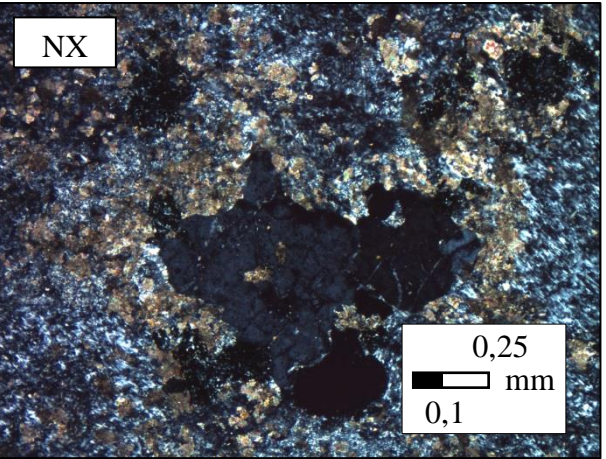
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Potásica	Feldespato-K
Albitización	Albita
Epidotización (saussuritización)	Epidota
Silicificación	Cuarzo

Fotomicrografías en luz transmitida

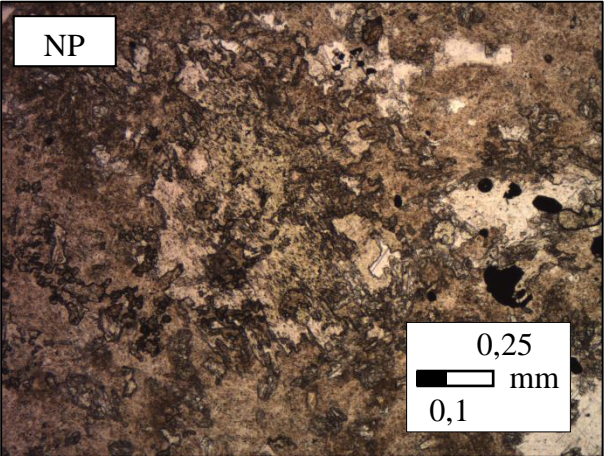
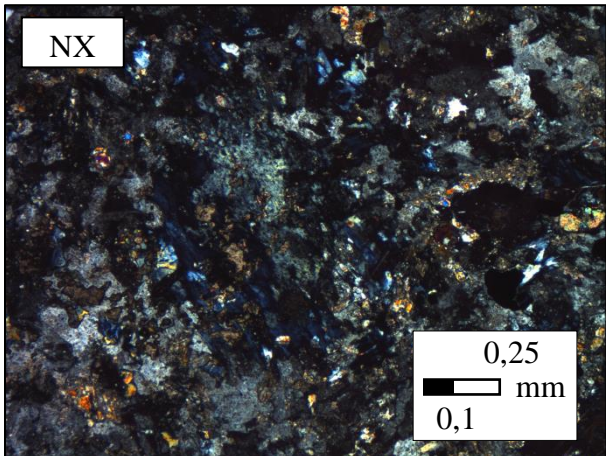
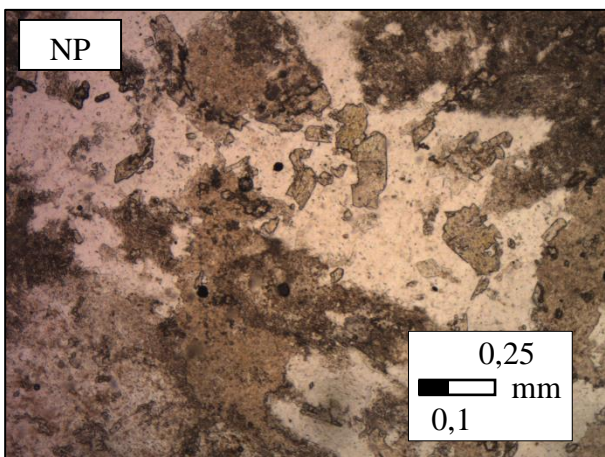
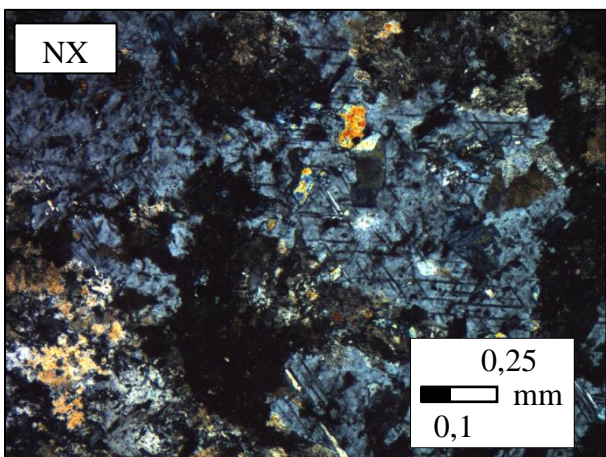




