



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**ORIGEN DE LA MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN HIDROTHERMAL
DEL BLANCO EXPLORATORIO INCAHUASI, REGIÓN DE
ANTOFAGASTA**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al Título
de Geólogo/a

FERNANDA CASTRO MALDONADO

Profesor Guía:

ÁLVARO MUÑOZ MUÑOZ

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

CAMILO SANCHEZ YAÑEZ

JOSÉ MIGUEL LÓPEZ NÚÑEZ

SANTIAGO, CHILE

Agosto 2021

Resumen

El blanco exploratorio Incahuasi, propiedad de Vale Exploraciones Chile, se encuentra en la región de Antofagasta, aproximadamente 100 km hacia el este de la ciudad de Taltal. Este blanco destaca por presentar características de alteración - mineralización y otras evidencias que aparentemente representan a un sistema de óxidos de hierro con cobre y oro (IOCG) con la superimpresión de un sistema de tipo pórfido – epitermal. Para caracterizar estos sistemas se realiza un análisis mediante los métodos de petrografía macroscópica, microscopía petrográfica, espectroscopía de reflectancia e imágenes mediante ablación láser con espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado (LA-ICPMS), donde para este último método se analizan las concentraciones, relaciones y distribuciones espaciales de 42 elementos, correlacionando la información de las imágenes con la caracterización petrográfica exhaustiva.

La evolución de los fluidos que generan los distintos arreglos de alteración y mineralización definidos mediante las metodologías realizadas son cuatro, donde el primero de ellos representa una ocurrencia de vetillas con mineralización de pirita, magnetita, hematita, rutilo, pirrotina, calcopirita y marcasita y exhibe una paragénesis de alteraciones a minerales como epidota, clorita, carbonatos, actinolita, estilpnomelano, beidellita, ferrosaponita, cuarzo y distintos tipos de arcillas. Este primer arreglo es denominado como calco sódico y es asociado con un sistema de IOCG, desarrollado a partir de un fluido que corresponde a la interacción entre una fuente magmática - hidrotermal y una salmuera externa. El segundo arreglo petrográfico que se superimpone al primero, está relacionado con ocurrencias de vetillas y diseminados con mineralización de pirita, hematita, rutilo, calcopirita, marcasita, bornita e hidróxidos de hierro y se asocia con una alteración compuesta por sericita y arcillas de distinta composición, como pirofilita, caolinita, illita etc. Este arreglo se asocia con un evento hidrolítico y representa aquellas fases de un sistema tipo pórfido. El tercer evento se describe como brechas hidrotermales fluidizadas de morfología en dique con matriz de turmalina, cuarzo microcristalino y arcillas. Este también es asociado al sistema de pórfido, específicamente con un escape explosivo de volátiles por la ruptura del caparazón del cuerpo intrusivo. Un cuarto y último evento, es caracterizado como vetillas centimétricas rellenas por calcita bladed, cuarzo plumoso, carbonatos y calcedonia. Este evento describe una evolución de los fluidos que interactúan con salmueras externas, disminuyendo su temperatura y desarrollando un ambiente epitermal de baja sulfuración.

A Ana y Víctor, mis padres

Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a VALE, por darme la oportunidad de realizar este hermoso proyecto, sobre todo a Álvaro Muñoz, mi tutor, junto a quien ha sido un honor y un agrado construir este trabajo. Ha sido increíble aprender de alguien a quien admiro, no sólo por sus conocimientos y experiencia, sino también por su calidad profesional y humana. Así mismo agradezco a José Miguel López por la oportunidad, el apoyo, los conocimientos compartidos y las enseñanzas invaluable. También quiero agradecer a otras personas de Vale, quienes me acompañaron y ayudaron en algunos momentos durante el desarrollo del trabajo, haciéndolos súmamente agradables: Ismael, Efraín, Danilo y Felipe.

A Camilo Sánchez de Universidad Mayor por su compromiso e interés por el proyecto, por su ayuda y calidad docente.

A los geólogos Miroslav Rodríguez, por sus enormes habilidades para enseñar desde su vasta experiencia, sobre todo en mineralogía y metalogénesis y a Nelson Román, por su apoyo con el análisis en imágenes de ablación láser, donde su experiencia y orientación fueron muy importantes.

A Ana y Víctor, mis padres, por todo su amor, apoyo e incondicionalidad. Por enseñarme siempre a creer en mis capacidades y que lo más importante es ser una persona humana, honesta y agradecida; A mi abuela Adriana, a quien admiro profundamente; A mis hermanos Dani, Victor y Seba, todos grandes ejemplos a seguir para mi; A mis sobrinos Sol, Luciano y Sigal por tantas alegrías y a mis perrunas Martina y Milka por su compañía.

A Mauricio, el mejor compañero de vida que pudiese pedir, quien ha estado apoyándome durante todo el proceso y más, entregándome siempre todo su amor e incitándome para ser cada día mejor. Espero seguir creciendo junto a ti.

A Eli, Maca, Cami, Cote, Bea y Seba, mis amigas/o, con quienes he tenido la suerte de compartir mi vida y mis procesos, quienes siempre me entregan mucho amor, apoyo, contención y compañía. Espero estar siempre para ustedes.

A mis amigas y amigos que hice en la Universidad, sobre todo al mejor grupo de trabajo, amistad, anécdotas y cahuines: Maca, Lukas, Sergio y Max. Son personas increíbles y desde ahí sólo pueden surgir profesionales excelentes, gracias por avanzar y crecer juntos todos estos años.

Tabla de Contenido

Tabla de Contenido	IV
	Página
Índice de figuras	VI
Índice de tablas	XIII
1 Introducción	15
1.1 Ubicación Geográfica	15
1.2 Formulación del Problema	15
1.3 Hipótesis de Trabajo	16
1.4 Objetivos	16
1.4.1 Objetivo General	16
1.4.2 Objetivos Específicos	16
1.5 Marco Teórico	17
1.5.1 Sistema de pórfido	17
1.5.2 IOCG	18
1.5.3 Química mineral de pirita y discriminación de su origen	20
1.6 Marco Geológico	22
1.6.1 Marco Geotectónico	22
1.6.2 Geología Regional	26
1.6.2.1 Unidades Estratificadas	27
1.6.2.2 Unidades intrusivas	31
1.6.2.3 Unidades no consolidadas	34
1.6.2.4 Geología Estructural	35
1.6.2.5 Geología Económica	39
1.6.3 Geología del blanco Incahuasi	41
1.6.3.1 Geología General	42
1.6.3.2 Trabajos de Exploración	45
2 Metodología	47
2.1 Petrografía Macroscópica	48
2.2 Microscopía Petrográfica y Espectroscopía de Reflectancia	48
2.3 Imágenes LA-ICPMS	49
3 Resultados	50
3.1 Petrografía	51
3.2 Imágenes LA-ICPMS	55

3.2.1	Evento calco sódico - propilítico	55
3.2.2	Evento hidrolítico	58
3.2.3	Evento de brechas hidrotermales	65
4	Discusiones	67
4.1	Asociación de eventos paragenéticos con resultados LA-ICPMS	67
4.2	Génesis de los eventos de Incahuasi	75
4.3	Evolución del sistema	82
5	Conclusiones	87
6	Referencias	90
	Anexos	97
A	Especificaciones método de imágenes LA-ICPMS	97
B	Resultados	98
B.1	Petrografía	98
B.2	Escalares espectrales (Espectroscopía de reflectancia)	111

Índice de figuras

1	Patrón generalizado de la zonación de alteración para depósitos de pórfido de cobre con <i>telescoping</i> . Extraído de Sillitoe (2010).	18
2	Modelos de depósitos IOCG, incluyendo sus características de alteración hidrotermal y la trayectoria de los fluidos que participan en cada modelo. Extraído de Barton y Johnson (2004).	20
3	a) Distribución espacial de terrenos acrecionados a Gondwana, la zona de estudio en rojo. b) distribución de zonas de flat slab durante distintos periodos, la zona de estudio en color rojo. Extraído de Ramos (2009).	22
4	Distribución de las cuencas de rift a lo largo del margen pacífico de Gondwana durante el Triásico superior. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).	23
5	Perfil paleogeográfico norte-sur del rift Triásico superior de Exploradora, se observa la distribución de facies marinas triásicas en la actual región de Antofagasta. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).	24
6	Distribución geográfica de las zonas volcánicas de Sudamérica. En rojo la zona de estudio, ubicada al sur de la Zona Volcánica Central. Extraído de Ramos (2009). . .	25
7	Unidades morfoestructurales de la zona de estudio. Base geomorfológica extraída de Amilibia et al. (2008). La zona de estudio, en color rojo, se encuentra en el sector más oriental de la precordillera de Domeyko.	26
8	Mapa geológico de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).	27
9	Mapa geológico de las unidades estratificadas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).	28
10	Configuración tectónica en la cual se depositaron las formaciones Asientos, Candeleros y Santa Ana. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).	29
11	Mapa geológico de las unidades intrusivas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).	32
12	Mapa geológico de las unidades no consolidadas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).	34
13	Principales fallas y división de los dominios estructurales hallados entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Basado en configuración tectónica de Cornejo y Mpodozis (1996).	36
14	Planta de las principales fallas del sector. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).	37
15	Mapa estructural de la Faja Plegada y Corrida de Exploradora (FPCE). I: Zona oriental con estilo de deformación por "detachment folding". II: Zona de deformación en escamas, Faja plegada y corrida. III: Zona occidental de pliegues abiertos. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).	38

16	Mapa geológico de la zona de estudio con polígonos de alteración. Base geológica extraída de Cornejo y Mpodozis (1996).	40
17	Mapa geológico del blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.	42
18	Mapa que exhibe los polígonos de alteración hidrotermal en el blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.	44
19	Mapa que exhibe los polígonos de mineralización en vetillas en el blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.	45
20	Distribución de sondajes en el blanco Incahuasi, estos son definidos por criterios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Extraído de reportes internos de Vale.	46
21	Fragmento de sondaje correspondiente al pozo número 2, que cuenta con alteración y mineralización caracterizada como de tipo IOCG. Extraído de reportes internos de Vale.	47
22	Muestras correspondientes al evento definido como calco sódico - propilítico, caracterizado principalmente por su paragénesis de minerales verdes, carbonatos, magnetita, pirita, entre otros. Es evidente como las muestras convergen en las tonalidades verde, negro y gris. A, (muestra 0167, pozo 2) vetilla y diseminado de pirita, clorita, epidota y carbonatos con halos de epidota y carbonatos. B y C, (muestras 0218, pozo 2 y 0107, pozo 3) vetillas de pirita de espesor diferente, con sutura de pirita. D, (muestra 0400, pozo 3) roca sedimentaria con vetillas finas y cúmulos de pirita dispuestos preferentemente en algunas de las capas alteradas.	51
23	Muestras correspondientes al evento definido como hidrolítico, donde destacan las tonalidades blanquecinas y grises. Es posible observar principalmente vetillas de pirita con diferentes texturas y características. A, (muestra 0017, pozo 2) exhibe vetillas y diseminados de pirita. B, (muestra 0078, pozo 2) describe una vetilla de calcita bladed reemplazada por sílice, con cuarzo plumoso, pirita, calcedonia y un evento tardío de yeso. C, (muestra 0198, pozo 2) vetilla centimétrica compuesta casi en su totalidad por pirita. D, (muestra 0016, pozo 3) brecha freatomagmática con cemento compuesto por pirita. E, (muestra 0032, pozo 3), relleno de pirita, carbonatos y yeso posterior. F, (muestra 0163, pozo 3) vetilla de pirita recta con halo pronunciado de arcillas.	52
24	Fotografía de la muestra 0078, del pozo 2, específicamente en el metro 132, donde se describe una vetilla compuesta por calcita bladed, pirita, calcedonia, carbonatos y cuarzo plumoso.	53
25	Muestra 0057, del pozo 3, correspondiente al evento definido como brechas hidrotermales, caracterizado principalmente por sus tonalidades negras, asociadas a la paragénesis de turmalina, arcillas y cuarzo.	53

26	Secuencia paragenética desarrollada a partir de los análisis petrográficos y de espectroscopía de reflectancia. La secuencia describe tres eventos, los cuales se encuentran ordenados temporalmente, donde el primero describe un arreglo definido como calco sódico - propilítico de alta temperatura. El segundo se define como hidrolítico y el último corresponde al evento de brechas hidrotermales con cemento principalmente compuesto por turmalina.	54
27	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0218, el grano presenta una textura de relleno, Es de integridad moderada hacia el sector derecho de la micrografía y de integridad baja hacia la izquierda, lo cual coincide con las concentraciones de oligoelementos, donde presenta una fluctuación no rítmica de acuerdo con sus concentraciones principalmente de Co y Ni, reflejando cambios fisicoquímicos del fluido generador.	55
28	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICPMS de la muestra 0107, la textura es de relleno, donde se reconocen al menos tres sucesos composicionalmente diferentes.	57
29	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0017-1, la textura es cumular, compuesta por pequeños granos de pirita que otorgan a los mapas una estructura desordenada y heterogénea con concentraciones variables.	59
30	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0017-2, la textura es de relleno, conformando cristales con zonaciones rítmicas entre concentraciones variables de Co y Ni.	61
31	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0078, se identifican dos procesos de conformación del grano, donde uno de ellos corta al otro, siendo el primero un grano con zonaciones rítmicas principalmente de Co.	62
32	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0163, la textura es de relleno y el cristal presenta zonaciones sutiles de acuerdo a los valores de Co y Ni.	64
33	Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0057, el grano presenta al menos tres sucesos en su formación, donde dos de ellos se reconocen en los mapas de Co, Ni y As y el tercero principalmente para el Pb y Bi.	65
34	Comparaciones entre Co, Ni y As para describir uno de los episodios de formación de los granos de pirita, el cual se encuentra relacionado con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura.	68
35	Muestras que presentan algún episodio de pirita relacionado con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Es posible reconocer que dos de ellas no son petrográficamente asociables con este evento (0017-1 y 0057), debido a que el evento no es el que afecta de manera predominante a estas rocas.	68

36	Comparaciones entre Co, Ni y As para describir el episodio de formación de los granos de pirita de algunas de las muestras, que se relacionan con el evento hidrolítico.	69
37	Fotografías representativas de las muestras que presentan algún episodio de formación de pirita relacionado con el evento hidrolítico.	70
38	Comparaciones entre Co, Ni y As para describir uno de los episodios de formación de los granos de pirita, específicamente el que conforma el evento definido como de brechas hidrotermales.	70
39	Muestras que presentan algún episodio de formación de pirita relacionado con el evento de brechas hidrotermales.	71
40	Representación mediante mapas de Co, As y Pb para los siete granos minerales analizados mediante LA-ICPMS, donde es posible reconocer mediante polígonos y rótulos cada uno de los eventos definidos para todas las muestras.	72
41	Secuencia paragenética de los cuatro eventos resultantes de las diferentes técnicas analíticas aplicadas en el proyecto.	74
42	Gráfico de la relación Co/Ni para los datos del evento calco sódico - propilítico de alta temperatura, donde los puntos se encuentran concentrados principalmente ente las razones 0.5 y 10. Basado en Reich et al. (2016).	77
43	Diagrama de Ag/Co vs Co/Cu para el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Basado en Herazo et al. (2021)	78
44	Gráfico de la relación Co/Ni paa los datos del evento hidrolítico, donde los puntos se encuentran concentrados ente las razones 1 y 10. Basado en Reich et al. (2016). .	79
45	Diagrama que representa el comportamiento de los datos a partir de sus concentraciones de Au y As. Basado en Deditius et al. (2014).	80
46	Diagrama que relaciona las concentraciones de Au vs As para el evento de brechas hidrotermales, comparando su comportamiento con estilos de depósitos epitermales y de pórfido. Basado en Deditius et al. (2014).	81
47	Gráfico de Co vs Ni, donde se aprecian los datos del evento de vetillas con calcita bladed, el cual arroja valores entre 0.1 y 10 en cuanto a su relación Co/Ni. Basado en Reich et al. (2016).	82
48	Diagrama de Au vs As, donde se comparan los datos obtenidos en el evento de vetillas de calcita bladed con los polígonos expresados para depósitos epitermales y de pórfido. Basado en Deditius et al. (2014).	83
49	Gráfico de Co vs Ni, donde se comparan los datos obtenidos en cada uno de los eventos. En color verde es representado el evento de IOCG en fases calco sódicas o pórfido en etapa propilítica, en el evento amarillo relacionado con un sistema de pórfido, en etapas argílicas - fílicas y en tonalidades rosas el evento asociado al evento de vetillas epitermales de calcita bladed. Basado en Deditius et al. (2014). .	84

50	Gráficos que comparan las variables de S y As, ambas en ppm. A la izquierda se observa el gráfico únicamente con los tres primeros eventos a modo de una mejor visualización y a la derecha se distinguen los cuatro eventos definidos en el proyecto.	85
51	Micrografías de la muestra 0073 perteneciente al pozo 1, es posible reconocer en A y C la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas, en B se identifican las zonas de alteración a óxidos de hierro, en D y E respectivamente se observan carbonatos y cuarzos correspondientes a mineralogía secundaria y relleno de espacios. En F se describe uno de los granos de magnetita parcialmente martitizada y en G y H se exhibe la textura y ocurrencia de la pirita, de forma anhedral, de tamaños variables y baja integridad, tanto como componente de la vetilla como diseminado.	99
52	Micrografías de la muestra 0200 perteneciente al pozo 1, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a arcillas terrosas, en B y C respectivamente se identifican cuarzo y carbonatos correspondientes a mineralogía secundaria y relleno de espacios. En D se observa uno de los granos de magnetita parcialmente martitizada y con relleno de espacios en el centro por pirita, en E se describen los cristales aciculares de hematita, aparentemente nucleados desde un cristal preexistente, el cual presenta un relleno de espacios por pirita. En F se presentan granos de pirita, los cuales se encuentran distribuidos dentro del relleno.	100
53	Micrografías de la muestra 0017 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en C la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas, y alteración a sericita en algunos de los fenocristales de plagioclasa. En A se identifican vetillas finas que cortan la mineralización de pirita en la vetilla, es decir, es el último evento reconocido en la muestra. En B y D se observa el halo de alteración que genera la vetilla de pirita, el cual presenta cristales orientados de muscovita y unos pocos cristales de cuarzo prismático euhedrales a subhedrales. En E y G se describen las ocurrencias de pirita, como diseminado y como componente de la vetilla respectivamente. En F se reconocen granos anhedrales de rutilo que afectan la roca primaria.	102
54	Micrografías de la muestra 0078 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes. En B y C se observa el relleno de la vetilla principal, en B se identifica cuarzo plumoso y carbonatos como ankerita o dolomita y en C calcedonia y carbonatos. En D se exhibe calcita alterando la roca de caja. En E se aprecia relleno de cristales de pirita, la cual presenta alta integridad, mientras que en F, se describe la pirita diseminada en la roca de caja de menores tamaños, anhedrales y de baja integridad.	103

- 55 Micrografías de la muestra 0167 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes. En B se observa epidota y carbonatos como mineralogía secundaria y en C y D carbonatos como relleno, con distintos hábitos. En D se distingue el último evento asociado a relleno de espacios por calcedonia. En E y F se reconocen las ocurrencias de pirita, donde en E pertenece como componente al relleno de la vetilla y en F se caracterizan como granos diseminados en la roca primaria. 104
- 56 Micrografías de la muestra 0218 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A y D la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes, y la presencia de sericita selectiva en algunos de los fenocristales de plagioclasa. En B y C se identifica mineralogía secundaria de epidota y carbonatos. En E, F, G y H se identifican las distintas ocurrencias de pirita, en E como relleno posterior al de magnetita y pirita, en F la pirita en paragénesis con magnetita y en G pirita diseminada. En H se describe magnetita martitizada de manera parcial. 106
- 57 Micrografías de la muestra 0057 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria, que está completamente reemplazada por arcillas y cuarzo secundario, en B se identifica el cemento de la brecha, compuesto por turmalina acicular, polvo de roca y cuarzo. En la figura C se observa la relación entre los cristales de turmalina y la mineralización de pirita, mientras en E se presentan cristales de pirita euhedrales encontrados en el cemento de la misma brecha. En F se describen cúmulos amorfos de pirita distribuidos heterogéneamente dentro de los fragmentos de la roca primaria. En D y G se exhiben respectivamente granos de rutilo y calcopirita, este último, reemplazado parcialmente por esfalerita. 107
- 58 Micrografías de la muestra 0107 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A y B la textura de la roca primaria, que se encuentra alterada a distintas arcillas. En A se identifica clorita secundaria, en C se observa el relleno de carbonato fibroso en los espacios dentro de la vetilla principal. En D y E se describe el relleno, junto con pirita, de epidota y pequeños cristales de actinolita. En F y H se exhibe la relación entre pirita y magnetita y sus respectivas texturas. En G se diferencia uno de los cristales pertenecientes a la ocurrencia de pirita diseminada. 108
- 59 Micrografías de la muestra 0163 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria, que se encuentra alterada a distintas arcillas y óxidos de hierro. En B se caracterizan pulsos de relleno de carbonatos y en C de cuarzo posteriores (el cuarzo se observa de tonalidades poco usuales debido a la preparación del corte transparente), en D se exhibe la pirita como relleno de la vetilla principal, en E la ocurrencia de pirita diseminada. En F se identifican granos de rutilo y en G pirita y marcasita en contacto simple. 110

60	Micrografías de la muestra 0400 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A, B y C la textura de la roca primaria, donde en A y C se reconocen los clastos alterados a distintas arcillas y cuarzo, mientras en B se logra apreciar la diferencia textural de tamaño que hay entre una lámina y otra, otorgándole laminación a la roca. En D y E se identifica la textura de la pirita, que se presenta como granos anhedrales de muy baja integridad. Cabe recalcar que los granos de pirita no exhiben una textura framboidal que se esperaría de ser piritas diagenéticas de ambiente subacuático.	111
61	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0073 del pozo 1, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	112
62	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0200 del pozo 1, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	113
63	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0017 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	114
64	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0078 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	115
65	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0167 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	116
66	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0218 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	117
67	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0057 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	118
68	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0107 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	119
69	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0163 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	120
70	Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0400 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.	121

Índice de tablas

1	Tabla comparativa de la clasificación de episodios formadores del grano, caracterizados en la muestra 0218 y las concentraciones de sus oligoelementos más representativos. En la tabla se presentan datos estadísticos como el valor mínimo, máximo y la media.	56
2	Tabla correspondiente a la muestra 0107, asociada con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Se aprecian las variaciones entre las concentraciones mínimas, máximas y medias entre oligoelementos correspondientes a cada suceso. .	58
3	Tabla correspondiente a la muestra 0017-1, asociada con el evento hidrolítico. Esta tabla establece una comparación entre las concentraciones de oligoelementos presentes en cada suceso de cristalización caracterizado dentro del grano.	60
4	Tabla correspondiente a la muestra 0017-2, asociada con el evento hidrolítico. En la tabla se establece la comparación entre las concentraciones de oligoelementos presentes en cada uno de los sucesos reconocidos.	61
5	Tabla correspondiente a la muestra 0078, asociada con el evento de vetillas con calcita bladed. Esta tabla representa la variación numérica entre las concentraciones de los principales oligoelementos dentro de los dos procesos de cristalización identificados en el grano.	63
6	Tabla correspondiente a la muestra 0163, asociada con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. En la tabla se puede establecer una comparación entre las concentraciones de elementos para cada evento reconocido.	65
7	Tabla correspondiente a la muestra 0057, caracterizando de manera numérica cada uno de los episodios descritos.	66

1. Introducción

El blanco exploratorio Incahuasi es uno de los proyectos que ha desarrollado Vale Exploraciones Chile desde el año 2018 hasta el presente. Este proyecto cuenta con evidencias de un potencial sistema tipo pórfido y a su vez presenta características de un depósito de óxidos de hierro, cobre y oro (IOCG). Ambos sistemas presentan diferencias significativas en cuanto a sus características geológicas y su génesis, por lo que la presencia de fluidos generadores de ambos estilos sugiere una superposición de eventos.

1.1. Ubicación Geográfica

El blanco exploratorio Incahuasi se encuentra en la segunda región de Antofagasta, a aproximadamente 100 km al este de la ciudad de Taltal, alojado en el límite oriental de la precordillera de Domeyko, específicamente entre las quebradas Juncal por el sur e Incahuasi por el norte. Geológicamente, se encuentra inmerso dentro de la franja metalogénica de mediados del Eoceno hasta inicios del Oligoceno.

1.2. Formulación del Problema

El blanco exploratorio Incahuasi presenta diversos estilos de alteración hidrotermal y de mineralización, de los cuales, algunos se asemejan a lo que sería un potencial sistema tipo pórfido, y otros son relacionados con un sistema de IOCG. Se han reunido diversos argumentos que pudieran asemejar Incahuasi con un pórfido, de esta manera se exhiben brechas de turmalina, una fuerte anomalía de arsénico y es caracterizada alteración fílica tanto en superficie como en los sondajes realizados. En cuanto a geofísica, se interpreta un conductor cilíndrico asociado a una zona de bajo magnético. Además, de acuerdo con estudios posteriores, se cumplen los conceptos expresados por Halley et al. (2015) respecto a zonación horizontal y distribución de elementos, caracterizando un sistema porfídico de cobre. También existen cuerpos intrusivos cercanos, de similares características litológicas, aparentemente asociados al mismo sistema de fallas, que cuentan con edades asociadas a la generación de importantes sistemas tipo pórfido, como Salvador (41 Ma). Por otro lado, se reconoce una afinidad adakítica en algunas muestras, característica que se considera favorable para el transporte y depositación de metales de interés económico y también se encuentran diversas ocurrencias de pirita, que reflejan eventos diferentes. Por el contrario, la nula presencia de vetillas tipo pórfido, ausencia de fases intrusivas tipo pórfido y un bajo contenido de metales de

interés económico no permiten asociar con certeza el sistema. Por otro lado, existen características que asemejan eventos de Incahuasi, con un sistema de IOCG, como los arreglos de alteración calco-sódica y las vetillas centimétricas de magnetita con actinolita y otros minerales reconocidos en uno de los sondajes del proyecto, también Existen altas concentraciones de P y Fe encontradas en los alrededores y dentro del blanco, lo que describe muestras con presencia de magnetita y apatito. Además, 3 km hacia el norte del blanco se encuentra una zona denominada Nueve Vidas, que presenta alteración de clorita, epidota, escapolita, stockwork de magnetita y brechas ricas en apatito, vetas de anfíbol y granate masivo.

De esta manera es posible identificar la presencia de dos sistemas discretos, con diferentes edades metalogénicas y estilos de mineralización - alteración distintos, lo que permite plantear que ambos sistemas se encuentran sobreimpuestos.

1.3. Hipótesis de Trabajo

En el blanco exploratorio Incahuasi existe una superposición de eventos magmático - hidrotermales diferenciados por sus características geológicas y su relación temporal relativa, donde los fluidos asociados reflejan una fuente y/o evolución diferente. Algunos de estos eventos serían originados a partir de una fuente magmática - hidrotermal y es posible asociarlos con mineralización tipo pórfido, los que se superimprimen a otros eventos que caracterizan un sistema que da origen a mineralización de IOCG.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Determinar el o los tipos de depósitos al que se asocian los eventos de mineralización y alteración hidrotermal encontrados en el blanco Incahuasi.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Construir una paragénesis mineral, para determinar los eventos de alteración hidrotermal y mineralización.

- Analizar y correlacionar los resultados obtenidos de análisis geoquímicos de laboratorio con los datos petrográficos y el contexto general.
- Identificar el tipo de depósito asociado a estos eventos y sus posibles fuentes.

1.5. Marco Teórico

1.5.1. Sistema de pórfido

Los sistemas tipo pórfido son definidos como importantes volúmenes (entre 10 y 100 km³) de rocas alteradas hidrotermalmente y mineralizadas, generando depósitos que pueden ser ricos en cobre, molibdeno, oro, plata, entre otros elementos de interés económico. Su mineralización se concentra principalmente en sulfuros primarios de cobre y hierro, los que se distribuyen en *stocks* o enjambres de diques intrusivos porfídicos (Sillitoe, 2010). Asociado genéticamente a este ambiente, se reconocen distintos tipos de depósitos, como algunos tipos de skarn, vetas y reemplazos poli-metálicos, disseminados distales de oro y plata, vetas epitermales de sulfuración intermedia a baja y epitermales de alta sulfuración. Los pórfidos de cobre comúnmente se asocian a arcos volcánicos continentales y oceánicos cenozoicos, asociados a márgenes convergentes (usualmente con componente transpresiva) y subducción de placas, donde el magmatismo de arco genera granitoides hidratados y oxidados en la corteza (John et al., 2010). Respecto a su génesis, estos depósitos son el resultado de una compleja sucesión de eventos que incluyen, según Sillitoe (2010), desde la inyección de un magma oxidado, saturado con fluidos acuosos ricos en metales y azufre. La secuencia de eventos de alteración-mineralización que se genera para estos depósitos es principalmente una consecuencia del enfriamiento progresivo de la roca y los fluidos, de más de 700°C a menos de 250°C, causado por la solidificación de los plutones parentales y la propagación hacia abajo de la transición litostática-hidroestática. Una vez que los magmas se detienen, el líquido hipersalino bifásico de alta temperatura y vapor promueve procesos metasomáticos, generando cambios en la composición, mineralogía y textura de la roca, generando los diferentes tipos de alteración hidrotermal, siendo primeramente responsable de la alteración potásica, su mineralización en profundidad y la alteración argílica avanzada superpuesta temprana, la que luego de enfriarse a menos de 350°C, a un líquido monofásico, de baja a moderada salinidad que causa las alteraciones de sericita-clorita y sericítica, con su respectiva mineralización asociada. Este mismo líquido también causa la mineralización de las zonas periféricas de los sistemas, incluidos los *lithocaps*. El descenso térmico progresivo de los sistemas combinado con la erosión de la paleosuperficie da como resultado la sobreimpresión característica o *telescoping* y la sustitución parcial o total de tipos de alteración-mineralización más antiguos por más jóvenes (Figura 1).

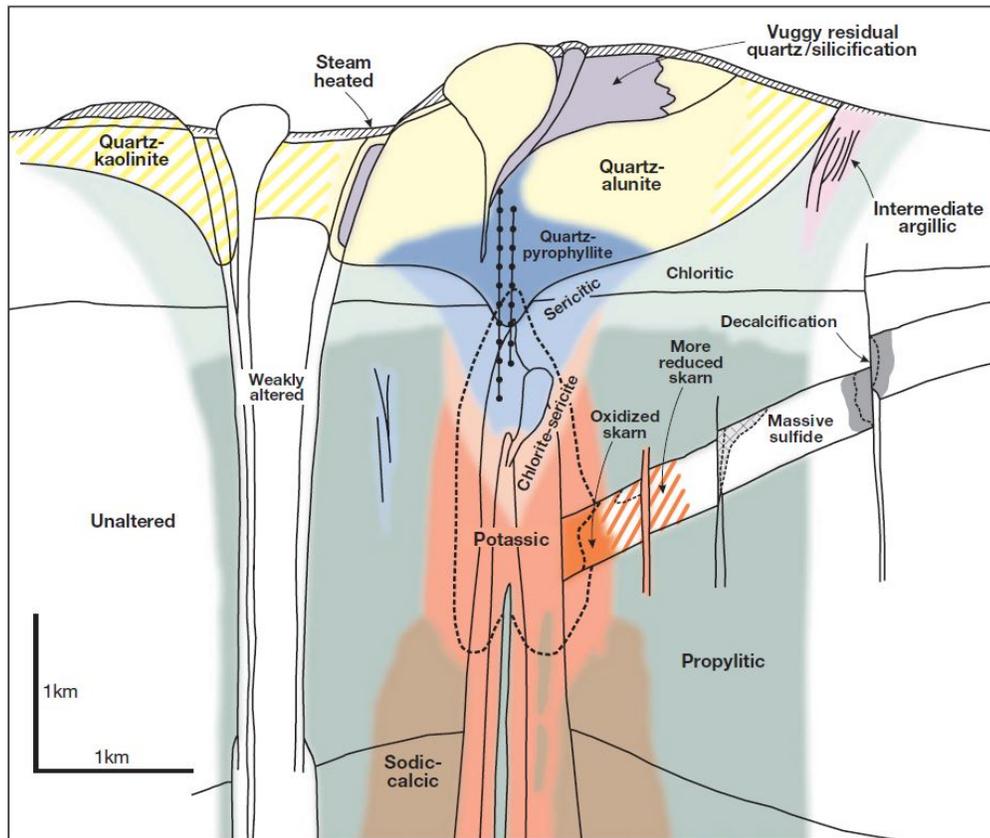


Figura 1: Patrón generalizado de la zonación de alteración para depósitos de pórfido de cobre con *telescoping*. Extraído de Sillitoe (2010).

1.5.2. IOCG

La naturaleza y el origen de los sistemas de IOCG sigue siendo controversial, sin embargo, Barton (2009), tras realizar estudios de campo tanto en Chile como en Norteamérica, logra examinar la variabilidad de estos sistemas, describiendo que los depósitos IOCG de tipo cordillerano son el resultado de un flujo voluminoso de fluidos muy salinos, ricos en metales y pobres en azufre, y que, basado en los datos geológicos, geoquímicos y petrológicos sobre sistemas no metamórficos indican que estos se forman en los 5 km superiores de la corteza debido a la alta salinidad. Algunos autores sostienen que los IOCG presentan una conexión genética con fuentes de fluidos no magmáticos, mientras otros los asocian únicamente con actividad magmática-hidrotermal (Badham, 1978; Sillitoe, 2003; Mark et al., 2004). A diferencia del caso de los sistemas típicos de pórfido de cobre, la concentración de cobre en los sistemas IOCG requiere circunstancias favorables, en particular una fuente independiente de azufre. En la Cordillera, la superposición con secuencias volcánicas y sedimentarias marinas puede ser un factor clave que contribuya a la productividad de cobre-oro (Barton, 2009). La mayoría de los sistemas IOCG cordilleranos se desa-

rollaron como parte de los regímenes tectónicos de margen convergente durante los últimos 200 Ma, generalmente acompañando al magmatismo relacionado con el arco. Las ocurrencias de IOCG en los Andes son predominantemente del Mesozoico tardío y Neógeno y ocurren en cinturones de orógenos paralelos que coinciden con el magmatismo coetáneo (Sillitoe, 2003). Además de óxidos de hierro hipógenos con bajo contenido de titanio (magnetita y/o hematita) y contenidos anómalos, pero no necesariamente económicos, de cobre y oro, los sistemas IOCG cordilleranos también tienen en común geometrías y mineralogías, donde la mayoría de estos depósitos están estrechamente relacionados en centros intrusivos ampliamente coetáneos. Las intrusiones dioríticas son las rocas ígneas asociadas más comunes; sin embargo, las rocas intrusivas asociadas coetáneas varían de gabros a granitos y los depósitos no muestran correlaciones sistemáticas con la alcalinidad magmática o el estado de oxidación (Barton, 2009). El estilo predominante de mineralización IOCG consiste en vetas ricas en hematita, mantos y cuerpos de brechas con cantidades menores de calcopirita, pirita y bornita. La mineralización está relacionada con un ensamblaje hidrotermal con proporciones variables de feldespato potásico, clorita, sericita, epidota, carbonatos, cuarzo, actinolita y escapolita (Tornos et al., 2010).

Barton y Johnson (2004) proponen la existencia de 3 modelos para los depósitos de IOCG, diferenciando estos por su fluido de origen, entre magmático, de cuenca o salmueras superficiales y metamórfico, donde los distintos modelos generan una huella característica (Figura 2). Una hipótesis magmático-hidrotermal infiere una asociación con ciertos tipos de magmas, donde deben estar presentes las rocas ígneas clave. Es necesario encontrarse en entornos tectónicos particulares como arcos continentales, arcos posteriores o entornos anorogénicos. Por otro lado, entre los centros intrusivos, la distribución de la alteración hidrotermal y la mineralización debe haber una relación espacial cercana y deben relacionarse mediante patrones predecibles. Para este tipo de depósito se propone que las vetas de cuarzo de alta temperatura deberían ser relativamente comunes, los óxidos de Fe subordinados y la alteración sódica o sódica-cálcica relativamente limitada. Si los fluidos magmáticos son excepcionalmente pobres en azufre, se requerirá una fuente externa para nuclear sulfuros y metales. De manera análoga, si el depósito se asocia con el modelo de salmueras superficiales, el cual cuenta con una componente magmática - hidrotermal y otra de salmueras externas, se esperaría hallar características diferentes, ya que para los fluidos con componente superficial o de la cuenca, la ruta de calentamiento es una parte integral del sistema, por lo cual se encontrará una voluminosa alteración de tipo sódica o sódica-cálcica. Para este modelo, el rol de los cuerpos ígneos generalmente se asocia como fuente de calor y generador de muchos de los solutos, lo que promueve firmas magmáticas. Los controles tectónicos y composicionales son relativamente poco importantes para el modelo, mientras que los controles paleogeográficos a gran escala favorecen las salmueras externas, por lo que serían críticos. El modelo metamórfico y de colapso orogénico

tiene sus propias características distintivas. Debido a que ninguna de las dos requiere una ruta de calentamiento, las alteraciones sódica o sódica-cálcica no presentan un volumen importante. Estos sistemas pueden tener una mayor extensión lateral y vertical, pero se expandirían térmicamente debido a la falta de grandes gradientes de temperatura desarrollados cerca de los centros magmáticos.

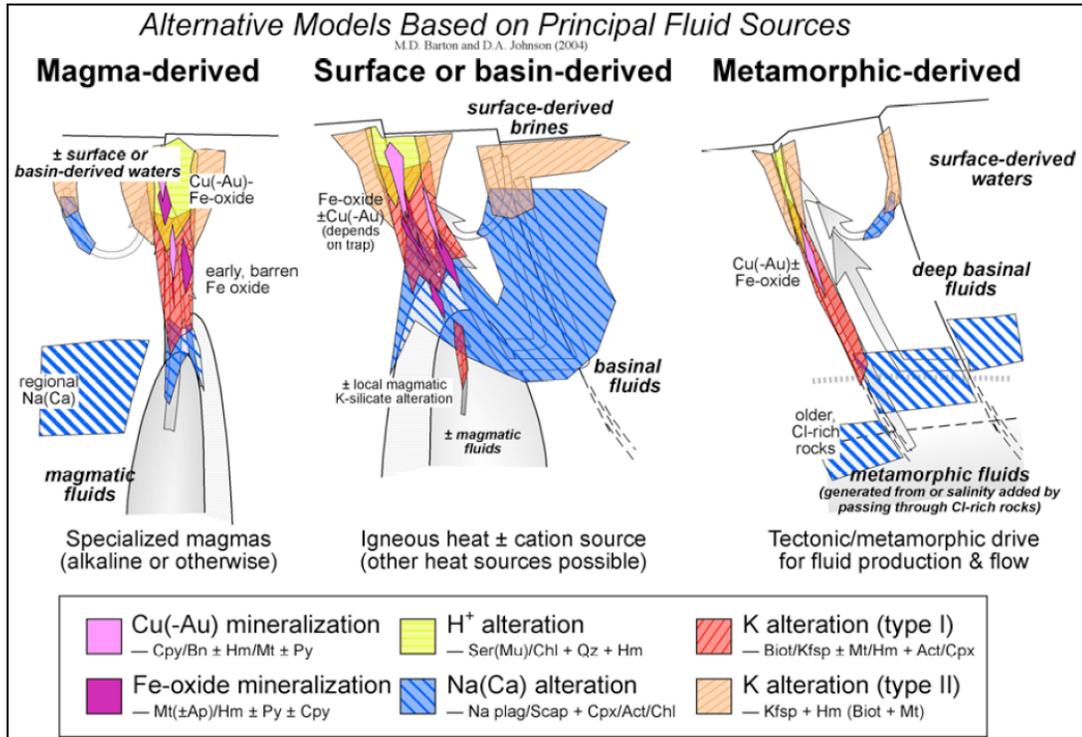


Figura 2: Modelos de depósitos IOCG, incluyendo sus características de alteración hidrotermal y la trayectoria de los fluidos que participan en cada modelo. Extraído de Barton y Johnson (2004).

1.5.3. Química mineral de pirita y discriminación de su origen

La pirita es un sulfuro capaz de incorporar una amplia variedad de elementos trazas a menores, en cantidades bajo ppm hasta niveles de porcentaje en peso durante la formación, ya sea por sustitución en la red cristalina o mediante la inclusión de nano a micropartículas de otros minerales (Reich et al., 2005; Large et al., 2009; Deditius et al., 2011; Mathieu, 2019). El Co, Ni, As y Se normalmente sustituyen al hierro y/o azufre en la red cristalina, aunque el As también puede ser deportado como nanopartículas de arsenopirita, especialmente a altas concentraciones (sobre 5% en peso). Cu, Zn, Au, Te, Ag, Pb y Bi pueden también reemplazar en la estructura cristalina de la pirita, pero más comúnmente están presentes como nanopartículas discretas o microinclusiones de

Cu-Pb-Ag, sulfuros o sulfosales, Au nativo (electrum) y telururos de Au-Ag / Bi / Pb, especialmente en zonas de fractura de cristales de pirita (Steadman et al., 2021). Para entornos de temperaturas correspondientes a epitermales o VHMS, el Tl, W, Mn, V, y Hg sustituyen parte de la red cristalina (Deditius y Reich, 2016). En cuanto a la pirita de ambientes hidrotermales de alta temperatura, como pórfidos de cobre e IOCG, esta contiene mayores cantidades de Co, Ni, Te y Se y menores cantidades de Tl, Mn, Sb y Hg que la pirita formada en temperaturas más bajas (Keith et al., 2018). Esto se produce ya que las temperaturas de fluido más altas facilitan mayores tasas de difusión y crecimiento mineral más lento, lo que conlleva a una estructura cristalina más ordenada, donde se genera la expulsión de elementos con grandes radios iónicos. El proceso inverso ocurre para los sistemas de menor temperatura, donde, al presentar menores tasas de difusión, la estructura es más desordenada, lo que permite alojar elementos de gran radio iónico, además es capaz de incorporar una mayor cantidad de oligoelementos e inclusiones (Román et al., 2019). Maslennikov et al. (2009), establece distintos grupos de elementos que son incorporados en la pirita para diferentes rangos de temperatura.

Grupo de alta temperatura (> 300°C): Co, Ni, Cu, Se, Te y Bi.

Grupo de temperatura media (200–300°C): Zn, As, Sb y Sn.

Grupo de baja temperatura (150–200°C): Pb, Sb, Ag, Bi, Au, Tl y Mn.

Grupo de agua de mar o diagenético: U, V, Mo y Ni.

Steadman et al. (2021) menciona que además de la temperatura, existen otros factores que influyen en la absorción o exclusión de oligoelementos en la pirita, los que incluyen el pH, salinidad, fugacidad de oxígeno, fugacidad de azufre y el estado redox de los fluidos. Por ejemplo, altos niveles de Co en piritas hidrotermales se consideran como evidencia indirecta de la participación de salmueras en algunos casos. Las condiciones de pH-Eh bajo también inhiben la captación de ciertos elementos al tiempo que promueve la adición de otros, por ejemplo, en un ambiente hidrotermal de moderado a fuertemente ácido, como es el caso de los sistemas epitermales de alta sulfuración o VHMS, el Co y Ni se encuentran comúnmente en bajas concentraciones, generalmente bajo los límites de detección, por el contrario, se encuentran altas concentraciones de Tl y Mn (100 a 1000 ppm). Sin embargo, la concentración de oligoelementos puede variar dentro de la pirita después de la cristalización del grano, comúnmente por reacciones de disolución-reprecipitación, donde el reprecipitado se genera por un segundo fluido de un evento posterior.

1.6. Marco Geológico

1.6.1. Marco Geotectónico

Respecto a la localización paleogeográfica del proyecto, este se encuentra en el terreno denominado Antofalla (Figura 3, a), específicamente en el límite sur de Puna, caracterizado por el *flat slab* de este territorio hace 12-18 Ma (Figura 3, b).

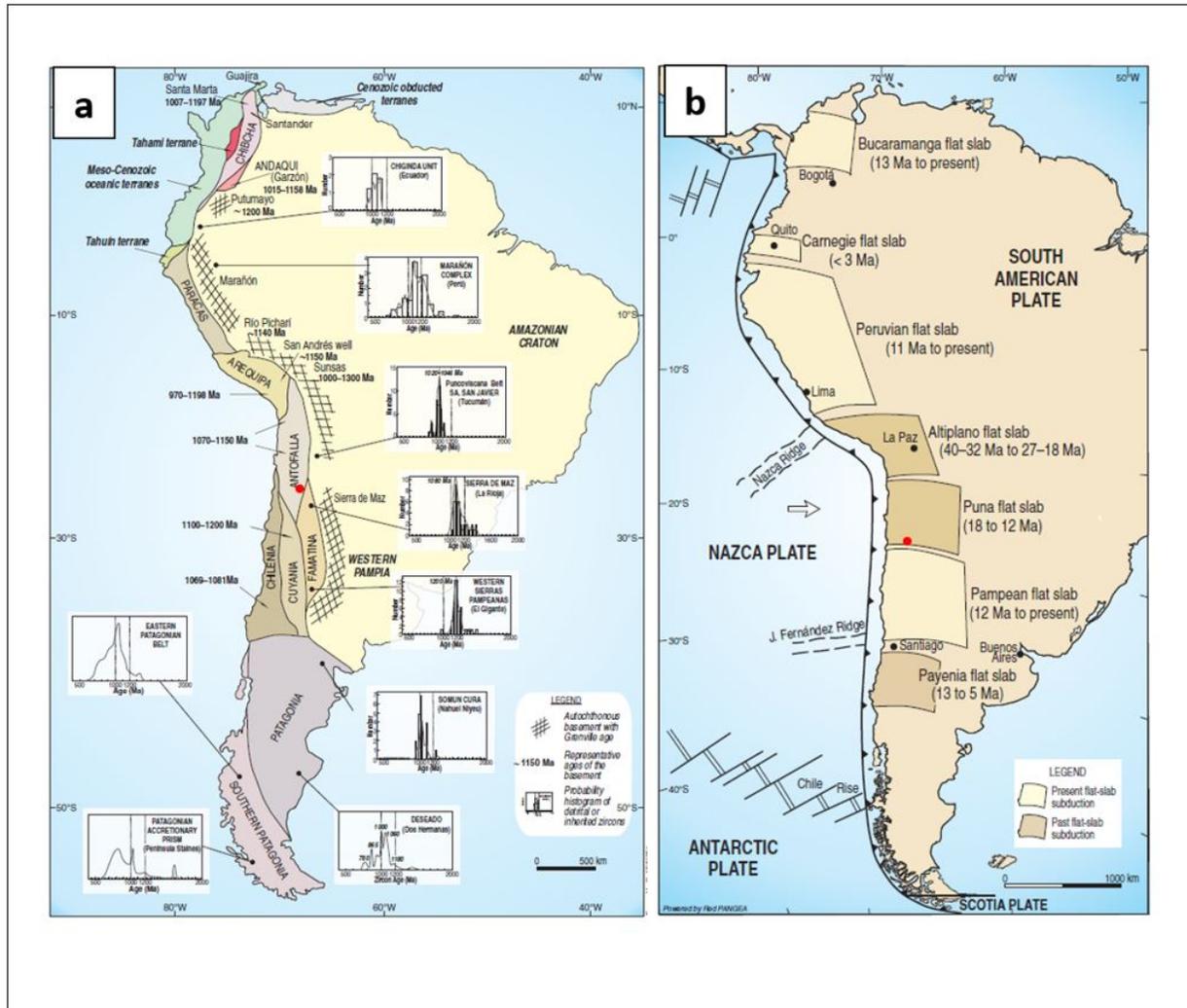


Figura 3: a) Distribución espacial de terrenos acrecionados a Gondwana, la zona de estudio en rojo. b) distribución de zonas de flat slab durante distintos periodos, la zona de estudio en color rojo. Extraído de Ramos (2009).

