UNIVERSIDAD DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL DISTRITO PELLEJOS, PROVINCIA DE HUASCO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.

Profesor guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Profesor co-guía: Camila Requena Flores

Bryan Anthony Chambe Espinoza

Copiapó, 2025

UNIVERSIDAD DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DEL DISTRITO PELLEJOS, PROVINCIA DE HUASCO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.

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

Profesor guía: Dr. Karl Riveros Jensen

Profesor co-guía: Camila Requena Flores

Bryan Anthony Chambe Espinoza

Copiapó, 2025

UNIVERSIDAD
DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

El presente trabajo de titulación se desarrolló en el marco del proyecto FIC-FNDR 2024-2025 del Gobierno Regional de Atacama, denominado "Expansión de zonas de explotación y aumento de reservas minerales en la pequeña minería artesanal mediante prospección magnética e hiperespectral aerotransportada".

AGRADECIMIENTOS

Quiero comenzar agradeciendo al Proyecto FIC-FNDR 2024-2025, así como a mi profesor guía, Dr. Karl Riveros Jensen, como también a los miembros de la comisión, la Dra. Paulina Fuentes Molina, el Mg. Diego Aravena y la profesora co-guía Camila Requena Flores, por su valioso apoyo y acompañamiento en todo el proceso. Mi gratitud también se extiende a la pequeña minería artesanal de la mina San Charbel y a todos sus trabajadores, quienes fueron parte fundamental en la obtención de datos para este estudio. Agradezco profundamente a mi madre, quien ha sido mi guía y soporte incondicional a lo largo de mi vida, y a mi padrino, por su constante respaldo. A mis hermanas, por su amor y compañía durante esta travesía, y a mis perrunos, que siempre han estado a mi lado, aportando alegría y lealtad en todo momento. A mi pareja de vida, por su apoyo inquebrantable, comprensión y amor durante este proceso tan importante. Tu presencia y cariño me han dado fuerzas y motivación todos los días. Finalmente, a mis compañeros de universidad, que a lo largo de los años se han convertido en grandes amigos. Agradezco todas las risas, momentos de estudio y recuerdos compartidos que permanecerán conmigo siempre.

RESUMEN

El distrito Pellejos se sitúa a 9 km al SE de Freirina, Región de Atacama, Chile. El objetivo es definir un modelo metalogénico y evaluar su potencial económico mediante teledetección, mapeo geológico, estudios petro-calcográficos y muestreo geoquímico por XRF, con análisis estadísticos, factores de enriquecimiento, mapas geoquímicos y correlaciones. La mineralización incluye magnetita, hematita especular, mushketovita, con sulfuros y óxidos de cobre, hospedados en cuarzodioritas de hornblenda y tonalitas de hornblenda-biotita, intruidas por diques microdioríticos y granodioríticos del Complejo Plutónico Infiernillo. El control estructural está representado por una falla NE subparalela a la Zona de Cizalle de Infiernillo (ZCI) en un régimen extensional. Localmente, se identifican estructuras secundarias N-S a NNW-SSE de cinemática sinistral. La geoquímica revela anomalías significativas de Cu, Co, Mo, Mn, U, V y Ti, con factores de enriquecimiento de Cu (828×), Mo (14,6×), Co (5,2×), U (4,1×) y Ni (3×). La correlación Cu-Co-Mo-U-Ni caracteriza el evento sulfurado, mientras que las variaciones de Ti y V distinguen magnetitas de alta temperatura en el sector norte, con sobreimposición IOCG sobre IOA y magnetitas de transición IOA-IOCG con bajo Ti y alto V en el sector sur. Se interpreta una secuencia paragenética en cuatro eventos: (1) magnetita+actinolita+pirita (alteración Ca-Fe), (2) evento de sulfuros (pirita, calcopirita y bornita), acompañada de calcosina y covelina (alteración K-Fe), (3) hematita especular con alteración hidrolítica (cuarzo, sericita, clorita y epidota) y (4) evento supergénico con atacamita, brochantita y crisocola con alteración argílica, goethita, hematita y jarosita. Se propone un modelo metalogénico, donde fluidos magmáticos-hidrotermales exsolvieron desde un magma de composición intermedia y ascendieron por fallas N a NNW, con pulsos IOA tempranos y un evento IOCG dominante en niveles superiores. Se estiman recursos inferidos mínimos de 1.500 t de Cu y 70 t de Co, con leyes medias de 3% Cu y 0,14% Co, implicando un alto potencial económico para minería selectiva. Se recomienda realizar mapeo detallado, análisis químico-mineralógico de alta resolución y magnetometría terrestre en las zonas propuestas para optimizar la evaluación y explotación del depósito.

Palabras claves: Mineralización, alteración, geoquímica, IOA, IOCG.

ABSTRACT

The Pellejos district is located 9 km southeast of Freirina, Atacama Region, Chile. The objective is to define a metallogenic model and evaluate its economic potential through remote sensing, geological mapping, petrographic and calcographic studies, and XRF geochemical sampling, with statistical analysis, enrichment factors, geochemical maps, and correlations. The mineralization includes magnetite, specular hematite, and mushketovite, with copper sulfides and oxides, hosted in hornblende quartz diorites and hornblende-biotite tonalites, intruded by microdioritic and granodioritic dikes of the Infiernillo Plutonic Complex. Structural control is represented by a NE fault subparallel to the Infiernillo Shear Zone (ZCI) in an extensional regime. Locally, secondary N-S to NNW-SSE structures with sinistral kinematics are identified. Geochemistry reveals significant anomalies of Cu, Co, Mo, Mn, U, V, and Ti, with enrichment factors of Cu (828×), Mo (14.6×), Co (5.2×), U (4.1×), and Ni (3×). The Cu-Co-Mo-U-Ni correlation characterizes the sulfide event, while Ti and V variations distinguish high-temperature magnetites in the northern sector, with IOCG superimposed on IOA and IOA-IOCG transition magnetites with low Ti and high V in the southern sector. A paragenetic sequence is interpreted in four events: (1) magnetite+actinolite+pyrite (Ca-Fe alteration), (2) sulfide event (pyrite, chalcopyrite, and bornite), accompanied by chalcocite and covellite (K-Fe alteration), (3) specular hematite with hydrolytic alteration (quartz, sericite, chlorite, and epidote), and (4) supergene event with atacamite, brochantite, and chrysocolla with argillic alteration, goethite, hematite, and jarosite. A metallogenic model is proposed, where magmatic-hydrothermal fluids exsolved from a magma of intermediate composition and ascended through N to NNW faults, with early IOA pulses and a dominant IOCG event at higher levels. Minimum inferred resources of 1,500 t of Cu and 70 t of Co are estimated, with average grades of 3% Cu and 0.14% Co, implying high economic potential for selective mining. Detailed mapping, high-resolution chemical-mineralogical analysis, and ground magnetometry are recommended in the proposed areas to optimize the evaluation and explotation of the deposit.

Keywords: Mineralization, alteration, geochemistry, IOA, IOCG.

ÍNDICE

Capítulo I: Introducción 1

1.1 Problema de investigación 1
1.2 Hipótesis 2
1.3 Objetivos 2
1.3.1 Objetivo general 2
1.3.2 Objetivos específicos 2
1.4 Área de estudio, ubicación y accesos 3
Capítulo II: Marco teórico 4

2.1 Depósito de óxidos de hierro-apatito (tipo IOA) 4
2.2 Depósito de óxidos de hierro-cobre-oro (tipo IOCG) 4
2.3 Modelos genéticos de los depósitos IOCG y su posible conexión con depósitos IOA 6
2.4 Generalidades 8
2.5 Marco geológico regional 10
2.6 Estado del arte 14
Capítulo III: Metodología 16

3.1 Recopilación de antecedentes y confección de base de mapeo 16
3.2 Teledetección 16
3.2.1 Obtención de zonas de alteración hidrotermal mediante ASTER. 16
3.3 Mapeo litológico y de alteración-mineralización 17
3.4 Muestreo 17
3.5 Confección de secciones y microscopía óptica (luz-reflejada-transmitida) 18
3.6 Geoquímica de exploración temprana (XRF S1 Titán) 18
Capítulo IV: Resultados 19

4.1 Unidades litológicas 19
4.1.1 Complejo Plutónico Infiernillo (CPI) 19
4.1.2 Unidad hipabisal de diques microdioríticos 21
4.1.3 Unidad hipabisal de diques granodioríticos 22
4.1.4 Unidades no consolidadas 23
4.2 Alteración 24

4.2.1 Alteración supergena 24
4.2.2 Silicificación 26
4.2.3 Alteración de cuarzo-sericita 26
4.2.4 Alteración de actinolita 28
4.2.5 Alteración clorita-epidota 28
4.3 Mineralización 30
4.3.1 Zona hipógena 30
4.3.2 Zona mixta 33
4.3.3 Zona oxidada 35
4.4 Geología estructural 37
4.4.1 Generalidades 37
4.4.2 Vetas 38
4.4.3 Fallas 40
4.5 Geoquímica 42
4.5.1 Análisis estadístico 42
4.5.1.1 Estadística univariable 42
4.5.2 Factor de enriquecimiento 48
4.5.3 Mapas geoquímicos 48
4.5.4 Estadística multivariable 53
4.5.4.1 Análisis bivariable 53
Capítulo V: Discusión 55
5.1 Correlación de unidades litológicas con unidades o sistemas estructurales formales 55
5.2 Interpretación de los procesos de alteración-mineralización 57
5.3 Interpretación de resultados geoquímicos 61
5.4 Propuesta de modelo metalogénico 64
5.5 Potencial económico 68
Capítulo VI: Conclusiones y recomendaciones 69
6.1 Conclusiones 69
6.2 Recomendaciones 71
Referencias 73