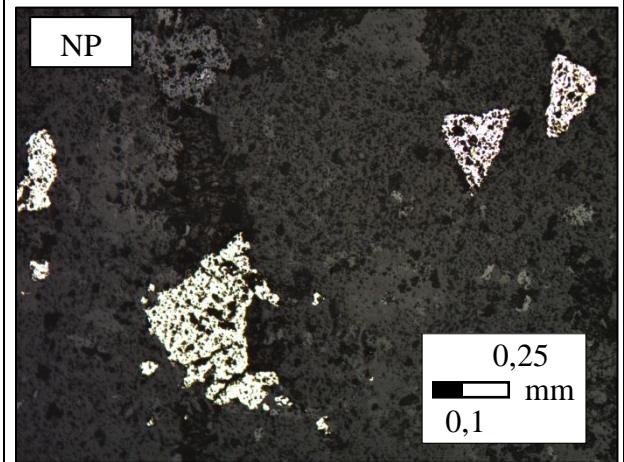
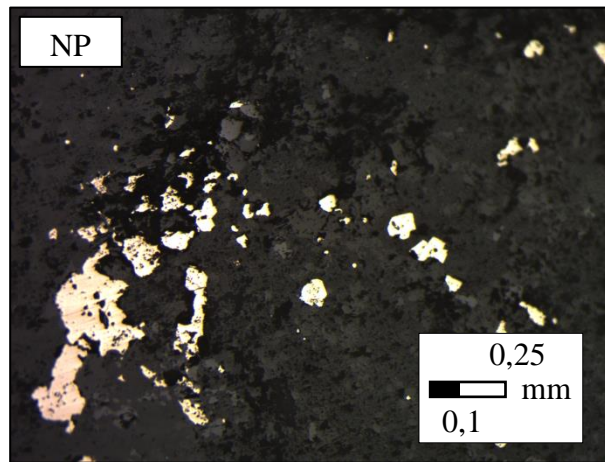
Muestra: A3M13_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	342,7	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Albita-Plagioclasas	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren formando un mosaico de cristales. Presentan un alto grado de alteración a sericita y arcillas, por lo que se preserva, en muchos casos, únicamente el hábito de los cristales.	25
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurre de manera diseminada y en cúmulos, como mineral de alteración en cristales de albita y plagioclasas.	25
Calcita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada y en vetillas.	12
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	7
Arcillas	Cristales de grano muy fino. Ocurren como mineral de alteración en cristales de albita y plagioclasa.	25
Titanita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada.	3
Mx ?	MINERAL NO IDENTIFICADO. Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada. Propiedades ópticas: -Incoloro. -Relieve moderado a alto. -Muy fracturado. -Color de interferencia: gris azulado.	1
Minerales opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	2
Vetillas:		
Minerales en la vetilla	Comentarios	
(i) Calcita.	Sin comentarios.	
Otras observaciones:		
No se observa.		