Antofalla corresponde a uno de los fragmentos acrecionados a Gondwana, formados por la ruptura neoproterozoica del supercontinente Rodinia (Ramos, 2009). Existen diversos eventos orogénicos paleozoicos asociados a la acreción de estos terrenos, y el sector de puna ha presentado 3 orogénias asociadas (Heredia et al., 2018). La primera de ellas es la orogenia Pampeana, asociada a

un periodo Neoproterozoico – Paleozoico, específicamente Edicárico – Cámbrico. Esta orogenia se genera por la colisión del fragmento continental de Antofalla con el borde occidental del continente de Gondwana, generando la estructura del Complejo Puncoviscana (Heredia et al., 2018). Entre el Ordovícico medio y el Devónico tardío ocurre una segunda orogenia, denominada como Orogenia Ocloyica, relacionada principalmente a una nueva zona de subducción en el nuevo margen occidental de Gondwana y que genera la formación de un arco magmático asociado, denominado Arco de la Puna Oriental (Heredia et al., 2018). La tercera orogenia ocurre entre el periodo Carbonífero, específicamente Viseense (Heredia et al., 2016) y Pérmico medio y está relacionada con la subducción desarrollada bajo el margen de Gondwana (Hervé, 1988; Rebolledo y Charrier, 1994), donde esta subducción corresponde a una reactivación de la subducción Ocloyica y se asocia a una exhumación generalizada del prisma acrecionario basal (Heredia et al., 2018).

Entre el Pérmico medio y el Triásico, Pangea presenta una deriva continental detenida (Charrier et al., 2015), lo cual produce bajas velocidades de subducción, que desde el Triásico desencadenan una configuración de rollback, generando una subducción de tipo Marianas (Uyeda y Kanamori, 1979) y un régimen extensional de rupturas y ocurrencias magmáticas asociadas (del Rey et al., 2016). La hipótesis más generalizada sobre magmatismo Triásico (Coloma et al., 2017) es un cese de la subducción y un carácter magmático atribuido a grietas continentales (Charrier et al., 2007), con una paleogeografía descrita como un sistema de cuencas de rift en echelón con orientaciones NO-SE (Charrier et al., 1979; Ramos y Kay, 1991) (Figura 4).

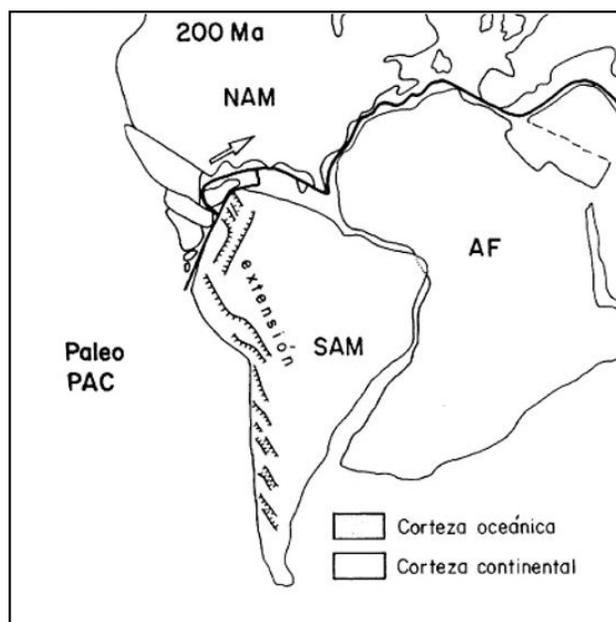


Figura 4: Distribución de las cuencas de rift a lo largo del margen pacífico de Gondwana durante el Triásico superior. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).

El sector de interés se encuentra inmerso en el principal depocentro del Triásico superior en el norte de Chile (Figura 5), asociado al denominado Rift de Sierra Exploradora (Cornejo y Mpodozis, 1996).

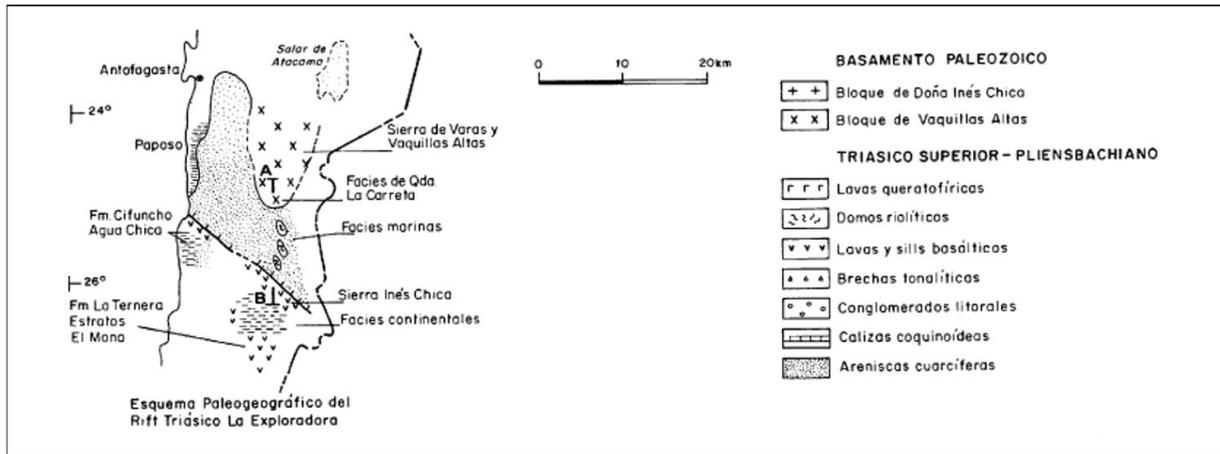


Figura 5: Perfil paleogeográfico norte-sur del rift Triásico superior de Exploradora, se observa la distribución de facies marinas triásicas en la actual región de Antofagasta. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).

Desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano, tras la ruptura de Gondwana y el estiramiento cortical progresivo, se genera una configuración similar a un margen convergente de tipo oceánico-oceánico (Oliveros et al., 2018), con características como un bajo relieve, parcialmente submarino, un arco volcánico denominado La Negra (Cornejo y Mpodozis, 2009) y una cuenca marina de trasarco (Rossel et al., 2013). Es así como desde el Jurásico se inicia una zona de fallas extensionales sinplutónicas, en ambiente dúctil. Respecto a la zona de estudio, durante este periodo, el dispositivo paleogeográfico estuvo denominado por la presencia de la cuenca de tras o intra arco denominada cuenca de Tarapacá, donde se generó el sistema estructural del borde oriental de la cuenca, el que aún se preserva como las fallas normales precursoras del sistema de fallas Sierra Castillo-Gran Llano (Cornejo y Mpodozis, 1996).

En la cuenca Tarapacá se depositaron las formaciones Asientos (Harrington, 1961), debido al paleoambiente marino, y Candeleros (Naranjo y Puig, 1984), esta última, de tipo volcánica, la cual es producto del volcanismo generado por el arco La Negra (Cornejo y Mpodozis, 2009). Durante el Cretácico temprano, el arco magmático se desplazó hacia el este, hacia la cuenca de trasarco, en el actual Valle Longitudinal (Scheuber et al., 1994). Además, entre el Cretácico inferior y medio, las fallas extensionales generadas desde el Jurásico dieron paso a una zona de transcurrancia sinistral inicialmente dúctil y posteriormente frágil (González, 1996; Dallmeyer et al., 1996; Grocott y Wilson, 1996). A fines del Cretácico, la rápida apertura del Océano Atlántico producto de la ruptura de la placa Farallón, cambió el escenario tectónico (Seton et al., 2012; Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987), donde la placa Sudamericana comenzó a desplazarse hacia la placa de Nazca ubica-

da hacia el oeste a altas tasas de convergencia, cambiando la configuración tectónica a un régimen compresivo (Seton et al., 2012) que se mantiene hasta la actualidad y que genera el desplazamiento del arco magmático hacia la actual cordillera occidental (Amilibia et al., 2008) permitiendo la génesis de la Orogenia Andina (Scheuber et al., 1994; Coira et al., 1982). Durante este periodo, en la Región estudiada, provocado por la cinética compresiva, ocurre la inversión tectónica de la cuenca Tarapacá. Además, las secuencias depositadas durante el Triásico-Cretácico inferior fueron afectadas por un periodo de intensa deformación, que originó el sistema estructural denominado como Faja Plegada y Corrida de Exploradora (FPCE), que es una angosta faja de cabalgamientos con vergencia hacia el este y se encuentra limitada hacia el oriente por la Falla Don Alejo y hacia el occidente por la Falla Gran Llano (Cornejo y Mpodozis, 1996). Al este de la Falla Don Alejo se genera una deformación de pliegues despegados y hacia el oeste de la Falla Gran Llano deformación en trenes de pliegues abiertos con ejes NNE. Posteriormente, durante el Paleógeno, varias unidades de la zona de estudio sufrieron deformaciones tanto dúctiles como frágiles debido al régimen compresivo, principalmente secuencias volcánicas paleógenas (Cornejo y Mpodozis, 1996).

Actualmente, la zona de estudio se encuentra al oeste de la zona volcánica activa de los Andes Centrales (CVZ; Figura 6), donde la tasa de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana es de 68 mm/año (Métois et al., 2016).



Figura 6: Distribución geográfica de las zonas volcánicas de Sudamérica. En rojo la zona de estudio, ubicada al sur de la Zona Volcánica Central. Extraído de Ramos (2009).

El estilo de subducción que se encuentra en la zona de estudio es de tipo chilena (Uyeda y Kanamori, 1979) y el ángulo de subducción es definido por la zona de Wadati-Benioff en 25° (Cahill y Isacks, 1992). En esta región austral del Desierto de Atacama, la geología está dominada por dos sistemas de fallas regionales, que son el Sistema de Fallas de Atacama en la Cordillera de la Costa y el Sistema de Fallas de Domeyko (Maksaev, 1990), que atraviesa longitudinalmente a lo largo de la Cordillera del mismo nombre (Cornejo y Mpodozis, 1996).

Las unidades morfoestructurales presentes en la zona de estudio son, de oeste a este, cordillera de la costa, valle longitudinal, precordillera, arco magmático, altiplano, cordillera frontal y Sierras Subandinas (Figura 7; Amilibia et al. (2008)).

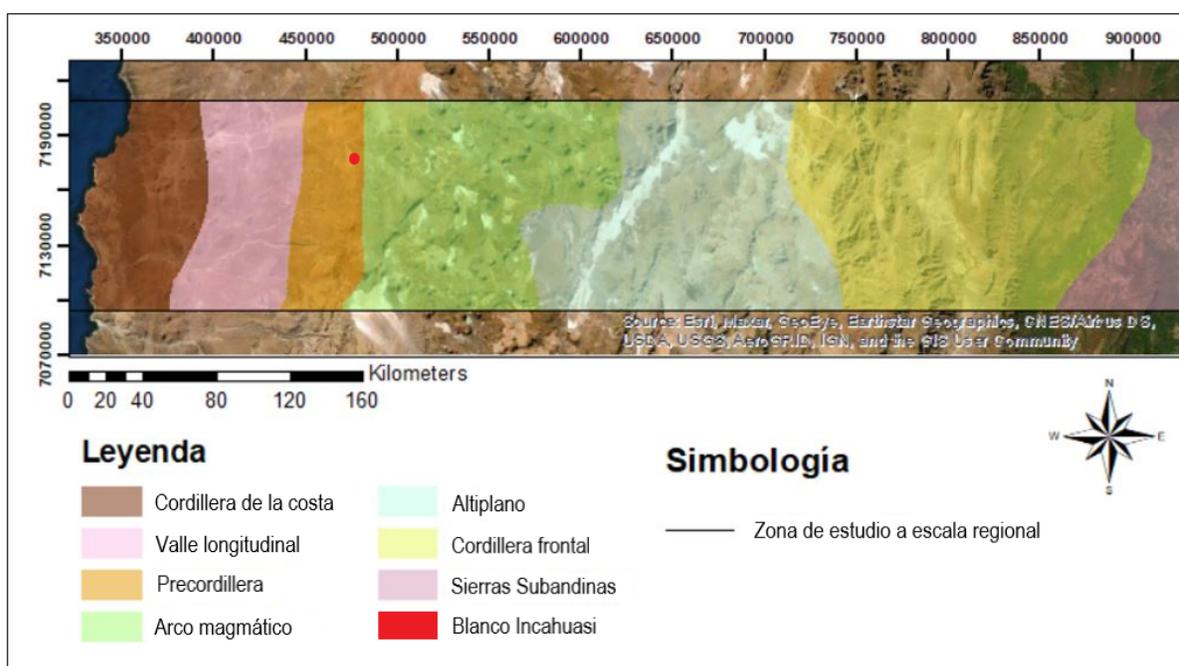


Figura 7: Unidades morfoestructurales de la zona de estudio. Base geomorfológica extraída de Amilibia et al. (2008). La zona de estudio, en color rojo, se encuentra en el sector más oriental de la precordillera de Domeyko.

1.6.2. Geología Regional

El área de estudio, definida entre los 25°30' -25°35' S y los 69°15' -69°30' E, exhibe rocas estratificadas de edades entre el Jurásico superior y el Mioceno. También afloran rocas intrusivas, que abarcan edades desde inicios del Paleoceno hasta mediados del Eoceno y finalmente se encuentran unidades no consolidadas, de edades entre finales del Mioceno hasta el Holoceno. La distribución espacial de la totalidad de unidades y formaciones geológicas se observa en la figura 8.

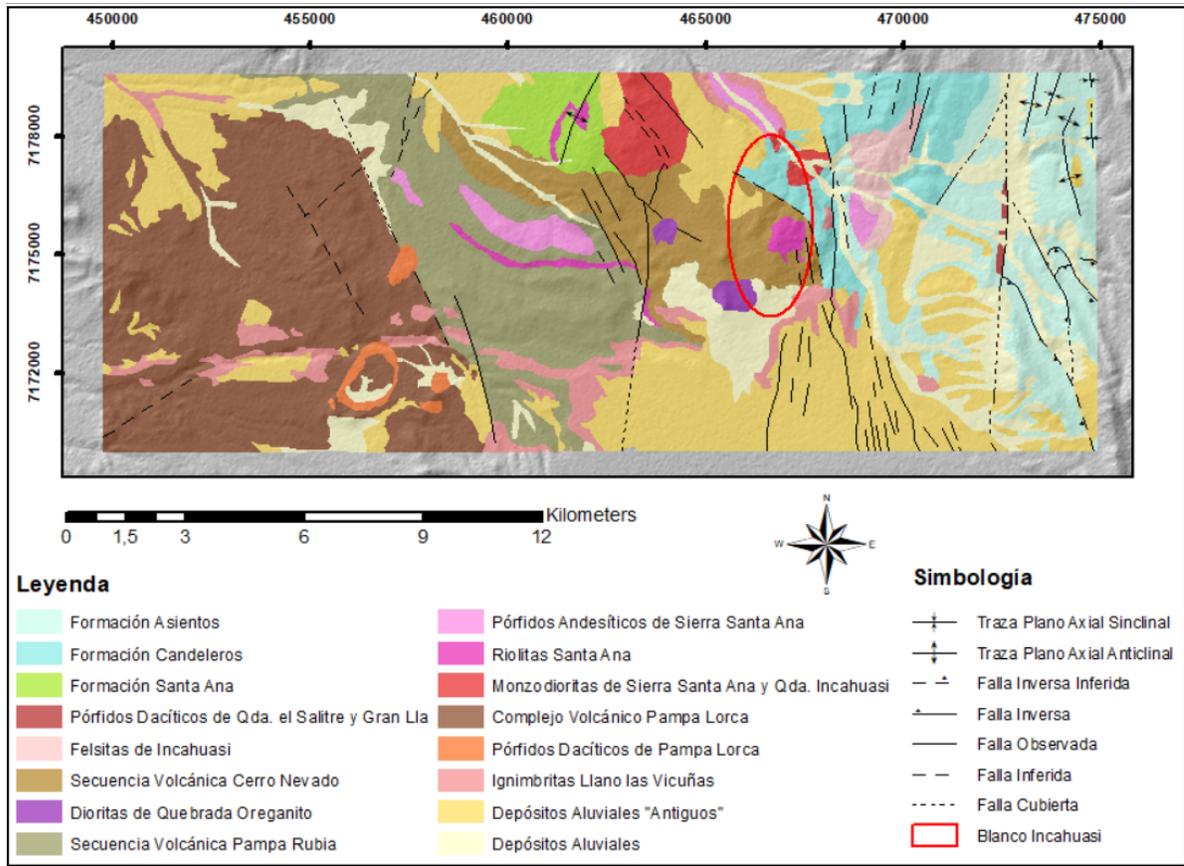


Figura 8: Mapa geológico de la zona de estudio, entre 25°30'-2535' S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).

1.6.2.1 Unidades Estratificadas

Las unidades estratificadas se distribuyen principalmente en el sector occidental como cuerpos elongados con orientación NO-SE y hacia el oriente con orientaciones NE-SO (Figura 9). La temporalidad de estos cuerpos a grandes rasgos es ascendente hacia el SO del mapa.

Formación Asientos (Bajociano-Oxfordiano)

Esta formación de tipo sedimentaria carbonatada es definida por Harrington (1961) y modificada por Müller y Perelló (1982), aflora en el sector oriental de la zona de estudio, entre las quebradas Incahuasi y Puntaguda. Se dispone concordantemente sobre la Formación Montandón y consiste en una secuencia estratificada de 400 a 600 m de espesor, formada principalmente por calizas fosilíferas, areniscas y lutitas calcáreas. Cerca del techo, presenta niveles macizos evaporíticos compuestos por anhidrita, los cuales se encuentran plegados de manera disarmónica. La edad de la Formación Asientos es determinada por el estudio de la abundante fauna e invertebrados, donde se determina

una edad Bajociano-Oxfordiano (Naranjo y Puig, 1984). El ambiente de depositación asociado a la Formación Asientos va desde una sedimentación marina de plataforma, reflejada en calcarenitas macizas y calcarenitas laminadas, a una depositación en una cuenca cerrada o con conexión marina restringida, representada por los niveles evaporíticos (Ardill et al., 1998).

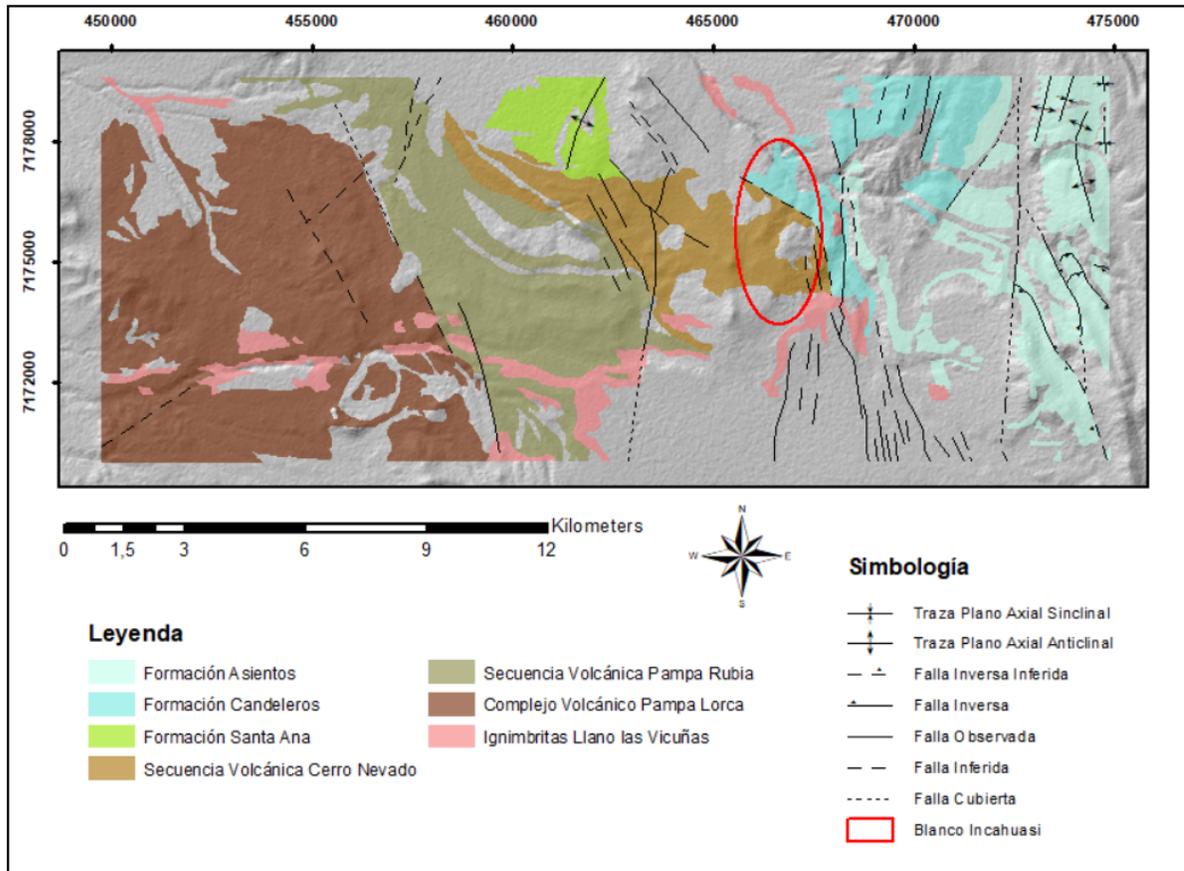


Figura 9: Mapa geológico de las unidades estratificadas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35'S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).

Formación Candeleros (Jurásico superior)

La Formación Candeleros, definida por Naranjo y Puig (1984) y modificada por Cornejo y Mpodosis (1996) es principalmente de tipo volcánica efusiva continental y marina y aflora en el sector oriental de la zona de estudio, hacia el NE de la quebrada Santa Ana. Sobreyace a la Formación Asientos mediante una discordancia angular y subyace de manera concordante con la Formación Santa Ana. La Formación Candeleros es conformada por 600 m de espesor, constituidos por lavas andesíticas basálticas porfídicas, amigdaloidales, con estructuras de almohadilla y brechas volcanoclásticas con niveles de cherts cerca de su base, presenta intercalaciones locales de areniscas y calcilitas recristalizadas, en parte fosilíferas. La edad de la formación es determinada mediante niveles calcáreos con presencia de fósiles de invertebrados que arrojan edades Bajociano-

Kimmeridgiano (Naranjo y Puig, 1984). La Formación Candeleros se deposita bajo un ambiente predominantemente marino con importante actividad volcánica, en parte subacuática.

Las formaciones Asientos y Candeleros se depositan en un contexto geotectónico de subsidencia de alto ángulo, en la que se genera un ambiente extensional que conforma la cuenca Tarapacá, donde se depositan las secuencias sedimentarias de la Formación Asientos y posteriormente las rocas volcánicas de la Formación Sierra Candeleros, estas últimas generadas mediante la actividad del arco volcánico La Negra (Figura 10).

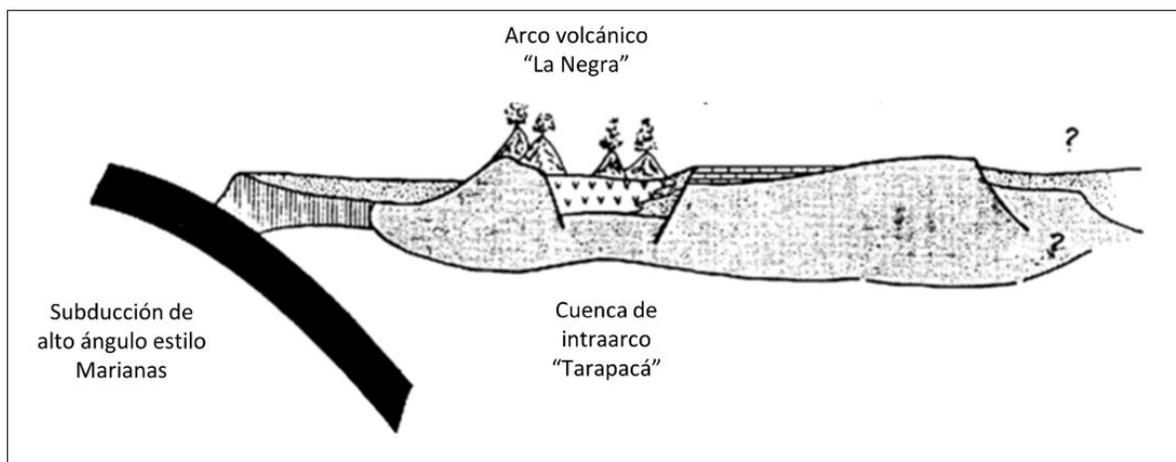


Figura 10: Configuración tectónica en la cual se depositaron las formaciones Asientos, Candeleros y Santa Ana. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).

Formación Santa Ana (Jurásico superior – Cretácico inferior)

La Formación Santa Ana, definida por Naranjo y Puig (1984) y modificada por Cornejo y Mpodozis (1996), aflora hacia el norte del sector, entre las quebradas Santa Ana e Incahuasi, es de tipo sedimentaria transicional, de marina a continental. Sobreyace de manera concordante a la Formación Candeleros y subyace la secuencia volcánica Cerro Nevado mediante una discordancia angular. La Formación Santa Ana se compone por más de 1.000 m de espesor, divididos en dos niveles, donde el nivel inferior es conformado por una alternancia de areniscas líticas y arcósicas, bien estratificadas y algunas finamente laminadas, con ondulitas e intercalaciones de lutitas rojas alternadas con calcarenitas fosilíferas finamente estratificadas. El nivel superior se compone por una alternancia de areniscas rojas, volcarenitas verdes, conglomerados rojos, calizas margosas laminadas, calci-ruditas rojas e intercalaciones menores de lutitas, conglomerados y brechas de color rojo con intercalaciones de limolitas, que presentan ondulitas, trazas de anélidos y marcas de gotas de lluvia. En el miembro inferior marino de la Formación Santa Ana, se hallan fósiles de invertebrados marinos, quienes arrojan una posible edad Kimmeridgiana-Neocomiana (Naranjo y Puig, 1984; Reyes y Pérez, 1985). La Formación Santa Ana se deposita en un ambiente transicional, en

el cual el nivel inferior es depositado en un ambiente marino, mientras el nivel superior es de tipo continental. La configuración tectónica en la cual se deposita la Formación Santa Ana es la misma que para las formaciones Asientos y Candeleros, pero la Formación Santa Ana está asociada a los últimos eventos regresivos asociados al relleno de la cuenca Tarapacá.

Secuencia volcánica Cerro Nevado (Paleoceno, 64-61 Ma)

La secuencia volcánica Cerro Nevado es definida por Cornejo y Mpodozis (1996), aflora en el sector central de la zona de estudio, entre las quebradas Santa Ana e Incahuasi, y es una secuencia volcánica de 500 a 700 m de espesor. Sobreyace la Formación Santa Ana mediante una discordancia angular y subyace en leve discordancia a la secuencia volcánica Pampa Rubia. La secuencia volcánica Cerro Nevado se compone en su mayor parte por andesitas basálticas y daciandesitas, localmente se hallan intercalaciones de brechas dacíticas de bloques y volcarenitas rojas. Su edad es determinada según Cornejo y Mpodozis (2009) mediante los métodos de datación Ar-Ar ($63,7 \pm 0,6$ Ma) y K-Ar ($55,8-56,3$ Ma).

Secuencia Volcánica Pampa Rubia (Eoceno)

Secuencia definida por Cornejo y Mpodozis (1996), aflora en el sector central de la zona de estudio, cercano a la quebrada Santa Ana, sobreyace en leve discordancia angular a la secuencia volcánica Cerro Nevado y subyace de la misma manera a las rocas del complejo volcánico Pampa Lorca (Harris, 2007). La secuencia volcánica Pampa Rubia se compone mayoritariamente por lavas andesíticas, andesitas basálticas, dacitas y traquidacitas. Además, se encuentran domos riolíticos y niveles basales de ignimbritas, compuestas por tobas de lapilli. Los métodos de datación determinados según Cornejo y Mpodozis (2009) para esta unidad son K-Ar de roca total ($57-52$ Ma), K-Ar en biotita ($52,6 \pm 1,9$ Ma), Ar-Ar en plagioclasa ($53,5 \pm 0,7$ Ma), K-Ar en plagioclasa (57 ± 3 y $54,7 \pm 2,6$ Ma).

Complejo Volcánico Pampa Lorca (44-46Ma)

Definido por Cornejo y Mpodozis (1996), aflora en el sector más occidental de la zona de estudio, al SO de la quebrada Santa Ana, sobreyace en leve discordancia angular las rocas de la secuencia volcánica Pampa Rubia (Harris, 2007). Está compuesto por 400 m de espesor, que se dividen en dos niveles, el inferior, de brechas andesíticas intercaladas con conglomerados volcánicos (Harris, 2007), y el nivel superior, se conforma por coladas de andesitas y andesitas basálticas. La unidad es datada por Cornejo y Mpodozis (2009) mediante K-Ar en plagioclasa ($43,5 \pm 3,4$ Ma), en roca total ($44,6 \pm 1,5$ Ma) y Ar-Ar en plagioclasa ($46,3 \pm 1,1$, $45,8 \pm 0,6$ y $45,2 \pm 0,6$ Ma).

Las unidades geológicas Secuencia Volcánica Cerro Nevado, Secuencia Volcánica Pampa Rubia y Complejo Volcánico Pampa Lorca son de origen volcánico efusivo continental, y son conformadas bajo la configuración tectónica compresional generada desde el Cretácico superior.

Ignimbritas Llano las Vicuñas (Mioceno, 19-17Ma)

Unidad definida por Cornejo y Mpodozis (1996), aflora en varios sectores de la zona de estudio donde sobreyace en discordancia angular al Complejo Volcánico Pampa Lorca. La unidad Ignimbritas Llano las Vicuñas se compone por una unidad de flujo de hasta 30 m de espesor conformada por tobas dacíticas de alto potasio, incluyen bandas de color negro y fiammes alternadas con bandas vítreas de color rosado. Edades obtenidas de acuerdo con Cornejo y Mpodozis (2009) en muestras del vitrófiro basal de la Ignimbrita Llano Las Vicuñas mediante K-Ar en plagioclasa reflejan edades de $17,7\pm 1,5$ Ma y $17,3\pm 0,9$ Ma. Mediante K-Ar de roca total arroja $18,2\pm 0,9$ Ma. Valores similares se han obtenido en los afloramientos más orientales de esta ignimbrita ($18,5\pm 0,9$ y $17,0\pm 1,8$ Ma, matriz; $18,8\pm 0,8$ Ma, vitrófiro basal).

1.6.2.2 Unidades intrusivas

Las unidades intrusivas se encuentran principalmente en la zona centro-este del mapa (Figura 11), presentan elongaciones y geometrías variables y algunas se encuentran asociadas con las distintas fallas del sector.

Pórfidos Dacíticos de Quebrada del Salitre y Gran Llano (Cretácico superior, 67-61 Ma)

Unidad conformada por un grupo de stocks de entre 1 y 2 km² y filones manto de varios kilómetros de extensión y algunas decenas de metros de ancho, se observa un afloramiento correspondiente a esta unidad en el sector oriental de la zona de estudio, entre las quebradas Incaguasi y La Pirca y tienen en su mayoría una composición dacítica y textura marcadamente porfídica. Los cuerpos son datados por Cornejo y Mpodozis (2009), mediante K-Ar en anfíbola y K-Ar en roca total (67 ± 3 Ma, 62 ± 5 Ma, 61 ± 4 Ma y 61 ± 2 Ma).

Felsitas de Incaguasi (55 Ma)

Corresponden a un grupo de intrusivos de composición ácida, se observa un afloramiento asociado a Felsitas de Incaguasi en el sector occidental de la zona de estudio, al norte de la quebrada

Incahuasi, que se asocia con extensos parches de alteración hidrotermal argílica. Los cuerpos fueron datados mediante K-Ar de roca total, obteniendo un valor mínimo de $55,1 \pm 1,8$ Ma (Cornejo y Mpodozis, 2009).

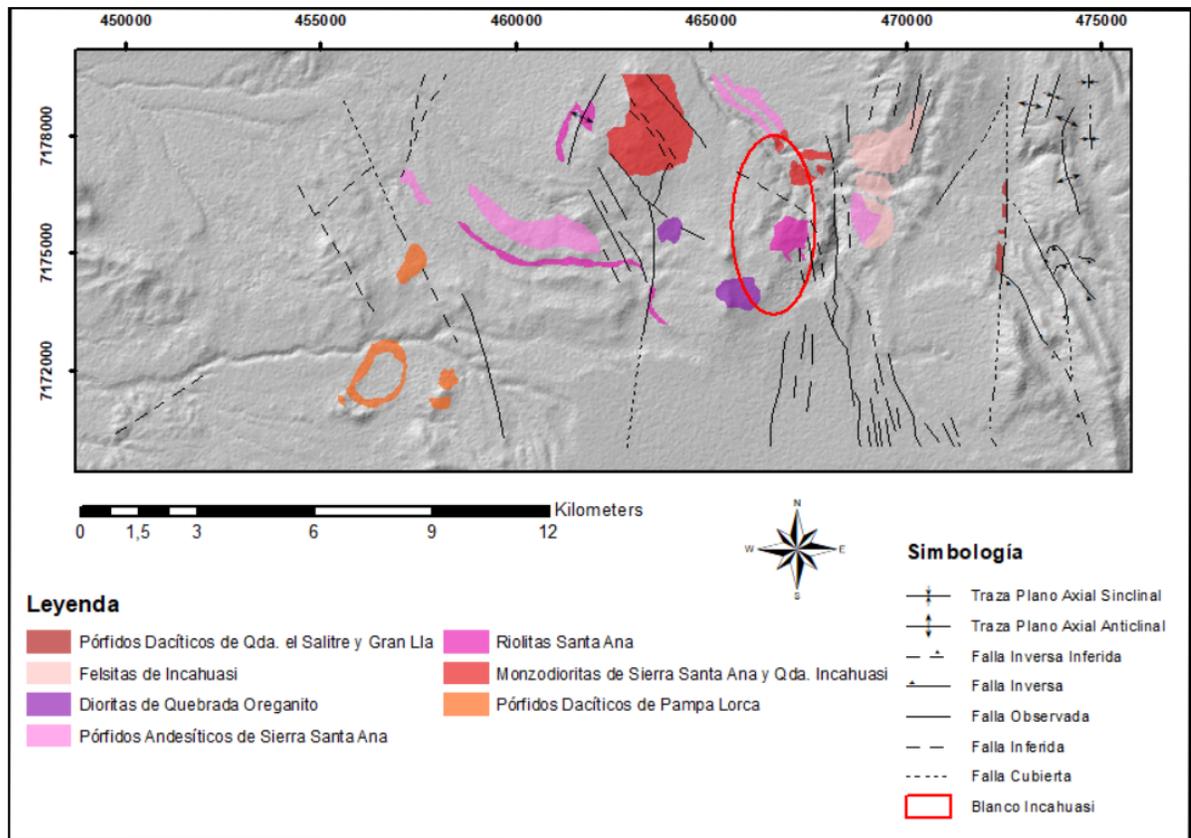


Figura 11: Mapa geológico de las unidades intrusivas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35'S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).

Monzodioritas de Sierra Santa Ana y Quebrada Incaguasi (46 Ma)

Consisten en varios cuerpos de entre 1 y 5 km², se observan tres afloramientos de esta unidad en el sector norte, entre las quebradas Santa Ana e Incahuasi e intruyen a las formaciones Santa Ana, Candeleros, Secuencia Volcánica Cerro Nevado y Secuencia Volcánica Pampa Rubia. Estos cuerpos están formados por rocas microgranulares de color gris verdoso y presentan una zona de alteración hidrotermal con venillas de cuarzo y feldespato potásico. La edad fue determinada mediante K-Ar de roca total ($46,4 \pm 1,6$ Ma) (Cornejo y Mpodozis, 2009).

Dioritas de Quebrada Oreganito (Eoceno, 48-45 Ma)

Corresponde a un conjunto de pequeños stocks de entre 0,5 a 2 km² que constituyen una franja de afloramientos de dirección norte-sur. En el área existen dos afloramientos ubicados en el sector

central, entre las quebradas Santa Ana e Incahuasi. Esta unidad intruye lavas andesíticas de la Secuencia Volcánica Cerro Nevado y calizas jurásicas y es conformada por rocas microcristalinas de color oscuro y generalmente de textura porfídica. Respecto a su edad, se registran dos edades K-Ar en plagioclasa con valores de $47,8 \pm 3,1$ y $45,3 \pm 6,6$ Ma (Cornejo y Mpodozis, 1996), a mediados del Eoceno.

Pórfidos Dacíticos de Pampa Lorca

Consisten en dos pequeños cuerpos, de $0,5 \text{ km}^2$ emplazados en las lavas de la Secuencia Volcánica Pampa Lorca, en el área se observan 5 afloramientos, en el sector occidental, al SO de la quebrada Santa Ana. La unidad se conforma por rocas porfídicas de color gris claro que comúnmente exhiben zonas con 'stockworks' de vetillas finas de cuarzo y asociación de alteración fílica. Respecto a su edad, se obtuvo una datación K-Ar en biotitas de $45,3 \pm 1,1$ Ma, que es muy cercana a la edad de extrusión de las lavas del Complejo Volcánico Pampa Lorca (ca. 46 Ma), que hospeda a estos pórfidos (Cornejo y Mpodozis, 2009).

Riolitas de Santa Ana

Consisten en un conjunto de pórfidos riolíticos y riolitas afaníticas, se observan dos afloramientos correspondientes a esta unidad, en el sector central y superior del mapa, entre las quebradas Santa Ana e Incahuasi. La unidad se compone por filones manto y diques de varios kilómetros de extensión y algunos cuellos de rocas afaníticas de color blanco amarillento. Intruyen a areniscas calcáreas de la Formación Santa Ana y se emplazan también en las secuencias volcánicas superiores de Cerro Nevado y Pampa Rubia. Respecto a su edad, no se cuenta con datos geocronológicos, pero sus relaciones de intrusión permiten asignarles una edad máxima de mediados del Eoceno.

Pórfidos Andesíticos de Sierra Santa Ana

Corresponden a un conjunto de intrusivos tabulares macizos, emplazados como extensos diques y filones manto de hasta 4 km de largo. Se observan cuatro afloramientos de esta unidad a lo largo de la zona de estudio, en variadas ubicaciones, todos al NE de la quebrada Corcovado. Intruyen en rocas de la Secuencia Volcánica Pampa Rubia y en lavas jurásicas de la Formación Candeleros. Son rocas de color verde grisáceo, de grano medio. Respecto a su edad, no se cuenta con antecedentes de dataciones, pero su edad mínima es de principios del Eoceno, ya que es la edad de la unidad más joven a la que intruye.

1.6.2.3 Unidades no consolidadas

Las unidades no consolidadas cubren parte importante del paisaje y presentan una distribución principalmente acotada a cuencas, quebradas y paleocanales (Figura 12).

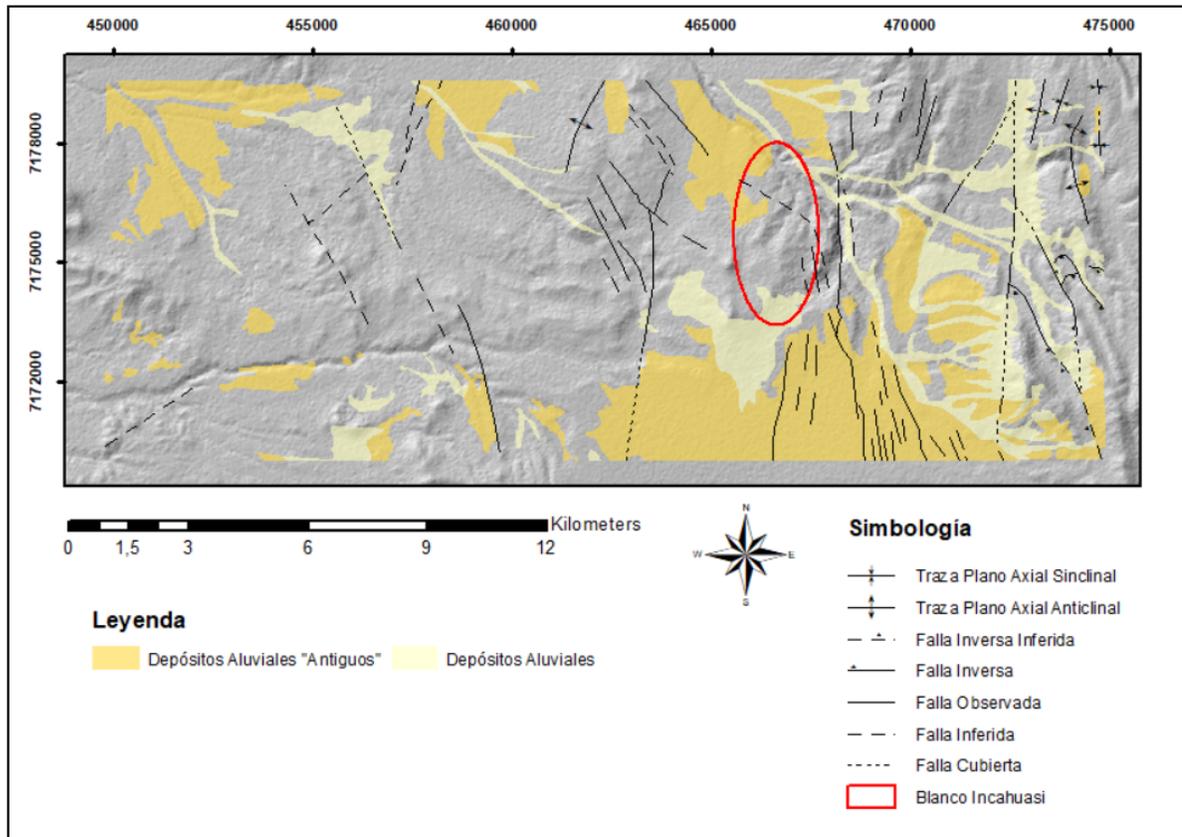


Figura 12: Mapa geológico de las unidades no consolidadas de la zona de estudio, entre 25°30'-25°35'S y 69°15'-69°30'. Base geológica extraída de Cornejo et al. (2006).

Depósitos Aluviales Antiguos (Mioceno-Plioceno)

Corresponde a una unidad estratigráfica informal que ha sido utilizada en las cartas geológicas adyacentes (Cornejo et al., 1998; Tomlinson et al., 1999), para denominar los depósitos macizos no consolidados de gravas y bloques, coincidentes con planicies inclinadas, de marcada coloración pardo-rojiza, que preservan una morfología de grandes conos aluviales de baja pendiente, disectadas por una red de drenaje torrencial ocasional. Estos depósitos se extienden sobre las ignimbritas Llano Las Vicuñas. En la Carta Exploradora, los depósitos abarcan un área de aproximadamente 550 km² y sobreyacen, en leve discordancia erosiva, a las Gravas de Atacama. En la vertical, la unidad alcanza espesores de hasta 100 m y generalmente, los depósitos se encuentran adosados a relieves principales. Consisten principalmente en bloques angulosos mal seleccionados cuyas

litologías dominantes son correlacionables con los macizos rocosos circundantes. Generalmente, alternan con bancos de gravas redondeadas y niveles de arenas gruesas de origen aluvial. Ocasionalmente, presentan intercalaciones más finas de arenas y arenas de gravilla, que es probable que representen canales torrenciales esporádicos. Respecto a la edad de los depósitos, en las cartas El Salvador e Inca de Oro, en este tipo de depósitos se han preservado bancos de cenizas datadas del Plioceno (Cornejo et al., 1993). En las laderas del cerro Indio Muerto se dató un nivel de estas cenizas en $3,7\pm 0,9$ (K-Ar biotita, Cornejo et al. (1997)). La edad máxima de esta unidad estaría dada en la zona de Inca de Oro, donde se han reconocido niveles cineríticos retrabajados de la Ignimbrita San Andrés ($9,4\pm 0,4$ Ma, K-Ar biotita) cercanos a la base de estos depósitos (Matthews et al., 2006). Estos antecedentes permiten acotar la unidad a un rango entre finales del Mioceno hasta el Plioceno.

Depósitos Aluviales (Pleistoceno-Holoceno)

Consisten en mantos y canales con ripios, gravas y lentes de arenas gruesas, no consolidados, ubicados en drenajes esporádicos. Incluyen localmente depósitos torrenciales encauzados en las quebradas principales o sobre los Depósitos aluviales ‘antiguos’. Además, estos depósitos rellenan los lechos de las quebradas principales. Localmente, constituyen conos aluviales en la salida de los cauces hacia las planicies mayores, y se encajonan al interior de las quebradas, lo que indica probablemente una retrogradación de la actual sedimentación. Se componen por secciones de bancos alternantes de ripios, gravas y gravas arenosas, con frecuentes lentes de arenas gruesas y limos arenosos y niveles de cenizas retrabajadas, característicos de depósitos de escorrentías superficiales.

1.6.2.4 Geología Estructural

La zona de estudio presenta diferentes estructuras geológicas, las cuales son resultado de configuraciones tectónicas diversas que han variado a lo largo del tiempo. La geología estructural del sector está dividida por la Falla Gran Llano en dos dominios principales, el dominio central y el dominio occidental (Figura 13), los cuales presentan distintos estilos de deformación.

Dominio Central

En este dominio es posible encontrar dos sistemas estructurales que presentan características diferentes en cuanto a configuración y componente de esfuerzos, temporalidad y morfologías. Los sistemas corresponden al Sistema de Fallas Sierra Castillo - Gran Llano y a la Faja Plegada y Corrida de Exploradora.

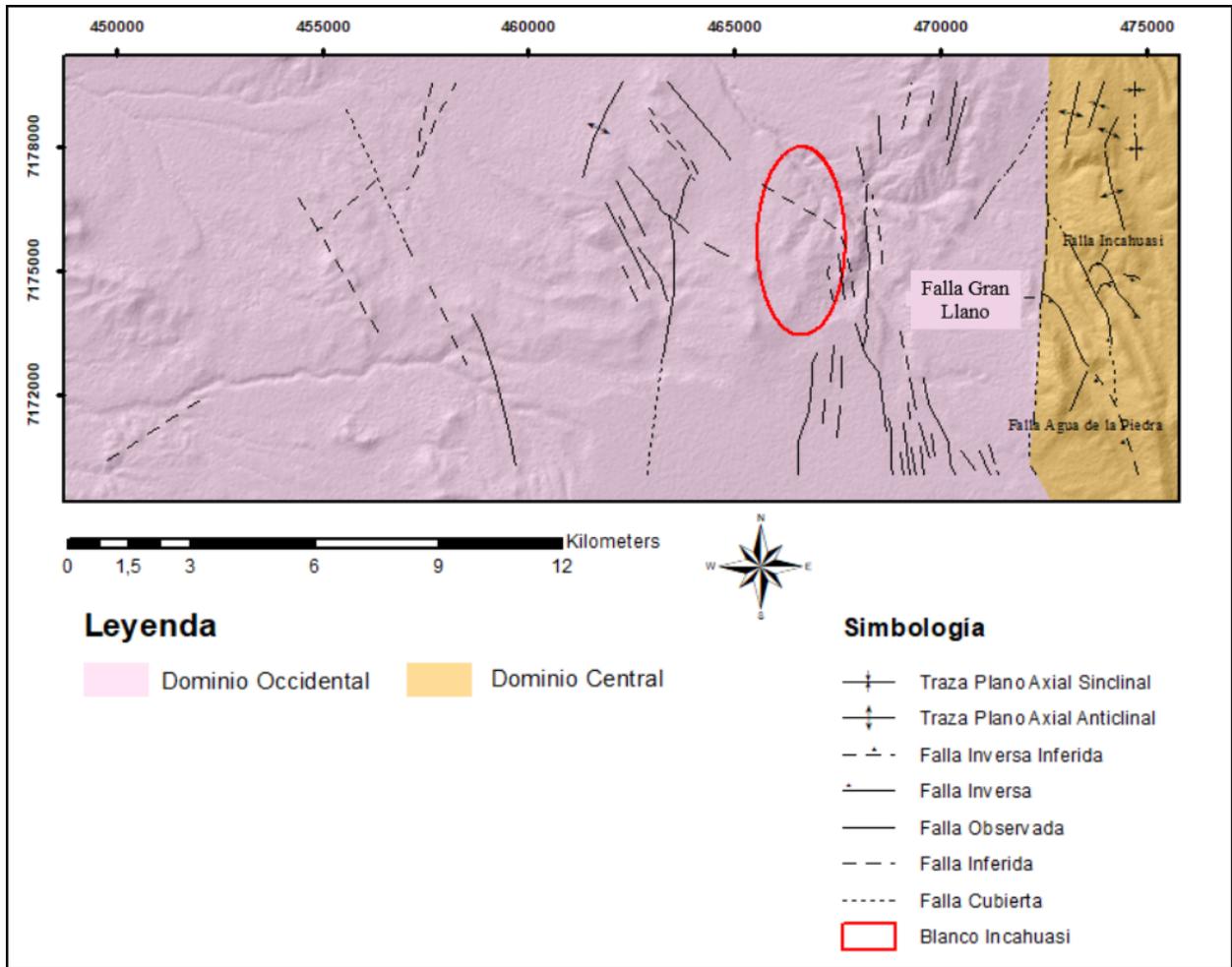


Figura 13: Principales fallas y división de los dominios estructurales hallados entre 25°30'-25°35' S y 69°15'-69°30'. Basado en configuración tectónica de Cornejo y Mpodozis (1996).