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. A) Mapa de acceso al área de estudio. B) Mapa de Chile que muestra la ubicación de la localidad de Freirina, Región de Atacama, Chile. C) Imagen satelital del Distrito Pellejos, georreferenciada con coordenadas UTM (Datum WGS84, huso 19S). Elaboración propia. 3

Figura 2. A) Sección de una veta IOCG en la Cordillera de la Costa que muestra una zonación ascendente de magnetita a hematita. Modificado de Espinoza et al. (1996). B) Representación esquemática de la transición y mineralización característica entre IOA e IOCG propuesto por Barra et al. (2017). Extraído de Knipping et al. (2015a) y Rodriguez-Mustafa et al. (2020). 6

Figura 3. A) Sección izquierda: Modelo magmático-hidrotermal, donde los fluidos y los metales son de origen magmático. B) Sección derecha: Los fluidos provienen de cuencas sedimentarias y son calentados por una fuente magmática, los metales son lixiviados de rocas sedimentarias y/o volcánicas. También se muestran los diferentes estilos de mineralización y la posible relación con depósitos más profundos de IOA. Modificado de Barra et al. (2017). B) i) Nucleación de magnetita ígnea primaria desde un fundido ii) La magnetita se asocia con los fluidos magmáticos hipersalinos y asciende por buoyancia iii) Durante el ascenso, la magnetita comienza a crecer y se disuelve en Fe y complejos clorurados ($FeCl_2$) en los fluidos iv) Fracturación hidráulica permite la precipitación de magnetita hidrotermal. Extraído de Knipping et al. (2015a). 7

Figura 4. Extracto de la Geología del área Freirina-El Morado a una escala de 1:50.000, según Welkner et al. (2006). El cuadrángulo blanco representa aproximadamente el área de estudio. 11

Figura 5. Distribución espacial de los complejos plutónicos de la Cordillera de la Costa entre Huasco-Vallenar con ubicación de los principales depósitos y estructuras. Modificado de Ojeda et al. (2024). 13

Figura 6. Base de mapeo del distrito Pellejos a escala 1:5.000. Elaborado en QGIS. 16

Figura 7. Equipo portátil de fluorescencia de rayos (XRF) modelo Titán S1. 18

Figura 8. A) Cuarzodiorita. B) Lámina delgada en nicoles cruzados: se observa hornblenda (Hbl) y plagioclasas con sericitización (Ser), cuarzo (Qz) y óxidos de hierro (Óx. Fe). 19

Figura 9. A) Tonalita de la zona noroeste. B) Tonalita de la zona central. C) Tonalita de la zona suroeste. D) Afloramiento de tonalita con enclaves dioríticos. 20

Figura 10. A) Muestra de dique microdiorítico con alteración de epidota (Ep) en las plagioclasas. B) Alteración de hematita (Hem) de color pardo a rojizo. C) Lámina delgada en nicoles cruzados: compuesta mayoritariamente por fenocristales de plagioclasa (Plg) con alteración de arcillas de óxidos de hierro (Óx. Fe). 21

Figura 11. A) Afloramiento del dique granodiorítico hospedada en cuarzodioritas. B) Muestra representativa del dique granodiorítico, se observa trazas de calcopirita y sericitas. 22

Figura 12. A) Depósitos aluviales en el sector norte del distrito Pellejos. B) Depósitos coluviales, donde se observan clastos pertenecientes a la unidad intrusiva. C) Depósito aluvial en el sector sur del área de estudio..... 23

Figura 13. A) Veta de magnetita y óxidos de Cu con alteración argílica (polígono blanco) y óxidos-sulfatos de hierro (polígono burdeo). 24

Figura 14. A) Arcillas de hierro compuesto por hematita y goethita (Hem+Goeth) con hábito anhedral, de relleno intersticial entre granos de cuarzo y feldespatos, mostrando tonalidades pardas-rojizas. Mientras, la Jarosita (Jar) se distingue con colores amarillentos. B) Relleno de tonalidades opacas, que pueden corresponder a hematita/goethita, mientras los colores amarillentos como inclusiones pertenece a jarosita. C) Relleno de intersticios de Hem+Goeth, alrededor de granos de feldespatos epidotizadas (Ep). D) Lámina delgada en nicoles paralelos de la fotografía C: se distingue tonalidades pardas oscuras a rojizos claros (Hem+Goeth) y el aspecto amarillento en algunas zonas podría indicar jarosita. 25

Figura 15. A) Muestra representativa de la veta ubicada en el portal de la mina San Charbel. Se observan pátinas de manganeso junto a óxidos de Cu (crisocola) en fracturas.

B) Silicificación con vetilla de magnetita y óxidos de Cu (Óx. de Cu), donde la magnetita aparece alterada por jarosita. 26

Figura 16. A) Lámina delgada en nicoles cruzados: se distingue clorita-epidota (Chl-Ep) sobreimpuesta por cuarzo-sericita (Qz-Ser). B) Muestra de óxidos y sulfatos de hierro compuesta por jarosita (Jar), hematita (Hem) y goethita (Goeth). C) Se distingue Qz-Ser conformada por granos micáceos finos superpuesta con goethita y hematita (manchas pardas a rojizas). D) Se observa como la roca de caja contiene un halo de Qz-Ser.....27

Figura 17. A) Muestra recolectada en mina San Charbel, se reconoce vetillas de magnetita con halos actinolíticos. B) *Zoom* de la Figura A: se identifica magnetita con pirita y actinolita.....28

Figura 18. A) Alteración de clorita (Chl) en tonalidades azuladas y epidota (Ep) de hábito acicular acompañada de cuarzo (Qz). B) Se observa como las biotitas son alteradas a Chl-Ep. C) Veta de magnetita con crisocola (Crs), acompañada por un halo de epidota (Ep) y presencia de cuarzo (Qz) hacia el techo. D) Veta observada de la figura C: constituida por Cuarzo (Qz), actinolita (Act) junto a clorita (Chl) y epidota (Ep). 29

Figura 19. A) Sobrecimiento de calcopirita-2 (Cpy-2) y pirita-2 (Py-2); se observa magnetita (Mt) con inclusiones de granos finos de pirita-1 (Py-1) y calcopirita-1 (Cpy-1). B) Cpy-2 englobando a magnetita con presencia de Py-1, Cpy-1 y actinolita (Act). C) Py-2 fracturada y cortada por una vetilla de Cpy-2.....31

Figura 20. A) Magnetita (Mt) englobada por calcopirita-2 (Cpy-2) que presenta reemplazo por bornita-1 (Bn-1), y posteriormente calcosina-1 (Cc-1). B) Magnetita con diseminaciones de Calcopirita-1 (Cpy-1) y Pirita-1 (Py-1). La Cpy-2 es reemplazada en bordes por Bn-1, con progresión a Cc-1. C) Se distingue Cpy-2 con una microvetilla de Cc-1, la cual es posteriormente reemplazada por Covelina-1 (Cv-1). 31

Figura 21. A) Calcopirita-2 (Cpy-2) y pirita-2 (Py-2) cortadas por una vetilla de tonalidad grisácea oscura, se observa actinolita en los bordes de la Cpy-2 y asociada a magnetita (Mt). B) Hematita especular (Esp) de hábito tabular grisáceo precipitándose en las fracturas disponibles de la Cpy-2. C) Covelina-1 (Cv-1) de color azul índigo ocupando

sitios de microfracturas. Además, se observa Cpy-2 reemplazada sucesivamente por Bornita-1 (Bn-1) y luego por Calcosina-1 (Cc-1). 32

Figura 22. A-B) Hematita especular (Esp) con mineralización primaria Calcopirita-2 (Cpy-2) y enriquecimiento supergénico Covelina-1 (Cv-1) y trazas de Calcosina-1 (Cc-1). C) Alteración jarosítica (Jar) en la hematita especular. 32

Figura 23. A) Veta magnetita con brochantita (Bc), crisocola (Crs) y óxidos de manganeso (Óx. Mn), se presencia en la base halo argílico y hacia el techo cuarzo-sericita (Qz-Ser). B) Mineralización de brochantita, crisocola y alteración de cuarzo-sericita junto a hematita (Hem) y jarosita (Jar). C) Mineralización de óxidos de Cu y óxidos de manganeso. 33

Figura 24. A) Brecha con matriz de magnetita masiva con epidota (Ep) y silice. B) Mushketovita masiva con *boxwork*. C) Magnetita con actinolita alteradas por óxidos de Cu como brochantita (Bc) y crisocola (Crs). D) Brecha con matriz de cuarzo microcristaliano (Qz microcristalino) de textura sacarosa con clastos de magnetita (Mt) con calcopirita (Cpy), atacamita (Atc), brochantita y sericitas (Ser). 34

Figura 25. A) Afloramiento de estructura tipo veta-falla-dique compuesta por magnetita con óxidos de Cu diseminados. B) Veta de magnetita con brochantita (Bc) y crisocola (Crs), acompañada de cuarzo (Qz), actinolita (Act) y epidota (Ep). C) Afloramiento de tipo vetiforme asociada a mineralización de magnetita con óxidos de Cu. 35

Figura 26. A) Intersección de vetas NNW y NS con mineralización de magnetita, brochantita (Bc) y crisocola (Crs). B) Veta de crisocola con brocantita, crisocola y óxidos de manganeso (Óx. Mn), con halo de óxidos de hierro (Óx. Fe). C) Actinolita reconocida en afloramiento de magnetita. D) Muestra correspondiente a crisocola, óxidos de manganeso y óxidos de hierro (Óx. Fe). 36

Figura 27. A) Fallas y lineamientos del distrito Pellejos. B) Proyecciones estereográficas de las estructuras reconocidas en el área de estudio incluyendo veta, fallas y diques. C) Diagrama de rosetas donde se distingue una orientación preferencial con rumbos N-S y NNW a NW. 37