Interpretación	
Protolito:	
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.	
Alteración hidrotermal	
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas
Fílica	Sericita - Calcita
Argilización	Arcillas
Fotomicrografías en luz transmitida	
	
	

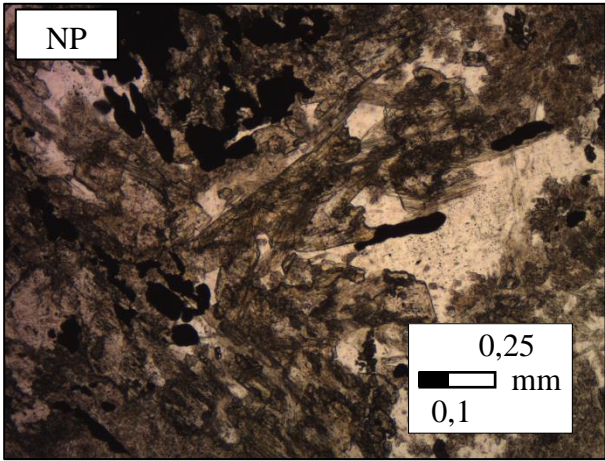
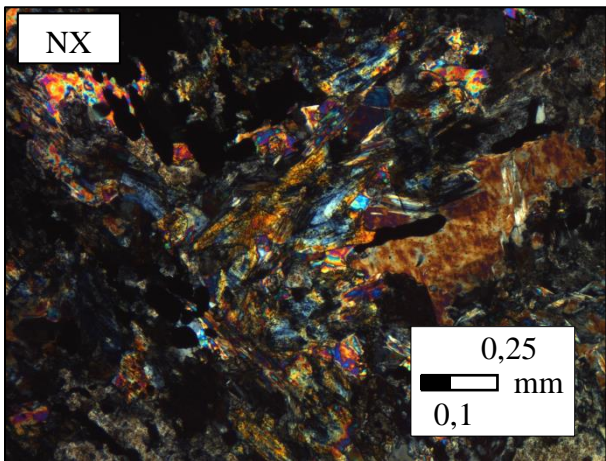
Muestra: A3M2_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	405,28	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Mx ?	MINERAL NO IDENTIFICADO. Cristales anhedrales de grano medio a grueso. Ocurren de manera diseminada. Propiedades ópticas: -Incoloro. -Relieve bajo. -Clivaje en dos direcciones (~120° entre ambas). -Colores de interferencia de primer orden y bajos de segundo orden.	4
Albita	Cristales anhedrales de grano medio. Ocurren formando un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y arcillas.	60
Clorita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Hábito micáceo. Ocurren de manera diseminada.	10
Epidota (clinozoisita)	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	15
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurre de manera diseminada y en cúmulos, como mineral de alteración en cristales de albita.	1
Arcillas	Cristales de grano muy fino. Ocurren como mineral de alteración en cristales de albita.	1
Titanita	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
No se observa.		