Sistema de Fallas Sierra Castillo-Gran Llano (SFSC-GLI).

Desde el periodo Jurásico Inferior se formó un límite paleogeográfico, el cual separaba un ambiente de rampa carbonatada al oriente (Formación Asientos) y un dominio volcánico hacia el occidente (Formación Candeleros). Este límite paleogeográfico corresponde a las fallas Sierra Castillo y Gran Llano (Figura 14), estas son parte de un sistema de fallas normales de rumbo meridiano (Cornejo y Mpodozis, 1996) perpendiculares a la actual zona de subducción andina formadas bajo un régimen extensional. Estas fallas pertenecen al Sistema de Fallas de Domeyko, y fueron reactivadas posterior a la formación de la Faja Plegada y Corrida de Exploradora.

Durante el Eoceno-Oligoceno ocurre la deformación Incaica, la cual, en la zona de estudio se evidencia con una deformación con componente de movimiento de rumbo, a través de datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo (Niemeyer, 1999) y evidencias que indicarían un even-

to de deformación transpresiva con una componente de transcurrancia sinistral. Esta reactivación transpresiva de la falla facilita el emplazamiento de varios de los cuerpos intrusivos del sector.

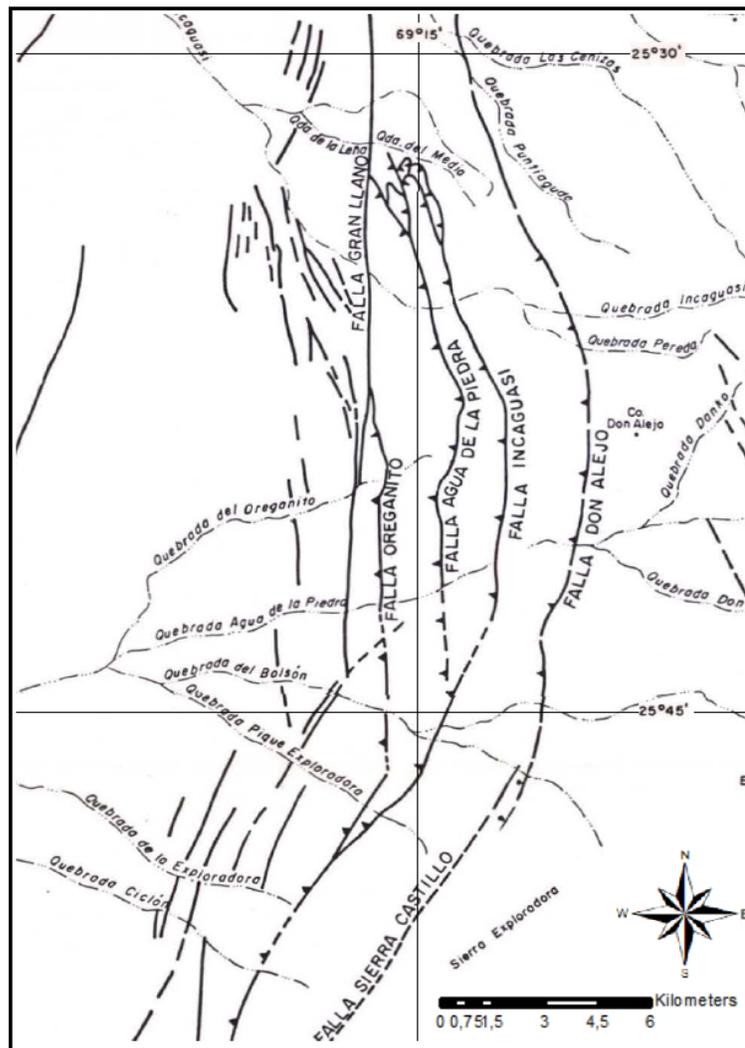


Figura 14: Planta de las principales fallas del sector. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).

Faja Plegada y Corrida de Exploradora (FPCE)

Corresponde a una extensa banda de deformación compresiva de 10 km de ancho y forma arqueada, convexa hacia el oriente (Cornejo y Mpodozis, 2009). Se encuentra limitada, hacia el oeste por el SFSC-GLI y hacia el este por la falla Don Alejo. Está conformada por cuatro láminas de corrimiento imitadas por los cabalgamientos, de este a oeste, Oreganito, Agua de la Piedra, Incaguasi y Don Alejo (Figura 15). El manteo de cada lámina es de 40 a 60° hacia el este, y 60 a 90° al oeste. La Falla Don Alejo, o cabalgamiento frontal es probablemente una falla normal, Triásica superior-Jurásica, reactivada como una falla inversa bajo un contexto compresivo posterior.

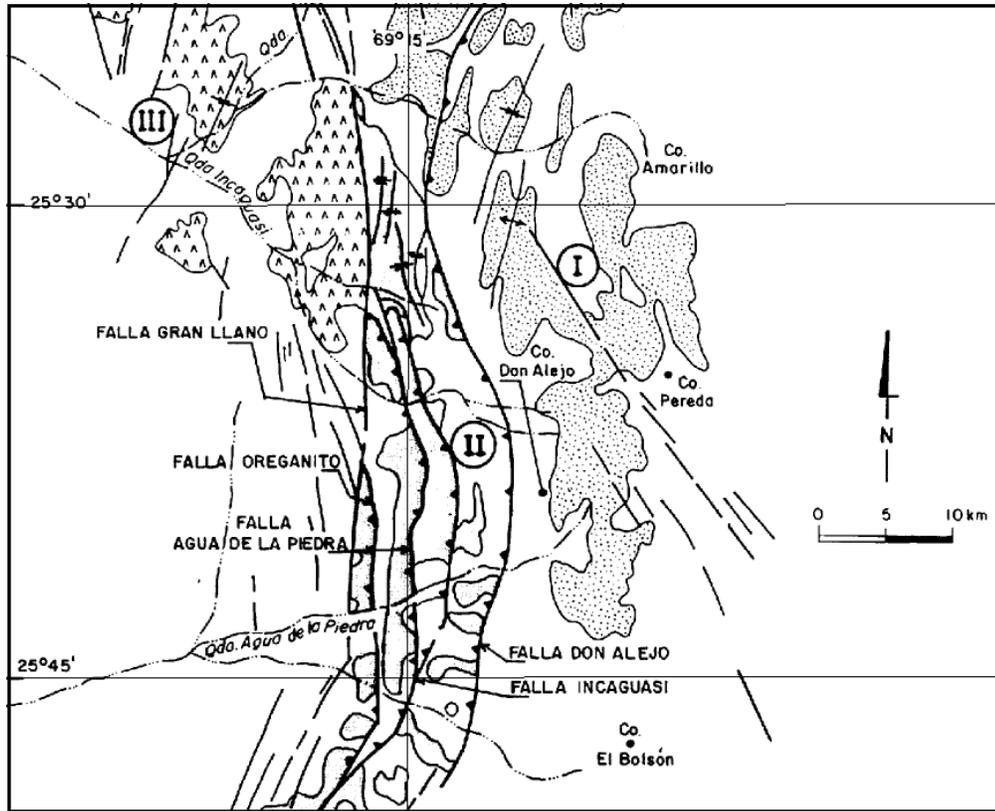


Figura 15: Mapa estructural de la Faja Plegada y Corrida de Exploradora (FPCE). I: Zona oriental con estilo de deformación por “detachment folding”. II: Zona de deformación en escamas, Faja plegada y corrida. III: Zona occidental de pliegues abiertos. Extraído de Cornejo y Mpodozis (1996).

La FPCE probablemente tiene una historia de deformación polifásica, por lo que es difícil predecir su edad de origen, pero existen antecedentes que indican que se habría iniciado durante el Cretácico superior bajo, aproximadamente hace 90-80 Ma, como consecuencia del evento de deformación denominado “fase Peruana”. El límite occidental de la FPCE es el SFSC-GLI, el cual se forma como fallas normales bajo un régimen extensional, pero la formación de la FPCE es una faja de intensa deformación compresional, en la cual se invierte la cuenca intra arco y el SFSC-GLI se reactiva en sentido inverso. El modelo que mejor se ajusta al comportamiento y desarrollo de la FPCE, sugiere que su geometría es consistente con un origen por inversión oblicua del borde oriental de la cuenca de intra arco del Jurásico-Cretácico inferior, en condiciones de cobertura despegada. Esta oblicuidad implicaría que la dirección de compresión debió ser muy oblicua al margen activo, lo cual es común durante la evolución andina (Boric et al., 1990; Grocott y Wilson, 1996).

En el sector norte de la FPCE, existe un abrupto contraste en el estilo de deformación, lo cual refleja en parte el cambio de facies desde calcarenitas macizas, al sur, hacia calcarenitas finas y

margas con menor competencia, al norte. Entre las quebradas del Medio e Incahuasi, la FPCE está formada por una sucesión de láminas de corrimiento, con rumbo NNO y vergencia hacia el este, en cambio, al norte de las calizas jurásicas aparecen, en una zona de deformación triangular, un complejo sistema de pliegues anticlinales y sinclinales, similares a procesos de deformación sobreimpuestos (Ramsay y Huber, 1987). Las fallas Incahuasi y Agua de la Piedra terminan hacia el norte como cabalgamientos subhorizontales curvados hacia el oeste, mostrando evidencias de transporte tectónico de norte a sur (Cornejo y Mpodozis, 1996).

Dominio Occidental

Según (Cornejo y Mpodozis, 1996), al oeste de la Falla Gran Llano se encuentran varias evidencias de deformación. En la Secuencia Volcánica Cerro Nevado, son caracterizados amplios pliegues de ejes NE. Esta unidad presenta un contacto de leve discordancia angular con la unidad suprayacente Secuencia Volcánica Pampa Rubia, lo cual indica un evento discreto de deformación entre los 60 a 58 Ma. Esto también ocurre entre las unidades Secuencia Volcánica Pampa Rubia y el Complejo Volcánico Pampa Lorca. Teniendo este evento de deformación discreta una edad de entre 44 y 46 Ma, ambos eventos enmarcados dentro de la “Fase Preincaica”. En ambas unidades se observan pliegues muy abiertos, sinclinales y anticlinales con longitudes de onda entre 2 y 5 km, con ejes NS a NNE y de escasa amplitud, cuyos manteos no sobrepasan los 15 a 20°.

1.6.2.5 Geología Económica

Desde el Paleoceno-Eoceno hasta el Eoceno-Oligoceno, la zona de estudio ha desarrollado distintos eventos de alteración y mineralización (Figura 16) reflejados en diferentes unidades y principalmente asociados a cuerpos intrusivos.

Fines del Paleoceno - inicios del Eoceno

Al extremo este del área, asociado a un grupo de intrusivos felsíticos de aproximadamente 55 Ma, emplazados en trazas de fallas paralelas. Al oeste de la Falla Gran Llano, se observa alteración argílica pervasiva y silicificación débil, con un distintivo color blanco amarillento. Esta alteración es asociada a un periodo Paleoceno-Eoceno. En la periferia de los cuerpos, se identifica una asociación argílica, compuesta por esmectita-clorita, cubiertas limoníticas y asociación propilítica en la roca de caja (Cornejo y Mpodozis, 1996).

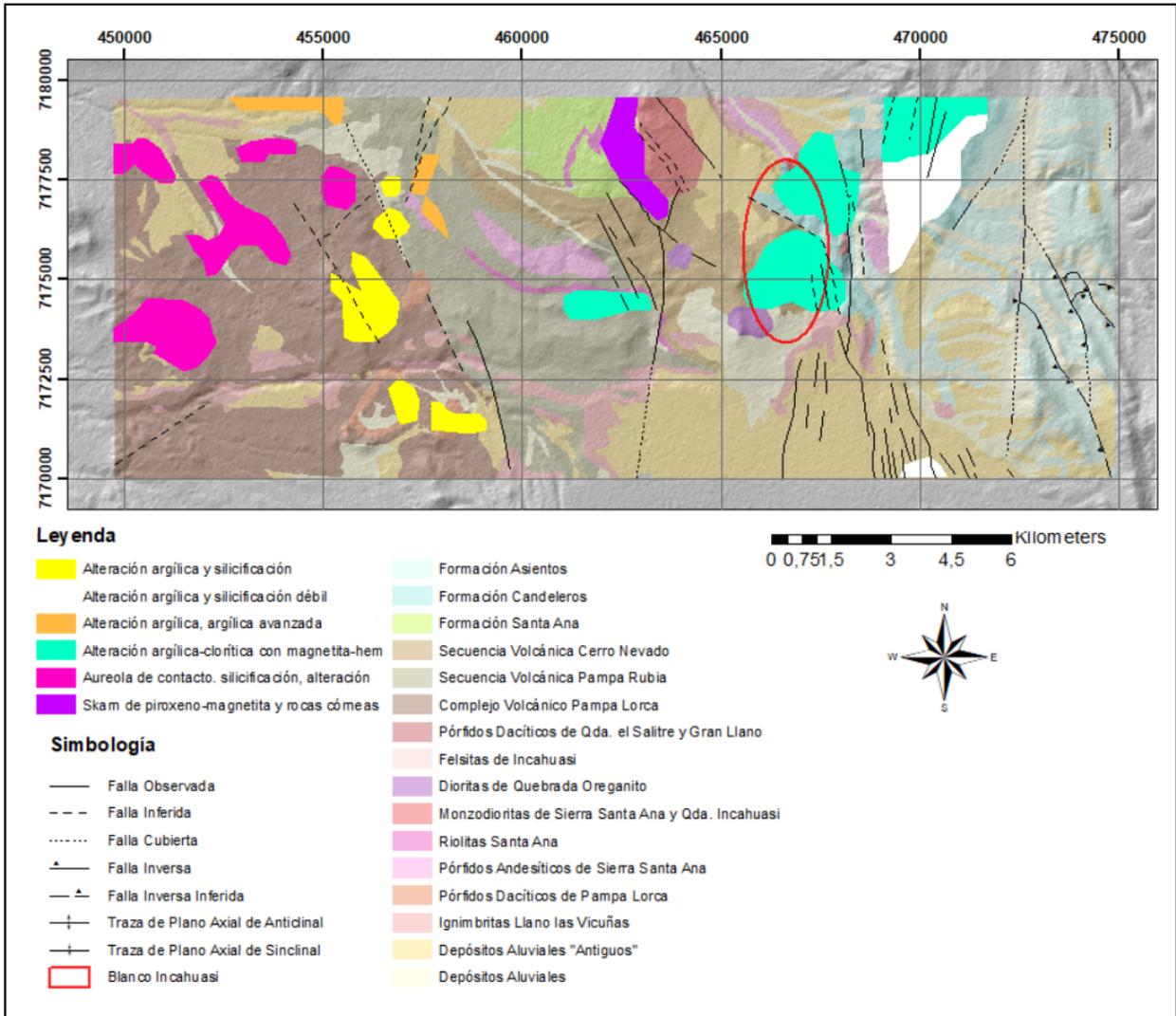


Figura 16: Mapa geológico de la zona de estudio con polígonos de alteración. Base geológica extraída de Cornejo y Mpodozis (1996).

Mediados del Eoceno

Hacia el este encontramos un conjunto de intrusivos monzodioríticos de 41 Ma, emplazados en lavas jurásicas y areniscas calcáreas de la Formación Santa Ana. Los intrusivos presentan actinolización de minerales máficos, junto con abundante magnetita y apatito, asociadas a venillas tardimagmáticas de epidota, clorita, actinolita y especularita diseminada. Los intrusivos localmente presentan aureolas de skarn en el sector norte, afectando a las areniscas de la Formación Santa Ana. Esta zona presenta bandas macizas de magnetita parcialmente oxidada a hematita, seguida de una banda discontinua de rocas córneas con masas cristalinas formadas por agregados de diópsido-salita entrecrecido con cristales de magnetita y con cuarzo y calcita de forma intersticial. En la zona más

externa las rocas sedimentarias muestran recristalización de los carbonatos y silicificación moderada, diseminación de hematita y microvenillas con clorita, epidota y, localmente, actinolita. En la zona interna del intrusivo se observa actinolitización de piroxenos y desarrollo de pequeños cúmulos de clorita con magnetita y cuarzo y diseminación de epidota y calcita (Cornejo y Mpodozis, 1996). Hacia el SE del Prospecto Santa Ana, asociados a la misma unidad intrusiva monzodiorítica, las zonas de alteración hidrotermal también afectan a las secuencias de lavas jurásicas de la Formación Candeleros, donde se desarrolla alteración argílica, de colores amarillentos, con destrucción de la mineralogía original, reemplazada por minerales de arcillas, clorita, calcita y hematita-limonita diseminada, con silicificación en algunos sectores, con trazas de sericita, caolinita, hematita-limonita y superficies con costras de yeso y jarosita. Los niveles sedimentarios intercalados dentro de la Formación Candeleros y los niveles detrítico-calcáreos de la Formación Santa Ana presentan una alteración hidrotermal con caolinita, sericita y jarosita, venillas de epidota, clorita y calcita y diseminación de especularita oxidada. En el sector más occidental de la zona de estudio, es posible encontrar parches de alteración correspondientes a aureolas de contacto, silicificación y alteración argílica indiferenciada y limonitización (Cornejo y Mpodozis, 1996).

Fines del Eoceno - inicios del Oligoceno

Hacia el SO, en Cerro Coliseo, se encuentra alteración argílica moderada y silicificación, de edad Eoceno-Oligoceno, asociada a la zona central dentro de un anillo de pórfidos dacíticos, afectando con esta alteración, las lavas dacíticas de la Secuencia Volcánica Cerro Nevado (Cornejo y Mpodozis, 1996).

Además de la información presentada, se describe por Cass (2007) que aproximadamente 3 km hacia el norte del blanco Incahuasi se encuentra una zona denominada Nueve Vidas, la cual es definida como un pequeño cuerpo diorítico y tonalítico de 1km². La zona presenta de manera característica alteración clorita ± epidota ± escapolita con zonas de sobreimpresión de alteración compuesta por sílice y arcillas, *stockwork* de magnetita y brechas ricas en apatito. También se observan zonas masivas con reemplazo a escapolita, vetas de anfíbola y granate masivo de color negro a rojo oscuro.

1.6.3. Geología del blanco Incahuasi

El blanco Incahuasi, corresponde a un polígono elipsoidal de aproximadamente 31 km², se encuentra dentro del bloque exploratorio Inti. Este blanco se encuentra en el sector central, levemente al este de la zona de estudio considerada para abarcar la geología regional. La empresa Vale

Exploraciones Chile cuenta con una serie de estudios geológicos elaborados desde los inicios de este proyecto en 2018. Es por esto, que la información presentada a continuación acerca del blanco Incahuasi, es en su totalidad recopilada por Vale.

1.6.3.1 Geología General

La geología de superficie del sector ha sido descrita ampliamente en los reportes internos de Vale, donde se caracterizan las unidades litológicas, de alteración y estructuras que componen al blanco y sus alrededores (Figura 17).

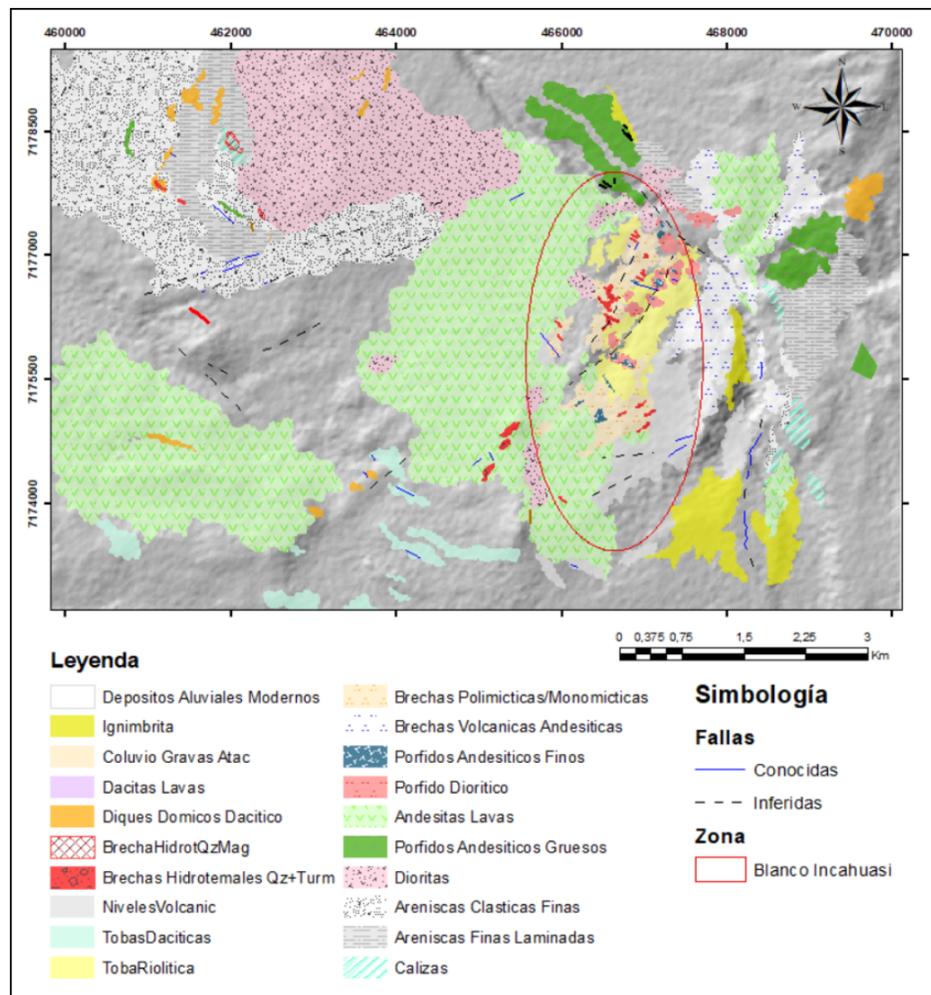


Figura 17: Mapa geológico del blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.

En la zona occidental del blanco, hacia el sur, se reconocen secuencias de lavas andesíticas, asociables espacial y litológicamente con la Secuencia Volcánica Pampa Rubia, una unidad de diques dómicos dacíticos, relacionables con Riolitas de Santa Ana (Cornejo y Mpodozis, 2009) y

la unidad de Tobas Dacíticas, encontrada en varios sectores del mapa, es litológica y espacialmente correlacionable con Ignimbritas Llano las Vicuñas (Cornejo y Mpodozis, 1996). Hacia el NO existen varias unidades, algunas correlacionadas con la Formación Santa Ana (Naranjo y Puig, 1984), como lo son las Areniscas clásticas finas, Areniscas finas laminadas y la unidad denominada como Calizas, la cual presenta brechas hidrotermales de cuarzo y magnetita. Además se reconocen cuerpos intrusivos, como la unidad de Dioritas, relacionada con Monzodioritas de Sierra Santa Ana y Quebrada Incahuasi (Cornejo y Mpodozis, 1996).

En los alrededores y en el sector occidental del blanco, es posible encontrar la unidad de Lavas andesíticas, principalmente asociadas a la secuencia volcánica Cerro Nevado (Cornejo y Mpodozis, 1996). Hacia el este del blanco se exhiben las unidades Brechas volcánicas andesíticas, Niveles volcánicos y Lavas andesíticas, estas 3 relacionadas con la formación Candeleros (Naranjo y Puig, 1984), siendo el nivel de Brechas correlacionables con la base de la Formación. También hay calizas asociadas a la Formación Asientos (Harrington, 1961; Müller y Perelló, 1982). Hacia el norte del blanco se observa la unidad de Pórfidos andesíticos gruesos, relacionables con Pórfidos Andesíticos de Sierra Santa Ana (Cornejo y Mpodozis, 1996).

En el sector central de Incahuasi afloran brechas con rasgos que permiten clasificarlas como brechas freatomagmáticas. Estas brechas se encuentran alteradas y brechizadas por un pulso hidrotermal de cuarzo y turmalina, el cual altera la roca de manera pervasiva, de manera aparentemente concordante, se observan niveles de tobas masivas y laminadas. Tanto las brechas como las tobas mencionadas se encuentran ubicadas dentro de una zona dominada por sulfatos y que abarca un área de 1 km² aproximadamente.

En el extremo noreste del blanco se exhibe una serie de pórfidos andesíticos. Estos cuerpos son litológica y espacialmente correlacionables con la unidad Pórfidos andesíticos de Sierra Santa Ana (Cornejo y Mpodozis, 1996). Esta unidad no se encuentra datada, pero intruye a la Secuencia Volcánica Pampa Rubia, por lo que es más joven que los 52 Ma mínimos que tiene la secuencia. En reportes internos de Vale se relacionan estos pórfidos andesíticos, con cuerpos de similares características hallados al norte de la quebrada Incahuasi, los que son datados a través de U/Pb en circones (Carta Sierra Vaquillas Altas; Venegas et al. (2013)), arrojando una edad de $41,36 \pm 0,5$ Ma. Con lo cual se plantea que la edad de Incahuasi pudiese no coincidir con la del intrusivo Monzodioritas de Sierra Santa Ana y Quebrada Incahuasi, datadas en $46,4 \pm 1,6$ Ma, sino que estar asociado a una época de intrusión de 41 Ma, misma edad que los pórfidos Sierra de Jardín y El Salvador. Además, en reportes internos de Vale se describe la alteración hidrotermal y mineralización de la zona de estudio, donde se reconocen al menos ocho arreglos de alteración (Figura 18) y seis estilos de mineralización.

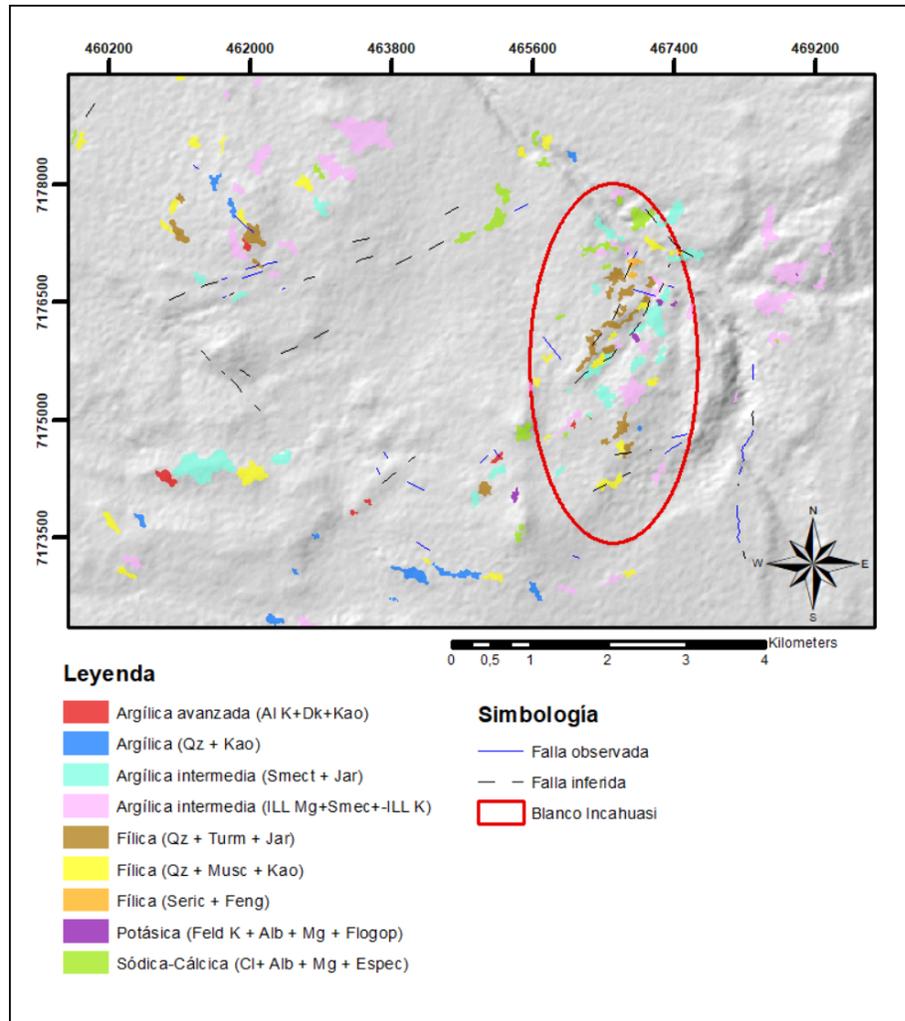


Figura 18: Mapa que exhibe los polígonos de alteración hidrotermal en el blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.

Asociada a fluidos de origen tardimagmático, es posible reconocer una asociación mineral compuesta por clorita, albita, magnetita y especularita. Esta asociación se relaciona a los intrusivos microdioríticos. En el cruce de dos estructuras de rumbo NNE y NW localizado en el centro del blanco (Figura 19) se identifican vetillas de cuarzo granular asociadas a una pequeña zona con halos de feldespato potásico y albita de carácter temprano, desarrollando una pequeña zona de alteración de origen potásica.

Las asociaciones fílicas se encuentran localizadas principalmente sobre las brechas freato-magmáticas y sobre los pórfidos identificados. Estas rocas exhiben en general un aspecto pervasivo de alteración illita-sericita con evidencias de fuerte lixiviación de pirita, con jarosita sacaroidal. También se diferencian tres tipos de alteración argílica intermedia, diferenciados por su mineralogía. De esta manera, una de estas zonas exhibe illita magnésica, esmectita e illita potásica, otra

presenta esmectita y jarosita y la última cuarzo, caolinita y yeso. Las brechas freatomagmáticas presentan sectores de turmalinización pervasiva y cuarzo sacaroidal, donde también se reconocen cúmulos de goetita y jarosita. También se propagan vetillas de espesor milimétrico de turmalina fina, las cuales serían indicios de multiplicidad de eventos generando pulsos de turmalina y cuarzo en diferentes estadios durante la formación de las brechas freatomagmáticas.

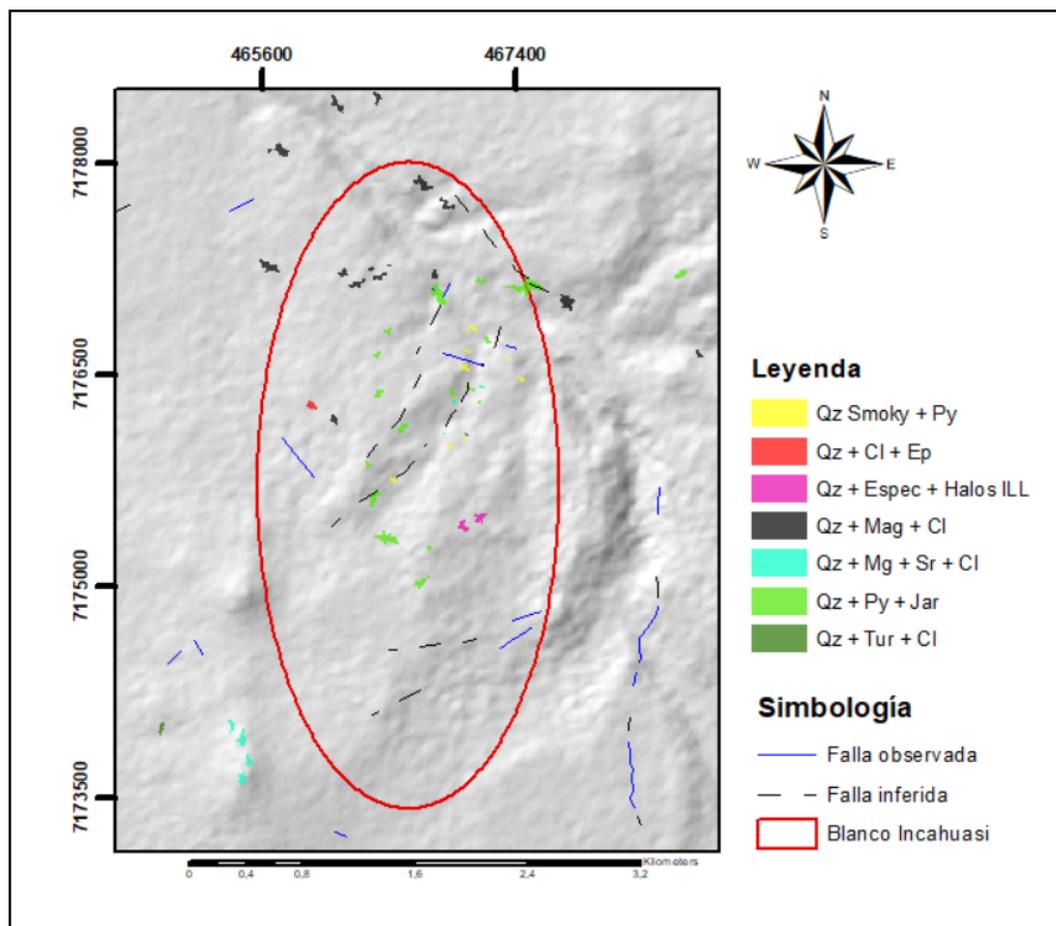


Figura 19: Mapa que exhibe los polígonos de mineralización en vetillas en el blanco Incahuasi. Extraído de reportes internos de Vale.

1.6.3.2 Trabajos de Exploración

Además de los estudios de caracterización realizados por Vale en torno a la geología, alteración y mineralización, del blanco Incahuasi, se realizaron los siguientes trabajos de exploración:

- Sondajes: Son realizados 3 pozos (Figura 20), para los cuales es posible destacar que en reportes internos de Vale proponen para el sondaje 2, que hacia el fondo de pozo, a más de

235 metros, se desarrolla alteración / mineralización tipo IOCG (Figura 21), dominada por vetas y brechización de magnetita, con alteración asociada de feldespato potásico, apatito, albita, actinolita y clorita. Esta mineralización está sobreimpuesta por un evento epitermal tardío, definido por pirita y vetillas de cuarzo con alteración de illita-sericita asociada.

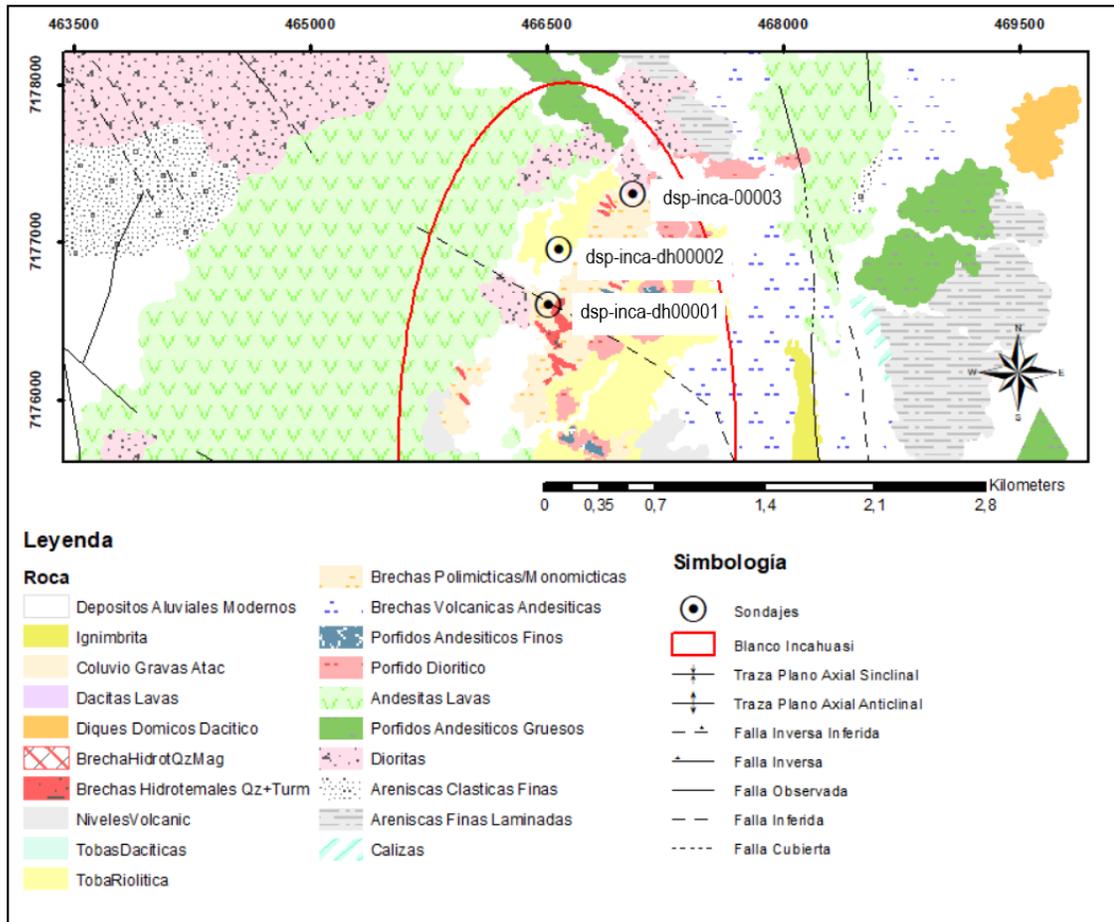


Figura 20: Distribución de sondajes en el blanco Incahuasi, estos son definidos por criterios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Extraído de reportes internos de Vale.

- Estudios de geoquímica superficial: Cabe destacar que en el Blanco Incahuasi se cumplen los conceptos expresados por Halley et al. (2015), donde se plantea una distribución tanto vertical como horizontal de los elementos localizados por encima de un sistema porfídico de cobre. La clásica zonación de elementos en escala horizontal desde los más profundos, donde Cu, Mo, W y Sn presentan valores muy bajos y se muestran concentraciones anómalas en los valores de Se y Bi. Esto es típicamente asociable a las zonas altas de un ambiente porfídico, lo cual aumenta la prospectividad para el Blanco Incahuasi. Además, en reportes internos de Vale se destaca para las concentraciones de P encontradas en los afloramientos de los alrededores y dentro del blanco, concentraciones de entre 5000 ppm hasta por sobre 1 %

en algunos puntos ubicados al norte de la quebrada Incahuasi, cerca del límite del blanco. Al oeste del complejo intrusivo Santa Ana, la mayoría de las muestras analizadas exhiben concentraciones mayores a 1 % de P, las cuales además presentan altos valores de Fe, entre 15 y 25 % y valores muy bajos de S, lo cual describe principalmente muestras que contienen magnetita y apatito.



Figura 21: Fragmento de sondaje correspondiente al pozo número 2, que cuenta con alteración y mineralización caracterizada como de tipo IOCG. Extraído de reportes internos de Vale.

- Estudios de litogeoquímica: se analizan las características petroquímicas de tierras raras, donde se observan muestras con altas razones Sr/Y y bajos valores de Y. Estas muestras reflejan una correlación hacia rocas con una muy buena evolución, tendiendo hacia el campo adakítico. La distribución espacial de las muestras con afinidad adakítica, concuerda con la ubicación de los intrusivos exhumados en el Blanco Incahuasi, definiéndolos como potenciales productores de un sistema tipo pórfido cuprífero.
- Análisis geofísicos: se reconoce una zona de bajo magnético, reflejo de destrucción de magnetita debido a la alteración ácida y un cuerpo conductor profundo, de geometría cilíndrica, lo cual es una configuración magnética usualmente observada en sistemas tipo pórfido.

2. Metodología

La metodología propuesta para corroborar la hipótesis planteada se basa en un plan de principalmente dos etapas, donde la primera consiste en confeccionar una secuencia paragenética, a partir de las técnicas de petrografía macroscópica o en muestras de mano y microscopía óptica.

La segunda etapa consiste en realizar análisis de laboratorio en torno a la geoquímica de elementos traza encontrados en la pirita, lo cual se llevará a cabo mediante el análisis de imágenes LA-ICPMS (espectrometría de masas de plasma acopladas inductivamente por ablación láser).

2.1. Petrografía Macroscópica

La etapa de petrografía macroscópica es necesaria para caracterizar los eventos de mineralización y así poder establecer una temporalidad relativa de los diferentes eventos que afectan a las rocas de los tres sondajes del proyecto Incahuasi (1.683 metros en total), además de contar con la caracterización exhaustiva de las rocas del proyecto, de tal manera de contar con el respaldo necesario a la hora de aplicar los resultados geoquímicos del proyecto con el contexto geológico del blanco. Son empleados distintos criterios para la caracterización petrográfica y relación de temporalidad, como el corte entre vetillas, la naturaleza de las alteraciones hidrotermales y las texturas minerales. Para llevar a cabo la metodología, se utilizan distintas herramientas, como lupa (20x), lápiz rayador y ácido clorhídrico. La petrografía macroscópica se lleva a cabo en la testigoteca de Vale Exploraciones Chile, ubicada en la comuna de Lampa, Región Metropolitana, Chile. Luego de caracterizar cada uno de los eventos de mineralización / alteración hidrotermal, se procede a seleccionar 10 muestras de los sondajes, las cuales son trasladadas para realizar la etapa de microscopía petrográfica.

2.2. Microscopía Petrográfica y Espectroscopía de Reflectancia

La microscopía óptica se utiliza como una herramienta para identificar en las muestras criterios de temporalidad relativa entre los distintos eventos, para contar con más información a la hora de ordenar y diferenciar los eventos en la secuencia paragenética. Los principales elementos por observar en esta metodología es la relación mineral y las distintas texturas y ocurrencias presentes. Referente a esta metodología, las muestras seleccionadas mediante petrografía macroscópica son enviadas para ser confeccionados los cortes transparentes/pulidos por la empresa GEOCRONOS, ubicada en la comuna de San Pedro de la Paz, Concepción, Región del Biobío, Chile. El análisis petrográfico también es realizado en las instalaciones de GEOCRONOS, por medio de microscopios polarizables modelo Olympus BX-51. Sin embargo, cabe destacar que las descripciones son propias, parte original e integral de este trabajo. En este laboratorio se lleva a cabo, además, un análisis puntual de espectroscopía de reflectancia para cada una de las muestras, de tal manera de diferenciar los tipos de arcillas y corroborar el análisis visual.

La espectroscopía de reflectancia es una técnica analítica utilizada para la identificación de ciertos compuestos y minerales. Se basa en la caracterización de ondas de luz en el rango 350-2500 nm, es decir, permite caracterizar la espectrometría de reflectancia en el amplio espectro VIS-VNIR-SWIR (visible- very near infrared-short wave infrared), que son emitidas o reflejadas por un material, y que presenta una configuración específica para cada tipo de mineral. Para realizar esta técnica se utiliza un Halo Terraspec, este instrumento proporciona detecciones multiminerales, otorgando distintos grados o niveles de confianza en la detección y escalares espectrales (para este trabajo se encuentran en el anexo B.2).

Posterior a la caracterización y análisis mediante petrografía microscópica y espectroscopía de reflectancia, son seleccionadas 6 muestras, con un total de 7 granos minerales de pirita elegidos para su mapeo a través de imágenes LA-ICPMS.

2.3. Imágenes LA-ICPMS

El mapeo de elementos traza por LA-ICP-MS ha demostrado ser una técnica cualitativa extremadamente valiosa para proporcionar visualización de distribuciones de oligoelementos dentro de minerales individuales o conjuntos (Ubide et al., 2015). De acuerdo con Chew et al. (2021), la ablación láser es el proceso mediante el cual la radiación láser interactúa con un sólido atenuador, lo que genera un rompimiento de los enlaces químicos y así dando como resultado la eliminación de material de la superficie de la muestra, idealmente mientras se minimiza la fusión y otras reacciones térmicas en el sitio de ablación. La pluma de vapor resultante de los productos de ablación (un aerosol) se extrae de la celda de ablación al espectrómetro de masas inductivamente acoplado (ICP-MS) utilizando un gas portador (generalmente He o Ar). El volumen de material eliminado por un solo pulso de láser depende de diferentes parámetros. La obtención de imágenes LA-ICPMS es llevada a cabo mediante la ablación de conjuntos de líneas paralelas en una cuadrícula a lo largo de una superficie de muestra. En comparación con otras técnicas, (EPMA o SIMS), el volumen de material analizado por LA-ICPMS es relativamente grande, incluso con un tamaño de un punto pequeño (15 μm), un cráter de ablación para un mineral moderadamente duro como la pirita puede ser de 20 μm de profundidad (Cook et al., 2016).

El análisis de granos minerales limpios (sin inclusiones) proporcionará, en general, información confiable sobre los oligoelementos contenidos en una variedad de matrices. Diversos estudios analizan granos minerales y sus composiciones de oligoelementos mediante LA-ICPMS de tipo puntual, el cual presenta por si solo algunos problemas, por ejemplo, al analizar solo las áreas limpias de un mineral se puede introducir un sesgo significativo en el conjunto de datos si ese mineral

se encuentra composicionalmente zonado. Un segundo problema comúnmente observado radica en que microfracturas, poros e inclusiones, pueden contener significativamente más oro que las áreas "limpias", por tanto, debe hacerse una evaluación de si está presente la heterogeneidad composicional a escala de grano (incluida la zonificación química), para esto es conveniente utilizar método de imágenes, donde se genera un mapa LA-ICPMS.

Para esta metodología serán estudiados los siete granos minerales de pirita seleccionados a partir de los procesos de caracterización petrográfica y el análisis paragenético resultante desde escalas macro a microscópicas. Los criterios de selección para las muestras consisten en escoger al menos un grano mineral representativo de cada evento paragenético, además de ocurrencias diferentes, por ejemplo, pirita diseminada, o con asociaciones minerales características, por ejemplo, pirita en paragénesis con calcita de textura bladed. Para estas muestras serán examinadas sus concentraciones de oligoelementos, de acuerdo con patrones composicionales propuestos por diversos autores (Capítulo 1.5.3). Los elementos analizados corresponden a Na²³, Mg²⁴, Al²⁷, Si²⁹, P³¹, S³⁴, K³⁹, Ca⁴³, Ti⁴⁹, V⁵¹, Cr⁵³, Mn⁵⁵, Fe⁵⁷, Co⁵⁹, Ni⁶⁰, Cu⁶⁵, Zn⁶⁶, As⁷⁵, Se⁷⁷, Zr⁹⁰, Mo⁹⁵, Ag¹⁰⁷, Ag¹⁰⁹, Cd¹¹¹, Sn¹¹⁸, Sb¹²¹, Te¹²⁵, Ba¹³⁷, Gd¹⁵⁷, Hf¹⁷⁸, Ta¹⁸¹, W¹⁸², Pt¹⁹⁵, Au¹⁹⁷, Hg²⁰², Tl²⁰⁵, Pb²⁰⁶, Pb²⁰⁷, Pb²⁰⁸, Bi²⁰⁹, Th²³², U²³⁸.