Figura 28. A) Intersección de estructuras N-S y NNW-SSE con mineralización de brochantita (Bc) y crisocola (Crs). En la base se observa un halo de alteración argílica, mientras que hacia el techo aparece alteración cuarzo-sericita (Qz-Ser), acompañada por minerales como jarosita (Jar) y hematita (Hem). B) Actitud de la veta con rumbo NNW-SSE que intersecta a la veta de orientación N-S. C) *Zoom* de la intersección entre estructuras tipo veta-falla; se distinguen líneas segmentadas de borde azulado que corresponden a la Veta NNW, en contraste con las líneas segmentas de borde blanco asociadas a la Veta N-S. 39

Figura 29. A-B) Estructura con orientación N-S que presenta sigmoides de cinemática sinistral. C) Plano de falla N-S con estrías conjugadas. D) Estructura de rumbo NNW compuesta por magnetita y óxidos de Cu, con relleno de óxidos y sulfatos de hierro. E) Sigmoide sinistral correspondiente a la estructura mostrada en D. F) Zona de cataclasitas. 41

Figura 30. A) Falla inversa inferida. B) Falla normal sinistral de la zona central del sector de estudio. 42

Figura 31. Diagrama de caja de Mn en muestras mineralizadas. 43

Figura 32. Diagrama de caja de Co en muestras mineralizadas. 44

Figura 33. Diagrama de caja de Ni en muestras mineralizadas. 44

Figura 34. Diagrama de caja de Cu en muestras mineralizadas. 45

Figura 35. Diagrama de caja de Mo en muestras mineralizadas. 45

Figura 36. Diagrama de caja de U en muestras mineralizadas. 46

Figura 37. Diagrama de caja de Ti en muestras mineralizadas. 47

Figura 38. Diagrama de caja de V en muestras mineralizadas. 47

Figura 39. Mapas geoquímicos de distribución espacial de Cu, Mo, Co y Mn en el sector de estudio. 51

Figura 40. Mapas geoquímicos de distribución espacial de Ni, U, Ti y V en el sector de estudio 52

Figura 41. Gráfica de línea ajustada para los elementos de interés. A) Ti (ppm) vs V (ppm). B) Ti (ppm) vs U (ppm). C) Cu (ppm) vs U (ppm). D) Ni (ppm) vs U (ppm). E) Ni (ppm) vs Mo (ppm). F) Co (ppm) vs U (ppm). 54

Figura 42. Esquema de la secuencia paragenética de Pellejos: Hematita (Hem) representa el pulso más tardío de hematita especular y mushketovita (Msk) constituye a un pulso reducido local. 60

Figura 43. Mineralogía de mena y alteración del distrito Pellejos (Elaboración propia). 64

Figura 44. Representación esquemática de la transición y mineralización características entre IOA e IOCG, donde el sector sur representa una zona de transición IOA-IOCG, mientras que el sector norte estaría representado por un depósito IOA sobreimpuesto por un IOCG. Modificado de Barra et al. (2017). 67

Figura 45. Esquema de recomendaciones de geofísica en el sector de estudio a escala 1:10.000. 72

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Cocientes de bandas para identificación de alteración hidrotermal 17

Tabla 2. Concentraciones de máximas y medianas de los elementos de interés 42

Tabla 3. Factor de enriquecimiento de elementos de interés según Ridley (2013) 48

Tabla 4. Matriz de correlación mediante Pearson, la cual muestra los elementos de interés del sector de estudio 53

Capítulo I: Introducción

1.1 Problema de investigación

En los últimos años, la provincia metalogénica andina de los IOCG (I*ron Oxide Copper Gold*) se ha convertido en una fuente importante de Cu, Fe, Au y cantidades variables de Co, P, REE, U, Mo, Zn, Ag, entre otros (Barra et al., 2005). Estos yacimientos andinos se caracterizan principalmente por su contenido de magnetita y/o hematita especular, asociadas típicamente con calcopirita y, en menor medida, a bornita, con importantes contenidos de oro y plata (Barra et al., 2015; Barra et al., 2017). Estos depósitos del norte de Chile están asociados al Sistema de Fallas de Atacama y se extienden por más de 1000 km a lo largo del eje de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 20° y 30°S (Scheuber y González, 1999).

Sin embargo, el origen y la relación genética entre los yacimientos andinos de IOCG y yacimientos IOA (y posiblemente con los yacimientos de Cu de tipo Manto) es debatible (Barra et al., 2017). En consecuencia, se han planteado diversos modelos del origen de los depósitos IOCG, incluyendo, (1) modelo a partir de fluidos magmáticos, (2) modelo basado en salmueras basales calentadas por intrusiones, y (3) modelo mixto magmático-hidrotermal (Barra et al., 2015; Knipping et al., 2015).

Por otra parte, se han realizado estudios sobre una relación genética entre los yacimientos IOA e IOCG, basándose en una zonación mineralógica vertical en varios yacimientos de tipo veta alojados en rocas plutónicas de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Espinoza et al.,1996). Esta zona representa una transición desde niveles profundos desde un IOCG rico en magnetita hacia uno rico en hematita (Barra et al., 2017; Rieger et al., 2010).

El Distrito Pellejos ubicado 9 km al sureste de Freirina, se encuentra en la franja metalogénica del Cretácico Inferior, donde se sitúa una mina denominada San Charbel, propiedad de una empresa de pequeña minería artesanal. Durante el terreno, se reconocieron vetas con orientación preferencial N-S y NNW-SSE. Estas vetas presentan mineralización hierro-cobre-oro compuesta por magnetita, hematita especular acompañada por sulfuros y/o óxidos de cobre.

Aunque estos resultados sugieren características que podrían asociarse a un depósito de tipo IOCG, es fundamental realizar una caracterización exhaustiva para esclarecer su

naturaleza. En este contexto, aún surgen preguntas: ¿Cuál es la fuente de la mineralización en este depósito y que tipo de control estructural existe en la zona?, ¿Qué evidencias mineralógicas, geoquímicas pueden ayudar a resolver el proceso de formación de este depósito (magmático, hidrotermal o mixto)?

1.2 Hipótesis

Se plantea como hipótesis que el distrito Pellejos corresponde a un depósito de tipo IOCG, caracterizado por la presencia de magnetita, hematita especular acompañada por sulfuros y/o óxidos de cobre hospedados en rocas del Complejo Plutónico Infiernillo. Se propone que los fluidos mineralizadores interactuaron con cuerpos intrusivos que dieron origen a estos depósitos y estuvieron controlados por estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Atacama. Para evaluar esta hipótesis, se requiere realizar estudios de mapeo geológico destinado a la descripción de geología, alteración hidrotermal y mineralización. Esto incluirá el análisis petro-calcográfico macroscópico y microscópico, así como el estudio de las anomalías geoquímicas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Definir un modelo metalogénico para los depósitos minerales en el Distrito Pellejos y evaluar su potencial económico.

1.3.2 Objetivos específicos

Describir las unidades litológicas, zonas mineralizadas, zonas de alteración y estructuras en el área de estudio.

Definir e interpretar anomalías geoquímicas presentes en el área de estudio.

1.4 Área de estudio, ubicación y accesos

El Distrito Pellejos se localiza en la Cordillera de la Costa, Provincia de Huasco, Región de Atacama, aproximadamente 9 km al sureste de la localidad de Freirina (Figura 1). El área de estudio se encuentra delimitada por las coordenadas UTM centrales 6.838.014 N y 402.187 E (Datum WGS84, zona 19S). El acceso al sector se realiza desde la Universidad de Atacama, en la ciudad de Copiapó, siguiendo la Ruta Panamericana Norte (Ruta 5) en dirección sureste por 147 km hasta el desvío hacia la carretera C-46 en Vallenar. Posteriormente, se avanza 23 km hacia Huasco hasta alcanzar el desvío a la carretera C-532. Desde este punto, se recorren 880 m en dirección suroeste hasta el desvío a la carretera C-528. Finalmente, se avanza 5 km en la misma dirección y, luego, 2 km adicionales por un sendero de tierra en dirección sureste hasta alcanzar el área de estudio.

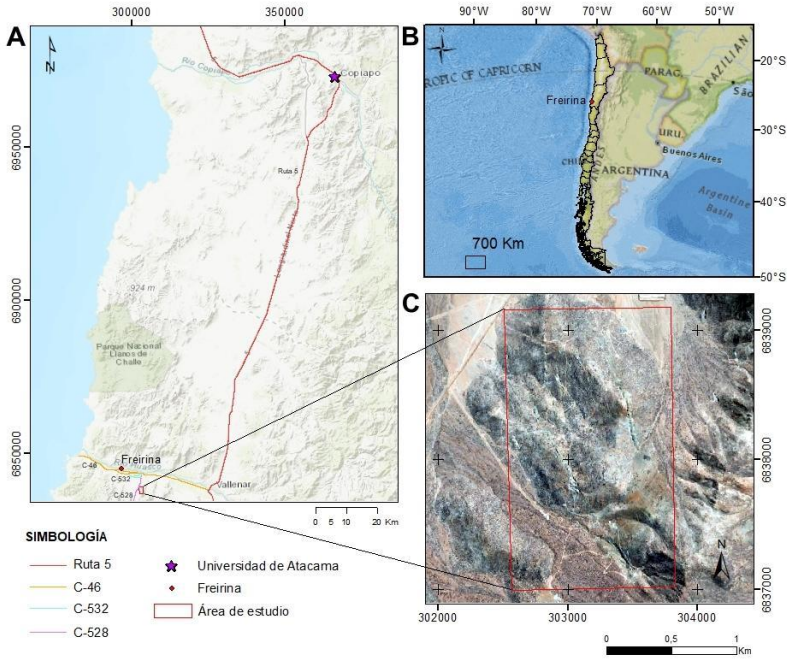

Figura 1. A) Mapa de acceso al área de estudio. B) Mapa de Chile que muestra la ubicación de la localidad de Freirina, Región de Atacama, Chile. C) Imagen satelital del Distrito Pellejos, georreferenciada con coordenadas UTM (Datum WGS84, huso 19S). Elaboración propia.