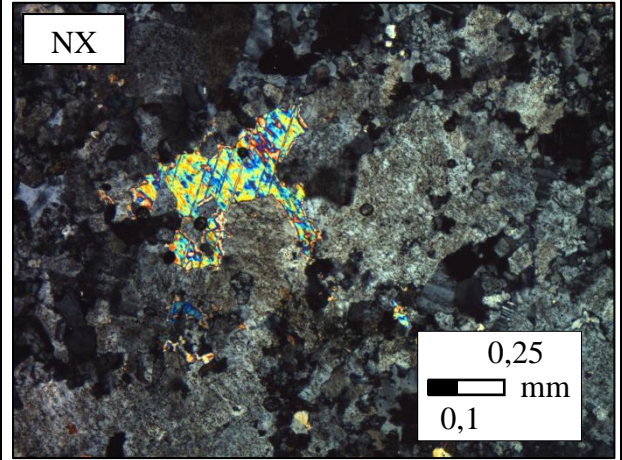
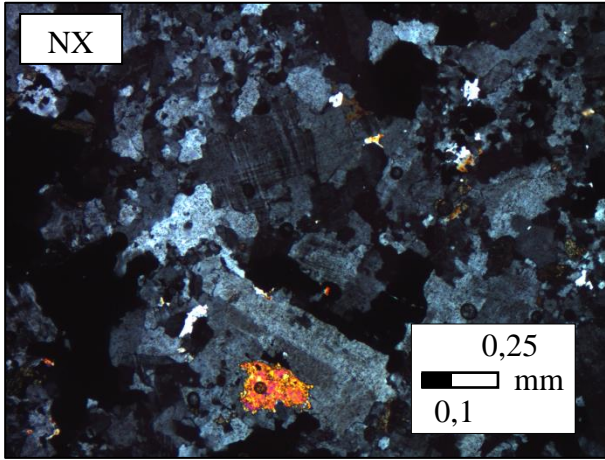
Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	Diseminada	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a grueso.	2
Vetillas:			
No se observan			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como Pórfido Andesítico.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Calco - Sódica	Albita - Clorita - Epidota		
Fotomicrografías en luz transmitida			
NP		NX	
NP		NX	

Fotomicrografías en luz reflejada



Muestra: A3M3_A.M		
Sondaje	Profundidad en sondaje (m)	Coordenadas UTM
ALO-ALON-DH00003	416,18	6027605,24 N; 341302,45 E
Observaciones en luz transmitida		
Textura:		
Inequigranular (roca total). Textura primaria obliterada.		
Mineralogía:		
Mineral	Características de los cristales y modo de ocurrencia	% (estimado)
Mx (?)	MINERAL NO IDENTIFICADO. Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren rellenando espacios abiertos. Propiedades ópticas: -Incoloro. -Relieve bajo. -Clivaje similar al de la calcita. -Colores de interferencia de primer orden y bajos de segundo orden.	8
Actinolita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano medio. Presentan una forma fibrosa. Ocurren de manera diseminada y en cúmulos.	6
Titanita	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	2
Epidota	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	6
Microclina	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Junto a los cristales de albita forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y/o arcillas.	25
Albita	Cristales anhedrales y subhedrales de grano fino a grueso. Junto a los cristales de microclina forman un mosaico de cristales con bordes aserrados. Presentan un aspecto "sucio" debido a alteración a sericita y/o arcillas.	35
Cuarzo	Cristales anhedrales de grano fino a medio. Ocurren de manera diseminada.	5
Sericita	Agregado de grano fino de micas blancas. Ocurre de manera diseminada y en cúmulos, como mineral de alteración en cristales de albita y microclina.	3
Minerales Opacos	Cristales anhedrales de grano fino a grueso. Ocurren en cúmulos diseminados.	10
Vetillas:		
No se observan.		
Otras observaciones:		
No se observa.		

Observaciones en luz reflejada			
Mineralización:			
Mineral	Modo de ocurrencia	Características	% (estimado)
Pirita	En cúmulos diseminados	Cristales anhedrales de grano fino a grueso.	9
Magnetita (?)	Diseminada	Cristales anhedrales de grano fino.	1
Vetillas:			
No se observan.			
Texturas:			
No se observan.			
Interpretación			
Protolito:			
Debido al alto grado de alteración de la muestra no es posible reconocer la litología del protolito. Cabe destacar que el tramo de sondaje al que pertenece la muestra fue mapeado como brecha ígnea.			
Alteración hidrotermal			
Tipo de alteración	Minerales y asociaciones de minerales de alteración tentativas		
Potásica	Feldespato-K (microclina)		
Calco - Sódica	Albita - Actinolita - Epidota		
Fotomicrografías en luz transmitida			
 <p>NP</p>		 <p>NX</p>	



Fotomicrografías en luz reflejada