De esta manera se analizan seis muestras en CODES *Analytical Laboratories*, Universidad de Tasmania, en enero 2021. Las muestras se prepararon como monturas pulidas redondas de 25 mm. Los análisis de imágenes de pirita se realizaron utilizando un sistema de ablación *ASI RESOLution S-155* con un instrumento *Coherent Láser excimer Compex Pro 110 Ar-F* que funciona a una longitud de onda de 193 nm y un ancho de pulso de 20 ns. El sistema láser se acopló a un ICP-MS de cuadrupolo *Agilent 7700*. Toda la instrumentación se encuentra en el CODES *Analytical Laboratory*, en la Universidad de Tasmania. Problemas de esta metodología y sus soluciones, estándares y más detalles sobre esta técnica, se encuentran en el capítulo de Anexos A.

3. Resultados

Este capítulo está enfocado en dar a conocer los principales resultados para cada etapa. Los datos recopilados de manera detallada son expuestos en el capítulo de Anexos B.

3.1. Petrografía

El principal objetivo de esta etapa consiste en la comprensión del contexto petrográfico y la realización de una secuencia paragenética. Cabe destacar que los eventos que conforman la secuencia paragenética no se encuentran inicialmente ordenados de una forma precisa mediante petrografía, ya que en los sondajes no es posible observar claras relaciones temporales entre los eventos, es por esto que para la secuencia paragenética se han ordenado los episodios mediante una configuración temporal teórica, la que posteriormente, mediante los resultados de LA-ICPMS es posible rectificar que este orden propuesto mediante observaciones petrográficas es correcto. De esta manera, los eventos ordenados temporalmente se presentan a continuación.

Un primer evento es caracterizado como calco-sódico o propilítico de alta temperatura. Se distribuye en los 3 pozos del proyecto donde se encuentra alojado principalmente en pórfidos dioríticos, se caracteriza por zonas de alteración de tonalidades verdes y grises oscuras (Figura 22), presentando principalmente minerales de epidota, carbonatos, clorita y menor actinolita y la mineralización de mena consiste en magnetita, pirita, hematita y menor calcopirita-rutilo.

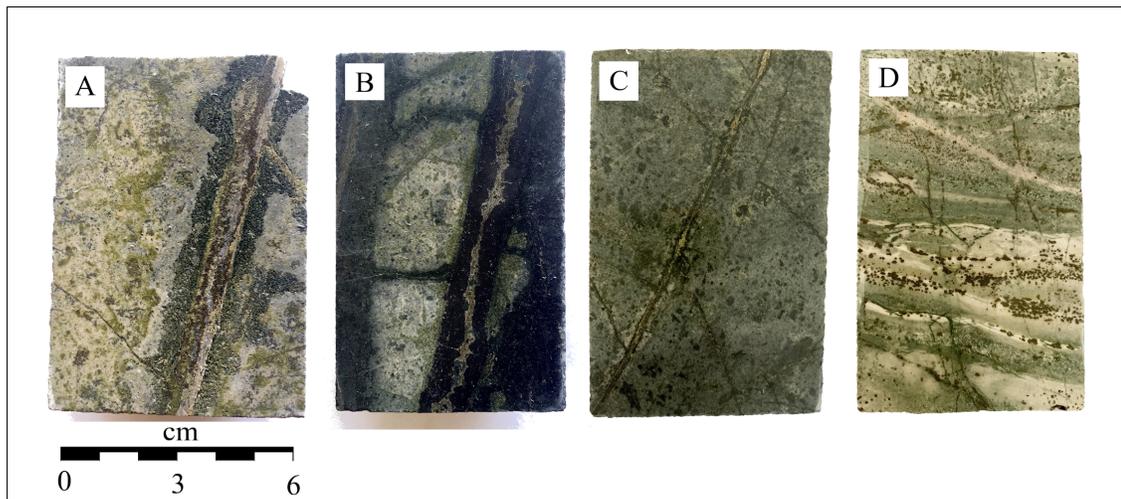


Figura 22: Muestras correspondientes al evento definido como calco sódico - propilítico, caracterizado principalmente por su paragénesis de minerales verdes, carbonatos, magnetita, pirita, entre otros. Es evidente como las muestras convergen en las tonalidades verde, negro y gris. A, (muestra 0167, pozo 2) vetilla y diseminado de pirita, clorita, epidota y carbonatos con halos de epidota y carbonatos. B y C, (muestras 0218, pozo 2 y 0107, pozo 3) vetillas de pirita de espesor diferente, con sutura de pirita. D, (muestra 0400, pozo 3) roca sedimentaria con vetillas finas y cúmulos de pirita dispuestos preferentemente en algunas de las capas alteradas.

Se destaca la ocurrencia local de vetillas centimétricas de magnetita, pirita y brechización de magnetita, epidota, carbonatos y trazas de actinolita. En la figura 22 se exhiben cuatro muestras, donde A exhibe una ocurrencia de vetillas de pirita, clorita, epidota y carbonatos con halos de epidota y carbonatos. En B y C se describen vetillas de magnetita y pirita con sutura de pirita y halos

de epidota. En D se observa una roca sedimentaria con cúmulos de pirita dispuesto preferentemente en algunas de las capas alteradas.

El segundo evento se define como hidrolítico (Figura 23), es encontrado en los 3 pozos y presenta asociaciones de ganga de minerales como sericita, sílice y varios tipos de arcillas, principalmente caolinita, dickita y pirofilita, además se observan carbonatos, cuarzo secundario, yeso y como mena exhibe pirita, hematita, rutilo, calcopirita, marcasita, bornita e hidróxidos de Fe, describiendo alteraciones de tipo argílica, sericítica y fílica.

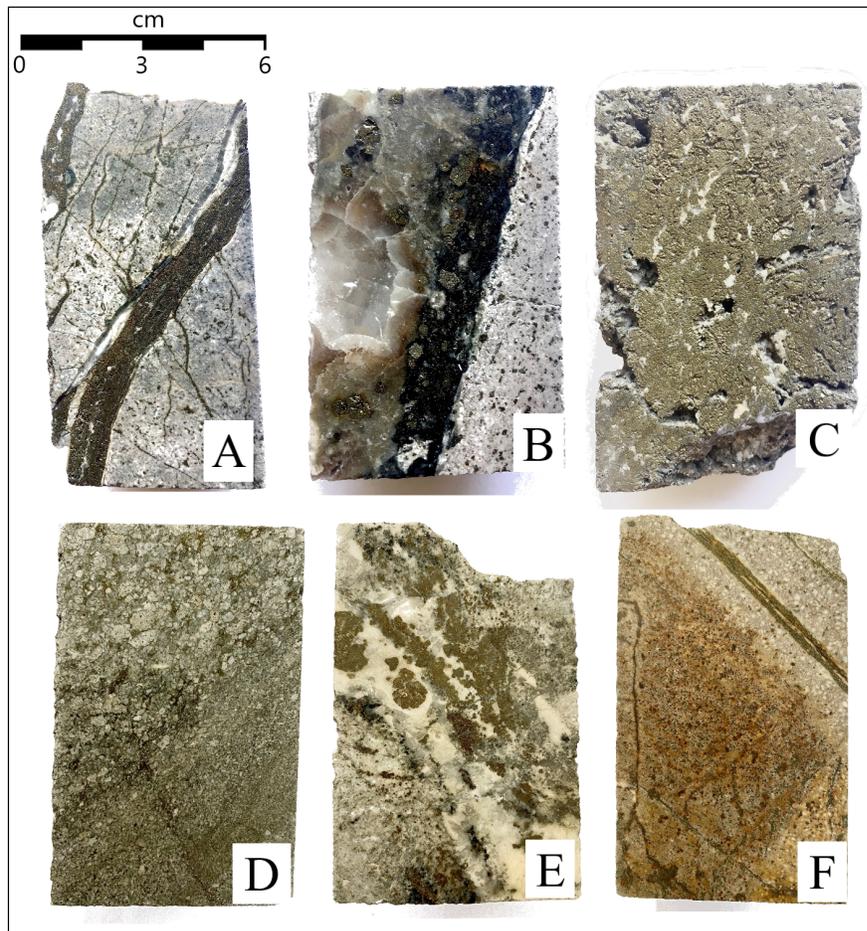


Figura 23: Muestras correspondientes al evento definido como hidrolítico, donde destacan las tonalidades blanquecinas y grises. Es posible observar principalmente vetillas de pirita con diferentes texturas y características. A, (muestra 0017, pozo 2) exhibe vetillas y diseminados de pirita. B, (muestra 0078, pozo 2) describe una vetilla de calcita bladed reemplazada por sílice, con cuarzo plumoso, pirita, calcedonia y un evento tardío de yeso. C, (muestra 0198, pozo 2) vetilla centimétrica compuesta casi en su totalidad por pirita. D, (muestra 0016, pozo 3) brecha freatomagmática con cemento compuesto por pirita. E, (muestra 0032, pozo 3), relleno de pirita, carbonatos y yeso posterior. F, (muestra 0163, pozo 3) vetilla de pirita recta con halo pronunciado de arcillas.

En el evento hidrolítico, asociado a la alteración es posible encontrar vetillas con textura de calcita bladed con reemplazo por cuarzo, estas además presentan cuarzo plumoso, carbonatos y

calcedonia con mena de pirita (Figura 23, B y 24). La presencia de vetillas de estas características permite de manera estrecha asociarlas a un sistema de tipo epitermal, específicamente de baja sulfuración. Cabe recalcar que no todo el evento paragenético hidrolítico es asociable petrográficamente con un sistema epitermal. Por ejemplo, una de las muestras presenta un halo arcilloso pronunciado relacionado con una vetilla recta de pirita (Figura 23, F), lo que se asemeja típicamente con eventos tardíos en un sistema de pórfido. Finalmente, relativo a todos los pozos, se encuentran vetillas centimétricas compuestas casi en su totalidad por pirita (Figura 23, C).

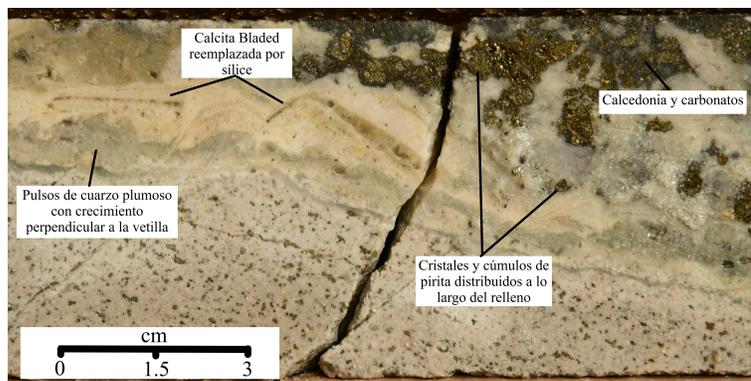


Figura 24: Fotografía de la muestra 0078, del pozo 2, específicamente en el metro 132, donde se describe una vetilla compuesta por calcita bladed, pirita, calcedonia, carbonatos y cuarzo plumoso.

El tercer evento se define como brechas hidrotermales (Figura 25), el cual se encuentra asociado al emplazamiento de brechas hidrotermales fluidizadas, con morfología de dique, polimícticas y matriz soportada que intruyen y alteran las rocas encontradas en el pozo 3.



Figura 25: Muestra 0057, del pozo 3, correspondiente al evento definido como brechas hidrotermales, caracterizado principalmente por sus tonalidades negras, asociadas a la paragénesis de turmalina, arcillas y cuarzo.

Este evento se caracteriza por presentar cuarzo secundario, arcillas terrosas, turmalina y mineralización de mena con pirita, rutilo y trazas de calcopirita y de esfalerita. Las brechas de turmalina posiblemente pueden ser asociadas a la exploración de sistemas tipo pórfido. Además de los eventos mencionados anteriormente, que representan principalmente ocurrencias de mineralización de pirita en forma de vetillas y cúmulos, existe la ocurrencia de pirita diseminada, la que abarca casi la totalidad de las rocas de los tres pozos. Esta también es analizada de manera particular para el análisis LA-ICPMS.

La secuencia paragenética generada a partir de los análisis petrográficos describe 3 eventos en los que se dividen las diferentes muestras estudiadas y se caracteriza cada uno de los eventos mencionados (Figura 26).

	Mineral	Calco sódico - propilitico	Hidrolítico	Brechas hidrotermales
Minerales de mena	Magnetita	-----		
	Pirita I	=====		
	Pirita II		=====	
	Pirita III			=====
	Hematita	-----	-----	
	Rutilo	-----	-----	=====
	Pirrotina	-----		
	Calcopirita	-----	-----	=====
	Marcasita	-----	-----	
	Bornita		-----	
	Hidróxidos de Fe		-----	
	Esfalerita			=====
	Minerales de ganga	Epidota	=====	
Clorita		=====		
Carbonatos		=====	-----	
Actinolita		-----		
Sericita		-----		
Arcillas		-----	-----	=====
Pirofilita			-----	
Ferrosaponita		-----		
Estilpnomelano		-----		
Beidellita		-----		
Montmorillonita		-----		
Cuarzo		-----	-----	=====
Oxidos Fe			-----	
Caolinita			-----	
Yeso			-----	
Dickita			-----	
Halloysita			-----	
Calcedonia		-----		
Turmalina			=====	

Figura 26: Secuencia paragenética desarrollada a partir de los análisis petrográficos y de espectroscopía de reflectancia. La secuencia describe tres eventos, los cuales se encuentran ordenados temporalmente, donde el primero describe un arreglo definido como calco sódico - propilitico de alta temperatura. El segundo se define como hidrolítico y el último corresponde al evento de brechas hidrotermales con cemento principalmente compuesto por turmalina.

Con la secuencia paragenética es posible seleccionar las muestras que son enviadas para el análisis de LA-ICPMS y elegir específicamente qué ocurrencias dentro de cada muestra y qué mineral particular de pirita es analizado. Es necesario recalcar que la secuencia paragenética final correspondiente a los eventos totales reconocidos mediante todas las técnicas analíticas (incluyendo LA-ICPMS) se encuentra más adelante, al final del capítulo de resultados.

3.2. Imágenes LA-ICPMS

3.2.1. Evento calco sódico - propilítico

Muestra INCA-0002-0218

La muestra presenta uno de los granos de pirita correspondiente al evento calco sódico - propilítico, respectivamente al evento definido como de pirita de ocurrencia en vetillas en paragénesis con magnetita (Figura 27).

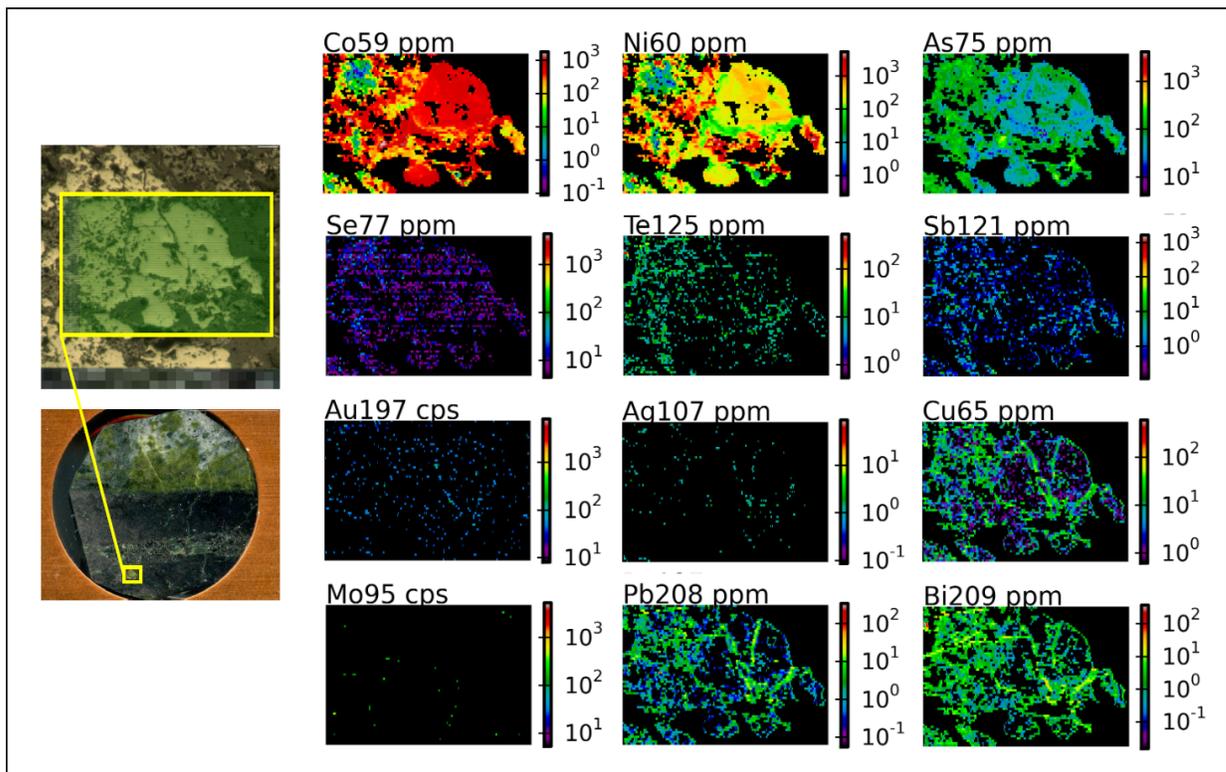


Figura 27: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0218, el grano presenta una textura de relleno, Es de integridad moderada hacia el sector derecho de la micrografía y de integridad baja hacia la izquierda, lo cual coincide con las concentraciones de oligoelementos, donde presenta una fluctuación no rítmica de acuerdo con sus concentraciones principalmente de Co y Ni, reflejando cambios fisicoquímicos del fluido generador.

La textura de los cristales de pirita es de baja integridad y de forma anhedral, presentan una variación en su integridad, siendo esta mayor hacia el sector derecho de la micrografía, lo cual coincide con una variación en las concentraciones de Co. La distribución de oligoelementos dentro del cristal no presenta una zonación clara, pero de todas formas existe una secuencia no rítmica con zonas de mayores a menores concentraciones, fenómeno que se aprecia de una manera más evidente respecto a los valores de Co, donde los máximos llegan cerca de los 1.800 ppm.

En el mapa es posible distinguir la presencia de al menos dos episodios de pirita que presentan diferentes concentraciones de oligoelementos, para los cuales su relación de temporalidad es aparentemente de acuerdo con la cristalización del grano, donde el primero se distribuye casi en la totalidad del cristal y se caracteriza principalmente por presentar altas concentraciones de Co y Ni (Tabla 1), y el segundo se asocia con el relleno de fracturas, bordes y espacios, por lo que sería posterior.

Código de muestra	INCA-DH0002-0218											
Episodio	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 cps	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Episodio I												
Min. Valor	1,099937	0,251979	5,464452	4,347706	0,541089	0,114824	8,076867	0,087089	0,608631	5,292487	0,055724	0,015307
Max. Valor	1748,492	4898,167	423,6404	57,4348	34,81538	18,40158	99,999	1,132237	87,79162	249,999	0,738745	8,354016
Media	449,6131	445,8872	81,71791	7,140344	1,608024	0,388429	9,596969	0,092046	2,365859	5,472375	0,199242	0,608327
Episodio II												
Min. Valor	1,112159	1,772443	4,162732	4,347706	0,541089	0,114824	8,076867	0,087089	0,608631	5,292487	1,03663	0,015307
Max. Valor	1748,492	4876,193	414,8593	40,97405	313,3873	102,6023	298,3871	3,323691	87,79162	124,999	87,60131	330,9199
Media	370,3871	487,461	87,8801	7,588155	5,759471	1,42028	11,37533	0,162625	15,23805	5,580159	3,997118	4,326089

Tabla 1: Tabla comparativa de la clasificación de episodios formadores del grano, caracterizados en la muestra 0218 y las concentraciones de sus oligoelementos más representativos. En la tabla se presentan datos estadísticos como el valor mínimo, máximo y la media.

Cabe destacar que este episodio presenta variaciones de acuerdo a sus concentraciones elementales únicamente de Co y Ni, generando una zonación difusa que abarca desde valores altos (hasta 1.748 ppm) a valores bajos de Co (<10 ppm) y de valores altos de Ni (cerca de los 5.000 ppm) a valores bajos (< 10 ppm). La cristalización del grano se asume desde afuera (a los bordes) hacia adentro, debido a que las concentraciones de Co se asocian comúnmente con fluidos a altas temperaturas (Steadman et al., 2021), por lo que lógicamente cristalizaría primero lo más enriquecido en Co. Por otro lado, el grano de pirita se encuentra en una vetilla con textura de relleno, donde es probable que su cristalización también ocurra de esta manera, formando primero el cristal a partir de un fluido de mayor temperatura, el que luego cambia sus condiciones físicoquímicas y cristaliza las zonas minerales empobrecidas en Co y Ni. Se asume la posibilidad de que el fluido que genera las zonas de variadas concentraciones es el mismo, ya que estas únicamente varían respecto al Co y de manera menos evidente al Ni. Posteriormente, asociado al relleno de fracturas en el grano

conformado por el primer episodio, se emplaza un segundo fluido rico en Cu, Pb, Bi, Sb y Te y empobrecido en Co, los valores de Ni, As, Se y Mo son similares para ambos eventos. La presencia de importantes concentraciones de Pb y Bi en el segundo episodio, es asociado con la cristalización de galena en las fracturas.

Muestra INCA-0003-0107

La muestra exhibe uno de los granos de pirita asociado con el evento calco sódico – propilítico, específicamente a las vetillas finas de magnetita y pirita, emplazadas junto con una alteración hidrotermal de minerales verdes. La textura de la pirita aparentemente presenta un sector de más alta integridad, pero mayor fracturamiento en el sector central izquierdo de la imagen y una zona de menor integridad hacia el sector inferior derecho y en la esquina superior izquierda (Figura 28).

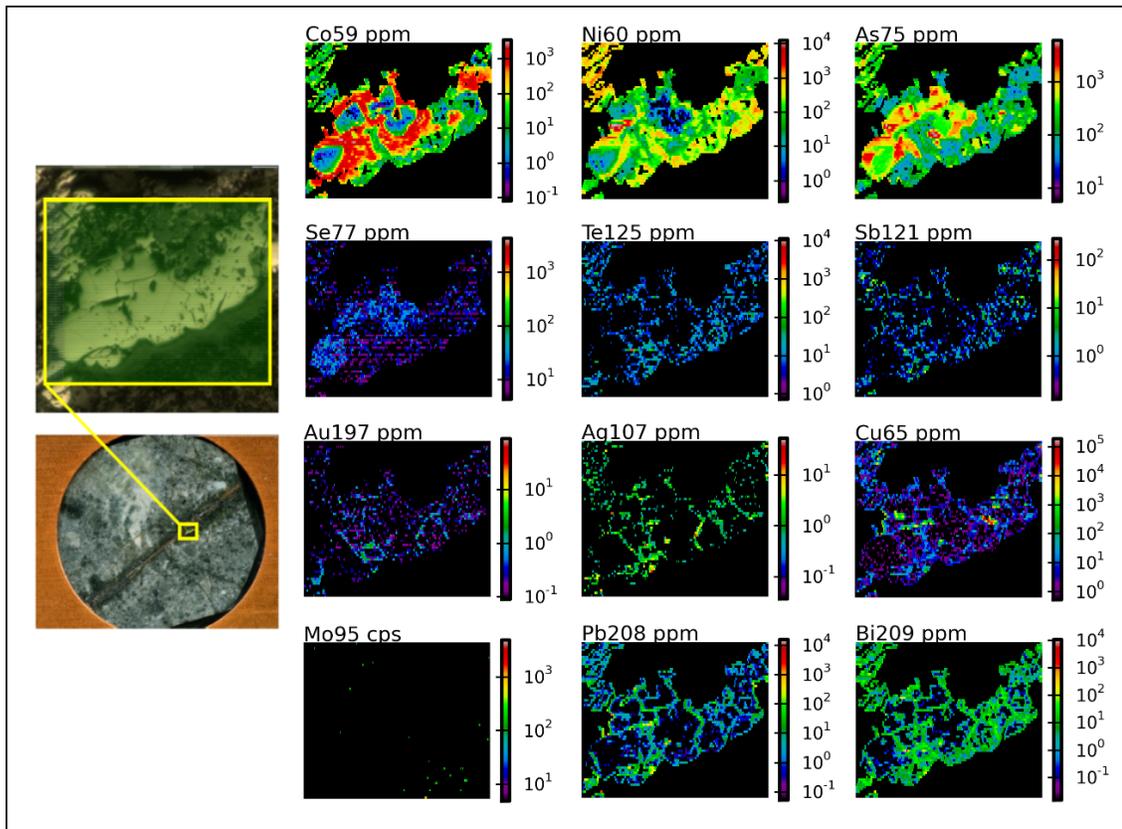


Figura 28: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICPMS de la muestra 0107, la textura es de relleno, donde se reconocen al menos tres sucesos composicionalmente diferentes.

La distribución de oligoelementos dentro del cristal obedece de cierta manera las observaciones texturales del grano, donde pareciera presentar una zonación, la que se exhibe principalmente en el mapa de concentraciones de Co. Además de el evento con variaciones composicionales se encuentra un suceso de relleno, el cual genera morfologías redondeadas en el sector izquierdo del

grano. Relativo a los demás oligoelementos, se reconocen concentraciones asociadas con rellenos posteriores.

En el cristal se observan como mínimo tres estadios composicionalmente diferentes (Tabla 2), el primero, considerado desde afuera hacia adentro debido a la textura de relleno de la vetilla, y además por la generalidad desde concentraciones mayores a menores de Co. Este es caracterizado por un fluido enriquecido en Co, Ni, As y su composición es variable, ya que presenta una fluctuación o zonación no rítmica de concentraciones mayores y menores de Co y Ni, lo cual permite establecer que existen diferencias en las características fisicoquímicas del cristal, pero como esta fluctuación únicamente ocurre para Co y Ni, se asume que corresponden a variaciones dentro del mismo fluido. Luego se distingue un episodio que rellena los espacios y se describe como la presencia de 4 sectores redondeados enriquecidos en As y Se y empobrecidos en Co, Ni, Te, Sb, Ag, Cu, Pb y Bi. Como último, se genera un relleno de fracturas, enriquecido en Ni, As, Sb, Te, Au, Ag, Cu, Pb y Bi. Las concentraciones altas de Cu no coinciden con enriquecimiento de otros elementos de manera puntual, por lo que probablemente corresponden a microinclusiones de calcopirita.

Código de muestra	INCA-DH0003-0107											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,081125	0,251386	16,43168	4,346104	0,723895	0,12647	0,090072	0,036509	0,533229	4,879669	0,052588	0,015319
Max. Valor	2904,264	11367,3	5725,61	54,73937	6266,588	25,34129	5,943486	9,2566	26912,46	124,999	0,989211	4046,843
Media	588,1288	331,3801	559,5496	9,895854	7,559398	0,423605	0,16585	0,105366	52,91455	4,938178	0,24663	5,48317
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,081125	0,251386	27,08867	4,346104	0,723895	0,12647	0,090072	0,036509	0,533229	4,879669	0,052588	0,015319
Max. Valor	213,1079	11367,3	4156,437	62,33313	45,87828	13,8926	4,47715	3,690552	16491,3	4,879669	0,052588	28,64709
Media	24,43701	334,9551	571,3003	14,5323	2,052134	0,258047	0,131641	0,045868	15,07555	4,879669	0,052588	1,21362
Episodio III	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,081125	0,251386	20,07589	4,346104	0,723895	0,12647	0,090072	0,036509	0,533229	4,879669	1,000326	0,015319
Max. Valor	2792,452	9617,67	4651,827	63,28235	8768,533	48,26396	5,024559	42,6806	128183,1	124,999	12669,23	10759
Media	280,4082	358,2354	336,8453	8,388467	16,5961	1,187293	0,23323	0,759781	494,2711	4,921508	32,0201	26,93902

Tabla 2: Tabla correspondiente a la muestra 0107, asociada con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Se aprecian las variaciones entre las concentraciones mínimas, máximas y medias entre oligoelementos correspondientes a cada suceso.

3.2.2. Evento hidrolítico

Muestra INCA-0002-0017-1

La muestra 0017-1 representa el evento de mineralización de pirita diseminada relacionada con alteración de la roca primaria principalmente a sericita y arcillas, describiendo una alteración de tipo argílica – sericítica, las cuales son englobadas dentro del evento hidrolítico. Texturalmente

estos granos de pirita diseminada son anhedrales, de integridad moderada y de tamaños variables ya que tienden a generar cúmulos conformados por una alta cantidad de cristales individuales que se acoplan en estos cúmulos que llegan a tamaños máximos de hasta 0,2 mm (Figura 29).

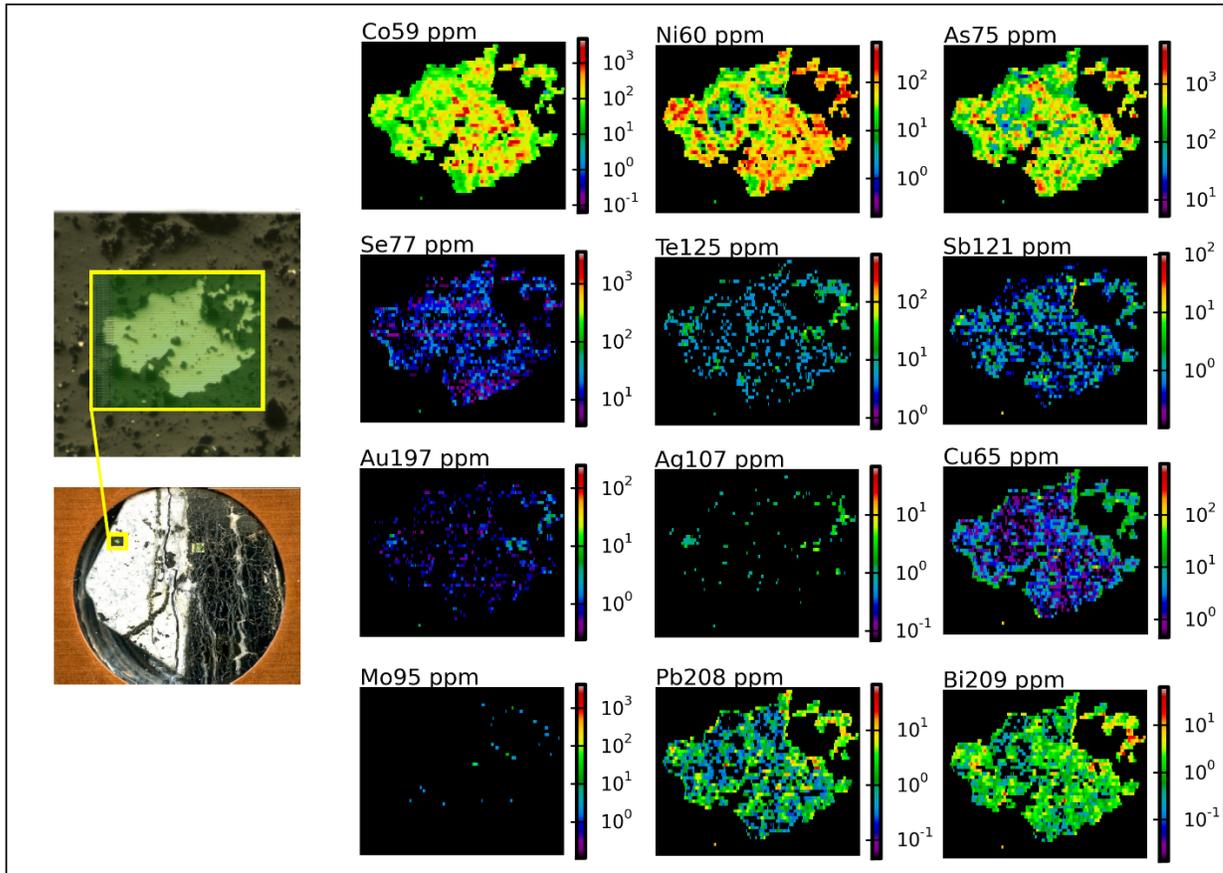


Figura 29: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0017-1, la textura es cumular, compuesta por pequeños granos de pirita que otorgan a los mapas una estructura desordenada y heterogénea con concentraciones variables.

El grano de pirita analizado corresponde a un cúmulo de cristales, ya que las oquedades encontradas dentro del grano presentan formas poligonales y las más pequeñas se encuentran alineadas. Además, esta textura se refleja en la figura 29, donde se observan variaciones composicionales sin patrones aparentes. En los mapas es posible describir visualmente que el grano refleja concentraciones variables con valores puntuales más altos y bajos distribuidos de manera heterogénea debido a la alta cantidad de cristales de pirita que conforman el cúmulo (Tabla 3). Esto es representado a través de la concentraciones de Co, Ni, As, Sb, Te, Pb y Bi, donde no es posible observar ningún tipo de zonación y tampoco evidencias de disolución y recristalización del grano.

Los mapas de concentraciones reflejan la presencia de al menos dos sucesos que generan la cristalización del grano. El primero de ellos describe la mayor proporción y refleja un cúmulo de

crisales de pirita, donde se observan variaciones en las concentraciones de Co, Ni, As y Bi, lo cual pudiese generarse por fluctuaciones en las condiciones fisicoquímicas del fluido, cambiando la composición de la pirita resultante.

Código de muestra	INCA-DH0002-0017-1											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	2,875444	0,167108	7,63026	3,57666	0,656291	0,105151	0,245312	0,069216	0,451513	0,110031	0,045918	0,013429
Max. Valor	4716,312	555,7886	4632,259	53,79869	37,04937	10,19055	5,821726	4,857583	9,995106	58,69404	17,8	19,08195
Media	183,2871	76,19921	534,3738	10,07352	2,277235	0,679044	0,355501	0,106989	2,380093	0,181309	1,192475	1,219159
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	1,451828	2,787676	8,39328	3,57666	0,656291	0,105151	0,245312	0,069216	10,03746	0,110031	0,045918	0,013429
Max. Valor	2566,957	522,1054	3594,554	70,76042	74,1009	48,47654	6,860815	5,829163	255,9792	10,4366	32,89629	36,71788
Media	136,3458	88,31685	523,1669	10,75887	10,2927	1,720258	0,757174	0,529877	21,99024	0,260587	5,359731	4,495508

Tabla 3: Tabla correspondiente a la muestra 0017-1, asociada con el evento hidrolítico. Esta tabla establece una comparación entre las concentraciones de oligoelementos presentes en cada suceso de cristalización caracterizado dentro del grano.

Visualmente es posible reconocer que en ciertas zonas, principalmente hacia el sector superior derecho de los mapas existe un segundo suceso caracterizado por la presencia de concentraciones ricas en Ni, Sb, Te, Au, Ag, Cu, Pb y Bi. Aparentemente existe una correlación entre las concentraciones de Te, Ag y Au, lo que puede traducirse en la existencia de telururos de Au-Ag. De esta misma manera se exhibe una correlación entre los valores de Pb y Bi, lo que puede ser atribuido a la presencia de galena (PbS), donde el Bi reemplaza parcialmente al Pb en la estructura cristalina.

Muestra INCA-0002-0017-2

La muestra 0017-2 describe un grano de pirita correspondiente al evento hidrolítico, respectivamente al evento definido como de pirita en vetillas con alteración fílica (Figura 30). La pirita se observa con alta integridad y se encuentra cortada por vetillas muy finas de yeso y algunas fracturas. La distribución de oligoelementos dentro del cristal es de acuerdo con patrones de zonación, exhibiendo zonaciones oscilatorias rítmicas que varían entre valores mayores de cobalto y níquel (> 50 ppm) y valores menores (< 10 ppm). Estas zonaciones presentan sus mayores concentraciones de Co en lo que pareciese corresponder al sector más cercano al núcleo presente en el grano, el cual a medida que cristaliza hacia los bordes genera las capas de zonación oscilatoria.

En el grano es posible reconocer al menos dos sucesos secuenciales que conforman el cristal, los cuales representan fluidos de diferentes composiciones.

El primero de los sucesos, es el responsable de la generación de gran parte del volumen del grano, donde se observan valores relativamente altos de Co y Ni y se describe empobrecimiento en arsénico y en los demás oligoelementos. Respecto a las zonaciones, como estas únicamente son

visualizadas para las concentraciones de Co y Ni y no presentan composiciones químicas diferentes para otros oligoelementos, es posible considerar que el fluido que genera las bandas de altos y bajos valores de Co y Ni es inicialmente el mismo.

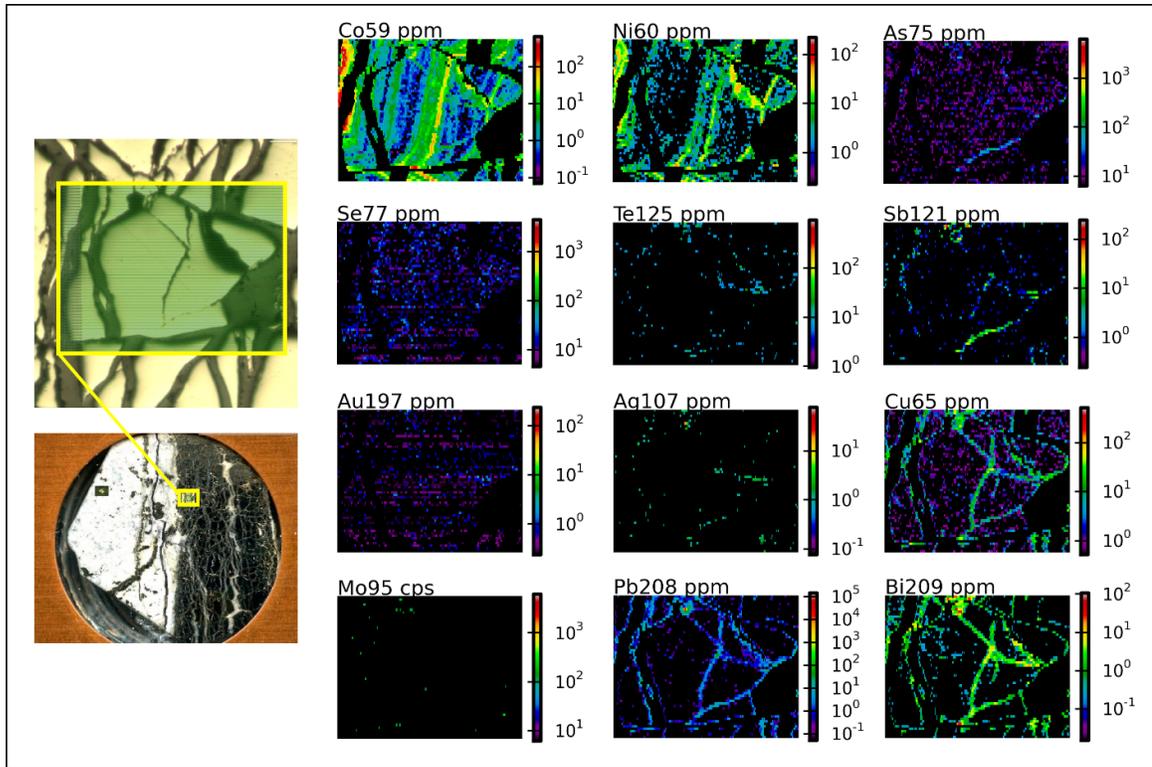


Figura 30: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0017-2, la textura es de relleno, conformando cristales con zonaciones rítmicas entre concentraciones variables de Co y Ni.

El segundo episodio recae en el relleno de fracturas existentes en el cristal, este presenta valores similares de Co y Ni (Tabla 4), y como promedio presentan un enriquecimiento mayor de estos elementos, además de Sb, Te, Sb, Ag, Cu, Pb, Bi y presenta sectores puntuales donde es posible relacionar el Au, Ag, y Te, lo que pudiese corresponder a una presencia de telururos de Au-Ag.

Código de muestra	INCA-DH0002-0017-2											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,068764	0,2224	6,297201	4,520233	0,949214	0,242936	0,235704	0,076114	0,515882	6,217357	0,053277	0,015479
Max. Valor	560,7974	59,97089	40,25063	46,98588	36,47701	6,861186	2,002836	2,185306	85,53923	124,999	0,734211	12,33828
Media	8,648999	3,420274	7,96428	7,488896	1,065286	0,280965	0,283583	0,08132	1,059437	6,252161	0,106116	0,125655
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 cps	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,068764	0,2224	6,297201	4,520233	0,949214	0,242936	0,235704	0,076114	0,515882	6,217357	1,018426	0,015479
Max. Valor	443,5613	59,54066	181,9182	50,87635	51,16292	78,63712	3,225806	19,6339	94,35322	124,999	12729,15	62,21092
Media	14,48474	6,082802	14,36576	7,057934	2,610713	2,352133	0,339584	0,256699	9,692314	7,114764	27,10541	2,527492

Tabla 4: Tabla correspondiente a la muestra 0017-2, asociada con el evento hidrolítico. En la tabla se establece la comparación entre las concentraciones de oligoelementos presentes en cada uno de los sucesos reconocidos.

En todo el cristal se presentan concentraciones muy bajas de As, sin embargo, se identifica un sector dentro del relleno, donde se relacionan elementos como Sb, As y Cu, lo que puede traducirse en la presencia de sulfosales de Cu.

Muestra INCA-0002-0078

La muestra presenta un grano de pirita correspondiente al evento hidrolítico, respectivamente al evento definido como de pirita en vetillas con presencia de calcita bladed, cuarzo plumoso, carbonatos, pirita y calcedonia. La distribución de las concentraciones de oligoelementos dentro del cristal presenta una distribución de acuerdo con patrones de zonación (Figura 31), pero únicamente en el sector superior izquierdo e inferior izquierdo del mapa, donde se reconocen las capas geométricas consecutivas de concentración variable y rítmica que evidencian estas zonaciones.

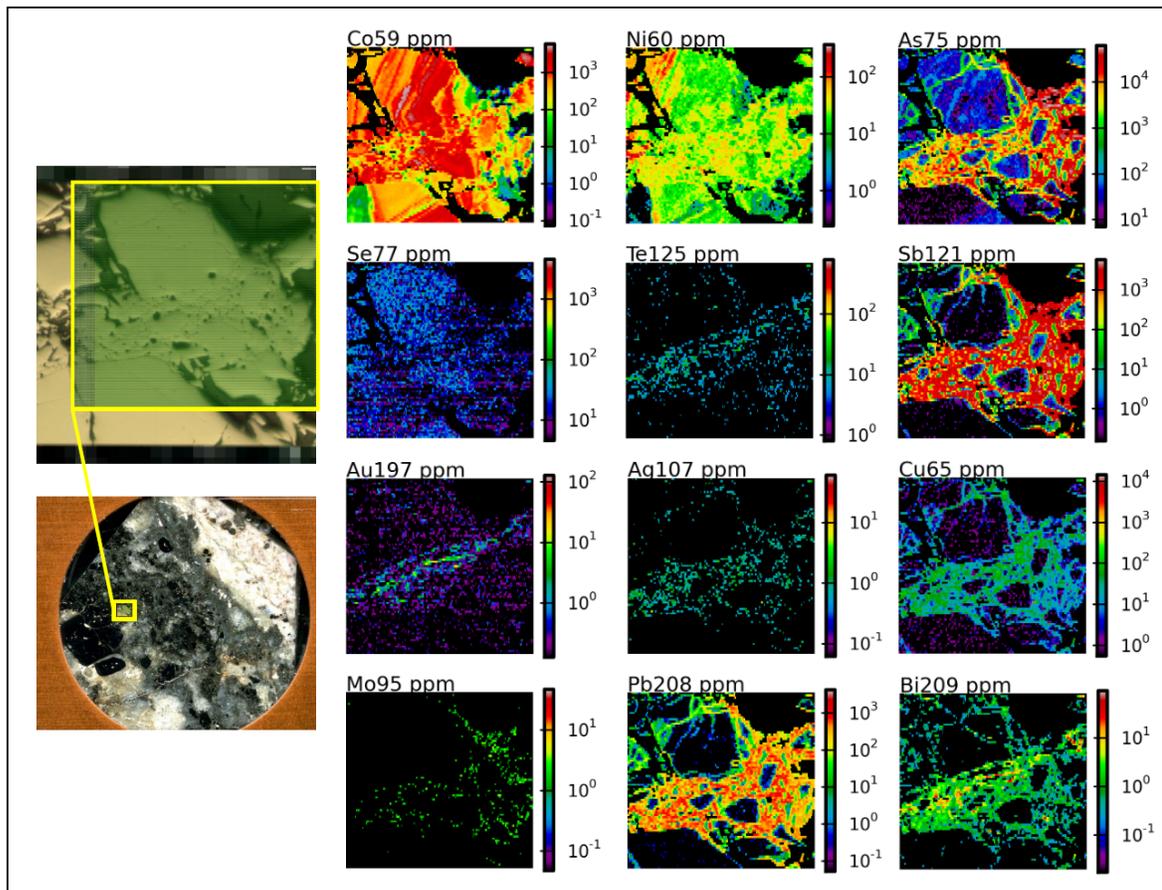


Figura 31: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0078, se identifican dos procesos de conformación del grano, donde uno de ellos corta al otro, siendo el primero un grano con zonaciones rítmicas principalmente de Co.

En el resto del cristal se observa una textura sin evidencias de zonación, donde se evidencia una destrucción o fragmentación del cristal inicial, lo que describe un proceso de brechización de

un subevento sobre otro, lo cual genera fragmentos relictos de la pirita zonada. Esta distribución también coincide con la textura de la pirita observada en la fotomicrografía, donde se aprecia que el sector zonado presenta una mayor integridad comparado con parte del grano que notoriamente se encuentra cortando a este evento, que presenta una menor integridad.

Respecto a las concentraciones de oligoelementos, en el mapa es posible distinguir al menos 2 procesos de generación del grano (Tabla 5), donde la temporalidad de estos es claramente visible en la muestra, exhibiendo una relación de corte entre los subeventos. El primero de ellos, es el responsable del cristal primario de pirita, que estadísticamente se encuentra enriquecido en Co, Ni y Se y zonado respecto a sus valores de Co y Ni y empobrecido en los demás oligoelementos observados en la figura. El segundo es responsable de la brechización del cristal primario, a través de un pulso con la energía suficiente para fractura el grano y rellenar los espacios, este se encuentra enriquecido en As, Sb, Pb, Bi, Te, Au, Ag, Cu y Mo.

Asociado a este evento es posible encontrar zonas donde aparentemente las mayores concentraciones de Au, y Bi coinciden, lo cual pudiese representar inclusiones de algún mineral rico en estos elementos. De esta misma manera, los mayores valores de Te y Ag también tienen una correlación espacial dentro del grano, lo cual pudiese indicar la presencia de telururos de Ag.

Código de muestra	INCA-DH0002-0078											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	1,704221	0,24238	7,030828	4,60082	0,802518	0,154315	0,127576	0,061421	0,547189	0,047394	0,052453	0,017358
Max. Valor	5278,692	350,2689	3283,481	85,09577	39,12784	99,92622	16,05346	2,12866	90,73549	1,661116	138,7203	81,54529
Media	1043,164	27,01318	102,4031	17,6086	1,166328	6,917133	0,243857	0,073546	3,08311	0,048069	4,547747	0,389297
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,074731	0,24238	140,2621	4,60082	0,802518	100,4713	0,127576	0,061421	0,547189	0,047394	2,246904	0,017358
Max. Valor	4583,987	310,0699	59828,5	63,16675	58,48201	5055,908	18,15326	7,805444	5375,184	4,983375	2826,374	46,33198
Media	602,4437	31,5825	12813,62	10,70027	2,766554	1698,891	0,386376	0,273187	33,64846	0,25286	358,7209	1,589963

Tabla 5: Tabla correspondiente a la muestra 0078, asociada con el evento de vetillas con calcita bladed. Esta tabla representa la variación numérica entre las concentraciones de los principales oligoelementos dentro de los dos procesos de cristalización identificados en el grano.