Capítulo II: Marco teórico

2.1 Depósito de óxidos de hierro-apatito (tipo IOA)

Los depósitos IOA se caracterizan por contener más del 10% de óxidos de hierro de bajo contenido en titanio y concentraciones elevadas de elementos como Cu, Au, elementos de tierras raras, P, U, Ag, Co y V. Los cuerpos mineralizados de IOA suelen estar controlados estructuralmente y se asocian predominantemente con rocas volcánicas e intrusivas de composición intermedia y afinidad calcoalcalina. La alteración hidrotermal sódica y calco-sódica, así como el metasomatismo, son comunes en estos depósitos (Reich et al., 2022).

Este depósito se compone principalmente de magnetita masiva, la cual puede corresponder a cuerpos tabulares, lentiformes o en algunos casos vetillas de magnetita en cuerpos intrusivos (Sillitoe, 2003), con contenido variable de actinolita y apatito (Nystrom y Henríquez, 1994). Además, pueden incluir minerales de ganga como pirita, biotita, escapolita, clorita, titanita, calcita y cuarzo tardío. La pirita, que puede presentarse en forma de granos diseminados, vetas y vetillas masivas asociadas con magnetita y actinolita tardías, es el sulfuro dominante y puede contener niveles significativos de cobalto. Estos depósitos suelen contener varias decenas de millones de toneladas de mineral de hierro y presentan diversos estilos de mineralización, que incluyen cuerpos tabulares masivos, brechas, vetas, vetillas y stockworks, así como diseminaciones y reemplazos concordantes en rocas hospedantes volcánicas y volcano-sedimentarias permeables (Reich et al., 2022).

2.2 Depósito de óxidos de hierro-cobre-oro (tipo IOCG)

Los yacimientos IOCG se caracterizan por la presencia abundante de magnetita y/o hematita, con cantidades elevadas de cobre. La mineralización se presenta como yacimientos masivos, vetas, stockworks, brechas y diseminaciones, y tiende a estar controlada por estructuras o confinada a niveles estratigráficos que forman yacimientos de tipo manto. También, muestran complejos eventos de alteración superpuestos con alteración potásica, sódica, cálcica y sericítica (Barra et al., 2017).

Los depósitos de la familia IOCG varían considerablemente en forma, mineralización, tamaño y entorno geológico. Estos depósitos se caracterizan por contener grandes volúmenes de óxidos de hierro de bajo contenido en Ti, junto con cantidades anómalas de elementos como Cu, Au, Co, U, P y elementos de tierras raras (REE).

Además, están estrechamente asociados con procesos de alteración hidrotermal dominados por Na-Ca-K(-Fe) (Barton, 2009; Barton et al., 2011a; Chen, 2010; Sillitoe, 2003).

Según Barton et al. (2013) realizaron una revisión de la mayoría de los sistemas de IOCG de la Cordillera de la Costa que contienen mineral de Cu (Au-Fe). La mineralización se produce en forma de brechas, vetas y reemplazos dominados por magnetita (Mt) a hematita (Hm). En las partes más altas de estos sistemas, la alteración estable en Hm consiste en cimas intensamente alteradas por ácidos (localmente por argilización avanzada pobres en S (por ejemplo, Productora, Ojancos Viejo, Jesús María; Kreiner, 2011) o, en algunos casos, rasgos singenéticos que incluyen bandas de hematita ricas en jaspilitas (Punta del Cobre-Candelaria).

En niveles estructurales más profundas (1-5 km de profundidad), casi todos los distritos han producido al menos algo de Fe a partir de menas ricas en magnetita, ya sea como co-producto principal (Candelaria) o cantidades menores a partir de menas ricas en Mt (+Actinolita+Epidota±Apatito). Estos últimos minerales (Tipo Kiruna) están presentes en todos los distritos donde se formaron a relativa profundidad dentro de partes del mismo sistema hidrotermal a escala de distrito (por ejemplo, Cerro Negro, Productora, Jesús María, Mantoverde). La presencia de rocas carbonatadas, se formaron depósitos por sustitución asociadas a skarns, ya sea ricos en magnetita y *Gar-bearing* (portadores de granate); éstos tienen contenidos de Cu variados.

Las partes más profundas (2-8 km) contienen rocas ígneas intrusivas y/o volcánicas intensamente alteradas por Na-Ca y pobres en Fe. La alteración profunda consiste en escapolita u oligoclasa más actinolita o diópsido con titanita menor. Las menas de Fe más profundas (>2-5 km) difieren poco de las observadas en los yacimientos de tipo Kiruna de la misma región (por ejemplo, Romeral, Algarrobo, Cerro Imán, Los Colorados) y que se dan a paleo-profundidades similares.

Por otro lado, Espinoza et al. (1996) propuso una posible relación genética entre los yacimientos IOA e IOCG basándose en una zonación mineralógica vertical en varios yacimientos de tipo veta hospedados en rocas plutónicas de la Cordillera de la Costa. Esta zonación representa una transición de la mineralización magnetita-apatita-actinolita en profundidad, pasando a magnetita-calcopirita-pirita-bornita en niveles intermedios, y hematita-calcopirita-clorita-calcita en partes someras (Figura 2).

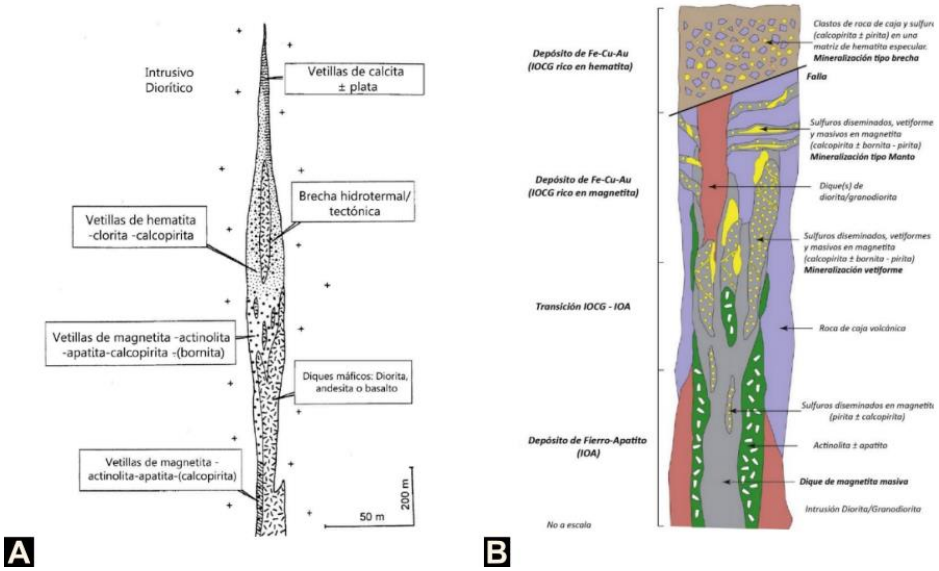

Figura 2. A) Sección de una veta IOCG en la Cordillera de la Costa que muestra una zonación ascendente de magnetita a hematita. Modificado de Espinoza et al. (1996). B) Representación esquemática de la transición y mineralización característica entre IOA e IOCG propuesto por Barra et al. (2017). Extraído de Knipping et al. (2015a) y Rodriguez-Mustafa et al. (2020).

2.3 Modelos genéticos de los depósitos IOCG y su posible conexión con depósitos IOA

El origen de estos depósitos magmático-hidrotermal sigue siendo un tema de debate, se han mantenido dos hipótesis generales sobre el origen de estos fluidos hidrotermales (Figura 3a). El primero es un modelo de fuente magmática, fluidos que se exsuelven del magma, y que produce la posterior alteración y mineralización (ej. Hitzman et al., 1992; Pollard, 2000; Sillitoe, 2003; Tornos et al., 2005; Rieger et al., 2010). El segundo modelo se basa en la proveniencia de algunos fluidos a partir de cuencas, como también salmueras derivadas de cuencas calentadas por intrusiones, como los fluidos viables para la formación de minerales (ej. Barton y Johnson, 1996; Hitzman 2000; Ullrich & Clark, 1999; Chen et al., 2011).

Investigaciones realizadas por Knipping et al. (2015a, 2015b), Bilenker et al. (2016) y Reich et al. (2016) evidencian un vínculo genético entre la magnetita-apatita (pobre en sulfuros) y los depósitos IOCG. Este modelo se basa en la concentración de magnetita a través de la flotación de burbujas de fluidos hipersalinos en microlitos de magnetita ígnea, provenientes de un magma máfico-intermedio. Durante su ascenso, los pares de magnetita y burbuja se unen y crecen, formando acumulaciones de magnetita en las partes más profundas del sistema magmático. En este proceso, el fluido hipersalino incorpora cloruro de hierro, hierro y metales como cobre y oro. El ascenso y enfriamiento de este fluido rico en hierro a través de fracturas y fallas resulta en la precipitación de magnetita hidrotermal y la migración de fluidos ricos en metales hacia los niveles superiores de la corteza, donde se formarían los depósitos IOCG (Figura 3b).