Muestra INCA-0003-0163

En la muestra 0163 se observa un grano de pirita que representa al evento hidrolítico, específicamente a la ocurrencia de vetillas de pirita con sutura de carbonatos y halo marcado de espesor centimétrico compuesto por arcillas, principalmente caolinita, dickita y pirofilita, lo que se asemeja con vetillas relacionadas típicamente con eventos tardíos dentro de un sistema de pórfido.

La textura de la pirita presenta una integridad moderada a alta, homogénea en todo el grano,

con múltiples fracturas rellenas por carbonatos en un episodio tardío. La distribución de oligoelementos dentro del cristal pareciera presentar una zonación discreta (Figura 32), la cual se puede observar en las concentraciones de Co y Ni, donde líneas geométricas de mayores concentraciones interceptadas en forma de punta de flecha señalan hacia el sector superior del mapa.

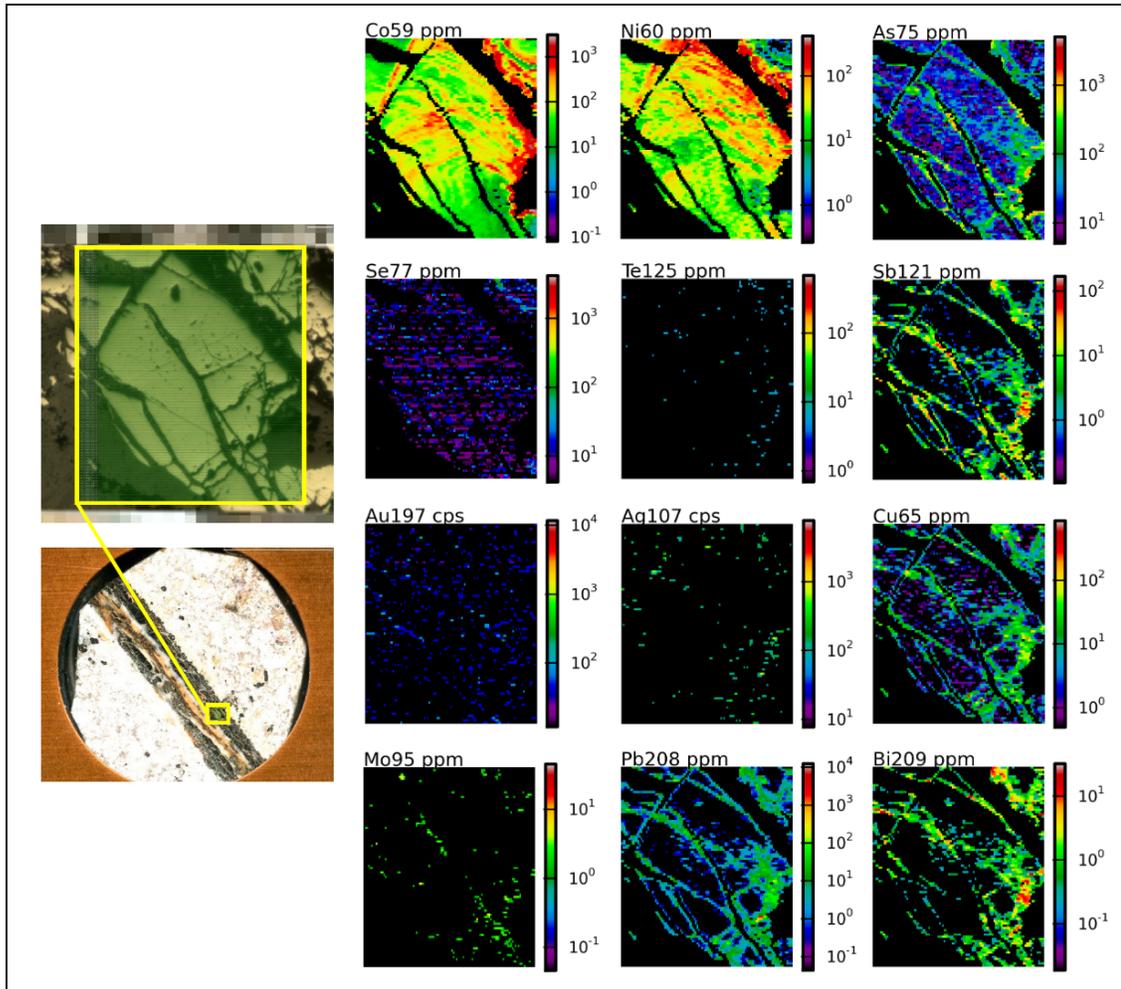


Figura 32: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0163, la textura es de relleno y el cristal presenta zonaciones sutiles de acuerdo a los valores de Co y Ni.

El grano es conformado por al menos dos sucesos, el primero, que abarca la mayor proporción del grano, se encuentra enriquecido en Co, Ni y Se y empobrecido en As y todos los demás oligoelementos principales (Tabla 6), exhibe zonaciones rítmicas respecto a las concentraciones de Co y Ni. El segundo se emplaza como un relleno de fracturas dentro del cristal y se encuentra enriquecido en As, Sb, Cu, Mo, Pb, Bi, Au y Ag.

Código de muestra	INCA-DH0003-0163											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 cps	Ag107 cps	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	2,178005	0,266145	5,050733	4,204709	0,689912	0,106872	11,75292	7,714919	0,493851	0,045754	0,043791	0,018636
Max. Valor	2702,792	412,2037	1021,562	172,2648	6,459897	0,609177	96,77419	500,009	82,81484	3,16705	372,6403	11,16758
Media	148,5118	51,2804	23,2468	7,04875	0,714497	0,1663	13,82291	9,005796	1,782347	0,051804	0,70466	0,092511
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 cps	Ag107 cps	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	1,404388	0,266145	5,050733	4,204709	0,689912	1,021854	11,75292	7,714919	0,493851	0,045754	0,043791	0,018636
Max. Valor	2597,97	353,8941	1365,782	99,64831	19,37979	109,0584	243,5484	1000,029	361,8852	7,91777	6697,405	19,56488
Media	212,0657	50,82974	149,8561	6,855367	0,949745	8,487259	16,86848	19,02878	15,78677	0,254496	18,36383	1,551915

Tabla 6: Tabla correspondiente a la muestra 0163, asociada con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. En la tabla se puede establecer una comparación entre las concentraciones de elementos para cada evento reconocido.

3.2.3. Evento de brechas hidrotermales

Muestra INCA-0003-0057

La muestra exhibe al grano de pirita que representa el evento tardío de brechas hidrotermales, específicamente al evento de brechas hidrotermales fluidizadas con morfología de dique, polimícticas, matriz soportadas con cemento compuesto principalmente por turmalina y sílice (Figura 33).

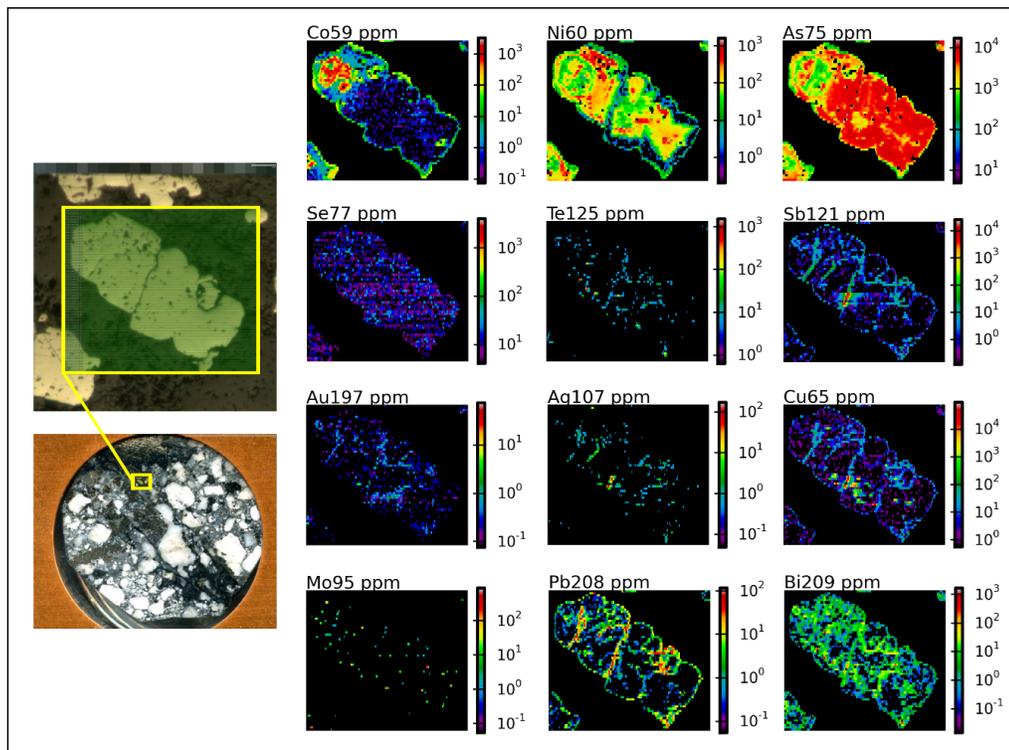


Figura 33: Fotomicrografía a luz reflejada e imágenes o mapas LA-ICP-MS de la muestra 0057, el grano presenta al menos tres sucesos en su formación, donde dos de ellos se reconocen en los mapas de Co, Ni y As y el tercero principalmente para el Pb y Bi.

La textura del cristal es de integridad moderada y presenta algunas fracturas. Respecto a la distribución de oligoelementos dentro del grano, esta pareciera presentar una zonación algo difusa, pero que muestra variaciones en sus concentraciones, principalmente de Co y Ni, quienes marcan la presencia de un núcleo, encontrado en el sector superior izquierdo del mapa.

Dado que ocurre la presencia de este núcleo rico en Co y Ni seguido de un segundo episodio rico en As y Ni (para el Ni se marca un borde definido entre el núcleo y el segundo episodio), es probable que el grano haya sufrido un proceso de disolución-recristalización, con una transición entre dos fluidos con distintas características fisicoquímicas, donde inicialmente actúa un fluido de alta temperatura, rico en Co y Ni y luego un fluido de menor temperatura, rico en As y responsable de una removilización del Co presente de manera previa en el grano.

En el cristal se observan al menos tres episodios de formación del grano que son químicamente diferentes, el primero se encuentra en el núcleo enriquecido en Co, Ni y presenta valores moderados a altos de As y se caracteriza con un empobrecimiento a los demás oligoelementos (Tabla 7).

Código de muestra	INCA-DH0003-0057											
Episodio I	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	100,158	1,602435	144,1171	4,005646	0,624235	0,118916	0,075126	0,047966	0,549709	0,053406	0,054506	0,014487
Max. Valor	2806,451	964,045	6357,248	88,97249	212,0032	18,6831	1,058739	1,170173	9,558874	21,43581	45,1125	599,0299
Media	500,2321	79,98429	1630,853	8,251227	1,303634	0,759864	0,111336	0,058131	1,580659	0,526045	1,069579	4,07494
Episodio II	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,074806	0,202219	188,7124	4,005646	0,624235	0,118916	0,075126	0,047966	0,549709	0,053406	0,054506	0,014487
Max. Valor	99,77743	1427,826	9769,27	52,89356	540,8065	81,44671	2,091497	5,421995	9,558874	603,8787	93,66683	934,6926
Media	6,000319	110,5284	4707,442	8,876774	1,627636	1,007732	0,130354	0,071295	1,654162	0,716889	0,92129	3,803141
Episodio III	Co59 ppm	Ni60 ppm	As75 ppm	Se77 ppm	Te125 ppm	Sb121 ppm	Au197 ppm	Ag107 ppm	Cu65 ppm	Mo95 ppm	Pb208 ppm	Bi209 ppm
Min. Valor	0,074806	0,202219	121,7201	4,005646	0,624235	0,118916	0,075126	0,047966	10,2379	0,053406	0,054506	0,014487
Max. Valor	2659,826	1126,553	16168,57	43,10995	237,9625	16109,7	5,059545	67,6643	57490,11	205,8364	93,66683	421,0573
Media	56,71928	92,10868	3563,23	8,716607	3,178215	166,1748	0,213607	1,008994	802,8567	1,049903	11,81873	12,74203

Tabla 7: Tabla correspondiente a la muestra 0057, caracterizando de manera numérica cada uno de los episodios descritos.

El segundo se asocia a los altos contenidos de As, enriquecimiento de Ni y contenidos casi nulos de Co. El tercero está ligado espacialmente por el relleno de las fracturas del grano, este último se encuentra enriquecido en As, Pb, Bi, Cu, Sb, Te, Au y Ag. Existe una relación de mayores concentraciones de Pb y Bi, lo cual puede describir la presencia de galena en el relleno de las fracturas, al igual que para el Sb y Cu, que se traduce en la existencia de sulfosales de Cu y la presencia de concentraciones relativamente altas de Mo, posiblemente se asociada con microinclusiones de molibdenita.

4. Discusiones

4.1. Asociación de eventos paragenéticos con resultados LA-ICPMS

Por medio de la caracterización de eventos mediante las metodologías asociadas con petrografía, tanto macro como microscópica y espectrometría de reflectancia, se han reconocido y caracterizado los diferentes eventos asociados a las rocas de Incahuasi, los que han sido expresados mediante una secuencia paragenética. A través de la metodología de imágenes LA-ICPMS es posible obtener un mayor alcance de estos eventos y así comprender la evolución de los fluidos que generan configuraciones de mineralización y alteración características en el blanco.

Para esta sección se analizan las concentraciones de oligoelementos, principalmente Co, Ni y As, los cuales son ampliamente utilizados para caracterizar las condiciones de formación de pirita, debido a que generalmente este mineral presenta altas cantidades de estos elementos, ya que tienden a reemplazar al S y/o Fe en la estructura cristalina, lo cual varía de acuerdo con la temperatura del fluido, existiendo una correlación directa entre las concentraciones de Co y Ni y el aumento de temperatura mientras que para el As se modela una correlación inversa, aumentando las concentraciones de este elemento con el descenso de la temperatura del fluido (Steadman et al., 2021).

Un primer episodio de formación de pirita es observado en los mapas de concentraciones de las muestras de la figura 34, donde se puede apreciar que los granos minerales comparten características y zonaciones relacionadas con valores muy altos de Co y Ni con algunas variaciones no rítmicas ni zonaciones geométricas y exhiben valores moderados a altos de As. Este episodio está principalmente asociado con el evento paragenético definido como sódico cálcico - propilítico de alta temperatura. Es importante recalcar que no todas las muestras ligadas al episodio de concentraciones características de pirita se encuentran relacionadas de manera petrográfica con alteraciones del tipo calco sódico o propilítico, esto ocurre para las muestras 0017-1 y 0057 (Figura 35).

Para la muestra 0017-1 es relevante reconocer que su ocurrencia es de pirita diseminada y se encuentra a pocos centímetros de una vetilla (muestra 0017-2), la que sobreimprime un arreglo de alteración de tipo argílica - fílica, por lo que probablemente la alteración a minerales verdes que pudo haber presentado la roca asociada al evento de pirita diseminada fue sobreimpuesta por este evento posterior de vetillas de pirita. Para el caso de la muestra 0057, esta también presenta un evento posterior evidente, que se observa tanto petrográficamente como mediante los mapas LA-ICPMS, y corresponde al de brechas hidrotermales.

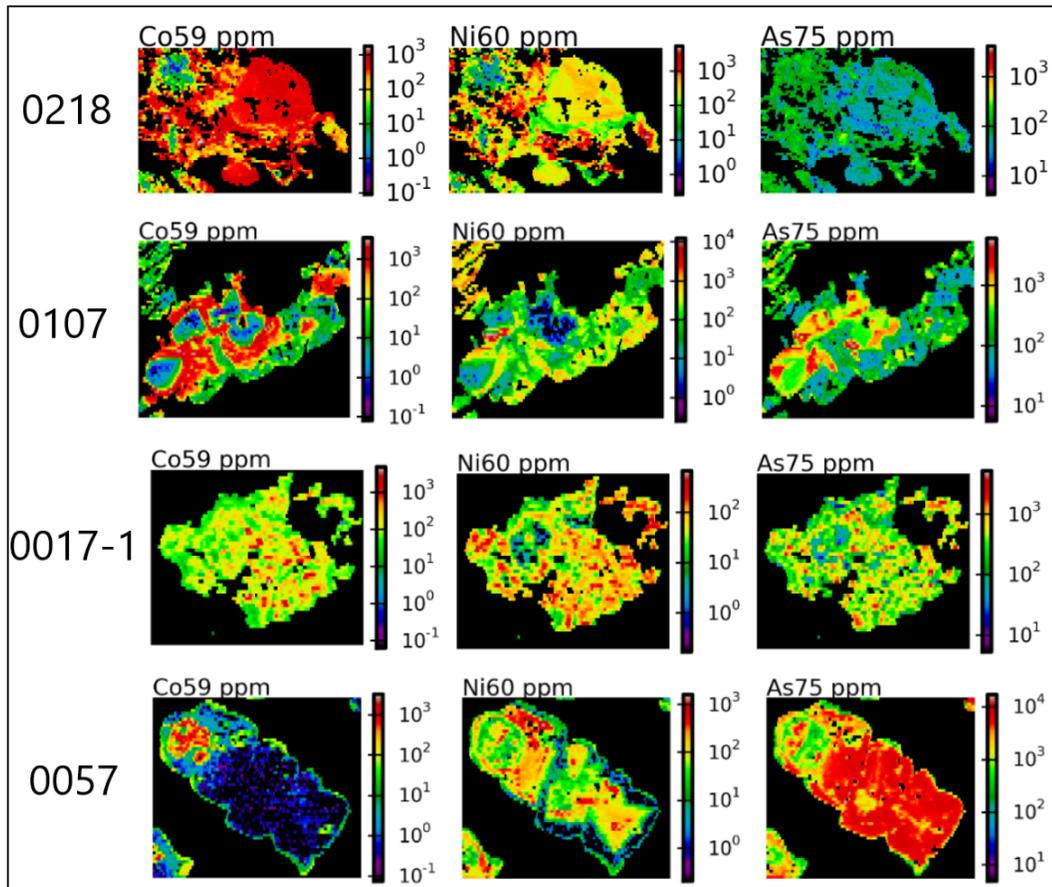


Figura 34: Comparaciones entre Co, Ni y As para describir uno de los episodios de formación de los granos de pirita, el cual se encuentra relacionado con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura.

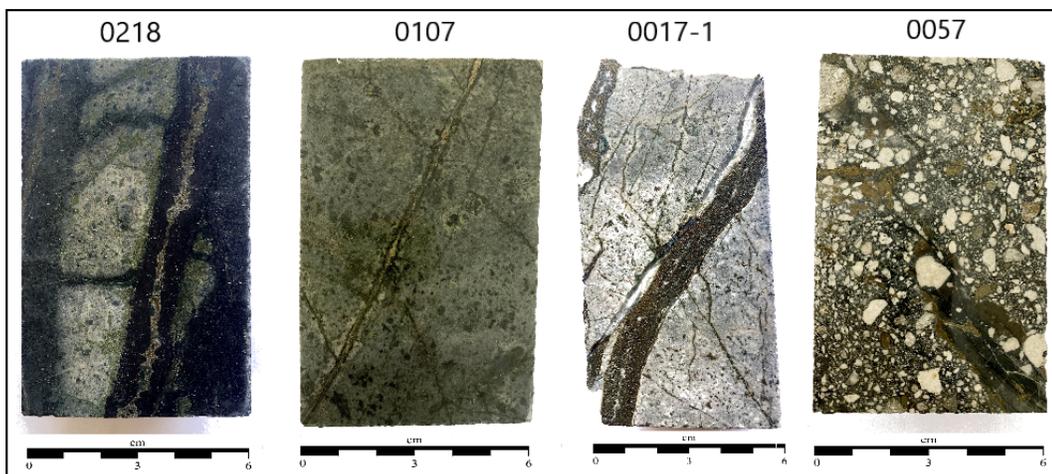


Figura 35: Muestras que presentan algún episodio de pirita relacionado con el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Es posible reconocer que dos de ellas no son petrográficamente asociables con este evento (0017-1 y 0057), debido a que el evento no es el que afecta de manera predominante a estas rocas.

Según se observa en la figura 35 muestra 0057, el grano presenta un evidente comportamiento bivalente que es únicamente asociable con un proceso de disolución y posterior recristalización del grano, por lo que el fluido correspondiente a este evento es capaz de disolver y recristalizar gran parte del grano con otra composición de oligoelementos y también de sobreimprimir las alteraciones previas presentes en la roca.

Debido a las relaciones de sobreimpresión de alteraciones encontradas en la muestra 0017, donde 0017-1 es previa y 0017-2 es posterior, se asume una probable temporalidad entre los eventos representados en cada una de las muestras, los que corresponden respectivamente a los eventos uno y dos. De esta manera, el segundo evento es caracterizado por concentraciones moderadas a altas de Co y Ni, con zonaciones evidentes a sutiles en estos dos elementos y concentraciones muy bajas a casi nulas de As (Figura 36).

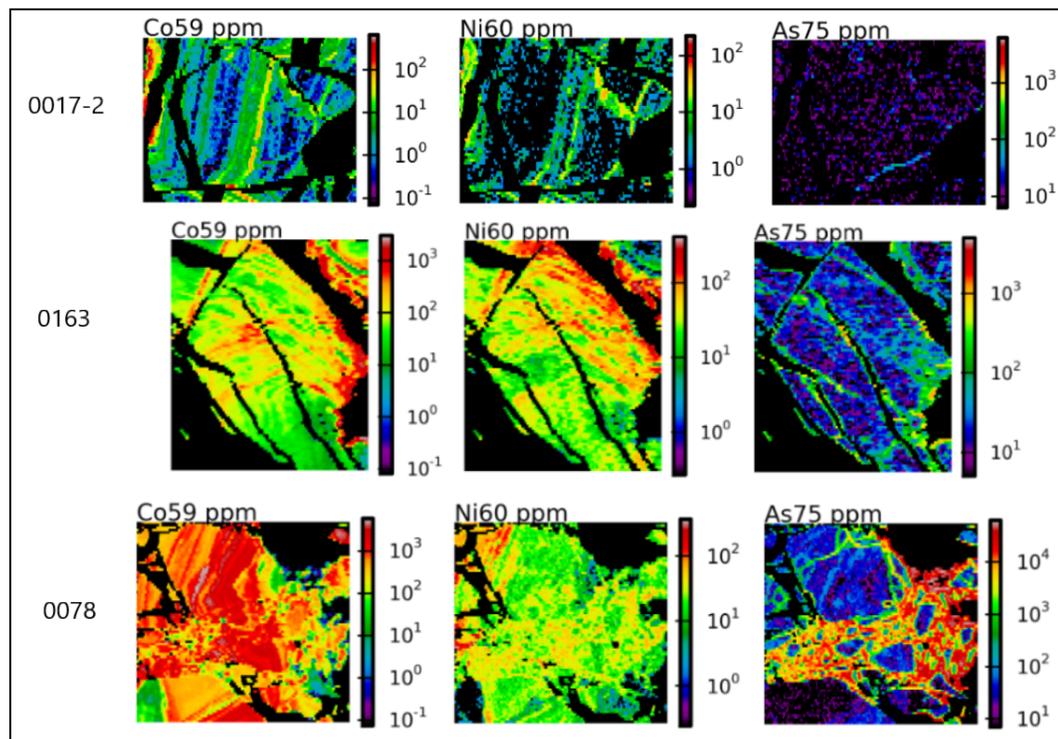


Figura 36: Comparaciones entre Co, Ni y As para describir el episodio de formación de los granos de pirita de algunas de las muestras, que se relacionan con el evento hidrolítico.

Las muestras están únicamente asociadas con el evento de alteración hidrolítico (Figura 37), donde la muestra 0163 varía a tonalidades anaranjadas debido a encontrarse cercana a una fractura que altera la muestra a óxidos de Fe-Ti.

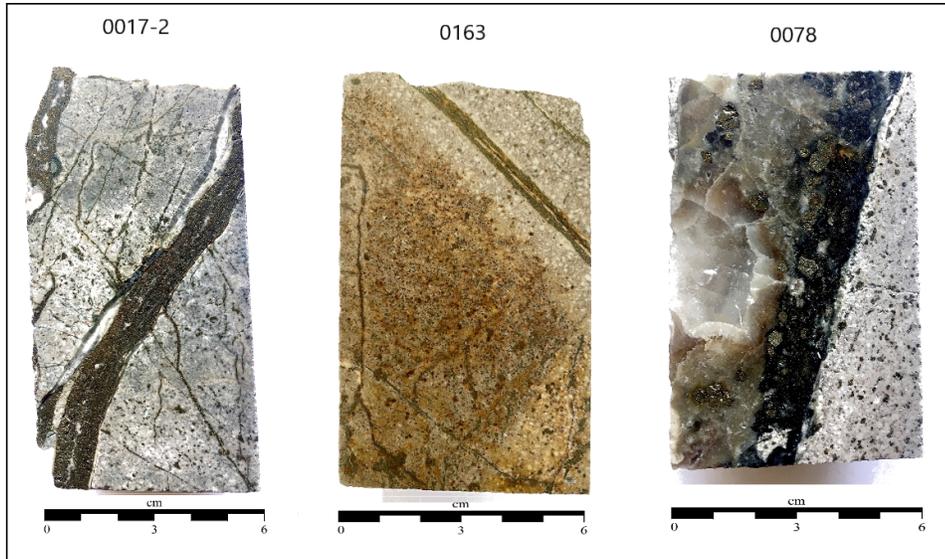


Figura 37: Fotografías representativas de las muestras que presentan algún episodio de formación de pirita relacionado con el evento hidrolítico.

El tercer episodio se observa en algunas de las muestras también relacionadas con el primer evento (0057 y 0107), donde es posible discriminar relaciones de temporalidad entre este primer evento y otro posterior, el cual es fácilmente identificable en la figura 38, ya que corresponde a los sectores más empobrecidos en Co en cada muestra. Para la muestra 0057 se reconoce como un evento de disolución-recristalización del mineral, dejando solo un núcleo relicto asociado al evento calco-sódico-propilítico de alta temperatura y recrystalizando el resto bajo otra forma geoquímica. Asociado a la muestra 0107 se observa este evento como un relleno caracterizado por una configuración de concentraciones elementales diferentes que el primer evento (Figura 38).

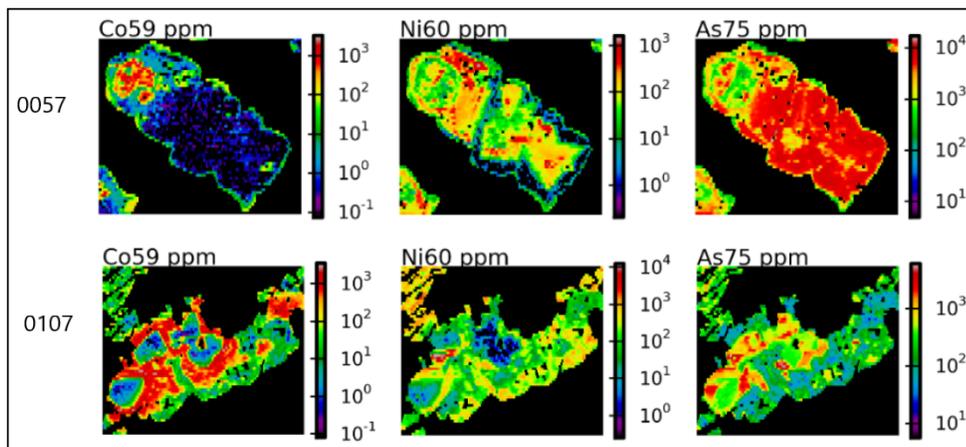


Figura 38: Comparaciones entre Co, Ni y As para describir uno de los episodios de formación de los granos de pirita, específicamente el que conforma el evento definido como de brechas hidrotermales.

Este tercer evento, posterior al primero de tipo calco sódico - propilítico, es caracterizado por presentar altos valores de As, moderados a altos valores de Ni y muy bajos índices de Co, casi nulos. Debido a las bajas concentraciones de Co, es posible indicar que el fluido que conforma este evento es probablemente de baja temperatura. El evento se encuentra asociado con la ocurrencia de brechas hidrotermales fluidizadas de morfología en dique con cemento de turmalina, cuarzo microcristalino y arcillas o polvo de roca, como se observa en la muestra 0057 (Figura 39).

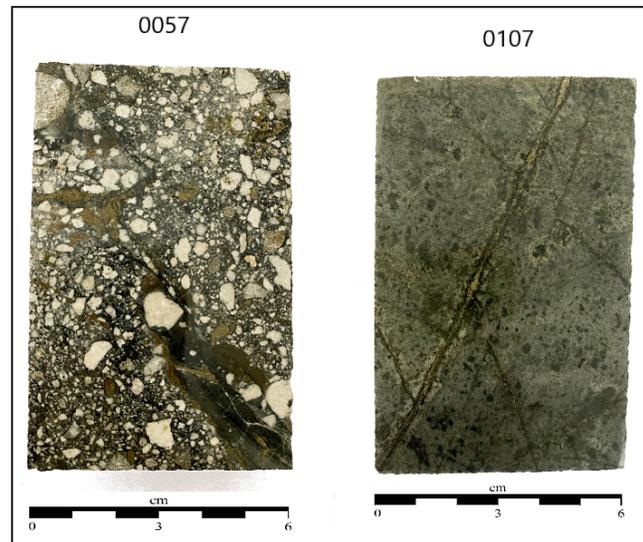


Figura 39: Muestras que presentan algún episodio de formación de pirita relacionado con el evento de brechas hidrotermales.

La muestra 0107 presenta la ocurrencia de concentraciones de pirita definida para el tercer evento, sin embargo, no exhibe una petrografía similar a la de la muestra 0057, lo que probablemente ocurre por el grado de intensidad en que el fluido que genera el tercer evento es incluido en las fases de cristalización de los granos, es decir, un mismo fluido genera el tercer evento descrito, pero este afecta de diferente manera a las muestras 0057 y 0107, ya que para la 0057, se trata de un pulso explosivo, con la energía necesaria para brechizar la roca y así generar un proceso de disolución y recristalización del grano de pirita asociado, mientras para la muestra 107, este fluido se introduce con menor energía y rellena los espacios, sin sobreimprimir una alteración en la roca. Esta diferencia en las intensidades de ingreso y afectación del fluido en ambas muestras posiblemente se debe a la cercanía con el *feeder* que controla la inyección de los fluidos, de esta manera la muestra 0057 aparenta una estrecha cercanía con el conducto o bien ser parte de este, mientras que la muestra 0107 probablemente se ubica más distal al conducto. Este fenómeno de infiltración y relleno de espacios por distintos eventos es común, especialmente en depósitos de pórfido donde eventos de alta sulfuración rellenan espacios de estadios potásicos previos, debido al proceso de *telescoping*. Es por esto que entendiendo que el evento calco sódico - propilítico es anterior, sería esperable que los demás eventos se encuentren sobreimpuestos.

El cuarto y último episodio afecta a la totalidad de las muestras obtenidas (Figura 40) y se presenta como relleno de fracturas y bordes de los granos, lo cual indica que es posterior a todos los demás episodios. Este se caracteriza por un enriquecimiento principalmente de oligoelementos de gran radio iónico como Pb, Sb, Bi, Cu y en algunas muestras As, Au y Ag. Este evento presenta variaciones en cuanto a sus concentraciones elementales, lo cual ocurre debido al enfriamiento y la evolución progresiva del fluido generador.

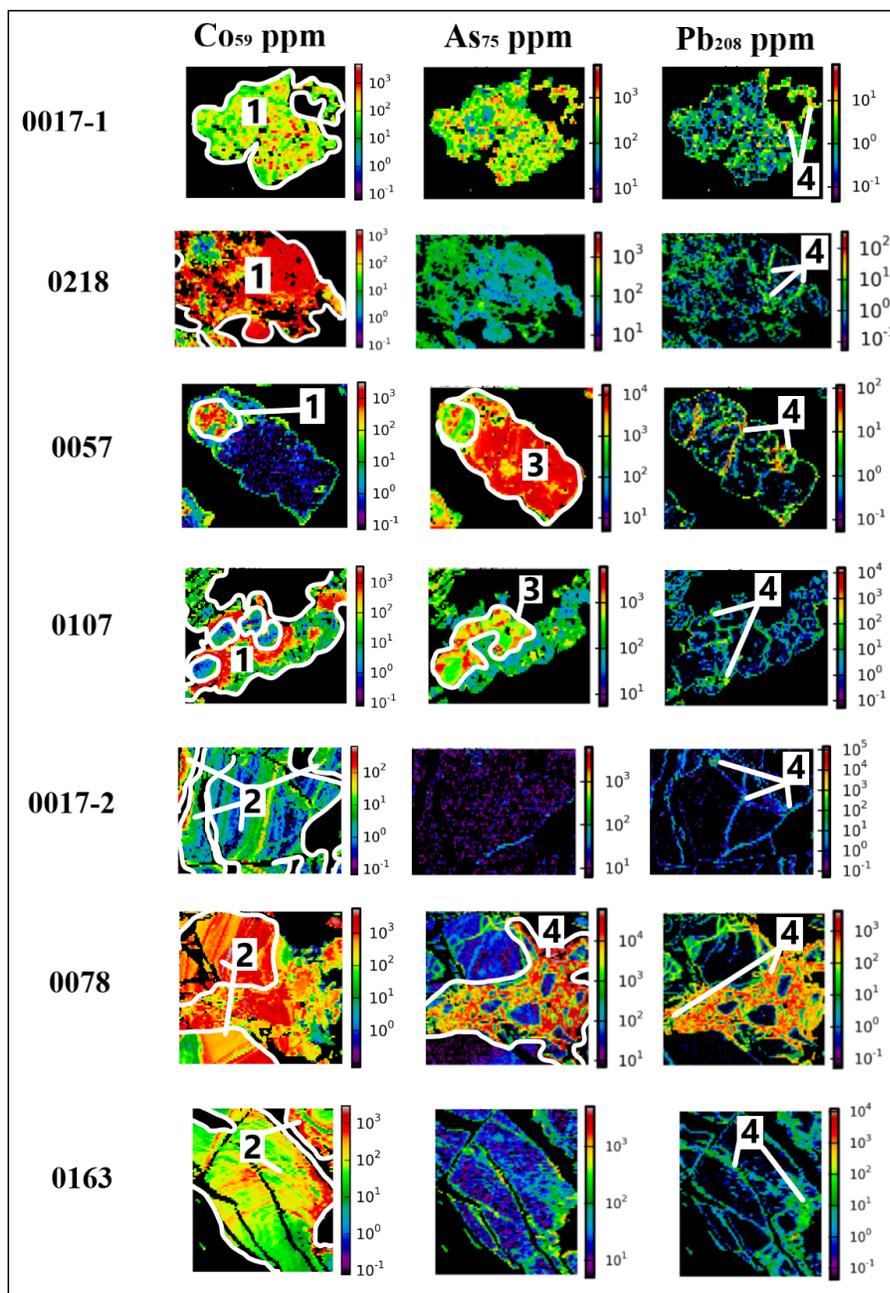


Figura 40: Representación mediante mapas de Co, As y Pb para los siete granos minerales analizados mediante LA-ICPMS, donde es posible reconocer mediante polígonos y rótulos cada uno de los eventos definidos para todas las muestras.

El cuarto episodio es aparentemente representado por la petrografía de la muestra 0078, donde el evento está mejor representado dentro del grano de pirita y además exhibe un ingreso violento ya que genera la brechización del grano previamente formado, lo cual se asocia con el emplazamiento de la vetilla epitermal de calcita bladed. Además en la muestra 0078 existen mayores concentraciones de Co y Ni y de oligoelementos de grandes radios iónicos que en las demás, lo que puede asociarse con una mayor cercanía con la fuente del fluido que origina esta ocurrencia de vetillas. Las otras seis muestras no presentan la misma petrografía, ya que el fluido no ingresa al sistema con la misma energía, más bien rellena pequeñas fracturas y bordes de los granos debido a su probable lejanía con la fuente del fluido y/o las fracturas por las que es movilizado, por ende no es capaz de sobreimprimir las alteraciones preexistentes.

De esta manera ha sido posible reconocer una temporalidad clara y definida entre los eventos presentes en Incahuasi, donde primero existe un evento calco sódico - propilítico de alta temperatura, asociado con mineralización principalmente de pirita y magnetita, tanto en vetillas como pirita diseminada y a una alteración a minerales verdes y carbonatos. Este primer evento exhibe granos de pirita caracterizados principalmente por presentar concentraciones relativamente altas de Co y Ni, lo cual se relaciona con condiciones de altas temperaturas en el fluido. Las concentraciones de estos elementos presentan algunas variaciones asociadas a distintos sectores del grano, sin corresponder a zonaciones geométricas, sino que son más bien difusas. De acuerdo con del Real et al. (2020), las variaciones composicionales de los granos pueden ocurrir por cambios en temperatura del fluido hidrotermal y la partición de oligoelementos entre fases minerales coexistentes en diferentes temperaturas (Keith et al., 2016), cambios en las condiciones de actividad redox y H⁺ con la solubilidad de oligoelementos disminuyendo o aumentando a diferentes fO₂ y pH, respectivamente, o bien cambios en la composición de la fluido hidrotermal que se reflejará en la química de la pirita (Tardani et al., 2017). Posteriormente existe un evento hidrolítico asociado con vetillas de pirita que desarrollan alteraciones blanquecinas, algunas con presencia de halos arcillosos marcados. En cuanto a la geoquímica de los granos de pirita analizados para el evento, este se caracteriza por presentar concentraciones casi nulas de As y relativamente altas de Co y Ni, las cuales presentan zonaciones oscilatorias, representando variaciones enmarcadas en las altas temperaturas debido a las concentraciones de estos dos elementos, pero con diferencias rítmicas de las condiciones fisicoquímicas del fluido (cuyas posibilidades son anteriormente mencionadas) a medida que se desarrollan los minerales. Luego se reconoce un evento de brechización hidrotermal, caracterizado por brechas hidrotermales fluidizadas de morfología en dique con mineralización de pirita y cemento de turmalina, cuarzo microcristalino y arcillas o polvo de roca. Las concentraciones de pirita presentes en estas muestras se caracterizan por un enriquecimiento de As y por sus casi nulas concentraciones de Co, lo que probablemente se asocia con un tercer fluido que interactúa con el

sistema y que presenta una temperatura relativamente baja y menor a los dos eventos anteriores. Finalmente el cuarto evento, asociado con la ocurrencia de vetillas centimétricas con mineralización de pirita, relleno de calcita bladed, cuarzo plumoso y calcedonia. Mediante las concentraciones de oligoelementos presentes en los granos de pirita, el episodio se caracteriza por sus altas concentraciones de As y oligoelementos de grandes radios iónicos, lo que se asocia con fluidos de bajas temperaturas, ya que en estructuras minerales desordenadas, asociadas al enfriamiento rápido del grano, se genera el espacio y por ende la posibilidad de incorporación de este tipo de elementos en la estructura cristalina (Steadman et al., 2021).

Comparando el orden de los eventos posibles de reconocer mediante LA-ICPMS y la secuencia paragenética realizada sólo con petrografía se corrobora que el orden temporal es correcto, sin embargo existe otro evento, el cual es inicialmente englobado dentro del evento hidrolítico, pero describe al evento más tardío, definido como evento epitermal de calcita bladed. De esta manera, el orden y mineralogía en paragénesis de cada evento se expresa mediante la siguiente secuencia paragenética (Figura 41).

	Mineral	Calco sódico - propilitico	Hidrolítico	Brechas hidrotermales	Evento epitermal de calcita bladed
Minerales de mena	Magnetita	-----			
	Pirita I	=====			
	Pirita II		=====		
	Pirita III			=====	
	Pirita IV				=====
	Hematita	-----	-----		
	Rutilo	-----		=====	
	Pirrotina	-----		=====	
	Calcopirita	-----	-----	=====	
	Marcasita	-----	-----		
	Bornita		-----		
	Hidróxidos de Fe		-----		
	Esfalerita			=====	
Minerales de ganga	Epidota	=====			
	Clorita	=====			
	Carbonatos	=====	-----		=====
	Actinolita	-----			
	Sericita	-----			
	Arcillas	-----			
	Pirofilita	-----	-----		
	Ferrosaponita	-----			
	Estilpnomelano	-----			
	Beidellita	-----			
	Montmorillonita	-----			
	Cuarzo	-----		=====	=====
	Oxidos Fe		-----		
	Caolinita		-----		
	Yeso		-----		
	Dickita		-----		
	Halloysita		-----		
Calcedonia		-----		=====	
Turmalina			=====		

Figura 41: Secuencia paragenética de los cuatro eventos resultantes de las diferentes técnicas analíticas aplicadas en el proyecto.

4.2. Génesis de los eventos de Incahuasi

A partir de los eventos determinados mediante las diferentes técnicas analíticas, se procede a realizar un análisis, de manera de reconocer las características fisicoquímicas de los fluidos que componen los eventos y establecer comparaciones con los distintos sistemas de depósito posibles para cada uno de los eventos y así reconocer la evolución del blanco Incahuasi.

Evento calco sódico - propilítico de alta temperatura

Petrográficamente exhibe una paragénesis mineral que incluye mena de magnetita en vetillas centimétricas, pirita, \pm hematita, rutilo, pirrotina, calcopirita y marcasita y presenta una alteración compuesta por epidota, clorita, carbonatos, \pm actinolita, ferrosaponita, estilpnomelano, beidellita, montmorillonita y cuarzo.

Esta paragénesis mineral puede asociarse con un ambiente de IOCG o con un ambiente de pórfido. En el caso de un IOCG, es asociable con una alteración de tipo sódica cálcica, debido a la presencia de abundante magnetita, epidota, clorita, carbonatos, actinolita, etc. No obstante, no es posible asociarlo del todo con este tipo de depósito, debido a la falta de minerales característicos como escapolita o minerales de mayor temperatura como apatito o una mayor cantidad de actinolita. Sin embargo, además de la petrografía de las muestras, es necesario contemplar antecedentes expuestos previamente en este trabajo que permiten un acercamiento con la hipótesis de fuente de IOCG, como es el caso del reporte de Cass (2007), donde se expone que en el límite norte del blanco Incahuasi se encuentra el sector de Nueve Vidas, el cual presenta alteración de clorita \pm epidota \pm escapolita, sectores de *stockwork* de magnetita y brechas ricas en apatito. También identifican zonas masivas con reemplazo a escapolita, vetas de anfíbola y granate masivo. Por otro lado, los reportes internos de Vale evidencian altas concentraciones de P tanto al norte de la quebrada Incahuasi como al oeste del complejo intrusivo Santa Ana, donde también se exhiben altas concentraciones de Fe y bajas de S, lo que junto con las altas concentraciones de P describe una presencia de importantes volúmenes de magnetita y apatito.

Debido a la información expuesta, es posible que la alteración presente en Incahuasi sea calco sódica y que en el blanco esta se desarrolle con menores temperaturas, las que no permiten la generación de grandes volúmenes de minerales como apatito, actinolita o granate que se forman a altas temperaturas. En el caso que efectivamente se describiera el sistema de IOCG, esto puede estar relacionado con una variable espacial, donde posiblemente el blanco Incahuasi sea una zona distal a la fuente que genera el depósito IOCG (en el caso de efectivamente existir).

La otra posibilidad es que la muestra corresponda con un ambiente de pórfido, donde puede asociarse con una alteración de tipo propilítica de alta temperatura, principalmente por la presencia de pirita, epidota, clorita, carbonatos, actinolita, etc. La hipótesis de que corresponde a una alteración propilítica tampoco es evidente, ya que el sistema en general exhibe concentraciones casi nulas de vetillas y ocurrencias de cuarzo, características de un sistema de pórfido en casi todas sus fases.

Según Maslennikov et al. (2009), las altas concentraciones de Co y Ni encontradas en granos de pirita analizados mediante LA-ICPMS, tienden a relacionarse con fluidos de altas temperaturas, $>300^{\circ}\text{C}$. De acuerdo con Reich et al. (2016); Steadman et al. (2021), las concentraciones de Co promedio para un IOCG son de aproximadamente 1 %, las de Ni entre 1.000 y 5.000 ppm y las de As oscilan en torno a los 1.000 ppm. En los depósitos de pórfido de Cu-Au-Mo, las concentraciones de Co y Ni tienden generalmente a ser más bajas que en los sistemas de IOCG (Reich et al., 2013; Steadman et al., 2021). Para el evento, las concentraciones de Co promedian valores de 430 ppm, las de Ni 230 ppm y As 700 ppm, lo cual se encuentra bajo los promedios aproximados que sugieren los autores para un IOCG, lo que asemejaría de una mejor manera el evento con un pórfido. Sin embargo, los rangos de concentraciones mencionados que han sido establecidos por distintos autores son caracterizados en base a importantes yacimientos económicos, tanto los depósitos de IOCG como de pórfido. Como no existe la certeza si los fluidos caracterizados en Incahuasi representan fuentes de sistemas económicos o estériles, es probable que los rangos de concentraciones no tengan una real aplicabilidad en el proyecto.

Por otro lado, los datos de Reich et al. (2013) sugieren que As puede enriquecerse a niveles de porcentaje en peso en pirita para depósitos de pórfido de Cu, pero en los datos de Steadman et al. (2021), el As solo alcanza estos niveles de concentración durante las últimas etapas del desarrollo de depósitos de pórfido. En el caso de este sistema, los mayores niveles de As llegan cerca de 6 % peso y están asociados a las últimas etapas de desarrollo del sistema.

Respecto a las relaciones Co/Ni, varios estudios determinaron que las proporciones bajas de Co/Ni (<1) son características de la pirita en depósitos minerales que se formaron en o debajo del lecho marino en entornos sedimentarios y volcánicos (Bralia et al., 1979), mientras que las proporciones entre 1 y 10 son características de los depósitos magmático-hidrotermales (Reich et al., 2016). En el caso de este evento (Figura 42), los valores de Co y Ni se encuentran distribuidos principalmente entre 0.1 y 10, donde la mayoría de los datos se enmarcan entre 1 y 10, indicando para este grupo una proveniencia magmático - hidrotermal. Sin embargo, existe una importante población de datos encontrada entre 0.1 y 1, evidenciando que existe una mezcla del fluido magmático - hidrotermal con otro fluido de una fuente externa. Considerando lo anterior y suponiendo las

dos posibilidades de tipos de depósito propuestas para el evento, esto coincidiría para el caso de un sistema IOCG, donde la mezcla entre estos dos fluidos es común para uno de los modelos de formación de este tipo de sistemas propuesto por Barton y Johnson (2004), respectivamente se asemeja al modelo derivado de cuencas superficiales, caracterizando una proveniencia de estos fluidos con una componente magmático hidrotermal. Mientras que para una alteración propilítica de alta temperatura no es común encontrar mezclas del fluido magmático - hidrotermal con fluidos externos en esta fase.

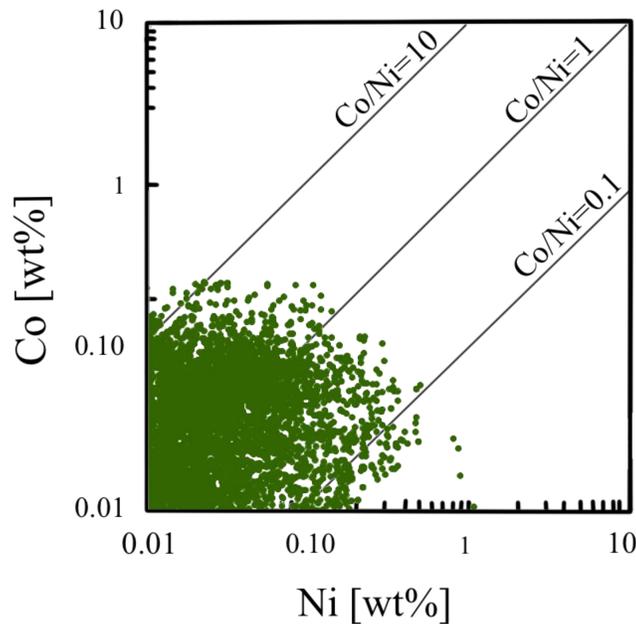


Figura 42: Gráfico de la relación Co/Ni para los datos del evento calco sódico - propilítico de alta temperatura, donde los puntos se encuentran concentrados principalmente entre las razones 0.5 y 10. Basado en Reich et al. (2016).

De acuerdo con Herazo et al. (2021), en un sistema magmático hidrotermal, además de las altas relaciones Co/Ni en piritas, estas exhiben una caracterización en cuanto a valores relativamente bajos de Ag/Co y altos de Co/Cu. De esta manera, asociado a sistemas de pórfido, se encuentran concentraciones más altas de Ag y Cu relacionado con altas temperaturas (600 - 450°C), como es el caso de una alteración potásica, mientras que los contenidos más altos de Co/Cu se asocian con alteraciones de baja temperatura, como cuarzo-sericita (400 - 300°C), alteraciones cloríticas (300 - 200°C) o alteración propilítica (200 - 350°C).

Para el evento, en el caso de corresponder a una alteración de pórfido, propilítica de alta temperatura, esta configuración geoquímica no coincide con lo que se esperaría para una alteración de altas temperaturas (Figura 43). En el caso de tratarse de una alteración calco sódica de IOCG, los datos correspondientes al evento se distribuyen principalmente dentro del polígono que representa a un sistema IOCG (Herazo et al., 2021), específicamente el IOCG de Candelaria.

Con esta evidencia tampoco es posible descartar ninguna de las posibilidades de génesis para el evento, pero nuevamente se encuentra una mayor tendencia hacia una alteración de sistema IOCG. Es posible señalar que no se puede descartar la posibilidad de que corresponda a un sistema de pórfido. Sin embargo, considerando los antecedentes de petrografía cercana al proyecto, los datos de geoquímica de superficie, la relación de Co/Ni que no señala únicamente una fuente magmático - hidrotermal y las correlaciones planteadas por Herazo et al. (2021), es posible que el evento pudiese asemejarse de una mejor manera con una asociación de IOCG, por ende con una alteración de tipo calco sódica.

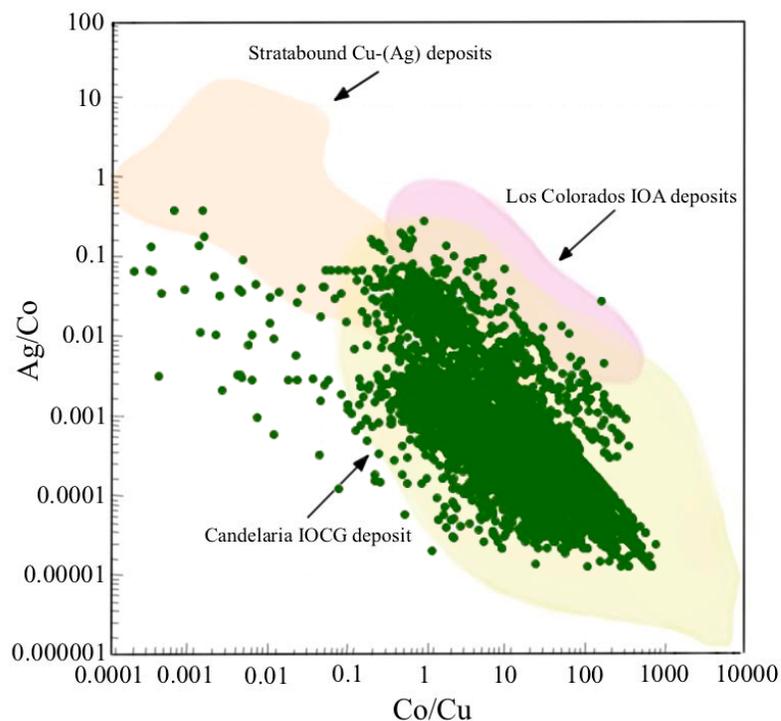


Figura 43: Diagrama de Ag/Co vs Co/Cu para el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura. Basado en Herazo et al. (2021)

Evento hidrolítico

Petrográficamente es caracterizado por una paragénesis mineral conformada por mineralización de pirita y en algunas muestras hematita, rutilo, trazas de calcopirita, marcasita, bornita e hidróxidos de Fe, y como ganga se asocia en ciertas muestras con carbonatos, arcillas, cuarzo, óxidos de Fe, caolinita, yeso, dickita y pirofilita.

Al analizar las relaciones de Co/Ni (Figura 44), los datos se encuentran únicamente entre 1 y 10, lo cual permite asociar el evento directamente con una naturaleza magmático - hidrotermal sin mezcla o contaminación con fluidos externos.

Los valores promedio de Co, Ni y As correspondientes al evento son respectivamente de 400 ppm, 27 ppm y 44 ppm, lo que indica que el evento presenta valores de Co similares a los del primer evento, sin embargo se diferencia debido a su empobrecimiento de Ni y As. Las concentraciones aparentemente coinciden con valores esperables establecidos para un sistema de pórfido (Reich et al., 2016; Steadman et al., 2021).

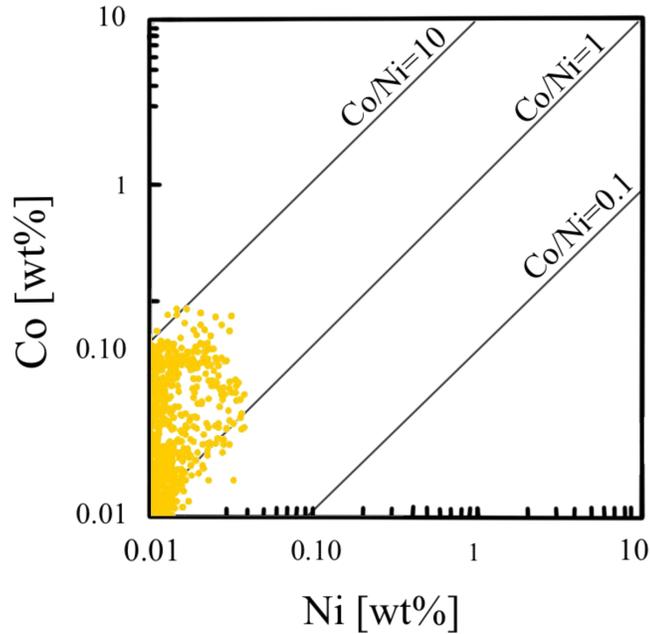


Figura 44: Gráfico de la relación Co/Ni para los datos del evento hidrolítico, donde los puntos se encuentran concentrados entre las razones 1 y 10. Basado en Reich et al. (2016).

Al graficar las concentraciones de As vs Au (Figura 45), es posible reconocer principalmente dos poblaciones de datos, ambas con concentraciones similares de As, pero una de ellas exhibe un mayor contenido de Au.

La configuración anterior es consistente con una evolución desde un ambiente de pórfido hacia un sistema epitermal, lo que coincide con los campos definidos por Deditius et al. (2014) para estos ambientes hidrotermales. Además, este comportamiento sugiere la presencia de oro en dos formas, tanto incorporado como solución sólida en la red cristalina de la pirita y como inclusiones de nanopartículas.

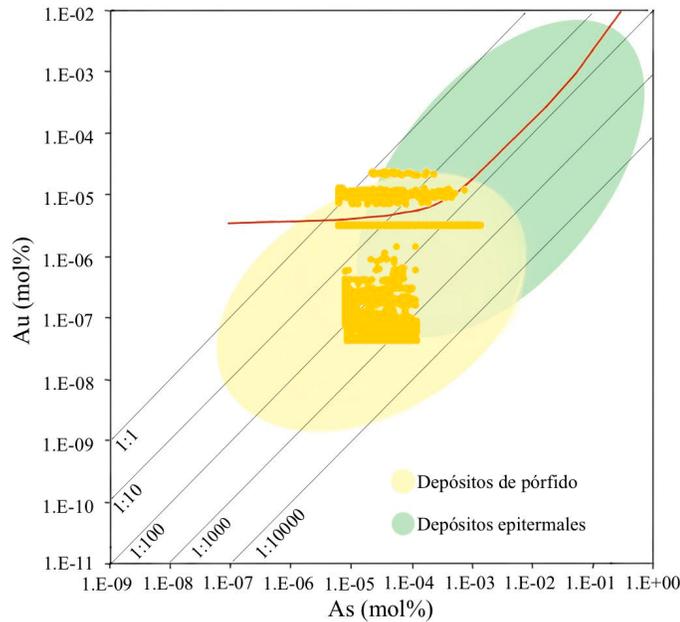


Figura 45: Diagrama que representa el comportamiento de los datos a partir de sus concentraciones de Au y As. Basado en Deditius et al. (2014).

Evento de brechas hidrotermales

Exhibe una paragénesis mineral conformada por pirita, rutilo, trazas de calcopirita y esfalerita, arcillas, cuarzo y turmalina. Este evento se emplaza por medio de diques de brechas fluidizadas con una matriz de turmalina, cuarzo microcristalino y polvo de roca.

Las concentraciones de Co y Ni de este evento son muy bajas, promediando 15 ppm de Co, 220 ppm de Ni y 2.640 ppm de As, lo cual describe una naturaleza de fluidos de baja temperatura, semejante a aquellos que forman sistemas epitermales, donde además, respecto a su relación de Au y As (Figura 46), sus puntos intersectan los polígonos de pórfido y epitermal, con predominancia hacia un sistema de pórfido, lo que describe un ingreso del oro como solución sólida en la estructura cristalina de la pirita.

En cuanto a su génesis, los diques de brechas fluidizadas de turmalina se encuentran estrechamente asociados con la formación de pipas de brecha, las cuales son relacionadas con los sistemas tipo pórfido de Cu-Au-Mo. Las pipas de brecha son asociadas con intrusiones emplazadas en entornos corticales elevados dentro de estructuras dilatantes y se superponen con fuentes magmáticas profundas asociadas con importantes cantidades de volátiles y metales. A medida que la intrusión con alto contenido de agua se enfría, es capaz de separar sus componentes sólidos y volátiles. Cuando el caparazón que envuelve a la intrusión se fractura, en el momento que la presión interna

excede a la litostática, los volátiles y fluidos confinados escapan y tienden a conformar vetillas de cuarzo en *stockworks*. La formación de pipas de brecha presenta un evento inicial que varía desde un proceso de erupción, donde escapan los volátiles del caparazón intrusivo y forman distintos estilos de brechas y fracturas, luego ocurre la etapa de colapso, donde la gravedad y presión litostática acomodan las masas rocosas a través de las fracturas para finalmente ser rellenas por la entrada de fluidos ricos en elementos incompatibles, como B, lo que permite la precipitación de turmalina, generando distintos estilos de brechas, entre ellos los diques de brechas fluidizadas con matriz de turmalina que se observan en este evento.

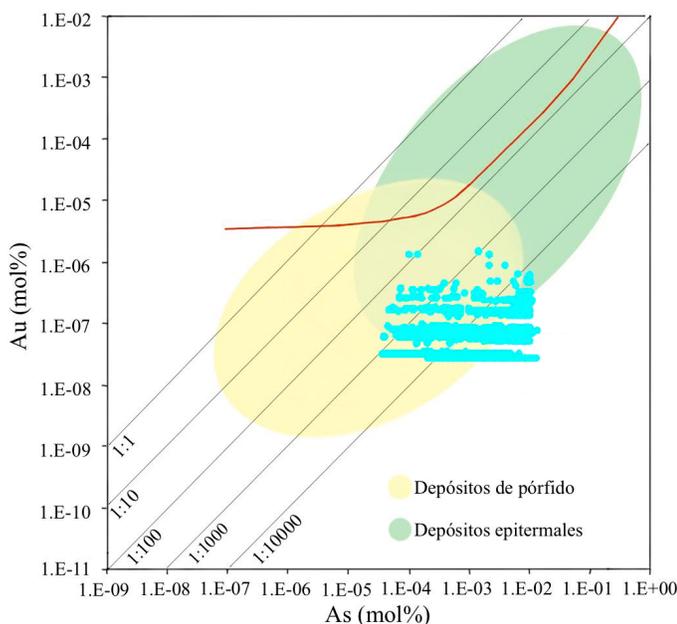


Figura 46: Diagrama que relaciona las concentraciones de Au vs As para el evento de brechas hidrotermales, comparando su comportamiento con estilos de depósitos epitermales y de pórfido. Basado en Deditius et al. (2014).

Evento de vetillas con calcita bladed

Este último evento exhibe una paragénesis petrográfica que se compone por vetillas de pirita con cuarzo plumoso, calcita bladed reemplazando sílice, calcedonia y otros carbonatos, asociado con una alteración hidrotermal de sericita y carbonatos. Este evento no solo se emplaza mediante vetillas de calcita bladed, sino que se superpone a todos los demás eventos relleno de fracturas dentro de los granos de pirita. Respecto a las relaciones de Co/Ni presentes en el evento (Figura 47), es posible encontrar datos entre 0.1 y 10, con una mayor densidad de puntos entre 1 y 10, evidenciando entre esos valores una naturaleza predominantemente de tipo magmático hidrotermal. Los puntos encontrados entre 0.1 y 1 podrían evidenciar la mezcla entre fluidos de tipo magmático - hidrotermal con fluidos meteóricos o de otras fuentes, como provenientes de salmueras externas.

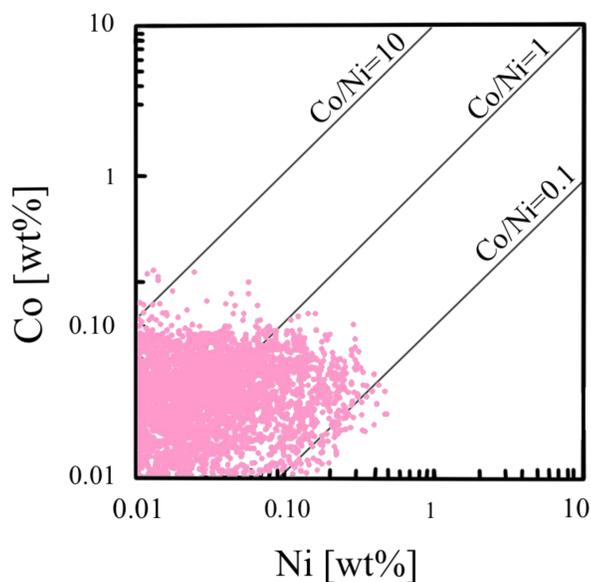


Figura 47: Gráfico de Co vs Ni, donde se aprecian los datos del evento de vetillas con calcita bladed, el cual arroja valores entre 0.1 y 10 en cuanto a su relación Co/Ni. Basado en Reich et al. (2016).

Las concentraciones de Co, Ni y As para este evento son respectivamente de 238 ppm, 158 ppm y 2.497 ppm, presentando un claro enriquecimiento de As y empobrecimiento de Co y Ni, la cual es una configuración comunmente asociada con ambientes epitermales (Steadman et al., 2021).

De acuerdo con la relación de Au y As para el evento de vetillas con calcita bladed (Figura 48), es posible establecer que los puntos se ubican entre un comportamiento de pórfido y epitermal, con varios relacionados únicamente al polígono epitermal, lo que sugiere la presencia de oro como solución sólida en la red cristalina de la pirita y también como inclusiones de nanopartículas.

Respecto a la petrografía de la muestra, sus minerales son asociados con una típica paragénesis de un evento epitermal de baja sulfuración (Hedenquist et al., 2000), principalmente por la ganga de cuarzo con textura plumosa, la cual es de reemplazo, además se observa calcita bladed, calcedonia y mena de pirita y galena como se observa en los mapas de imágenes LA-ICPMS asociada al relleno.

4.3. Evolución del sistema

El blanco exploratorio Incahuasi corresponde a un sistema caracterizado por la acción e interacción de cuatro eventos, los cuales generan alteraciones y mineralizaciones características y diferenciables, tanto petrográfica como químicamente mediante el estudio petrográfico exhaustivo y el análisis de las concentraciones de oligoelementos presentes en los granos de pirita asociados a cada uno de los eventos definidos.

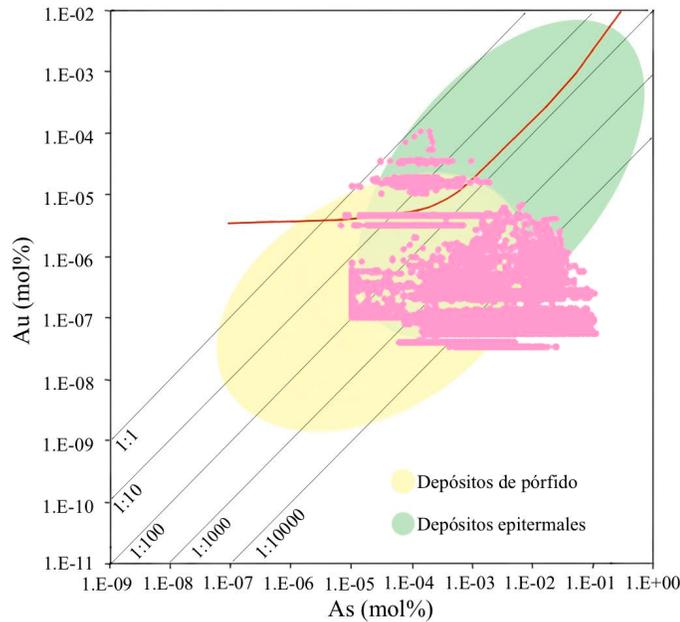


Figura 48: Diagrama de Au vs As, donde se comparan los datos obtenidos en el evento de vetillas de calcita bladed con los polígonos expresados para depósitos epitermales y de pórfido. Basado en Deditius et al. (2014).

Las razones Co/Ni son útiles para discriminar el origen de los fluidos que conforman un depósito, por ejemplo, en el estudio de del Real et al. (2020) se conforman grupos de muestras para los cuales son graficadas sus razones Co/Ni, resultando fluidos con distintas fuentes o mezclas entre estos. Para este estudio, según es posible reconocer en las razones Co/Ni de los eventos definidos, su relación y evolución probablemente se encuentra asociada con la existencia de dos sistemas o fuentes (Figura 49), ya que si el sistema fuese únicamente de tipo pórfido, estos valores tendrían sentido para la evolución desde el evento hidrolítico hacia el evento epitermal, donde desde una fuente únicamente de tipo magmática - hidrotermal que genera el primero, luego interactúa con salmueras externas generando un fluido de condiciones fisicoquímicas características de un sistema de tipo epitermal.

Sin embargo, si el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura fuese parte de el mismo sistema de pórfido que los demás, sería esperable que sus razones Co/Ni estuviesen limitadas entre 1 y 10, siendo únicamente de naturaleza magmática - hidrotermal, al igual que el evento hidrolítico que es posterior. No obstante, existe una importante población de datos para el evento que caracterizan la interacción del fluido con salmueras externas, lo cual no tiene el sentido lógico esperable para la evolución de un sistema tipo pórfido, evidenciando nuevamente que el evento se asemeja de mejor manera con una alteración calco sódica de IOCG, donde uno de los modelos genéticos propuestos por Barton y Johnson (2004) se basa en la interacción de estos dos tipos de fluidos, tanto magmáticos - hidrotermales como de salmueras externas.

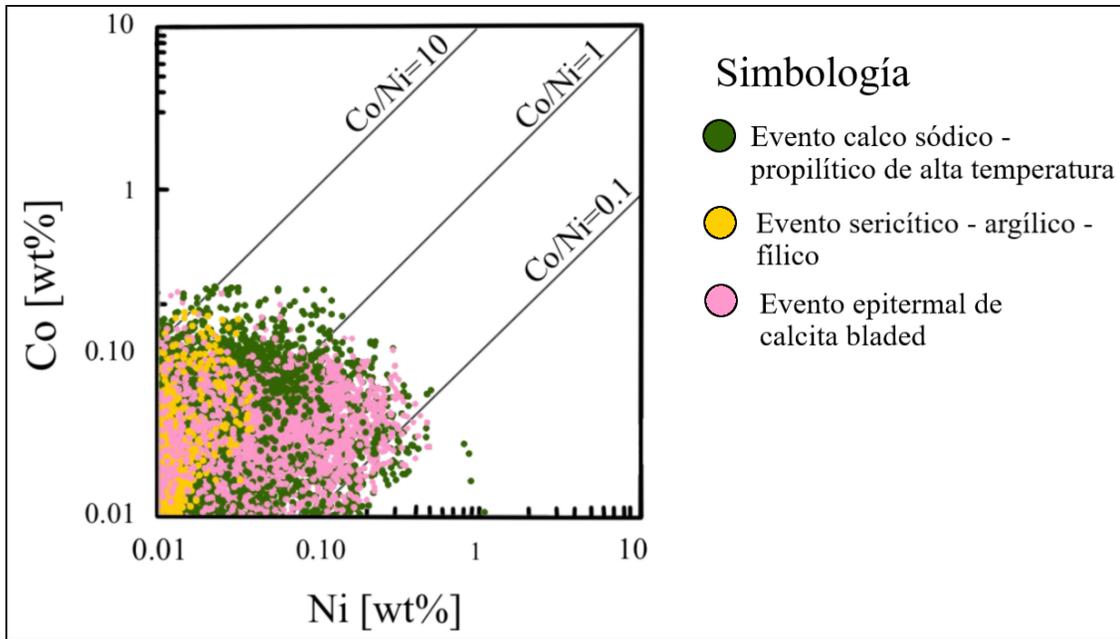


Figura 49: Gráfico de Co vs Ni, donde se comparan los datos obtenidos en cada uno de los eventos. En color verde es representado el evento de IOCG en fases calco sódicas o pórfido en etapa propilítica, en el evento amarillo relacionado con un sistema de pórfido, en etapas argílicas - fílicas y en tonalidades rosas el evento asociado al evento de vetillas epitermales de calcita bladed. Basado en Deditius et al. (2014).

Al analizar el comportamiento químico de los cuatro eventos definidos, es posible distinguir que si bien los valores de S y Fe son similares para todos los eventos, se observa una evolución de las concentraciones de As, donde en la figura 50, a la izquierda, es posible reconocer los tres primeros eventos, donde el evento hidrolítico cuenta con las menores concentraciones, luego el evento calco sódico - propilítico de alta temperatura presenta valores más altos y finalmente el evento de brechas hidrotermales exhibe concentraciones mayores. En la misma figura, a la derecha, es representado también el evento epitermal de calcita bladed, el cual tiene valores variables, pero un volumen importante se concentra sobre los 10000 ppm, siendo el evento que presenta mayores concentraciones de As.

En el caso que los cuatro eventos representen un sistema de pórfido, es decir, que el primer evento sea de tipo propilítico de alta temperatura, la evolución de arsénico seguiría un orden esperable para los eventos hidrolítico, de brechas hidrotermales y de calcita bladed, sin embargo, no es común que el evento propilítico de alta temperatura presente mayores concentraciones de As que el evento hidrolítico, ya que este último tiende a presentar valores mucho mayores de As en este tipo de sistemas (Tardani et al., 2017). Lo cual apunta a que probablemente el primer evento no pertenece a la evolución del sistema de pórfido como se reconoce en los demás eventos, sino que asociado a otro sistema, en este caso, con una naturaleza calco sódica de sistema IOCG.

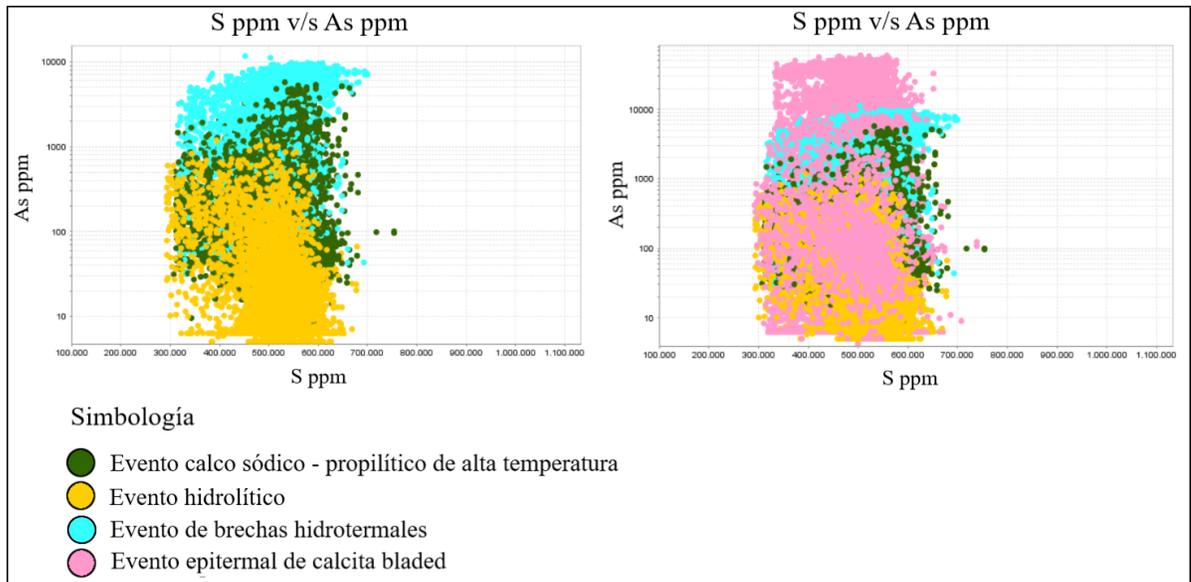


Figura 50: Gráficos que comparan las variables de S y As, ambas en ppm. A la izquierda se observa el gráfico únicamente con los tres primeros eventos a modo de una mejor visualización y a la derecha se distinguen los cuatro eventos definidos en el proyecto.

Si bien no es posible descartar de una manera tajante que los cuatro eventos correspondan a un sistema de pórfido, siendo el primero de tipo propilítico de alta temperatura, de acuerdo con la información expuesta anteriormente, donde se discuten las posibilidades de evolución del sistema al que corresponde Incahuasi, se identifican una serie de argumentos que permiten establecer una preferencia por la hipótesis que plantea que los eventos de alteración y mineralización presentes en el proyecto corresponden a un sistema de IOCG, reflejado en un evento de alteración de tipo calco sódico con la superposición de un sistema tipo pórfido evidenciado con los eventos hidrolítico, de brechas hidrotermales y epitermal de calcita bladed.

De acuerdo con las características fisicoquímicas de los fluidos y su evolución, primero se generan los fluidos que conforman el sistema de IOCG, los cuales tienen una proveniencia de tipo magmático - hidrotermal asociada con una mezcla de fluidos provenientes de una salmuera externa, lo cual extrapolando la teoría con el marco geológico, es posible que esta salmuera sea producto de la deshidratación de las rocas sedimentarias y volcánicas correspondientes a las unidades Asientos y Candeleros, las cuales son depositadas en la cuenca Tarapacá asociadas con un contexto subacuático durante el periodo Jurásico. Los fluidos resultantes salinos de altas temperaturas ($>300^{\circ}\text{C}$) y pH neutro a alcalino somatizan a las rocas preexistentes conformando el arreglo de alteración - mineralización de tipo calco sódico. Como la mineralogía del evento caracterizada en las rocas del blanco Incahuasi no incluye minerales que evidencian temperaturas muy altas, como grandes cantidades de actinolita, granate o apatito, es posible que el evento refleje una disposición espacial relativa-

mente alejada de la fuente generadora del sistema IOCG, donde se esperaría encontrar mineralogía de mayor temperatura. Considerando lo anterior, los antecedentes que describen la presencia de minerales típicos de alteraciones de IOCG de alta temperatura y las altas concentraciones de P y Fe encontrados en el límite norte del blanco, se asocian con la unidad intrusiva Monzodioritas de Sierra Santa Ana y Quebrada Incaguasi de edad $46,4 \pm 1,6$ Ma (Cornejo et al., 2006).

Posteriormente ocurre la sobreimposición de un sistema tipo pórfido, es posible determinar que el sistema proviene de la inyección de un magma oxidado, saturado en fluidos acuosos ricos en azufre, provenientes de cúpulas ubicadas en el sector superior de los plutones parentales subyacentes. Desde este magma se generan los fluidos hipersalinos bifásicos de alta temperatura, quienes desarrollan procesos metasomáticos en las rocas de caja generando una sucesión de eventos de alteración - mineralización, donde primero se generan las alteraciones hidrolíticas con el fluido magmático - hidrotermal sin interacción con otros fluidos externos, con un pH entre 4 y 5, a temperaturas entre <150 y 300°C (fase pirofilita). Luego se emplaza un evento de pipas de brechas de turmalina, lo que se asocia al fracturamiento repentino del caparazón que envuelve al cuerpo intrusivo, permitiendo el escape de volátiles que fracturan la roca y fluidos de temperaturas relativamente bajas que rellenan los espacios principalmente con turmalina.

Finalmente se emplaza el fluido asociado con el evento epitermal de baja sulfuración, el cual cuenta con un pH reducido y casi neutro debido a la amortiguación de la roca huésped, baja salinidad y un componente de aguas meteóricas más elevado (Sillitoe, 2003; Simmons et al., 2005).

Respecto al cuerpo intrusivo que desarrolla el sistema tipo pórfido, es posible que corresponda con la unidad Pórfidos Andesíticos de Sierra Santa Ana (Cornejo y Mpodozis, 1996), tanto por su cercanía espacial como por su edad, la que no se sabe con exactitud, sin embargo, como se ha expuesto en el presente trabajo, los eventos de pórfido son posteriores al evento de IOCG, el que posiblemente tiene edades aproximadas de 46 Ma, por lo que el sistema de pórfido debe ser más joven.

La edad de la unidad Pórfidos Andesíticos de Sierra Santa Ana ha sido acotada como menor que las edades de principios del Eoceno, gracias a las unidades a las que intruye (Cornejo y Mpodozis, 1996). Además, en la carta geológica de Sierra Vaquillas Altas (Venegas et al., 2013) es reconocida una unidad espacialmente cercana, con una descripción petrográfica muy similar y datada en $41,36 \pm 0,5$ Ma denominada como Intrusivos de Sierra Santa Ana, miembro c. Las unidades no presentan el mismo nombre probablemente porque las dos cartas (Exploradora y Sierra Vaquillas Altas) no se encuentran homologadas.

Cabe destacar que si lo anterior es correcto, y el cuerpo intrusivo coincide, es económicamente llamativo, ya que 41 Ma es una edad asociada con magmas fértiles, debido a la generación de pórfidos de gran tamaño, como Salvador.

Sillitoe et al. (2020) reconocen en Bulgaria el depósito IOCG más joven del mundo hasta el momento, datado en 80.6 ± 0.4 Ma. De acuerdo con los antecedentes y discusiones desarrolladas, existe una implicancia metalogénica, pues la alteración y mineralización tipo IOCG descrita en este trabajo posiblemente se asocia con una edad de magmatismo de 46 Ma, por lo que representaría uno de los sistemas IOCG más jóvenes reconocidos en el mundo.

5. Conclusiones

A partir del estudio realizado en torno al blanco Incahuasi, en el que se han aplicado diversas metodologías, las que incluyen el desarrollo de petrografía, tanto macroscópica como microscópica y el análisis de concentraciones elementales en los granos de pirita a través de LA-ICP-MS, se han desarrollado las siguientes conclusiones.

- A partir de la caracterización petrogenética macroscópica, microscópica y mediante espectroscopía de reflectancia se ha determinado una secuencia paragenética de tres eventos sin una temporalidad evidente, estos eventos corresponden a calco sódico - propilítico de alta temperatura, hidrolítico y de brechas hidrotermales.
- A través de la metodología de imágenes LA-ICPMS se determina la existencia de un cuarto evento, anteriormente englobado dentro del evento hidrolítico, determinado como epitermal de calcita bladed. Además gracias a esta técnica se establecen las relaciones temporales entre los cuatro eventos de la secuencia paragenética representativa de Incahuasi.
- Es posible identificar dos sistemas diferentes principalmente discriminados por las concentraciones y relaciones elementales en los granos de pirita analizados, lo que señala, para un primer sistema, una fuente que evidencia una mezcla entre fluidos magmático - hidrotermales y fluidos provenientes de salmueras externas, mientras que un segundo sistema exhibe un origen únicamente magmático - hidrotermal.
- El primer sistema determinado es representado mediante el evento paragenético definido como calco sódico o propilítico de alta temperatura, el cual debido al análisis de concentraciones elementales es finalmente definido como un evento calco sódico asociado con un sistema

de IOCG, representado por una paragénesis mineral compuesta por magnetita, pirita, epidota, clorita, carbonatos \pm hematita, rutilo, pirrotina, calcopirita, marcasita, actinolita, ferrosaponita, estilpnomelano, beidellita, montmorillonita y cuarzo. A través del análisis LA-ICP-MS se obtienen resultados para concentraciones de Co que promedian valores de 430 ppm, Ni 230 ppm y As 700 ppm. Estos valores se encuentran bajo los promedios aproximados que han sido sugeridos para depósitos de IOCG, sin embargo, estos rangos de concentraciones establecidos son caracterizados en base a importantes yacimientos económicos y como no existe la certeza de que los fluidos caracterizados en Incahuasi representen fuentes de sistemas estériles, es probable que estos rangos no tengan una real aplicabilidad en el proyecto. Además, de acuerdo con las razones Co/Ni, esta metodología refleja la interacción entre un fluido de origen magmático - hidrotermal, probablemente asociado con la unidad intrusiva Monzodioritas de Sierra Santa Ana, de aproximadamente 46 Ma y una salmuera externa, posiblemente asociada con la deshidratación de la cuenca marina Tarapacá, conformada durante el Jurásico.

- Se genera la sobreimpresión de un segundo sistema representado por el evento paragenético hidrolítico y el posterior evento de brechas hidrotermales. El evento hidrolítico es caracterizado por una paragénesis mineral de pirita, carbonatos, arcillas \pm cuarzo, óxidos de Fe, caolinita, yeso, dickita, pirofilita, hematita, rutilo y trazas de calcopirita, marcasita, bornita e hidróxidos de Fe. Respecto a los resultados de LA-ICP-MS, el evento presenta resultados de concentraciones promedio de 400 ppm de Co, 27 ppm de Ni y 44 ppm de As, lo que indica que, si bien ambos eventos mencionados presentan valores similares de Co, se diferencian debido al empobrecimiento de Ni y As en el evento hidrolítico. Las concentraciones de Co aparentemente coinciden con valores esperables establecidos para un sistema de pórfido. Además, debido al análisis de concentraciones elementales es posible comprobar que los dos eventos efectivamente no pueden corresponder al mismo sistema. Por otro lado, el evento de brechas hidrotermales son de tipo fluidizadas de morfología en dique con matriz de turmalina, cuarzo microcristalino y arcillas. Este evento exhibe concentraciones promedio de Co, Ni y As de 15, 220 y 2.640 ppm, lo que describe una naturaleza de fluidos de baja temperatura, semejante a aquellos que forman sistemas epitermales, lo que coincide con la asociación de este evento con un escape explosivo de volátiles por la ruptura del caparazón del cuerpo intrusivo. Los eventos mencionados representan un origen únicamente magmático - hidrotermal debido a sus razones Co/Ni y son asociados a un sistema de pórfido cuya génesis posiblemente se asocia con la unidad Pórfidos Andesíticos de Sierra Santa Ana, con posibles edades aproximadas de 41 Ma.
- Finalmente se emplaza un evento de tipo epitermal tardío caracterizado por la presencia de

vetillas rellenas por calcita con textura bladed, cuarzo plumoso, carbonatos, calcedonia y mena de pirita. Las concentraciones de Co, Ni y As para este evento son respectivamente de 238 ppm, 158 ppm y 2.497 ppm, presentando un claro enriquecimiento de As y empobrecimiento de Co y Ni, la cual es una configuración comúnmente asociada con ambientes epitermales. En base a la razón Co/Ni, es posible asociar el evento con fluidos magmático - hidrotermales asociados al pórfido, al igual que los eventos hidrolítico y de brechas hidrotermales, pero con mezcla de fluidos externos, generando un carácter epitermal de alta sulfuración.

6. Referencias

- Amilibia, A., Sábat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., y Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30, 1520-1539. doi: 10.1016/j.jsg.2008.08.005
- Ardill, J., Flint, S., Chong, G., y Wilke, H. (1998). Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 155, 71–88. doi: 10.1144/gsjgs.155.1.0071
- Badham, J. P. (1978). Magnetite-apatite-amphibole-uranium and silver-arsenide mineralizations in lower Proterozoic igneous rocks, East Arm, Great Slave Lake, Canada. *Economic Geology*, 73, 1474–1491. doi: 10.2113/gsecongeo.73.8.1474
- Barton, M. D. (2009). Depósitos del IOCG: una perspectiva cordillerana. Center for Mineral Resources. Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, U.S.A. *Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting, Townsville 2009, 2003–2005*.
- Barton, M. D., y Johnson, D. A. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. *SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny*, 33, 112–116.
- Boric, R., Díaz, F., y MaksaeV, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta. *Boletín / Servicio Nacional de Geología y Minería*, 40, 233 - 246.
- Bralia, A., Sabatini, G., y Troja, F. (1979). A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems - Evidences from southern tuscan pyritic deposits. *Mineralium Deposita*, 14, 353–374. doi: 10.1007/BF00206365
- Cahill, T., y Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97. doi: 10.1029/92jb00493
- Cass, D. (2007). The Vaquillas Property Antofagasta Region , Northern Chile NI 43-101 . *Iron Creek Capital Corp. Technical Report*, 60-74.
- Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., y Skarmeta, J. (1979). K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology*, 7, 436–439. doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<436:KAOBFO>2.0.CO;2
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in chile. En *The geology of chile* (pp. 21–114).

- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society Special Publication*, 399, 13–61. doi: 10.1144/SP399.20
- Chew, D., Drost, K., Marsh, J. H., y Petrus, J. A. (2021). LA-ICP-MS imaging in the geosciences and its applications to geochronology. *Chemical Geology*, 559, 1-23. doi: 10.1016/j.chemgeo.2020.119917
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., y Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18, 303–332. doi: 10.1016/0012-8252(82)90042-3
- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., y Ducea, M. N. (2017). Geoquímica de rocas ígneas Permo-Triásicas del norte de Chile (28°-30°15'S): Implicancias en la dinámica del margen pre-Andino. *Andean Geology*, 44, 147–178. doi: 10.5027/andgeoV44n2-a03
- Cook, N., Ciobanu, C. L., George, L., Zhu, Z. Y., Wade, B., y Ehrig, K. (2016). Trace element analysis of minerals in magmatic-hydrothermal ores by laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry: Approaches and opportunities. *Minerals*, 6. doi: 10.3390/min6040111
- Cornejo, P., y Mpodozis, C. (1996). Geología de la región de Sierra Exploradora (25°-26°S). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Corporación Nacional del Cobre, Informe Registrado, 1*, 1–9.
- Cornejo, P., y Mpodozis, C. (2009). Carta Exploradora, Región de Antofagasta y Atacama, Escala 1:100000. *Servicio Nacional de Geología y Minería, 119*, 54-103. doi: 10.1017/CBO9781107415324.004
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F., y Tomlinson, A. (1993). Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado, IR-93-01; Mapas escala 1:50.000. , 0-258.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O., y Matthews, S. (2006). Carta exploradora, regiones de antofagasta y atacama. servicio nacional de geología y minería, carta geológica de chile, serie geología básica. 1 mapa escala 1:100.000.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., y Tomlinson, A. (1998). Mapa Geológico de la Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.7, escala 1:100.000. Santiago.
- Cornejo, P., Tosdal, R. M., Mpodozis, C., Rivera, C., Tomlinson, A., y Fanning, A. (1997). El Salvador, Chile, Porphyry Copper, revisited. Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*. , 39, 22-45.

- Dallmeyer, R. D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G. K., y Treloar, P. J. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the andean plate boundary zone, 26°27'27"30S, North Chile: Constraints from 40Ar/39Ar mineral ages. *Journal of Geology*, 19–40. doi: 10.1086/629799
- Deditius, A. P., y Reich, M. (2016). Constraints on the solid solubility of Hg, Tl, and Cd in arsenian pyrite. *American Mineralogist*, 101, 1451–1459. doi: 10.2138/am-2016-5603
- Deditius, A. P., Reich, M., Kesler, S. E., Utsunomiya, S., Chryssoulis, S. L., Walshe, J., y Ewing, R. C. (2014). The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 140, 644–670. doi: 10.1016/j.gca.2014.05.045
- Deditius, A. P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S. E., Ewing, R. C., Hough, R., y Walshe, J. (2011). Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Reviews*, 42, 32–46. doi: 10.1016/j.oregeorev.2011.03.003
- del Real, I., Thompson, J., Simon, A. C., y Reich, M. (2020). Geochemical and Isotopic Signature of Pyrite as a Proxy for Fluid Source and Evolution in the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper-Gold District, Chile. *Economic Geology*, 115, 1493–1518. doi: 10.5382/econgeo.4765
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., y Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172–181. doi: 10.1016/j.gr.2016.06.008
- González, G. (1996). *Evolución tectónica de la cordillera de la costa de antofagasta (chile): Con especial referencia a las deformaciones sinmagmáticas del jurásico-cretácico inferior*. Fachbereich Geowiss.
- Grocott, J., y Wilson, J. (1996). Emplacement of Plutonic complexes, strain and strain partitioning in the Coastal Cordillera, (25°-27°S), N Chile. *Third ISAG, St Malo (France); School of Geological Sciences, Kingston University, Kingston-upon-Thames, U.K.*, 17–19.
- Halley, S., Dilles, J. H., y Tosdal, R. M. (2015). Footprints : Hydrothermal Alteration and Geochemical Dispersion Around Porphyry Copper Deposits. *Society of Economic Geologists Journal*, 100.
- Harrington. (1961). Geology of Parts of Antofagasta and Atacama Provinces, Northern Chile. *AAPG Bulletin*, 45, 169–197. doi: 10.1306/0bda6332-16bd-11d7-8645000102c1865d
- Harris, J. (2007). Caracterización de la mineralogía y mineralización de Au, Ag, (Cu, Pb, y Zn) del prospecto Esperanza-Juncal. Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). *Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Católica del Norte*, 12-35.

- Hedenquist, J., Arribas, A., Gonzalez-Urrien, E., López, R., Requelme, R., y Bolivia, B. (2000). Exploración por depósitos epitermales de oro. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 245-277.
- Herazo, A., Reich, M., Barra, F., Morata, D., y Real, I. D. (2021). Trace Element Geochemistry of Pyrite from Bitumen-Bearing Stratabound Cu-(Ag) Deposits, Northern Chile. *ACS Earth and Space Chemistry*. doi: 10.1021/acsearthspacechem.0c00321
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., . . . Ramos, V. A. (2018). The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. , 111–131. doi: 10.1007/978-3-319-67774-3_5
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Alonso, J., . . . Ramos, V. (2016). Evolución geodinámica de los andes de argentina, chile y la península antártica durante el neoproterozoico superior y el paleozoico /late neoproterozoic-paleozoic geodynamic evolution of the andes of argentina, chile and the antarctic peninsula. *Trabajos de Geología*, 36, 237-278. doi: 10.17811/tdg.36.2016.237-278
- Hervé, F. (1988). Late paleozoic subduction and accretion in southern chile. *Episodes IUGS*, 11, 183-188. doi: 10.18814/epiugss/1988/v11i3/005
- John, D., Ayuso, R., Barton, M. D., Bodnar, R., Dilles, J. H., Gray, F., . . . Vikre, P. (2010). Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations report*, 0-169.
- Keith, M., Haase, K. M., Klemd, R., Krumm, S., y Strauss, H. (2016). Systematic variations of trace element and sulfur isotope compositions in pyrite with stratigraphic depth in the skouriotissa volcanic-hosted massive sulfide deposit, troodos ophiolite, cyprus. *Chemical Geology*, 423, 7-18. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.012>
- Keith, M., Smith, D. J., Jenkin, G. R., Holwell, D. A., y Dye, M. D. (2018). A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geology Reviews*, 96, 269–282. doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.07.023
- Large, R. R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., . . . Foster, J. (2009). *Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: Implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits* (Vol. 104) (n.º 5). doi: 10.2113/gsecongeo.104.5.635
- Maksaev, V. (1990). *Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the chilean andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits*. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada.

- Mark, G., Foster, D. R., Pollard, P. J., Williams, P. J., Tolman, J., Darvall, M., y Blake, K. L. (2004). Stable isotope evidence for magmatic fluid input during large-scale Na-Ca alteration in the Cloncurry Fe oxide Cu-Au district, NW Queensland, Australia. *Terra Nova*, *16*, 54–61. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00527.x
- Maslennikov, V. V., Maslennikova, S. P., Large, R. R., y Danyushevsky, L. V. (2009). Study of trace element zonation in vent chimneys from the silurian yaman-kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS). *Economic Geology*, *104*, 1111–1141. doi: 10.2113/gsecongeo.104.8.1111
- Mathieu, L. (2019). Detecting magmatic-derived fluids using pyrite chemistry: Example of the Chibougamau area, Abitibi Subprovince, Québec. *Ore Geology Reviews*, *114*, 211–261. doi: 10.1016/j.oregeorev.2019.103127
- Matthews, S., Cornejo, P., y Riquelme, R. (2006). Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. , *102*, 0-79.
- Métois, M., Vigny, C., y Socquet, A. (2016). Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure and Applied Geophysics*, *173*, 1431–1449. doi: 10.1007/s00024-016-1280-5
- Müller, G. M., y Perelló, L. J. (1982). Geología regional y bioestratigrafía del Jurásico marino al occidente del Salar de Pedernales (26°15' – 26°24'S, 69°30'W). Región de Atacama, Chile. *Departamento de Geología y Geofísica, Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago, Chile*, 0-316.
- Naranjo, J., y Puig, A. (1984, 07). Hojas taltal y chañaral: regiones de antofagasta y atacama. *Recursos Naturales de Chile*, 13-140.
- Niemeyer, H. (1999). Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista geológica de Chile*, *26*, 159 - 174. doi: 10.4067/S0716-02081999000200002
- Oliveros, V., González, J., Espinoza Vargas, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., ... Bastias, F. (2018). The Early Stages of the Magmatic Arc in the Southern Central Andes. , 165–190. doi: 10.1007/978-3-319-67774-3_7
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates Since Late Cretaceous Time. *Tectonics*, *6*, 233–248.
- Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, *141*, 793–802. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0793

- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*, 204, 31–65. doi: 10.1130/2009.1204(02)
- Ramos, V. A., y Kay, S. M. (1991). Triassic rifting and asociated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. *Geological Society of America Special Paper*, 265, 79-92. doi: 10.1130/SPE265-p79
- Ramsay, J. G., y Huber, M. I. (1987). The techniques of Modern Structural Geology; Folds and Fractures. *Modern Structural Geology*, 2, 383-505.
- 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*, 21, 55–69.
- Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J. W., Ma, C. Q., Parada, M. A., ... Mittermayr, F. (2013). Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, 42–62. doi: 10.1016/j.gca.2012.11.006
- Reich, M., Kesler, S. E., Utsunomiya, S., Palenik, C. S., Chryssoulis, S. L., y Ewing, R. C. (2005). Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta; Elsevier*, 69, 2781–2796. doi: 10.1016/j.gca.2005.01.011
- Reich, M., Simon, A. C., Deditius, A., Barra, F., Chryssoulis, S., Lagas, G., ... Munizaga, R. (2016). Trace element signature of pyrite from the Los Colorados Iron Oxide-Apatite (IOA) deposit, Chile: A link between andean IOA and Iron Oxide Copper-Gold systems? *Economic Geology*, 111, 743–761.
- Reyes, R., y Pérez, E. (1985). *Myophorella* (m.) *hillebrandti* sp. nov. (bivalvia trigoniidae) del Neocomiano, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24, 93–101. doi: doi:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV12n1-a07
- Román, N., Reich, M., Leisen, M., Morata, D., Barra, F., y Deditius, A. P. (2019). Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 246, 60–85. doi: 10.1016/j.gca.2018.11.034
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M. N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L., y Figueroa, O. (2013). The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*, 179, 211–230. doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.014
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K.-J. (1994). Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. *Tectonics of the Southern Central Andes*, 121–139. doi: 10.1007/978-3-642-77353-2_9

- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., ... Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, *113*, 212–270. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002
- Sillitoe, R. H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view. *Mineralium Deposita*, *38*, 787–812. doi: 10.1007/s00126-003-0379-7
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, *105*, 3–41. doi: 10.2113/gsecongeo.105.1.3
- Sillitoe, R. H., Magaranov, G., Mladenov, V., y Creaser, R. A. (2020). Rosen, Bulgaria: A newly recognized iron oxide-copper-gold district. *Economic Geology*, *115*, 481–488. doi: 10.5382/ECONGEO.4731
- Simmons, S., White, N., y John, D. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 485-522. doi: 10.5382/AV100.16
- Steadman, J. A., Large, R. R., Olin, P. H., Danyushevsky, L. V., Meffre, S., Huston, D., ... Wells, T. (2021). Pyrite trace element behavior in magmatic-hydrothermal environments: An LA-ICPMS imaging study. *Ore Geology Reviews*, *128*, 1-20. doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103878
- Tardani, D., Reich, M., Deditius, A. P., Chryssoulis, S., Sánchez-Alfaro, P., Wrage, J., y Roberts, M. P. (2017). Copper–arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *204*, 179–204. doi: 10.1016/j.gca.2017.01.044
- Tomlinson, A. J., Cornejo, P., y Mpodozis, C. (1999). Hoja Potrerillos, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos; Mapa escala 1.100.000..*
- Tornos, F., Velasco, F., Barra, F., y Morata, D. (2010). The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: The missing link between IOCG and porphyry copper systems? *Mineralium Deposita*, *45*, 313–321. doi: 10.1007/s00126-010-0277-8
- Ubide, T., McKenna, C., Chew, D., y Kamber, B. (2015). High-resolution la-icp-ms trace element mapping of igneous minerals: In search of magma histories. *Chemical Geology*, *409*, 157–168. doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.05.020
- Uyeda, S., y Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, *84*, 1-13. doi: 10.1029/jb084ib03p01049
- Venegas, C., Cervetto, M., Astudillo, N., Espinoza, F., Cornejo, P., Mpodozis, C., y Rivera, O. (2013). Carta sierra vaquillas altas, Regiones de Antofagasta y Atacama; Escala 1:100000. *Servicio Nacional de Geología y Minería; Subdirección Nacional de Geología.*

Anexos

A. Especificaciones método de imágenes LA-ICPMS

La espectrometría de masas de plasma de acoplamiento inductivo por ablación con láser (LA-ICP-MS) es una técnica analítica que utiliza muestreo directo a microescala para proporcionar análisis de isótopos elementales y estables de alta precisión de materiales sólidos. Este sistema utiliza un potente rayo láser pulsado en nanosegundos para eliminar material de la superficie de una muestra. La interacción del láser y la superficie de la muestra provoca el calentamiento, la evaporación y la ionización del material de la muestra, en un proceso llamado ablación láser, este genera una columna de partículas e iones, que son transportadas mediante interfaces a través de un flujo constante de gas a un ICP-MS. De esta manera, el material de la muestra se ioniza en un plasma acoplado inductivamente donde sus especies atómicas se separan y analizan en función de su relación masa-carga a lo largo del tiempo. Por lo tanto, LA-ICP-MS puede proporcionar composiciones de elementos principales y traza en una muestra desde porcentajes peso hasta límites de detección de decenas de partes por billón (ppb).