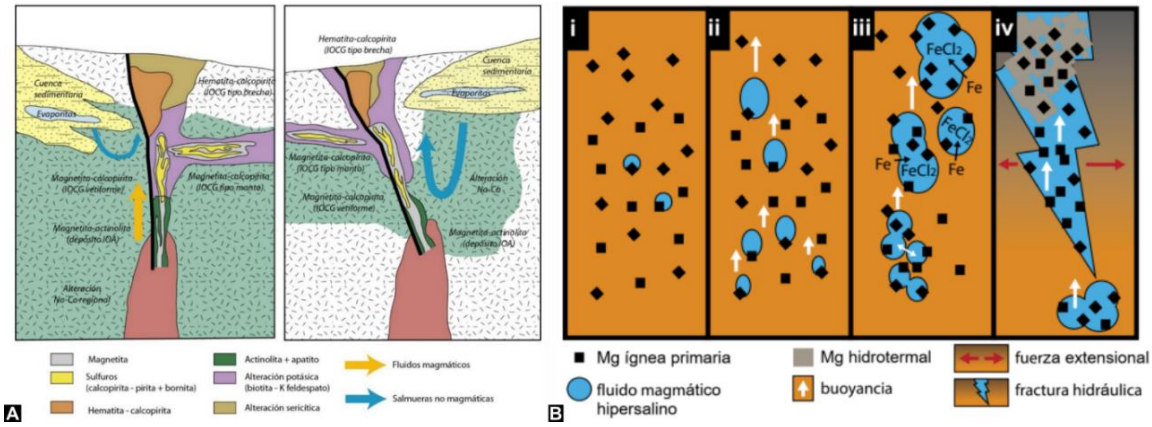

Figura 3. A) Sección izquierda: Modelo magmático-hidrotermal, donde los fluidos y los metales son de origen magmático. B) Sección derecha: Los fluidos provienen de cuencas sedimentarias y son calentados por una fuente magmática, los metales son lixiviados de rocas sedimentarias y/o volcánicas. También se muestran los diferentes estilos de mineralización y la posible relación con depósitos más profundos de IOA. Modificado de Barra et al. (2017). B) i) Nucleación de magnetita ígnea primaria desde un fundido ii) La magnetita se asocia con los fluidos magmáticos hipersalinos y asciende por buoyancia iii) Durante el ascenso, la magnetita comienza a crecer y se disuelve en Fe y complejos clorurados (FeCl2) en los fluidos iv) Fracturación hidráulica permite la precipitación de magnetita hidrotermal. Extraído de Knipping et al. (2015a).

2.4 Generalidades

El distrito Pellejos ubicado al sureste de Freirina, en la Región de Atacama, es parte de la Franja Metalogénica del Cretácico Inferior entre los 22° y 34° de latitud sur en la Cordillera de la Costa y controlada por el Sistema de Falla de Atacama de orientación norte-sur, de desplazamiento normal y fallas de rumbo durante 10 Ma en el Cretácico temprano (Grocott et al., 2009; Arévalo y Creixell, 2009). Este control estructural ha sido el factor gatillante para que hayan ocurrido emplazamientos de magmas y actuado como canal para la migración de fluidos hidrotermales que conducen a la mineralización como depósitos de magnetita-apatito y óxidos de hierro Cu-Au (Arévalo y Creixell, 2009).

Las unidades de este período corresponden al Complejo Plutónico Infiernillo (CPI), caracterizado por un cuerpo de forma elongada que cubre una superficie de aproximadamente 400 km². Estos depósitos consisten en vetas de Au y, en menor cantidad, vetas de Au-Cu alojadas en las monzodioritas cuarcíferas con orientaciones generales NNE. La mineralogía de mena incluye oro, pirita y óxidos de cobre, y como ganga cuarzo, calcita y hematita (Welkner et al., 2006).

Por otra parte, en las granodioritas corresponden a vetas y vetas-falla de rumbo con orientación general NW a NNW, con mineralización de oro, jarosita, limonita y pirita, con presencia de óxidos de cobre en las vetas de Au-Cu. La ganga corresponde a cuarzo, magnetita y hematita (Welkner et al., 2006).

La alteración de la roca es principalmente cuarzo, calcita, sericita y epidota. Edades de alteración en biotita (K/Ar) asociada a una veta-falla NNW emplazada en dioritas de las facies Kii (d) indican valores de 133±4 Ma (Welkner et al., 2006).

Los depósitos de TiO_2 están hospedados a lo largo del contacto entre granodioritas y dioritas del CPI. Corresponden a depósitos diseminados de rutilo en pseudoleucotonalitas (principalmente). Las zonas con mayor concentración coinciden, a nivel local, con fallas y fracturas de orientación NNW, donde constituyen cuerpos subtabulares (bolsones) de potencia métrica y decenas a centenas de metros de longitud. Las rocas presentan una alteración con sericita-illita-albita-titanita. Una determinación K-Ar en moscovita indica un valor 133±3 Ma, similar a la edad de la roca de caja, por lo que se interpreta que la alteración hidrotermal es cercana a la edad de cristalización de las dioritas del Plutón Infiernillo (Welkner et al., 2006).

El ambiente tectono-magmático durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico temprano se caracteriza por condiciones extensionales generadas en respuesta al retroceso de la losa (*slab roll-back*) (Mpodozis y Ramos, 1989; Grocott y Taylor, 2002; Charrier et al., 2007). Este régimen persistió durante el Cretácico temprano (125-98 Ma) y condujo adelgazamiento cortical, *rifting*, intenso magmatismo de arco y una actividad volcánica caracterizado por secuencias de lavas basálticas y andesíticas de afinidad calcoalcalinas a shoshoníticas (Morata y Aguirre, 2003; Parada et al., 2007).

El emplazamiento de los cuerpos plutónicos fue controlado por el sistema de fallas de Atacama, un set de fallas N-S que se extienden a lo largo de 1000 km y que se formó en respuesta a la subducción oblicua. Este sistema registró inicialmente movimientos normales y, posteriormente, una reactivación con desplazamientos transtensionales sinistrales (Brown et al., 1993; Scheuber and Gonzalez, 1999; Grocott and Taylor, 2002; Cembrano et al., 2005; Ruthven et al., 2020).

Tras el período extensional y probablemente debido a cambios en la tasa de convergencia de las placas y en las tasas de subducción (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007), se estableció un régimen compresional a fines del Cretácico temprano o comienzos del Cretácico tardío, caracterizado por una subducción de tipo chilena que provocó una inversión de cuencas, engrosamiento cortical, migración del arco hacia el este y exhumación del arco del Cretácico temprano (Dallmeyer et al., 1996; Scheuber and Gonzalez, 1999; Arancibia, 2004; Maksaev et al., 2009; Seymour et al., 2020).

2.5 Marco geológico regional

En la Cordillera de la Costa entre los paralelos 28°30’ y 28°42' S y entre los meridianos 71°08’ y 71°00’O se encuentra el área de estudio, la cual es descrita por la Carta Geología del Área Freirina-El Morado (Welkner et al., 2006) (Figura 4).

En la parte occidental aflora las rocas más antiguas conformadas por metaareniscas cuarcíferas y esquistos cuarzo-micáceos, además de metabasitas y, en menor proporción, mármoles y tremolitas. Estas unidades pertenecen al Complejo Epimetamórfico Chañaral que se habría exhumado tectónicamente de un prisma de acreción durante el Devónico y Carbonífero (Godoy y Lara, 1998).

En el Jurásico Medio, aflora cuerpos intrusivos monzodioríticos (Monzodiorita La Arena), la cual intruye el basamento metamórfico marcando un contacto a través de una franja de milonitas hacia el oeste (Welkner et al., 2006).

A partir del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, en un ambiente de intra-arco, se acumularon rocas volcanoclásticas y sedimentarias calcáreas pertenecientes a la Formación Punta del Cobre. Hacia el oeste, la formación aparece intruida, por dioritas del Complejo Plutónico Infiernillo, a través de un contacto plano, inclinado al este, que deja a volcanitas de la formación sobre dioritas del complejo plutónico, mientras que al este se presenta yuxtapuesta al Plutón Retamilla, a través de una falla inversa del Sistema de Falla Los Colorados (Sergestrom y Ruiz, 1962; Welkner et al., 2006).

Durante el Cretácico Inferior-Superior, desplazamientos normales a través de zonas de cizalla dúctiles, permitió el emplazamiento del Complejo Plutónico Infiernillo (CPI) por descenso de piso plutónico. Al oeste limita con el Complejo Epimetamórfico de Chañaral a través de una franja de milonitas y migmaticas sinplutónicas que forman parte de la Zona de Cizalle Infiernillo (ZCI). Hacia el sur, la franja de rocas dúctiles yuxtapone granodioritas del complejo con la Monzodiorita La Arena. En el sector oriental, limita con rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Punta del Cobre, a través de un contacto intrusivo plano inclinado al este, que define un techo plutónico en esa dirección.

Posteriormente, durante el Mioceno-Plioceno, el CPI son cubiertas por las Gravas de Atacama formado por la depositación fluvial y aluvial proveniente de la Precordillera y Cordillera de Vallenar. Y a su vez, depósitos aluviales y fluviales no consolidados del Pleistoceno-Holoceno (Welkner et al., 2006).

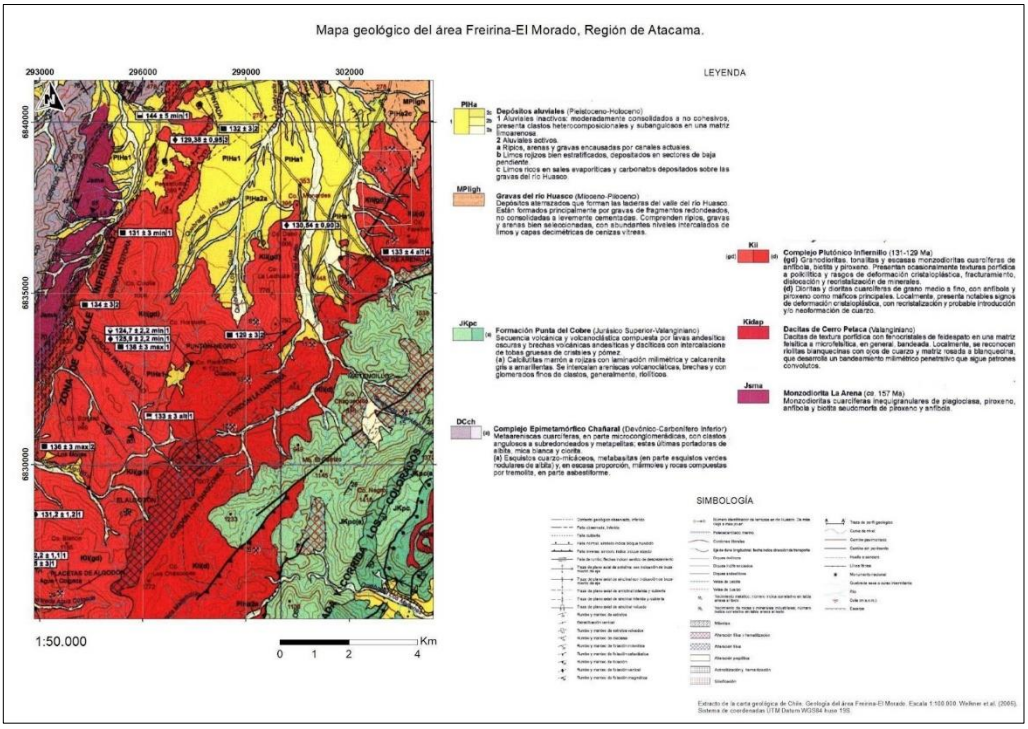

Figura 4. Extracto de la Geología del área Freirina-El Morado a una escala de 1:50.000, según Welkner et al. (2006). El cuadrángulo blanco representa aproximadamente el área de estudio.