En la técnica de ablación láser, el uso de estándares de referencia apropiados y de matriz emparejada es fundamental para permitir la corrección del fraccionamiento inducido por láser durante la ablación, de esta manera se obtienen resultados fiables y reproducibles. Además de considerar esto, es muy necesario poseer un conocimiento adecuado de lo analizado para realizar una correcta apreciación de las texturas minerales predominantes. También es relevante la investigación previa de un volumen tan grande de muestras representativas como sea posible mediante microscopía óptica (si es posible adicionar microscopía electrónica de barrido y SEM) ya que de esta manera se facilita una adecuada apreciación de múltiples generaciones y superimpresión de fluidos en caso de existir. Estas características podrían evidenciarse, por ejemplo, mediante zonación composicional. Los datos de oligoelementos para minerales se utilizan cada vez más para respaldar modelos de génesis de depósitos, donde el reconocimiento de firmas de elementos traza distintos puede ayudar con el seguimiento de secuencias de cristalización y etapas de mineralización, fuentes de metales, evolución de los fluidos formadores de minerales a lo largo del tiempo y superimpresión durante eventos geológicos superpuestos (Cook et al., 2016).

Cada línea de un análisis de imagen comienza con la ablación previa de la superficie de la muestra con disparos superpuestos para eliminar cualquier contaminación de la superficie. Luego, se realiza una medición de blanco de gas de 10 segundos antes de que el láser sea encendido y la línea de la imagen eliminada. Las imágenes utilizaron un haz trasladado a 11 μm por segundo a través de la superficie de la muestra de izquierda a derecha, mientras que un área de imagen mayor se traslada el haz a 22 μm por segundo para ahorrar tiempo. Cada línea de imagen tiene un espaciado igual al diámetro del haz (es decir, 11 micrones) para una cobertura completa de borde a borde del área de la imagen. La abundancia de oligoelementos en pirita en las imágenes se calibra contra un vidrio estándar rico en sulfuros fabricado en CODES *Analytical Laboratories*, los estándares son STDGL3 y GSD-1G. La cuantificación se realizó utilizando Fe^{57} como valor interno del elemento estándar, normalizando al 100% total de componentes de sulfuro y óxido, cabe destacar que los estándares utilizados están únicamente certificados para la calibración de pirita. Los resultados cuantificados para las áreas no sulfuradas de las imágenes no se consideran precisos y las imágenes se recortan para omitir estas áreas.

B. Resultados

B.1. Petrografía

El siguiente anexo aborda las descripciones petrográficas para cada una de las muestras seleccionadas que han sido caracterizadas mediante microscopía óptica. No se detallarán los ejemplares caracterizados como muestras de mano que no son seleccionados para microscopía, ya que en estas últimas existe al menos una muestra de cada evento hidrotermal, por lo que caracterizar demasiadas veces un mismo evento y con descripciones menos detalladas sería algo redundante y no aporta al presente.

Muestra INCA-0001-0073

Roca de color gris blanquecino con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños entre 0,2 y 1 mm, en los cuales se observa caolinitización y alteración a otras arcillas inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales anhedrales con alteración pervasiva a arcillas y carbonatos, por lo cual

no se puede determinar su mineralogía (Figura 51). La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 15/40, el 45 % restante es representado por los constituyentes de la vetilla.

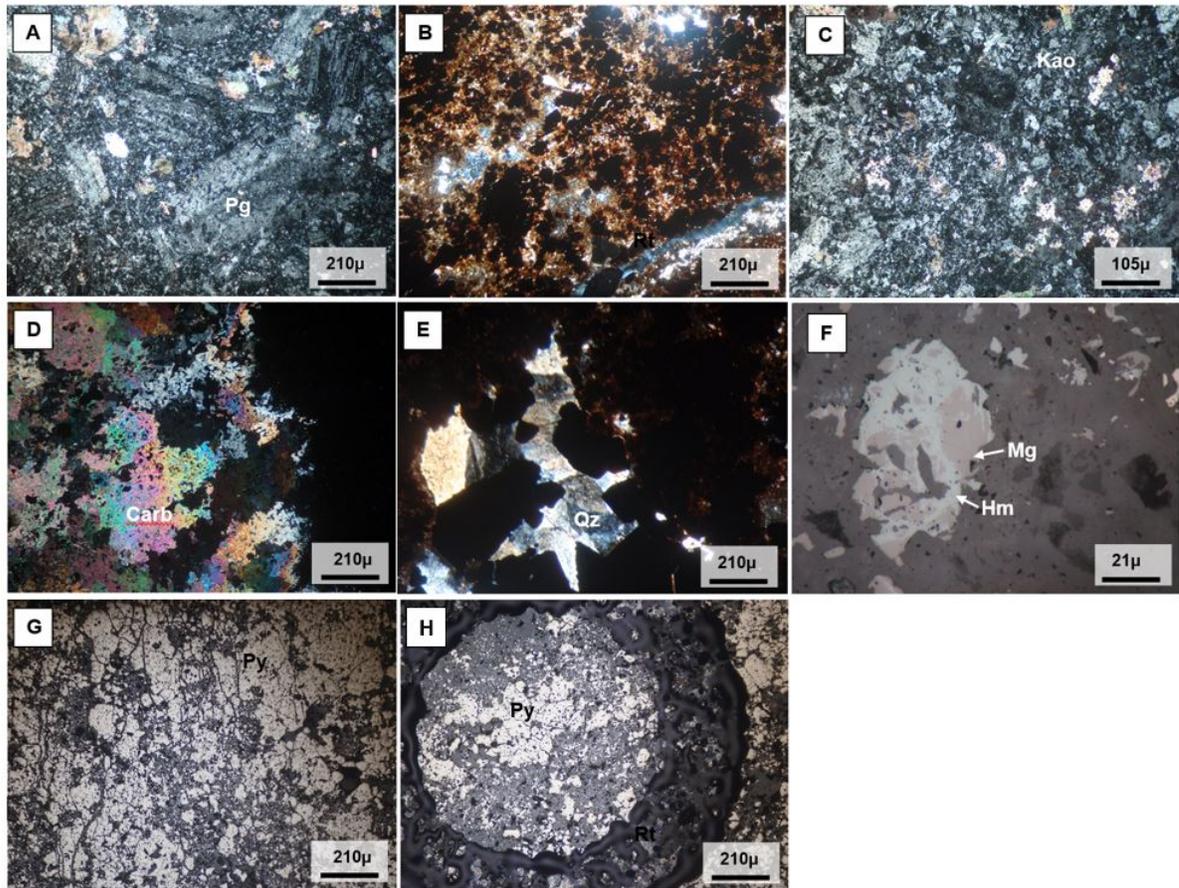


Figura 51: Micrografías de la muestra 0073 perteneciente al pozo 1, es posible reconocer en A y C la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas, en B se identifican las zonas de alteración a óxidos de hierro, en D y E respectivamente se observan carbonatos y cuarzos correspondientes a mineralogía secundaria y relleno de espacios. En F se describe uno de los granos de magnetita parcialmente martitizada y en G y H se exhibe la textura y ocurrencia de la pirita, de forma anhedral, de tamaños variables y baja integridad, tanto como componente de la vetilla como diseminado.

La alteración de la roca está compuesta por carbonatos, caolinita y otras arcillas afectando a la totalidad de los componentes que exhibe la roca primaria, la cual cuenta además con un diseminado heterogéneo de pirita y magnetita anhedrales a subhedrales. La muestra se encuentra cortada por algunas fracturas de variadas orientaciones y espesores. La vetilla principal, de espesor 20 mm se compone por pirita, magnetita con reemplazo incompleto a hematita, carbonatos con alteración a óxidos de hierro, también hay sectores donde la pirita es euhedral de buena integridad. Los carbonatos pertenecientes a la vetilla se encuentran alterados por óxidos de hierro. La pirita se describe con una ocurrencia relleno o quedades dentro de la roca y otra en contacto simple con magneti-

ta. No es posible, por ende, establecer una relación temporal clara. En cuanto a la mineralización metálica, la pirita es identificada con 2 ocurrencias, como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,3 mm anhedral y como constituyente de vetillas, anhedral de hasta 0,3 mm. Y magnetita Como cristales anhedral diseminados en la roca de caja, de hasta 0,3 mm y como constituyente de la vetilla, donde se encuentra parcialmente martitizado (5%).

Muestra INCA-0001-0200

Roca de color gris blanquecino con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños entre 0,5 y 1,3 mm, en los cuales se describe alteración a arcillas, se encuentran inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales anhedral con alteración pervasiva a arcillas en agregados terrosos y carbonatos en parches, además se desarrollan cuarzos secundarios (Figura 52).

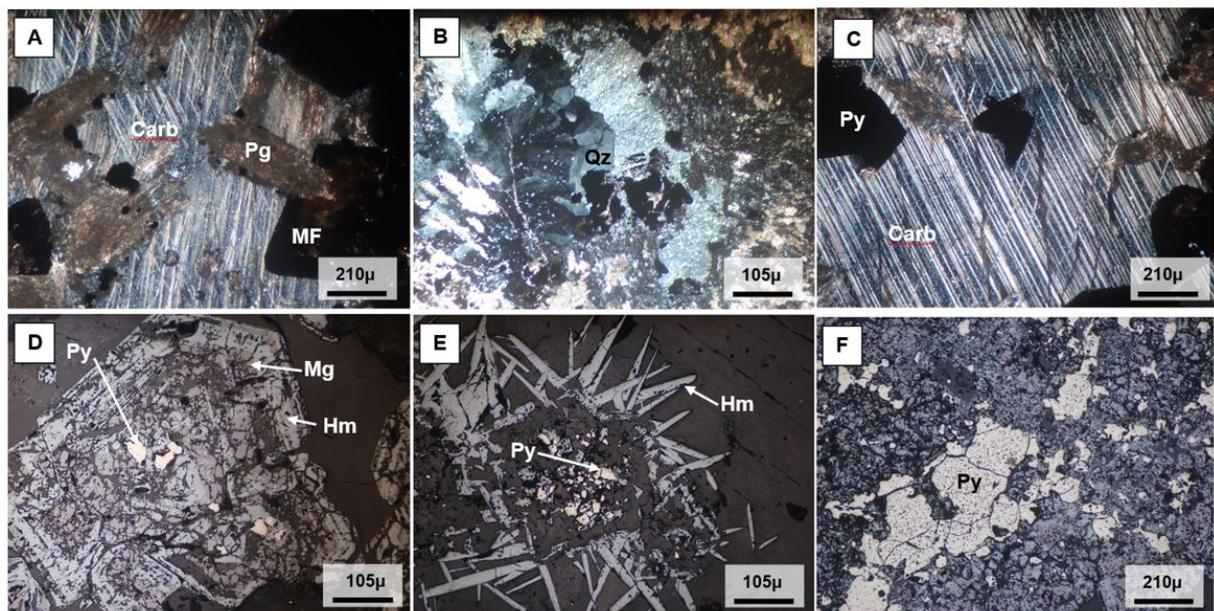


Figura 52: Micrografías de la muestra 0200 perteneciente al pozo 1, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a arcillas terrosas, en B y C respectivamente se identifican cuarzo y carbonatos correspondientes a mineralogía secundaria y relleno de espacios. En D se observa uno de los granos de magnetita parcialmente martitizada y con relleno de espacios en el centro por pirita, en E se describen los cristales aciculares de hematita, aparentemente nucleados desde un cristal preexistente, el cual presenta un relleno de espacios por pirita. En F se presentan granos de pirita, los cuales se encuentran distribuidos dentro del relleno.

Las plagioclasas también se encuentran alteradas, pero mantienen su hábito y maclas relictas. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 5/55, el 40% restante es representado por los constituyentes del relleno. La muestra presenta mineralogía secundaria conformada por

calcita, cuarzo secundario y arcillas. En cuanto a la mineralogía metálica, se exhiben cristales de magnetita de forma euhedral a subhedral de hasta 1 mm, distribuidos dentro del relleno, los cuales se distinguen parcial a totalmente reemplazados por martita (hematita), hematita como cristales aciculares euhedrales de hasta 0,3 mm distribuidos dentro del infill. Los granos de magnetita presentan oquedades rellenas con pirita. En sectores particulares de la muestra se observan cristales aciculares de hematita especular, nucleados a partir de un cristal preexistente. Además de la pirita como relleno de oquedades tanto en magnetita como en martita, la cual se distingue por su borde negro, hay algunas piritas que no presentan ningún borde con cristales de hematita, la pirita se ve limpia, lo cual indicaría que esta es una inclusión. (este segundo caso es menos común que el primero).

Muestra INCA-0002-0017

Roca de color gris blanquecino con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedral de hábito tabular y tamaños entre 0,3 y 1,2mm, en los cuales se observa seritización y alteración a otras arcillas, las cuales se encuentran como masas terrosas y agregados criptocristalinos, están inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales prismáticos y masivos con alteración pervasiva a arcillas, por lo cual no se puede determinar su mineralogía. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 10/60, el 30 % restante es representado por los constituyentes de la vetilla (Figura 53).

La alteración de la roca está compuesta por sericita y otras arcillas (montmorillonita, caolinita) afectando a la totalidad de los componentes que presenta la roca primaria (argílica – argílica avanzada), la cual cuenta además con un diseminado homogéneo de piritas anhedral, al igual que rutilo. La muestra se encuentra cortada por algunas fracturas de variadas orientaciones y espesores. En la vetilla principal (la de mayor espesor) es posible encontrar piritas euhedrales a subhedral, de hasta 1,3 mm cortadas por un gran número de vetillas de yeso de menor espesor (<0,1 mm). Esta vetilla principal presenta un halo de alteración conformado por arcillas, cristales de cuarzo euhedrales y muscovita (fílico). En cuanto a la mineralización metálica, es posible encontrar 2 ocurrencias de pirita, tanto como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,3 mm anhedral y como constituyente de vetillas, de forma euhedral a subhedral, de hasta 1,3 mm. También es posible encontrar rutilo como cristales anhedral diseminados en la roca de caja, de hasta 0,5 mm. En las siguientes micrografías es posible reconocer varios de los minerales mencionados, con el fin de

reconocer visualmente la disposición espacial de estos y reconocer las características texturales de la roca y especialmente de los granos de pirita.

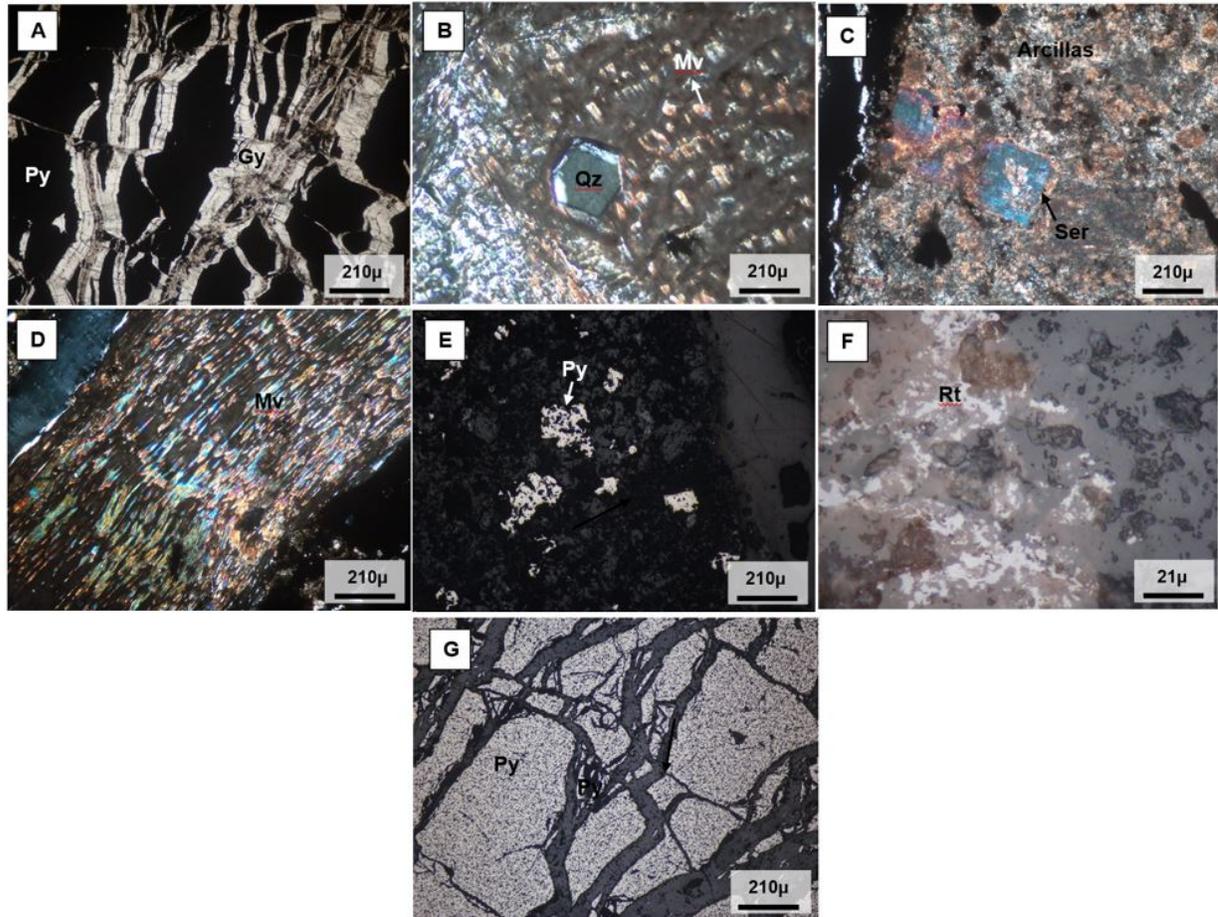


Figura 53: Micrografías de la muestra 0017 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en C la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas, y alteración a sericita en algunos de los fenocristales de plagioclasa. En A se identifican vetillas finas que cortan la mineralización de pirita en la vetilla, es decir, es el último evento reconocido en la muestra. En B y D se observa el halo de alteración que genera la vetilla de pirita, el cual presenta cristales orientados de muscovita y unos pocos cristales de cuarzo prismático euhedrales a subhedrales. En E y G se describen las ocurrencias de pirita, como diseminado y como componente de la vetilla respectivamente. En F se reconocen granos anhedrales de rutilo que afectan la roca primaria.

Muestra INCA-0002-0078

Roca de color gris blanquecino con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños entre 0,1 y 0,5 mm, en los cuales se observa alteración a arcillas inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por plagioclasas y minerales masivos indefinidos debido a su alteración pervasiva a arcillas. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 10/30, el 60 % restante es representado

por los constituyentes de la vetilla (Figura 54).

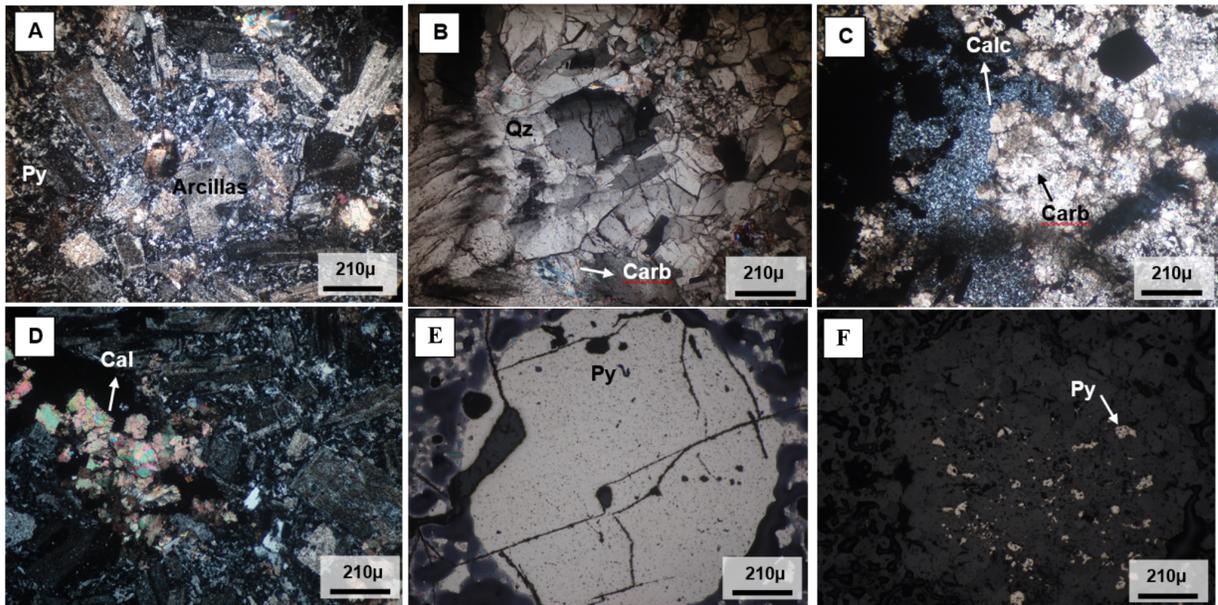


Figura 54: Micrografías de la muestra 0078 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes. En B y C se observa el relleno de la vetilla principal, en B se identifica cuarzo plumoso y carbonatos como ankerita o dolomita y en C calcedonia y carbonatos. En D se exhibe calcita alterando la roca de caja. En E se aprecia relleno de cristales de pirita, la cual presenta alta integridad, mientras que en F, se describe la pirita diseminada en la roca de caja de menores tamaños, anhedrales y de baja integridad.

La alteración de la roca está compuesta por arcillas con formas de masas terrosas y agregados criptocristalinos afectando a la totalidad de los componentes que presenta la roca primaria, parches de carbonatos dentro de la masa fundamental y alterando algunos fenocristales. La muestra se encuentra cortada por una vetilla principal centimétrica, con textura “bladed”, esta se encuentra rellena por cuarzo de hábito prismático y plumoso en dirección perpendicular al borde de la vetilla, también presenta carbonatos como ankerita, dolomita y calcita y calcedonia. Exhibe mena de pirita en cúmulos y en cristales distribuidos heterogéneamente a lo largo de la vetilla, de forma subhedral a euhedral, de hasta 6 mm con alta integridad. En cuanto a la mineralogía metálica, además de la pirita presente en la vetilla, existe un diseminado heterogéneo de piritas anhedrales a subhedral, de <math><0,1\text{ a }0,3\text{ mm}</math>, de integridad media baja.

Muestra INCA-0002-0167

Roca de color gris con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedral de hábito tabular y tamaños entre 0,1 y 0,8 mm, en los cuales se

observa alteración a arcillas y carbonatos, con bordes de feldespato potásico, indicando un evento de metasomatismo potásico (Figura 55).

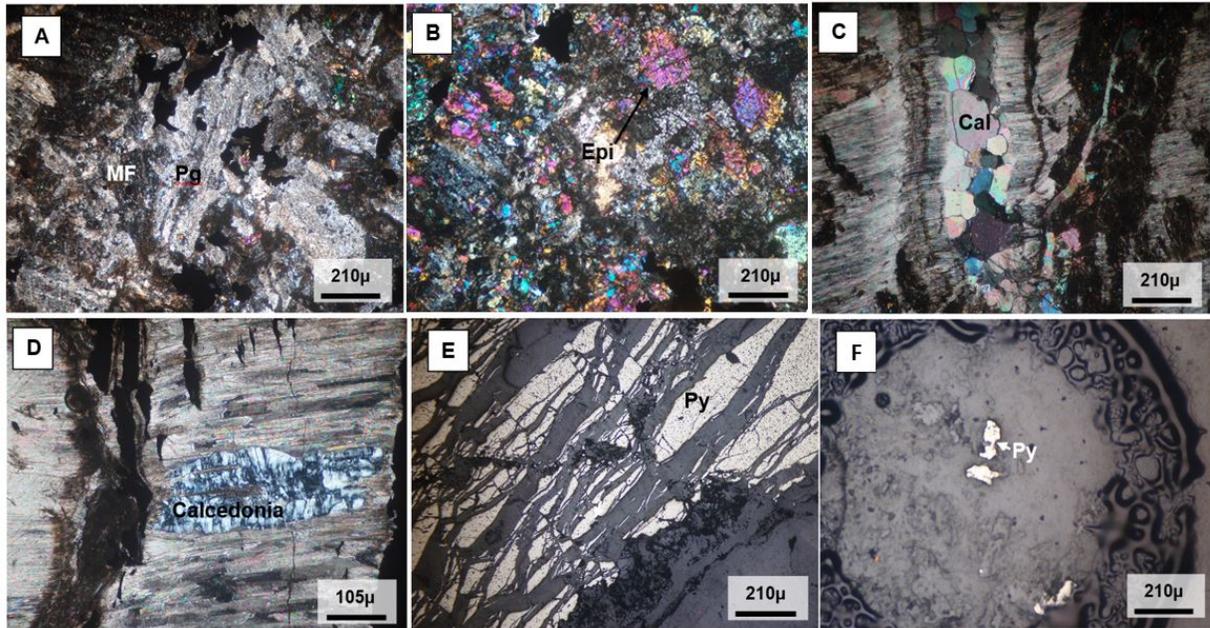


Figura 55: Micrografías de la muestra 0167 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes. En B se observa epidota y carbonatos como mineralogía secundaria y en C y D carbonatos como relleno, con distintos hábitos. En D se distingue el último evento asociado a relleno de espacios por calcedonia. En E y F se reconocen las ocurrencias de pirita, donde en E pertenece como componente al relleno de la vetilla y en F se caracterizan como granos diseminados en la roca primaria.

Los fenocristales se encuentran inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales masivos $<0,1$ mm con alteración pervasiva a arcillas, epidota y carbonatos por lo cual no se puede determinar su mineralogía. Además, la roca cuenta con pirita diseminada, subhedral a anhedral distribuida heterogéneamente en la roca primaria. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 40/20, el 40% restante es representado por los constituyentes de la vetilla.

La muestra se encuentra cortada por una fractura principal de espesor 11 mm. En esta vetilla es posible encontrar piritas euhedrales a subhedrales, de hasta 2 mm cortadas por un gran número de vetillas de yeso fibroso de menor espesor, esta vetilla es suturada por un evento de carbonatos con textura de agregados y algunos espacios son rellenos por calcedonia. La vetilla presenta epidota, mineral que se presenta como mineral secundario desarrollado en la roca primaria y se concentra en el halo de alteración de la vetilla, con hábito prismático entre 0,1 y 1 mm, carbonatos como mineralogía secundaria en la roca primaria, en forma de parches irregulares y concentrados en el halo de la vetilla. También tiene ocurrencia como sutura de la vetilla principal, con pulsos

de hábito prismático y fibroso, de hasta 1 mm, calcedonia como el último evento de sutura de la vetilla principal, hábito microcristalino característico y clorita como mineral secundario en la roca primaria, sobre todo asociado al halo de alteración más cercano. De hábito micáceo, hasta 0,3 mm.

En cuanto a la mineralización metálica encontramos únicamente pirita, que presenta 2 ocurrencias, como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,3 mm anhedrales a subhedrales y como constituyente de la vetilla, de forma subhedral a anhedral, de hasta 2 mm. Ambas de moderada a buena integridad.

Muestra INCA-0002-0218

Roca de color gris oscuro con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños entre 0,2 y 6 mm, en los cuales se observa seritización y alteración a otras arcillas inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales prismáticos y masivos con alteración pervasiva a arcillas, por lo cual no se puede determinar su mineralogía (Figura 56).

La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 10/25, el 65 % restante es representado por los constituyentes de las vetillas. La alteración de la roca está compuesta por sericita y otras arcillas afectando a la totalidad de los componentes que presenta la roca primaria. Algunas de las plagioclasas presentan alteración sericítica. También existe mineralogía secundaria de epidota y carbonatos en la roca primaria. La muestra cuenta además con un diseminado heterogéneo de piritas euhedrales a subhedrales y magnetita diseminada. La muestra se encuentra cortada por algunas fracturas de variadas orientaciones y espesores. En la vetilla principal, de espesores 20 mm, es posible encontrar un primer evento de magnetita anhedral a subhedral y pirita anhedral a subhedral, de hasta 1 mm. La magnetita se encuentra parcialmente martitizada, de hasta 5 mm, en este relleno también se observa epidota, de tamaños menores a 0,1 mm. Posteriormente se encuentra un pulso rellenando los espacios disponibles, compuesto por piritas de hasta 1 mm, las que son cortadas por un gran número de vetillas de yeso de menor espesor. Esta vetilla principal presenta un halo de alteración conformado principalmente por epidota y carbonatos.

La pirita se encuentra tanto rellenando oquedades con la magnetita como en contacto simple, no es posible determinar una temporalidad clara de los eventos. Además en la muestra se reconocen granos de pirita diseminados, de entre < 0,1 y 0,3 mm.

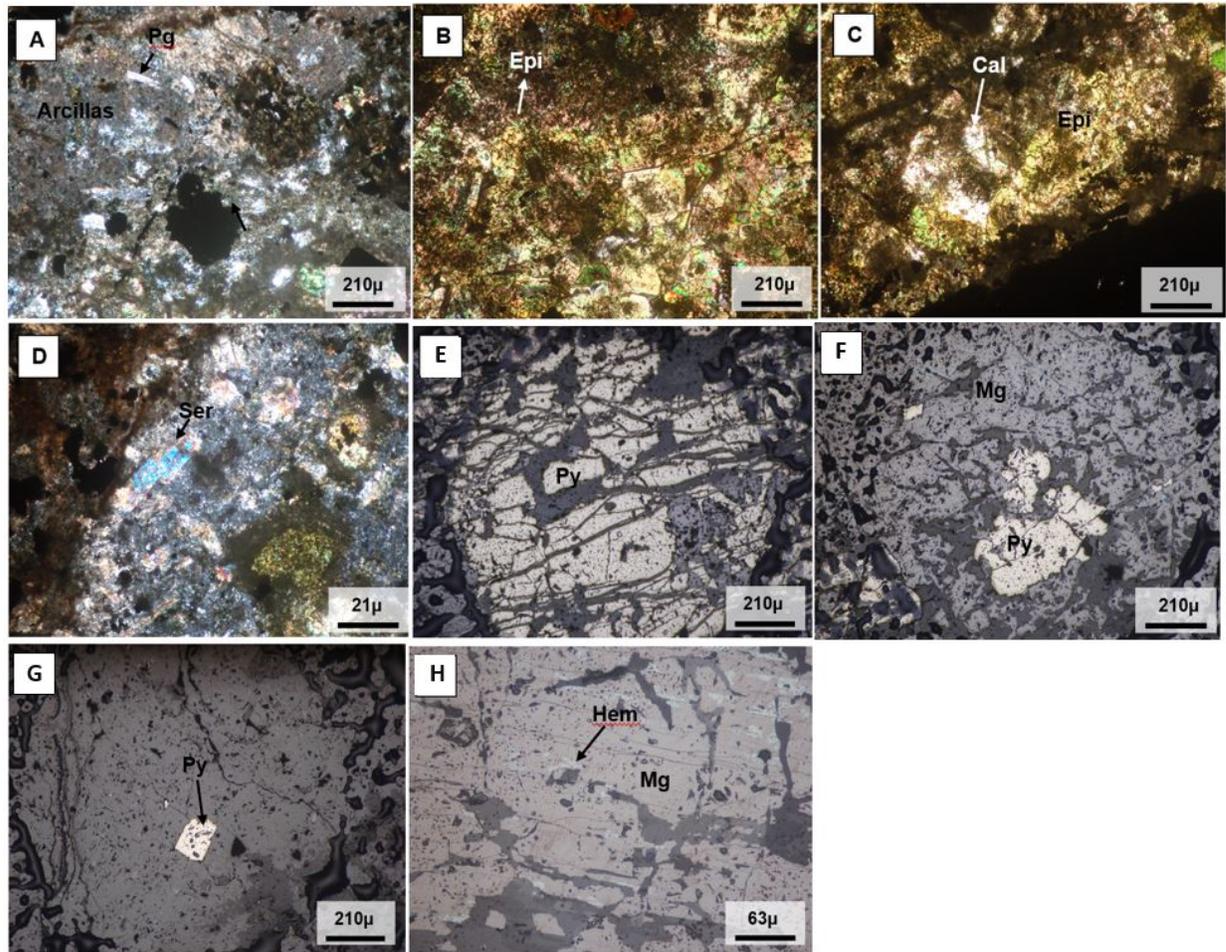


Figura 56: Micrografías de la muestra 0218 perteneciente al pozo 2, es posible reconocer en A y D la textura de la roca primaria y su fuerte alteración a distintas arcillas en todos sus componentes, y la presencia de sericita selectiva en algunos de los fenocristales de plagioclasa. En B y C se identifica mineralogía secundaria de epidota y carbonatos. En E, F, G y H se identifican las distintas ocurrencias de pirita, en E como relleno posterior al de magnetita y pirita, en F la pirita en paragénesis con magnetita y en G pirita diseminada. En H se describe magnetita martitizada de manera parcial.

Muestra INCA-0003-0057

Roca de color negro - gris con textura de brecha hidrotermal compuesta por fragmentos de color gris blanquecino compuestos en su totalidad por arcillas y cristales diseminados de pirita, por lo que no se puede reconocer la textura ni la mineralogía primaria de la roca original (Figura 57). El cemento / matriz de la brecha está compuesto por turmalina acicular de hasta 0,2 mm, arcillas como masas terrosas y agregados criptocristalinos, cuarzo microcristalino y parches irregulares y agregados finos de carbonato. En cuanto a mineralización metálica, la pirita presenta 2 ocurrencias, como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,8 mm anhedrales de baja integridad y como constituyente del

cemento / matriz de la brecha, de forma euhedral a subhedral, y como cúmulos de hasta 1,2 mm., también se observan cristales de rutilo subhedrales a anhedrales, de hasta 0,05 mm distribuidos en el cemento de la brecha y trazas de calcopirita <0,1 mm con leve reemplazo a esfalerita.

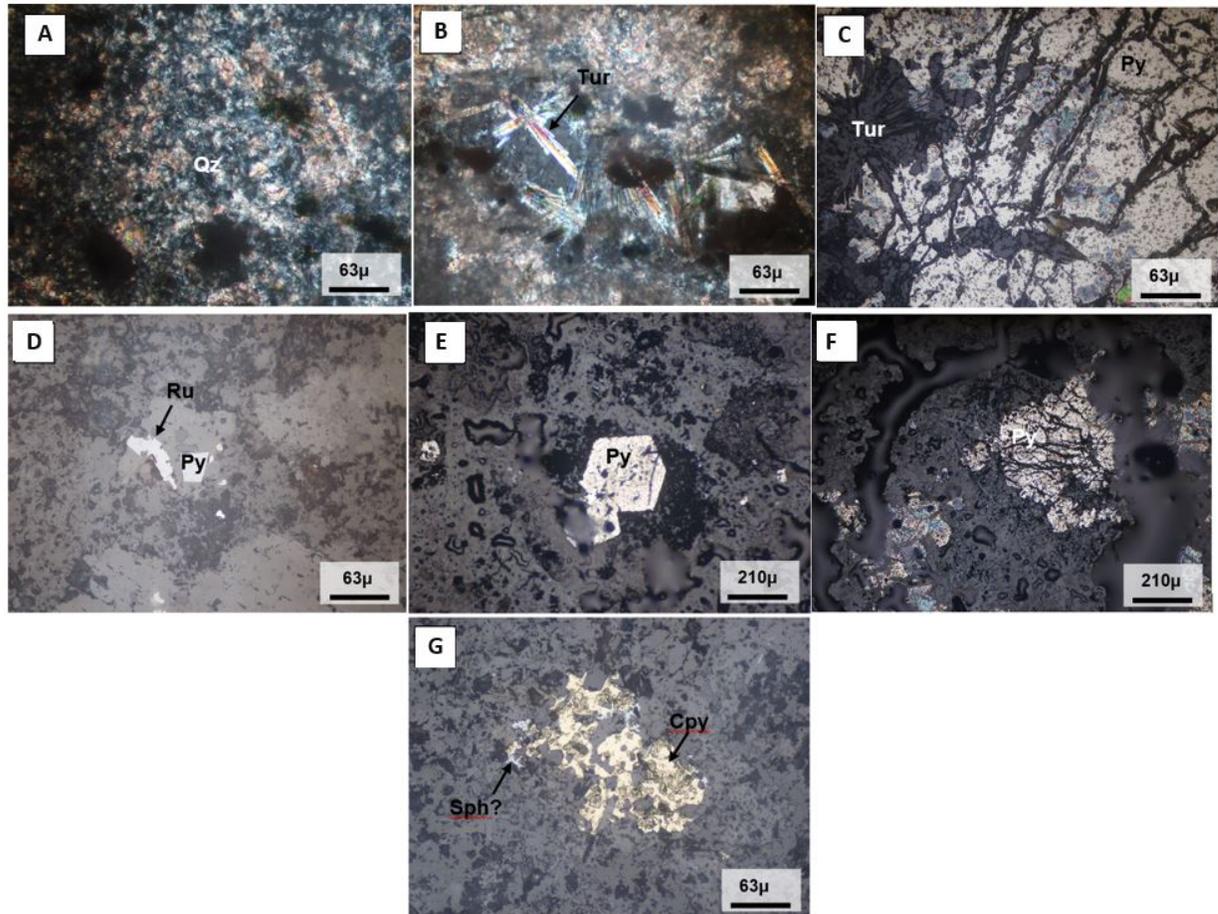


Figura 57: Micrografías de la muestra 0057 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria, que está completamente reemplazada por arcillas y cuarzo secundario, en B se identifica el cemento de la brecha, compuesto por turmalina acicular, polvo de roca y cuarzo. En la figura C se observa la relación entre los cristales de turmalina y la mineralización de pirita, mientras en E se presentan cristales de pirita euhedrales encontrados en el cemento de la misma brecha. En F se describen cúmulos amorfos de pirita distribuidos heterogéneamente dentro de los fragmentos de la roca primaria. En D y G se exhiben respectivamente granos de rutilo y calcopirita, este último, reemplazado parcialmente por esfalerita.

La relación entre fragmentos y matriz es de 35/50, y el 15% restante corresponde a minerales opacos. La alteración de la roca primaria está compuesta por sericita y otras arcillas (caolinita, illita) afectando a la totalidad de los fragmentos de roca primaria, la cual cuenta además con un diseminado heterogéneo de piritas anhedrales de baja integridad. La brecha es clasificada como una brecha hidrotermal fluidizada en morfología de dique, polimíctica matriz soportada.

Muestra INCA-0003-0107

Roca de color gris oscuro con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de hábito tabular y tamaños entre 0,4 y 5 mm, en los cuales se observa alteración a arcillas, dentro de los fenocristales también se reconoce cuarzo de hasta 0,6 mm y anfíbol prismático de hasta 0,8 mm alterados parcialmente a arcillas (Figura 58).

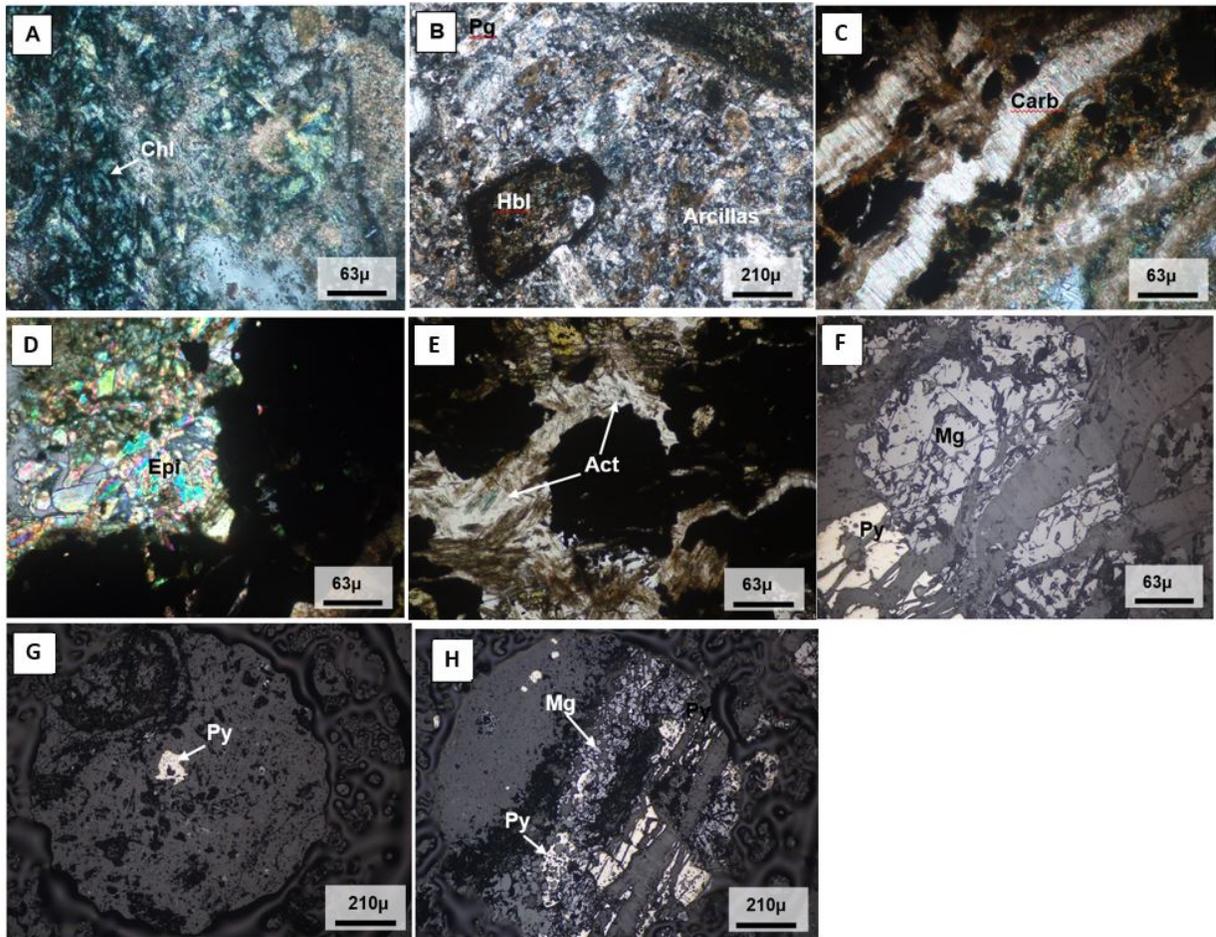


Figura 58: Micrografías de la muestra 0107 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A y B la textura de la roca primaria, que se encuentra alterada a distintas arcillas. En A se identifica clorita secundaria, en C se observa el relleno de carbonato fibroso en los espacios dentro de la vetilla principal. En D y E se describe el relleno, junto con pirita, de epidota y pequeños cristales de actinolita. En F y H se exhibe la relación entre pirita y magnetita y sus respectivas texturas. En G se diferencia uno de los cristales pertenecientes a la ocurrencia de pirita diseminada.

Se encuentran inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales masivos con alteración pervasiva a arcillas, por lo cual no se puede determinar su mineralogía. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 35/50, el 15% restante es representado por los constituyentes de la vetilla. La alteración de la roca está compuesta por arcillas afectando a la

totalidad de los componentes que presenta la masa fundamental de la roca primaria y afectando parcialmente a los fenocristales, alterando a la masa fundamental también encontramos mineralogía secundaria como parches de carbonatos, clorita micácea y epidota. La muestra se encuentra cortada por algunas fracturas de variadas orientaciones y espesores. La vetilla principal (la de mayor espesor), se compone por magnetita en granos de hasta 1 mm, pirita anhedral de hasta 1,3 mm, carbonatos de hábito fibroso, epidotas aciculares y actinolita <0,02 mm. Esta vetilla presenta un halo de alteración conformado por una mayor concentración que en el resto de la roca primaria de carbonatos, epidota y clorita, además de pirita diseminada <0,1 mm. En cuanto a la mineralización metálica, encontramos pirita como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,2 mm anhedrales a subhderales, principalmente encontrados en el halo de alteración de las vetillas y magnetita como cristales anhedrales diseminados en la roca de caja, de hasta 0,2 mm.

Muestra INCA-0003-0163

Roca de color gris blanquecino con textura holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de hábito tabular y masivos con tamaños entre 0,1 y 1,2 mm, alterados totalmente a arcillas y óxidos de hierro, lo que hace imposible su caracterización original (Figura 59). Se encuentran inmersos en una masa fundamental cristalina conformada por minerales masivos fuertemente alterados a arcillas, principalmente caolinita por lo cual no se puede determinar su mineralogía. La relación entre los fenocristales y la masa fundamental es de 5/70, el 25 % restante es representado por los constituyentes de la vetilla. La alteración de la roca está compuesta por arcillas, principalmente caolinita afectando a la totalidad de los componentes que presenta la roca primaria, también óxidos de hierro y mineralogía secundaria como carbonatos. La muestra cuenta además con un diseminado homogéneo de piritas anhedrales, al igual que rutilo y marcasita. La vetilla principal, de 3 mm está compuesta por pirita bien formada en sus bordes, luego se observa un pulso de carbonatos de espesores <0,1 mm, con hábito fibroso euhedral que rellena la vetilla y corta algunas de las piritas ya formadas, existe otro pulso compuesto por piritas anhedrales, aparentemente movilizadas con carbonatos alterados de manera pervasiva a arcillas y finalmente una sutura de cuarzo con pirita. El halo de alteración se diferencia con el resto de la roca de caja en que el halo no está tan alterado a óxidos de Fe como el resto de la roca, pero en el resto de la mineralogía, tanto primaria como secundaria, es lo mismo. Sin embargo, la espectroscopía de reflectancia arroja para el halo caolinita, dickita, pirofilita. En cuanto a la mineralización metálica, la pirita presenta 2 ocurrencias, como cristales diseminados, entre <0,1 a 0,5 mm euhedrales a subhderales y como constituyente de

vetillas, de forma euhedral a subhedral, de hasta 2 mm. Estos cristales son cortados por un evento de vetillas finas de carbonatos. También se reconocen cristales de rutilo, anhedrales de hasta 0,5 mm y marcasita como cristales diseminados junto con pirita en contacto simple, de hasta 0,5 mm.

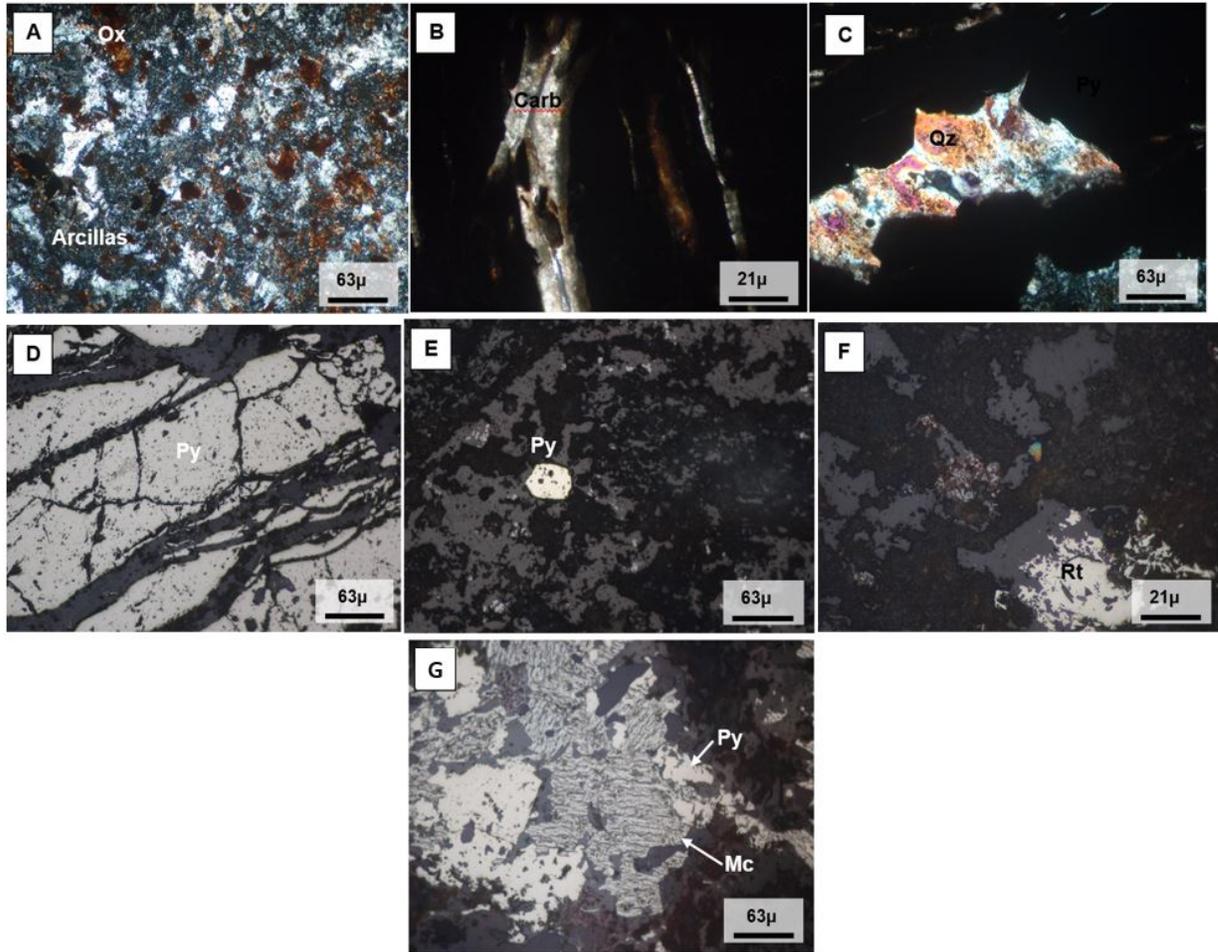


Figura 59: Micrografías de la muestra 0163 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A la textura de la roca primaria, que se encuentra alterada a distintas arcillas y óxidos de hierro. En B se caracterizan pulsos de relleno de carbonatos y en C de cuarzo posteriores (el cuarzo se observa de tonalidades poco usuales debido a la preparación del corte transparente), en D se exhibe la pirita como relleno de la vetilla principal, en E la ocurrencia de pirita diseminada. En F se identifican granos de rutilo y en G pirita y marcasita en contacto simple.

Muestra INCA-0003-0400 (Figura 60)

Roca de color verde grisáceo con textura clástica compuesta por clastos de tamaño arcilla (lunita). La muestra presenta laminación, en la cual sus láminas varían en cuanto al tamaño de los granos y cristales. Los componentes presentan alteraciones arcillosas en sectores y sericitica por lo que no se puede reconocer la textura ni la mineralogía primaria de los clastos, pero si se encuentran cristales de plagioclasa y cuarzo aparentemente. El cemento / matriz de la brecha se encuentra sili-

cificado. En cuanto a mineralización metálica se encuentran cúmulos y cristales de pirita entre 0,1 y 2 mm distribuidos de manera heterogénea en algunas de las láminas de la roca. La relación entre fragmentos y matriz es de 60/25, y el 15 % restante corresponde a minerales metálicos. Se realizan puntos de análisis con espectroscopía de reflectancia para resolver dudas, los resultados arrojan para el sector verdoso muscovita y el blanquecino nefrita y ferroactinolita, siendo esta última interesante para los depósitos de IOCG.

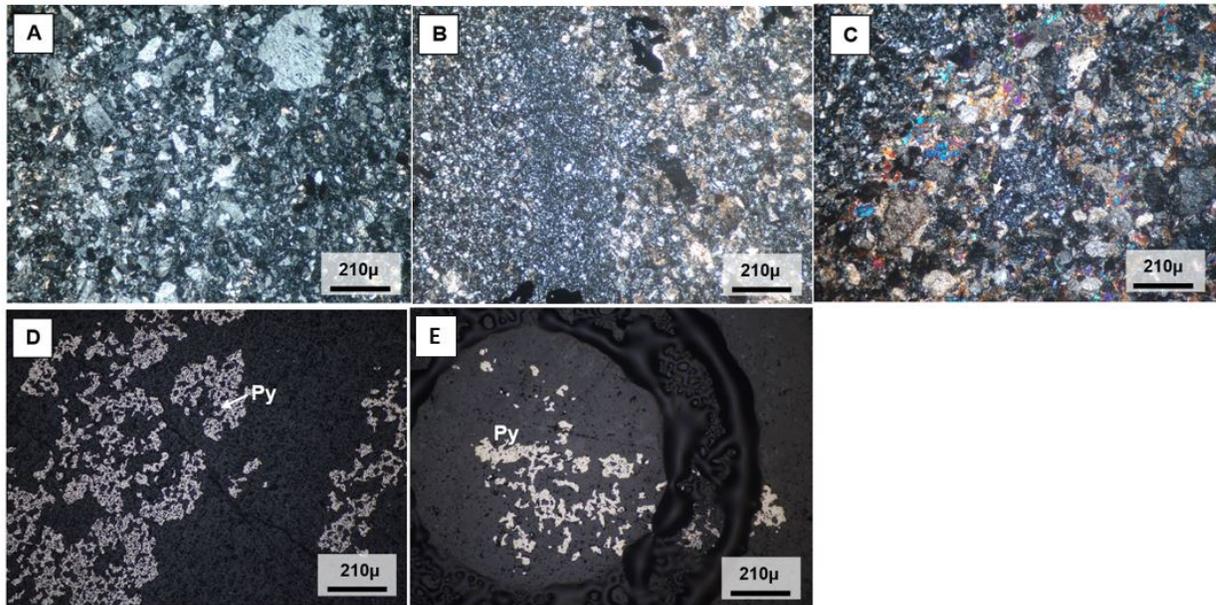


Figura 60: Micrografías de la muestra 0400 perteneciente al pozo 3, es posible reconocer en A, B y C la textura de la roca primaria, donde en A y C se reconocen los clastos alterados a distintas arcillas y cuarzo, mientras en B se logra apreciar la diferencia textural de tamaño que hay entre una lámina y otra, otorgándole laminación a la roca. En D y E se identifica la textura de la pirita, que se presenta como granos anhedrales de muy baja integridad. Cabe recalcar que los granos de pirita no exhiben una textura framboidal que se esperaría de ser piritas diagenéticas de ambiente subacuático.

B.2. Escalares espectrales (Espectroscopía de reflectancia)

En este anexo se muestran los escalares espectrales realizados para cada uno de los puntos realizados con espectrometría de reflectancia, además de una fotografía de la muestra y la ubicación de cada uno de los análisis puntuales (Figuras 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70).

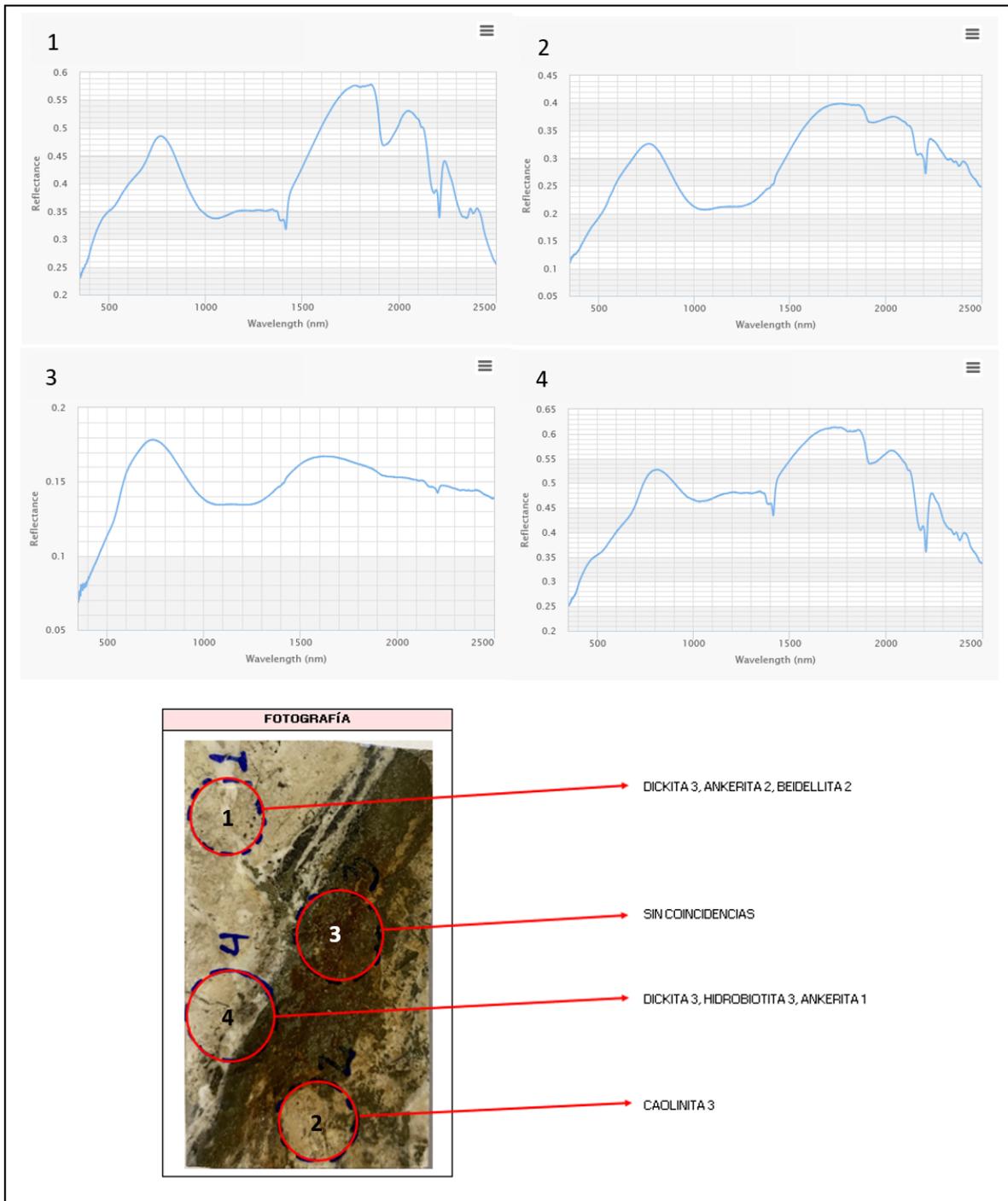


Figura 61: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0073 del pozo 1, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

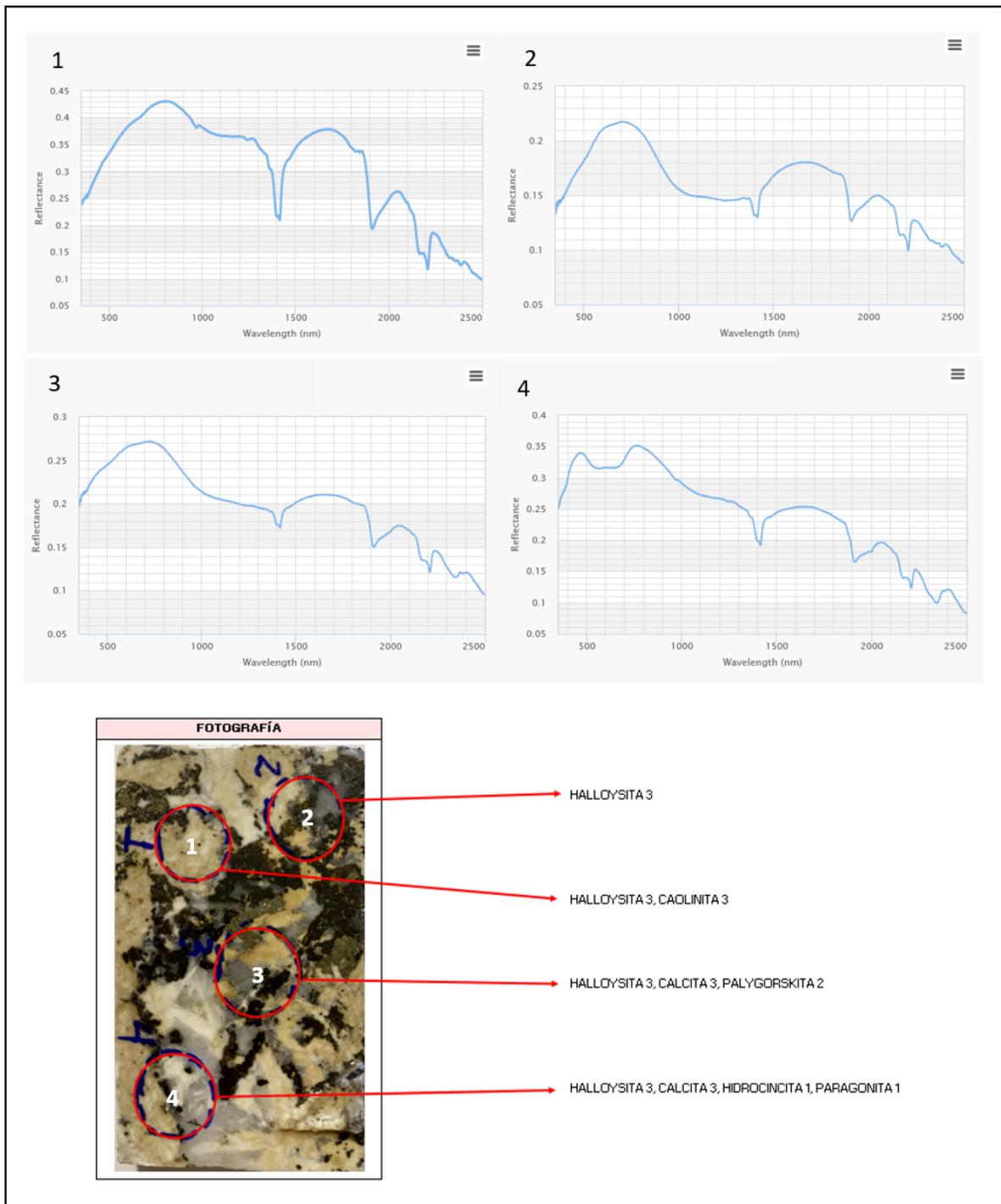


Figura 62: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0200 del pozo 1, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

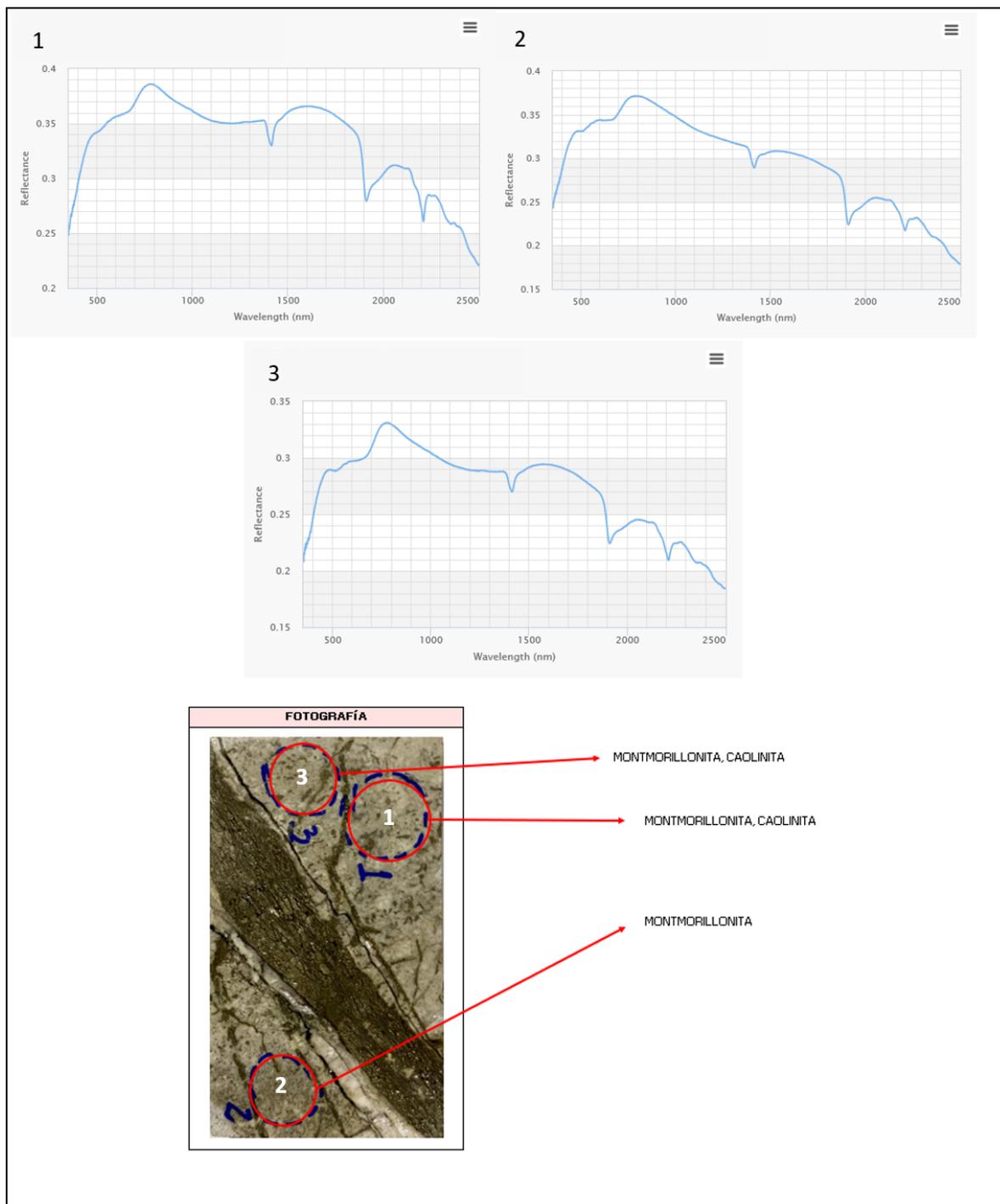


Figura 63: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0017 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

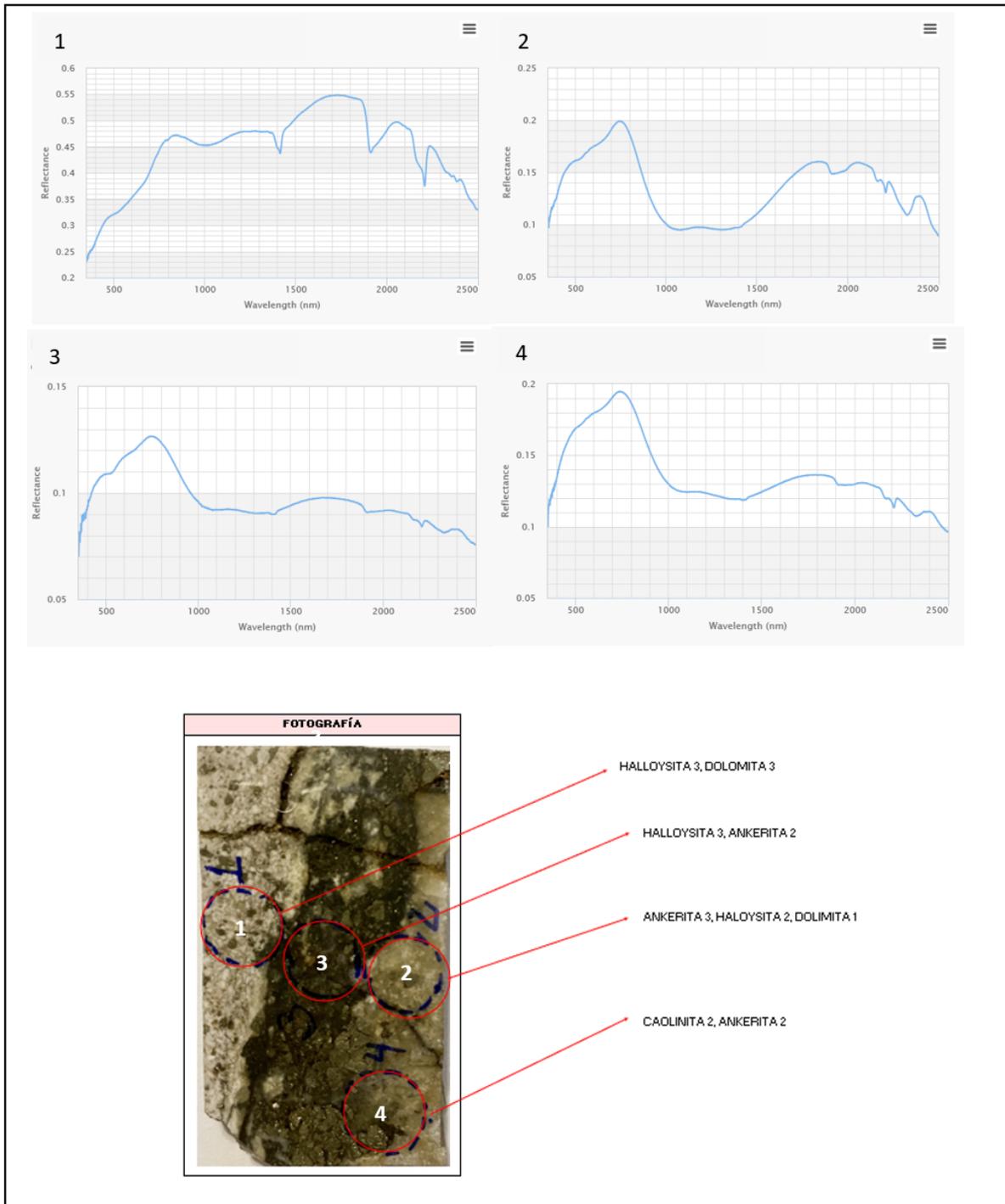


Figura 64: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0078 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

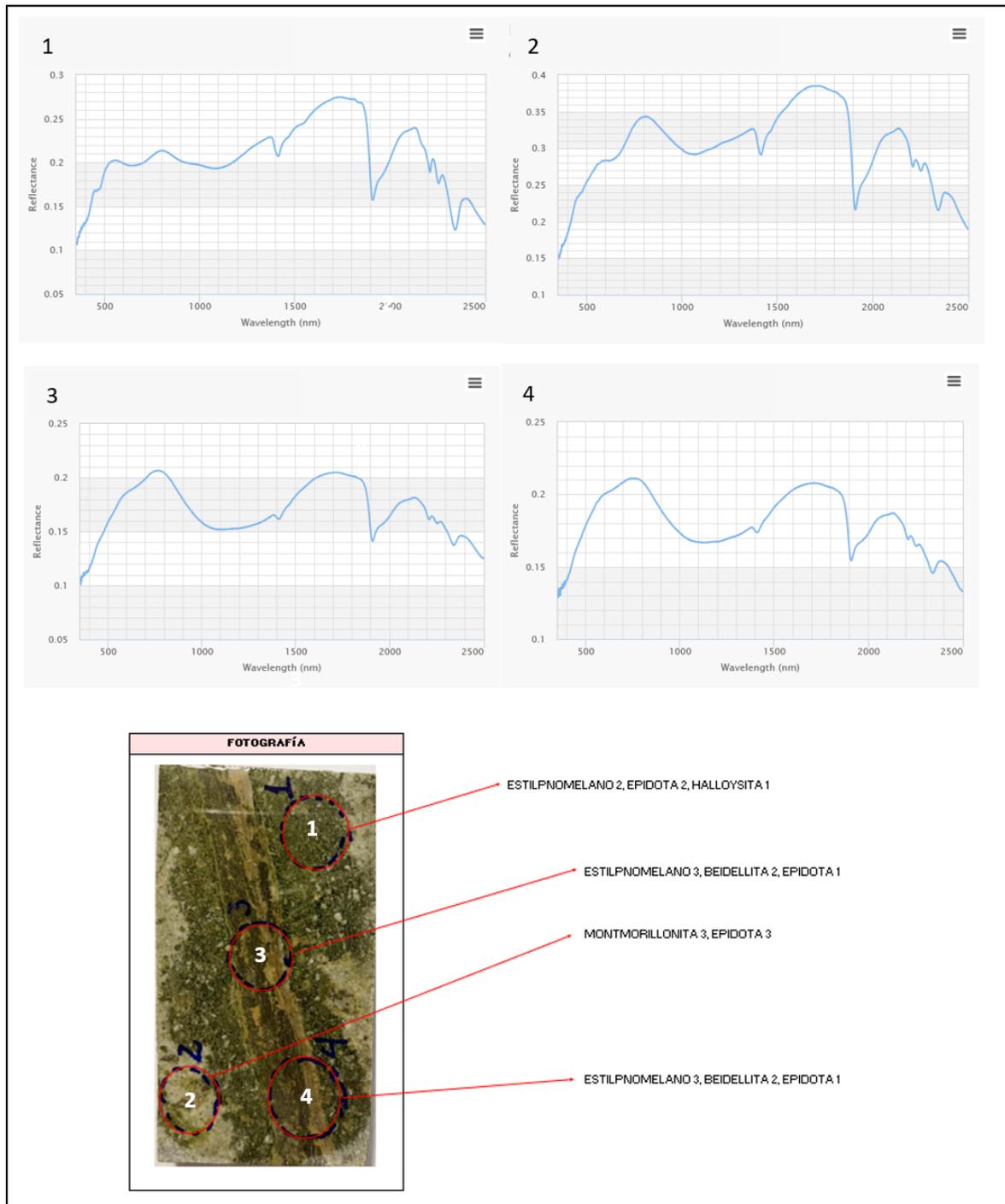


Figura 65: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0167 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

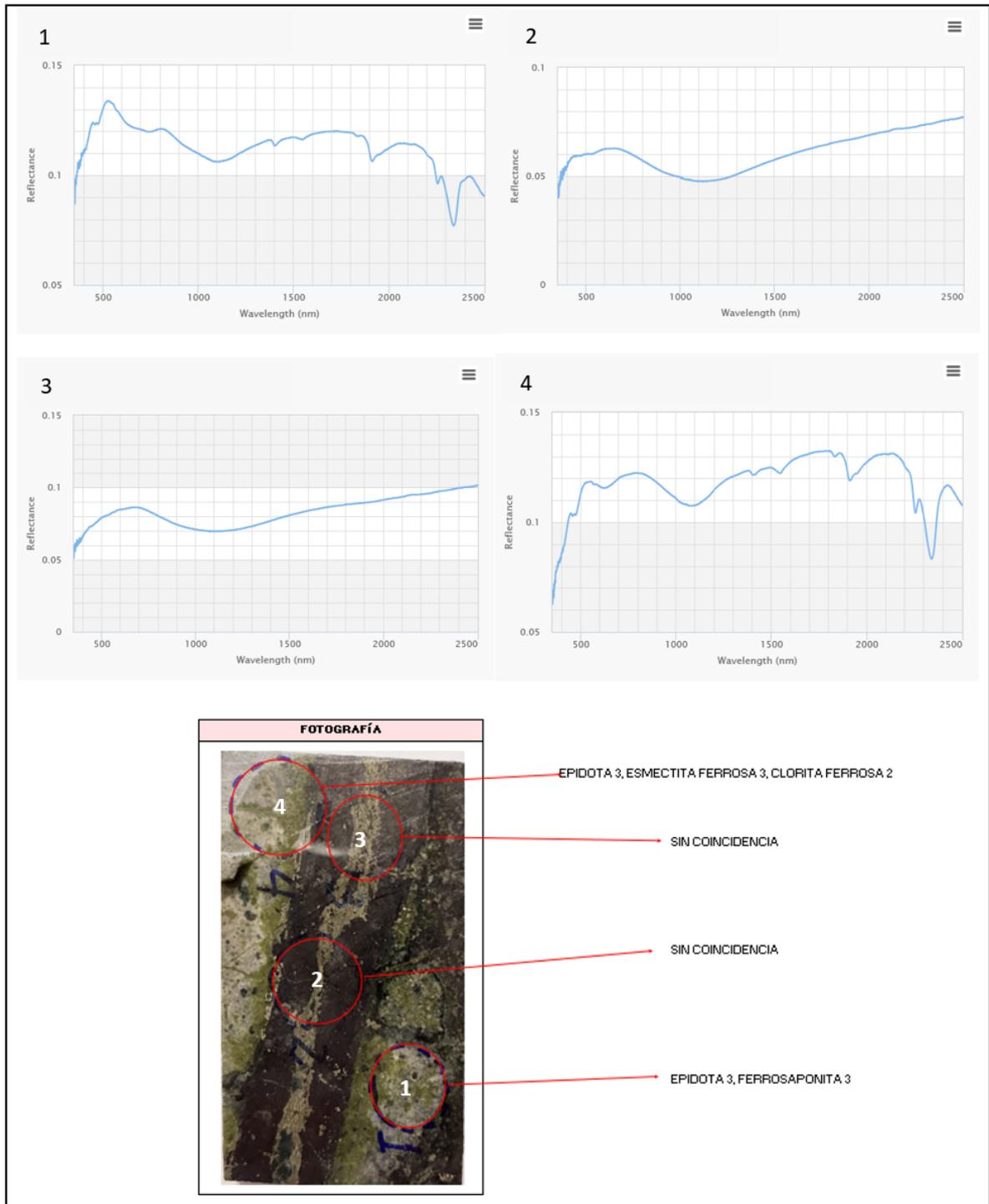


Figura 66: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0218 del pozo 2, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

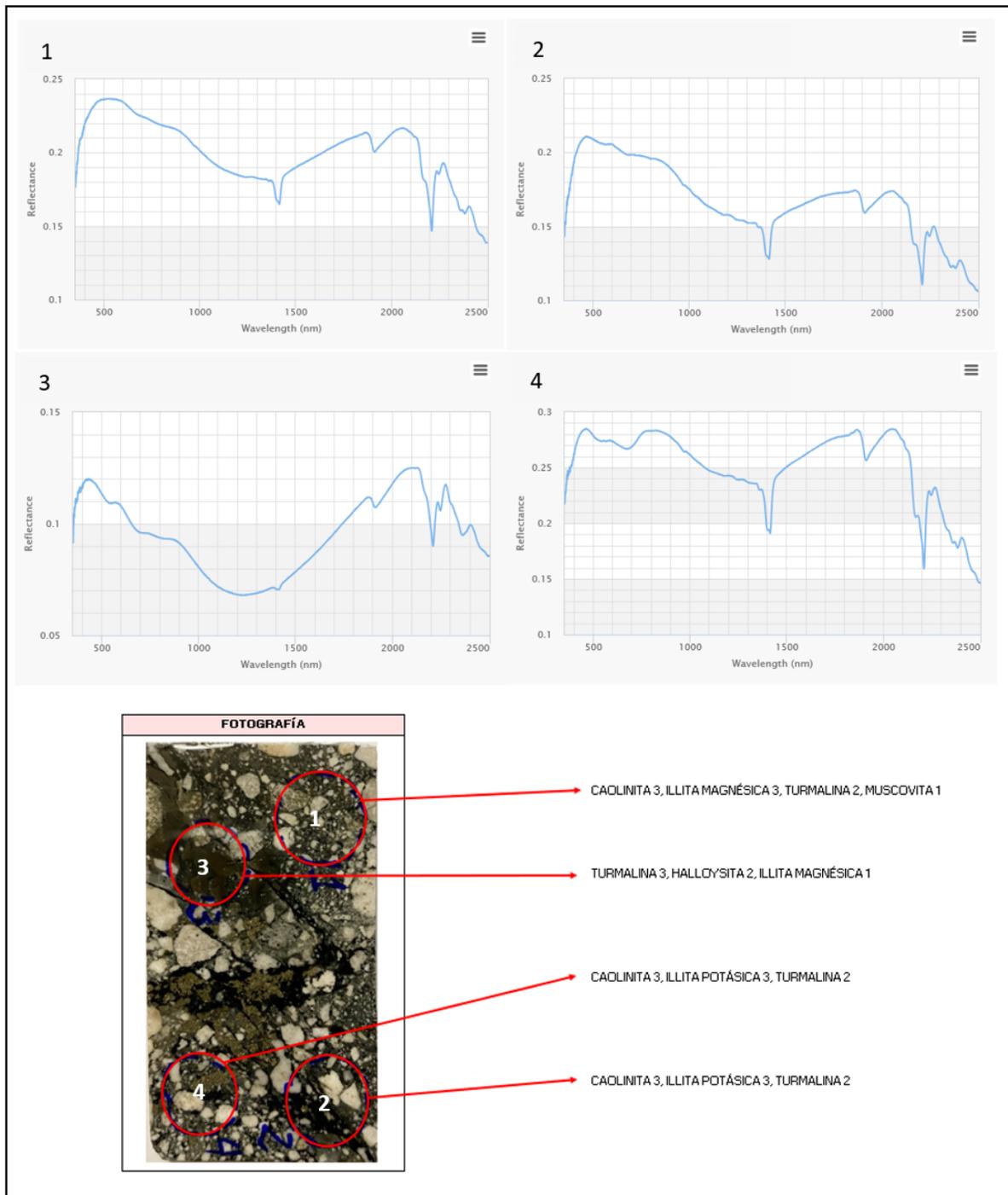


Figura 67: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0057 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

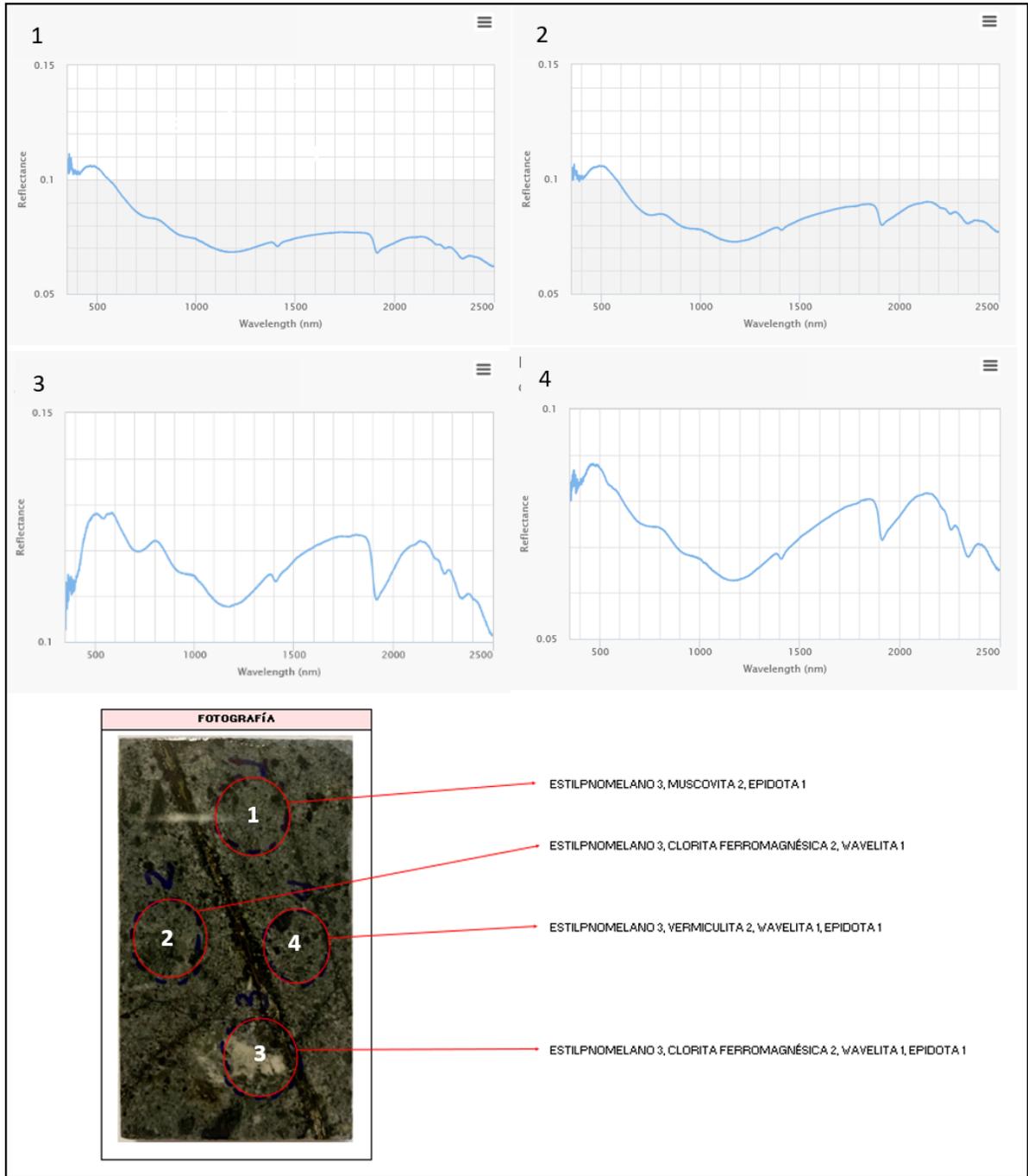


Figura 68: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0107 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

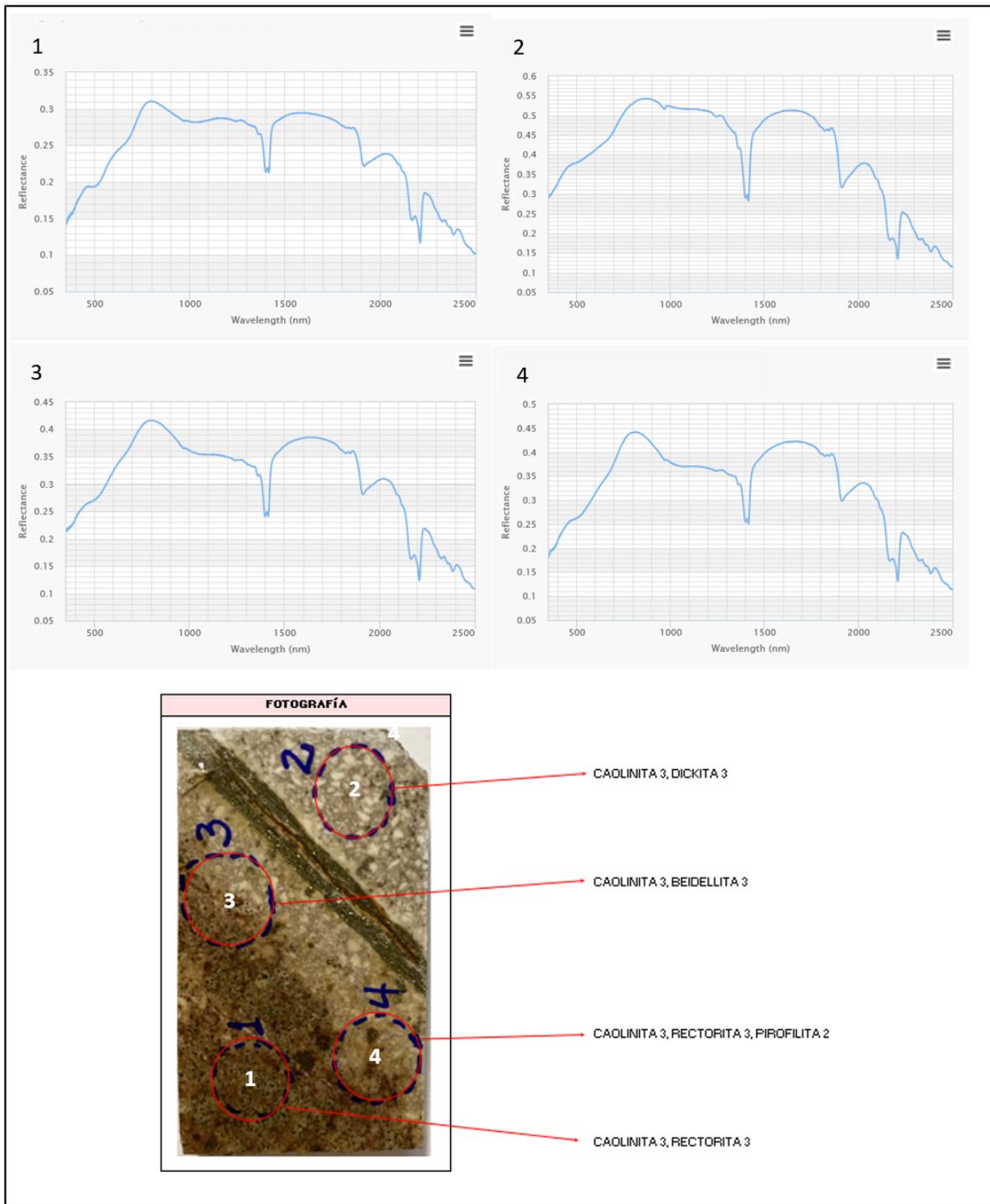


Figura 69: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0163 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.

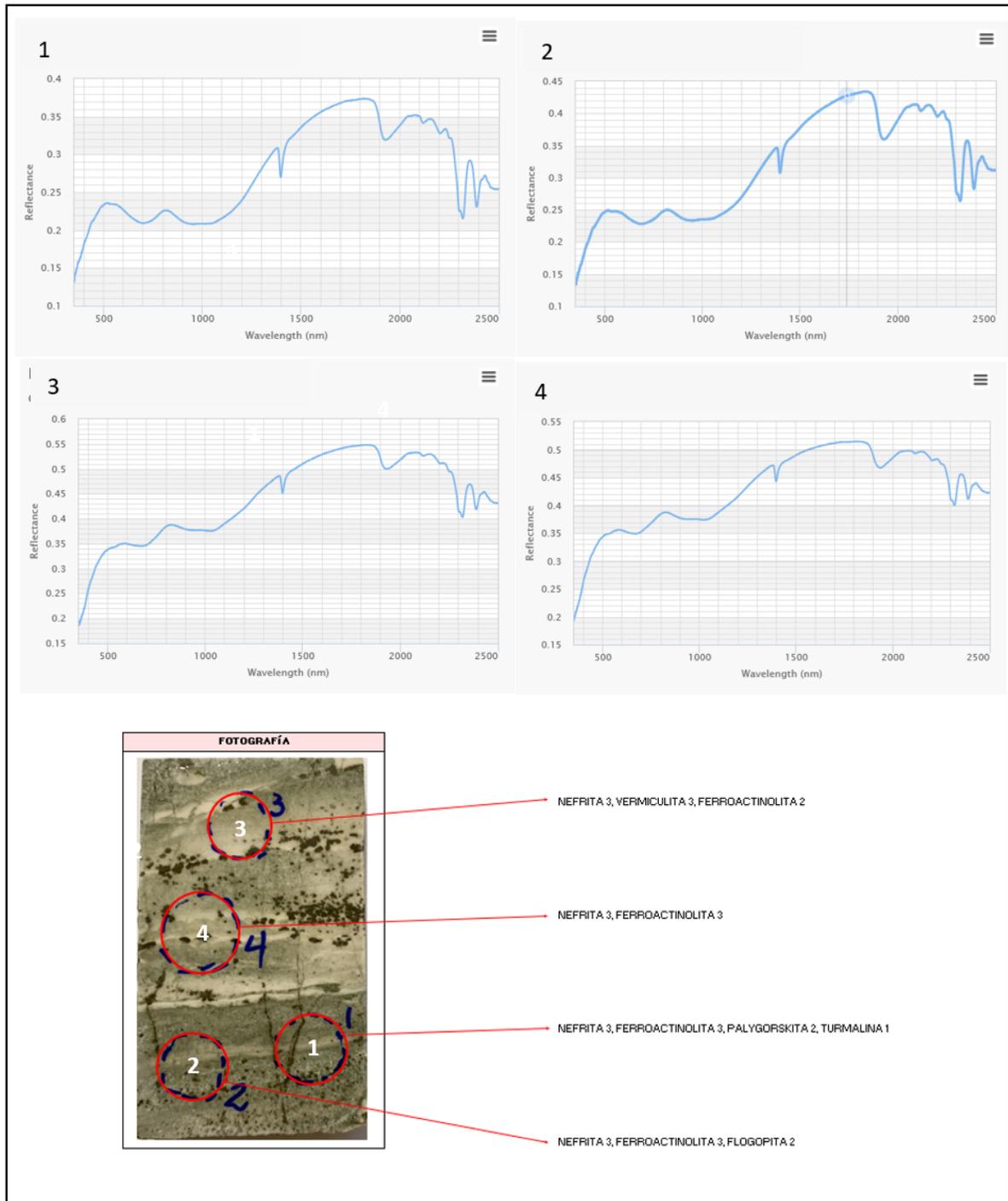


Figura 70: Escalares espectrales obtenidos mediante espectrometría de reflectancia para la muestra 0400 del pozo 3, se muestra una fotografía de la muestra con la ubicación de cada uno de los puntos y los minerales arrojados por el estudio.