En la zona de estudio alberga el Complejo Plutónico Infiernillo conformada por una alargada franja NNE que se extiende por más de 60 km. Constituye parte del segmento El Salado del Sistema de Falla de Atacama (Brown et al., 1993). De oeste a este corresponden a la Zona de Cizalle Infiernillo (ZCI), la Faja Plegada y Corrida Los Colorados (FPCC) y la Zona de Cizalle Algarrobo (ZCA) (Arévalo 2003; Welkner et al., 2006).

La litología del Complejo Plutónico Infiernillo se divide en dos unidades, una superior correspondiente a dioritas verdosas de piroxeno y anfíboles, con algunas zonas menores de dioritas cuarcíferas y una alteración de clorita y actinolita. La unidad inferior, se presenta como una granodiorita rosada con biotita, anfíbol y ocasional piroxeno como minerales ferromagnesianos principales. En ciertas zonas la litología varía localmente a tonalitas y granitos. En la zona proximal a la Zona de Cizalle Infiernillo, se desarrolla una foliación magmática vertical (Arévalo and Welkner, 2008; Arévalo et al., 2009). Basado en su geometría, unidades y zonas foliadas, se ha interpretado que se habría emplazado por una acreción sucesiva, en donde las capas de intrusivo se desarrollan desde arriba hacia abajo, facilitadas por el espacio creado por el descenso del piso plutónico en una falla normal presente al borde del complejo (Arévalo and Welkner, 2008; Grocott et al., 2009).

Edades radiométricas de U-Pb en circón para este complejo muestran para la unidad granodiorítica edades de 128.4 ± 1.1 Ma, 128.7 ± 0.2 Ma, 129.0 ± 0.2 Ma y 136.3 ± 0.7 Ma. La unidad diorítica por su parte tiene una edad de 131.4 ± 0.2 Ma (Cruden et al., 2004; Jara et al., 2021a). Otras dataciones mediante el método 40Ar/39Ar coinciden con las de U-Pb dentro del rango de error (Valenzuela, 2002; Gipson et al., 2003).

El sistema de falla de Atacama (SFA) está representado por tres sistemas estructurales orientados NE-SW a NNE-SSW (Arévalo y Welkner, 2008). Aunque en este estudio, se describirán dos sistemas, estas son: la Zona de Cizalla Infiernillo (ZCI) y Faja Plegada y Corrida Los Colorados (FPCC) (Figura 5).

La ZCI representa la rama más occidental del SFA conformada por una banda de milonitas y migmatitas sinplutónicas de orientación NE a NNE. Esta franja limita entre el Complejo Plutónico Infiernillo (CPI) y el Complejo Epimetamórfico Chañaral y la Formación Canto del Agua. Las milonitas de facies anfibolita a esquistos verdes, los indicadores cinemáticos dúctiles, indica sentido de cizalle con descenso del bloque

oriental, la cual es consistente con un emplazamiento por descenso del piso a lo largo de una falla normal (Arévalo y Welkner, 2006).

La FPCC forma la rama central del SFA compuesta por una franja NNE de fallas y pliegues afectando a la Formación Punta del Cobre y del Complejo Plutónico Retamilla. La estructura más oriental de todas es la Falla Los Colorados, que corresponde a la estructura que absorbe el mayor salto estratigráfico con sentido de desplazamiento transpresional del tipo sinistral. Por otra parte, la existencia de separaciones estratigráficas normales indica relaciones fuera de secuencia que sugieren movimientos extensionales tempranos (Arévalo y Welkner, 2006).

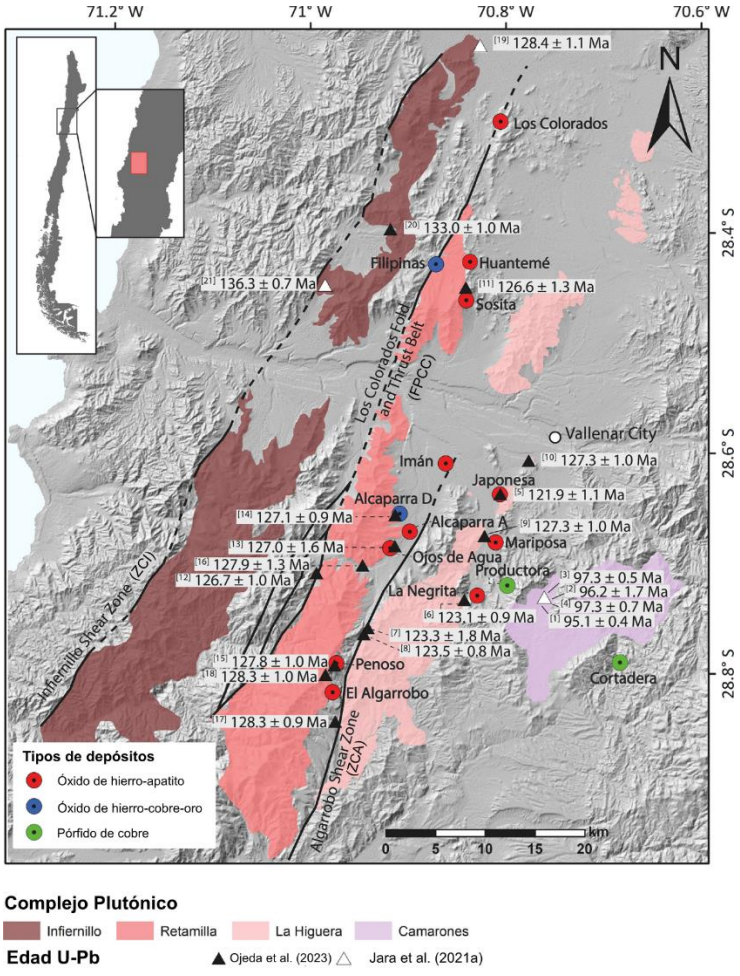

Figura 5. Distribución espacial de los complejos plutónicos de la Cordillera de la Costa entre Huasco-Vallenar con ubicación de los principales depósitos y estructuras. Modificado de Ojeda et al. (2024).

2.6 Estado del arte

Los depósitos de óxidos de hierro-apatito (IOA) y de óxidos de hierro-cobre-oro (IOCG) representan sistemas mineralógicos complejos que frecuentemente coexisten y se superponen espacial y temporalmente en múltiples distritos andinos.

Estudios de Barra et al. (2017), Espinoza et al. (1996) y Sillitoe (2003) coinciden en que los depósitos IOA corresponden a niveles profundos con magnetita-apatito-actinolita, mientras que los IOCG se asocian a mineralizaciones más someras con predominio de magnetita y/o hematita con mineralización cuprífera.

Sin embargo, esta zonación vertical propuesta no es universal, en varios distritos, incluyendo Pellejos, se observa coexistencia y sobreimposición de características típicas de ambos tipos, reflejando una compleja interacción temporal y espacial de eventos alteración-mineralización.

del Real et al. (2023) destacan la importancia de la actinolita como un mineral indicador clave, presente tanto en eventos tempranos como tardíos, reflejando cambios en las condiciones fisicoquímicas del sistema. El modelo propuesto sugiere que los eventos más tempranos estarían asociados con mayores temperaturas con la formación magnetita-actinolita, y que son sobreimpuestas por eventos más tardíos, en los que se precipitan sulfuros cobre debido a pulsos hidrotermales distintos, y no en un fluido vertical continúo.

Persisten desacuerdos fundamentales sobre el origen de los fluidos mineralizantes y el grado de interacción entre procesos magmáticos e hidrotermales. Mientras algunos autores plantean que los fluidos provienen de exsoluciones de fuentes constituyendo la principal fuente de metales (Barra et al., 2017; Sillitoe, 2003), otros resaltan la contribución de salmueras profundas o fluidos de cuenca, y otros proponen modelos mixtos (Knipping et al., 2015). Asimismo, la zonación vertical sigue siendo objeto de debate, dado que no todos los distritos confirman una transición sistemática IOA-IOCG, sugiriendo la influencia de factores locales como ambiente tectónico y las condiciones geoquímicas.

Desde el punto de vista técnico-analítico, la literatura resalta las limitaciones del uso exclusivo de petrografía y geoquímica elemental para discriminar la fuente y evolución de los fluidos mineralizantes. Técnicas isotópicas avanzadas, análisis de inclusiones fluidas y geoquímica de circones han mostrado ser esenciales para determinar la fertilidad

magmática y evolución temporal de estos sistemas (por ejemplo, Ojeda et al., 2024). Sin embargo, existen insuficiencias notables en la aplicación de estas herramientas en distritos como Pellejos, dificultando la validación de modelos genéticos y correlaciones espaciales-temporales.

La limitación más relevante radica en que no existe consenso sobre la zonación vertical y la interacción temporal de eventos magmático-hidrotermales en depósitos tipo IOA e IOCG. La falta de integración entre análisis mineralógicos detallados, geoquímica multivariable y estudios estructurales en depósitos con características superpuestas impide discriminar la fuente real de la mineralización y el rol que desempeñan las estructuras en la canalización y precipitación de menas. Ante esta limitación, el presente estudio integra la caracterización geológica, el análisis geoquímico de elementos traza, estudios petro-calcográficos y una interpretación estructural para aportar la compresión de la génesis magmático-hidrotermal y la zonación de los depósitos en la región.

Capítulo III: Metodología

3.1 Recopilación de antecedentes y confección de base de mapeo

Se realizo una recopilación e investigación bibliográfica sobre la geología regional y depósitos IOA e IOCG a nivel mundial y en Chile. Se revisaron mapas geológicos, informes técnicos, artículos científicos y estudios previos cercanos al área de estudio.

Por otra parte, se elaboró la base de mapeo a escala 1:5.000 a partir de una imagen satelital procesada mediante el software QGIS, la cual fue georreferenciada en el sistema de coordenadas UTM (Datum WGS84, zona 19S) (Figura 6).

Figura 6. Base de mapeo del distrito Pellejos a escala 1:5.000. Elaborado en QGIS.

3.2 Teledetección

3.2.1 Obtención de zonas de alteración hidrotermal mediante ASTER.

Con el fin de identificar zonas de alteración hidrotermal, se utilizó una imagen ASTER L1B adquirida el 01/01/2008. El preprocesamiento, se utilizó el software ENVI, aplicando la corrección radiométrica, apilamiento de las bandas SWIR y VNIR y

corrección atmosférica. Luego, se creó un *shapefile* del área de estudio y se generó una máscara mediante índices espectrales de vegetación, nieve y agua para excluir estas zonas del análisis.

Posteriormente, se crearon ROI para aplicar cocientes de bandas (Tabla I). Los resultados fueron exportados en formato *shapefile* para su uso en QGIS, generando un mapa georreferenciado con el Datum WGS84, zona 19S, a escala 1:5.000.

Tabla 1. Cocientes de bandas para identificación de alteración hidrotermal

Mineral o alteración	Fórmula ASTER	Referencia
Caolinita	(4/5)·(8/6)	Ninomiya (2004)
Clorita	5/8	Origel & Gutierrez (2007)
Illita	(4/7)/(6·2)	USGS
Óxido de hierro ferroso	(5/3)+1/2	Origel & Sánchez (2010)
Óxido de hierro férrico	2/1	Rowan y Mars (2003)
Silicatos ferrosos	4/3	Origel & Sánchez (2010)

3.3 Mapeo litológico y de alteración-mineralización

Se realizaron cuatro visitas de trabajo en terreno en el área de estudio, con el objetivo de describir las unidades litológicas, zonas mineralizadas, zonas de alteración y estructuras. Para la medición de diques, vetas y fallas, se utilizó la notación de la regla de la mano derecha (*right-hand rule*). En terreno se emplearon herramientas como GPS, libreta de campo, brújula, cámara digital, ácido clorhídrico, lupa, rayador, bolsas para muestras, lápices y plumones.

3.4 Muestreo

Se recolectaron aproximadamente 150 muestras en puntos de control establecidos, incluyendo litologías de la roca de caja, zonas con alteración y vetas. Cada muestra fue codificada y georreferenciada utilizando el sistema de coordenadas UTM (Datum WGS84).

3.5 Confección de secciones y microscopía óptica (luz-reflejada-transmitida)

Se confeccionaron cortes transparentes-pulidos de la roca de caja, alteración y vetas para su estudio petro-calcográfico. Estas secciones fueron analizadas mediante microscopía óptica de luz reflejada y transmitida, con el objetivo de caracterizar la mineralogía y las texturas de los minerales asociados a la mineralización. Para clasificar las rocas ígneas, se aplicó el diagrama QAP de Streckeisen (1976), basado en la proporción modal de los principales minerales.

Esta secuencia metodológica permitió establecer las relaciones espaciales y temporales entre los minerales, contribuyendo a una interpretación detallada de los procesos de formación del depósito.

3.6 Geoquímica de exploración temprana (XRF S1 Titán)

Para caracterizar las concentraciones de elementos traza, se aplicó análisis de fluorescencia de rayos X (XRF S1 Titán) a aproximadamente 100 muestras representativas de vetas, cumpliendo con el objetivo de definir e interpretar anomalías geoquímicas. Los resultados fueron procesados y graficados en Excel, generando diagramas bivariantes, matrices de correlación, mapas geoquímicos y factores de enriquecimiento.

Figura 7. Equipo portátil de fluorescencia de rayos (XRF) modelo Titán S1.

Capítulo IV: Resultados

4.1 Unidades litológicas

4.1.1 Complejo Plutónico Infiernillo (CPI)

Corresponden a cuerpos intrusivos que abarcan la mayor parte del área de estudio y se distribuyen de norte a sur, según su índice de color y textura. El complejo está compuesto principalmente por tonalitas y cuarzodioritas.

Las rocas intrusivas suelen presentar enclaves máficos de tipo dioríticos que varían en tamaño entre 3 y 6 cm, así como evidencias de meteorización esferoidal y oxidación superficial (Figura 9d). Además, las rocas intrusivas se encuentran intruidas por diques microdioríticos y granodioríticos.

Cuarzodiorita de hornblenda

Esta unidad se sitúa en la zona noreste a sureste del sector de estudio.

Es una roca de tonalidades grisáceos, que van de oscuros a claros, con textura fanerítica, inequigranular y mesocrático (~60%). El tamaño de los granos varía de grano medio a grueso. Están compuestas principalmente por plagioclasas (60%) y cuarzo (15%). Los minerales máficos corresponden a hornblendas (25%) con colores intensos como azules, amarillentos y anaranjados (Figura 8b).

Esta unidad presenta alteración de óxidos de hierro como hematita, dando un aspecto rojizo a pardo (Figura 8a). También, se presenta alteración de epidota y sericitización en plagioclasas y hornblendas (Figura 8b).

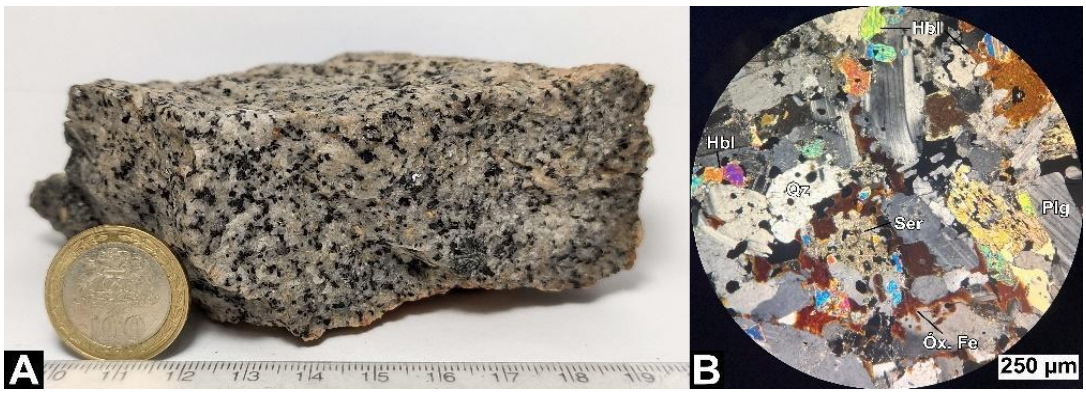

Figura 8. A) Cuarzodiorita. B) Lámina delgada en nicoles cruzados: se observa hornblenda (Hbl) y plagioclasas con sericitización (Ser), cuarzo (Qz) y óxidos de hierro (Óx. Fe).

Tonalita de hornblenda-biotita

Las tonalitas afloran en la zona noroeste a zona suroeste, con un contacto inferido con las cuarzodioritas de hornblenda. Esta roca posee tonalidades grisáceas, con textura fanerítica, inequigranular y leucocrática. El tamaño de sus cristales varía de grano fino a medio. La cristalinidad es de tipo holocristalina y la forma de los cristales es hipidiomórfica. Están compuestas por plagioclasas (45%), cuarzo (30%), biotita (15%) y hornblenda (10%).

Las hornblendas y plagioclasas presentan alteración de clorita-epidota (Figura 15) y cuarzo-sericita en algunos sectores (Figura 16). Las arcillas presentes suelen ser de alteración supergena como óxidos de hierro (hematita) y de tipo argílica afectando a plagioclasas y minerales máficos (Figura 14).

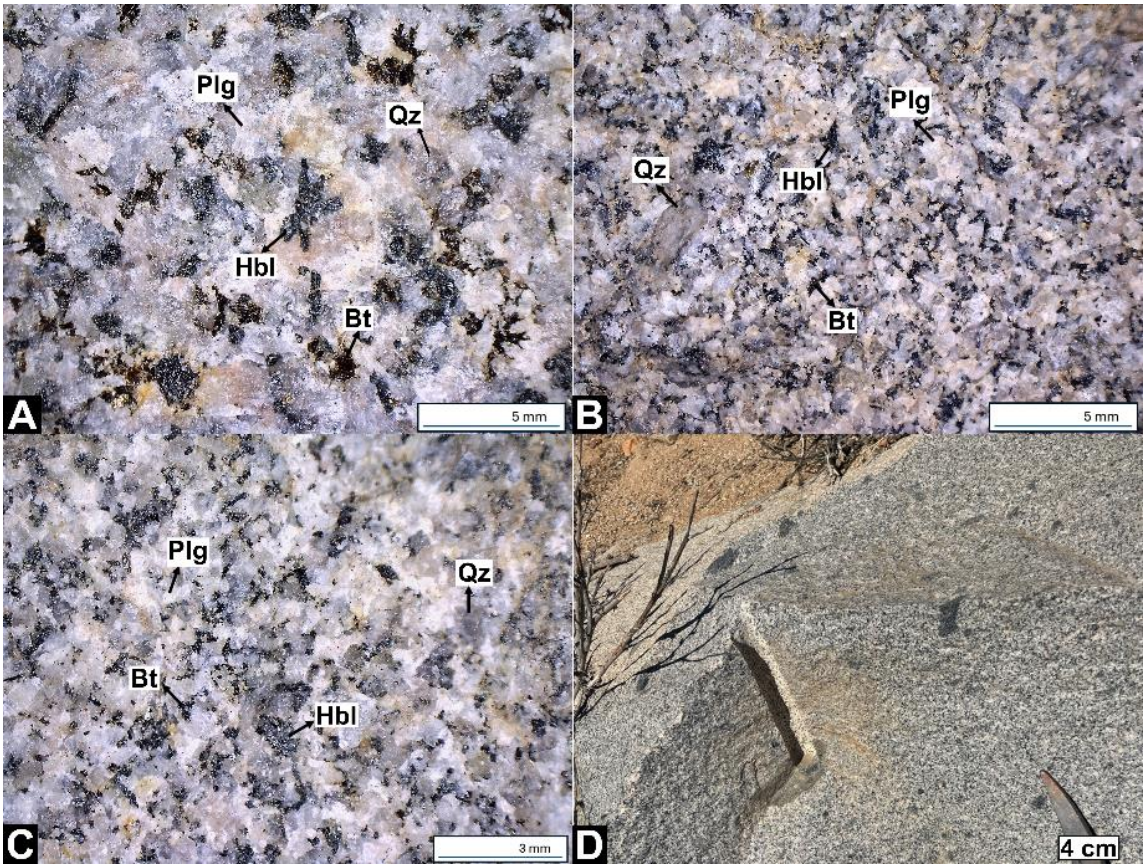

Figura 9. A) Tonalita de la zona noroeste. B) Tonalita de la zona central. C) Tonalita de la zona suroeste. D) Afloramiento de tonalita con enclaves dioríticos.

4.1.2 Unidad hipabisal de diques microdioríticos

Pertenece a una unidad intrusiva subvolcánica que aflora en la zona norte-central del sector de estudio, intruyendo a cuarzodioritas y tonalitas.

Este dique microdiorítico contiene alto magnetismo y se emplaza con una orientación N-S a NNW-SSE, similar a las vetas mineralizadas.

Esta roca es de color gris oscura a gris verdoso, de textura porfídica, compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasas (≈60%), que se encuentran epidotizadas y hematizadas. La masa fundamental es de textura muy fina a microcristalino, compuesta por cuarzo (15%) y minerales máficos (25%) (Figura 10).

La edad de estos cuerpos hipabisales sugiere una edad posterior al Complejo Plutónico Infiernillo del Cretácico Inferior, esto evidenciado por las relaciones de corte.

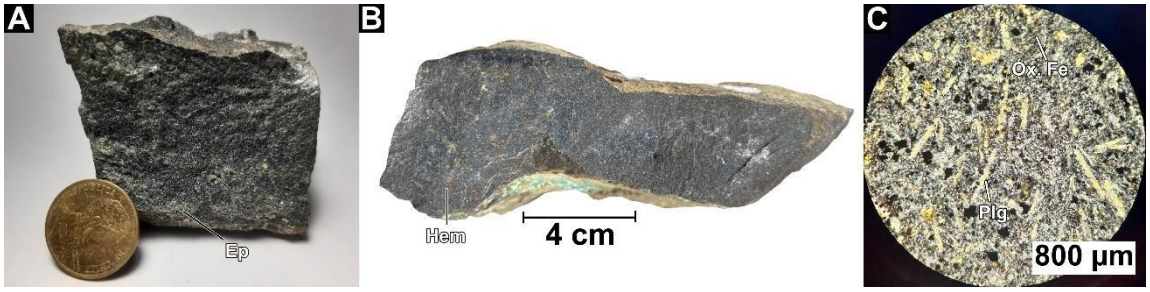

Figura 10. A) Muestra de dique microdiorítico con alteración de epidota (Ep) en las plagioclasas. B) Alteración de hematita (Hem) de color pardo a rojizo. C) Lámina delgada en nicoles cruzados: compuesta mayoritariamente por fenocristales de plagioclasa (Plg) con alteración de arcillas de óxidos de hierro (Óx. Fe).

4.1.3 Unidad hipabisal de diques granodioríticos

Pertenece a una unidad intrusiva subvolcánica que aflora en la zona norte del sector de estudio, intruyendo a las cuarzodioritas y tonalitas.

Este dique contiene alto magnetismo y se emplaza con una orientación N-S, similar a las vetas mineralizadas.

Esta roca es de color pardo blanquecino, de textura fanerítica de grano fino a medio, compuesta por plagioclasas (35%), feldespato potásico (25%) y cuarzo (20%). Además, con minerales máficos (19%) y trazas de calcopirita (1%) (Figura 11).

La edad de estos cuerpos hipabisales sugiere una edad posterior al Complejo Plutónico Infiernillo del Cretácico Inferior, aunque no se encuentra evidencia si es contemporáneo a los diques microdioríticos.

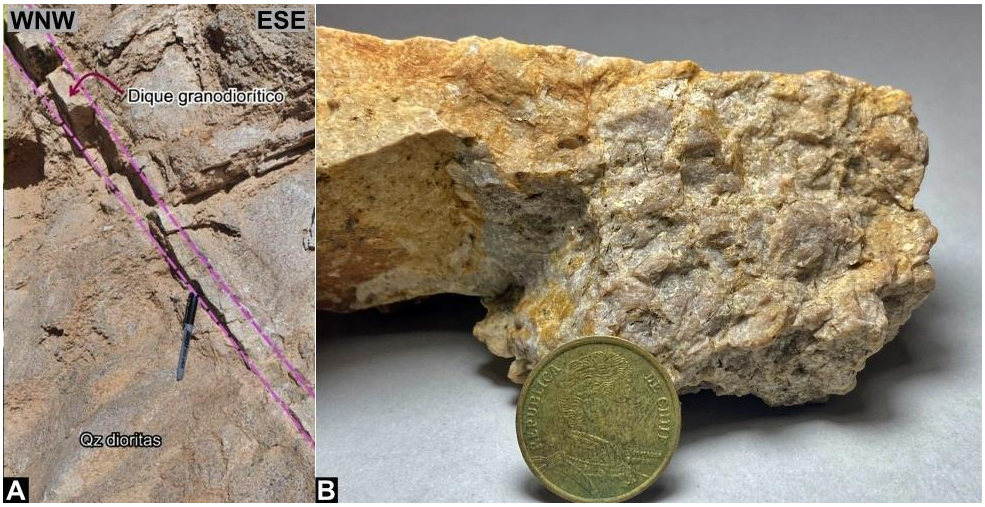

Figura 11. A) Afloramiento del dique granodiorítico hospedada en cuarzodioritas. B) Muestra representativa del dique granodiorítico, se observa trazas de calcopirita y sericitas.

4.1.4 Unidades no consolidadas

Estas unidades se distribuyen en la zona norte y sur del sector de estudio, donde se encuentran depósitos aluviales que corresponden a sedimentos heterocomposicionales y mal seleccionados, que incluyen gravas, arenas y limos, ubicados en llanuras de baja pendiente.

Por otra parte, en la parte inferior, los depósitos aluviales consisten en sedimentos no cohesivos a moderadamente consolidados, compuestos también por gravas, arenas y limos, que se encuentran en laderas de baja pendiente y como relleno en quebradas.

Estos depósitos incluyen sedimentos coluviales, que están formados por clastos provenientes de la unidad intrusiva de tonos grises, pardos a rojizos, resultado de procesos de meteorización y oxidación (Figura 12).

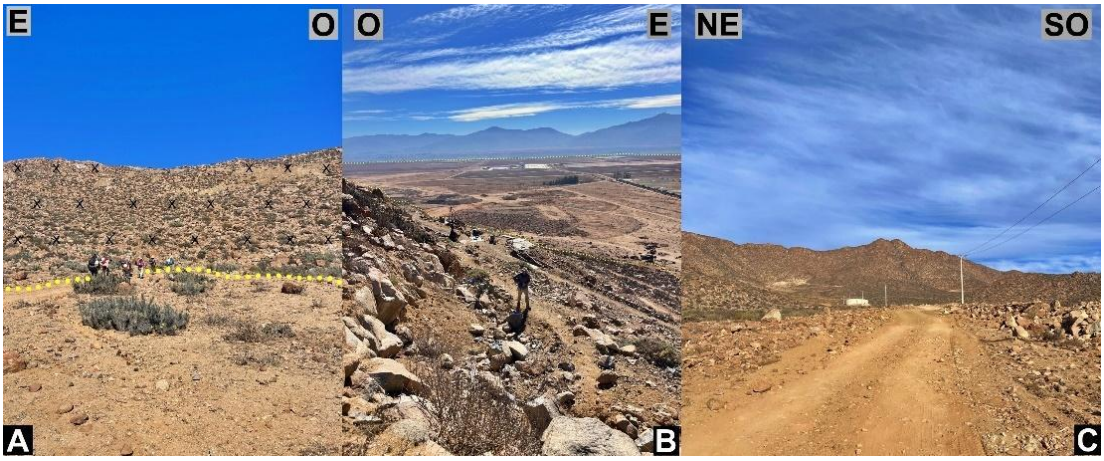

Figura 12. A) Depósitos aluviales en el sector norte del distrito Pellejos. B) Depósitos coluviales, donde se observan clastos pertenecientes a la unidad intrusiva. C) Depósito aluvial en el sector sur del área de estudio.

4.2 Alteración

4.2.1 Alteración supergena

Esta alteración se distribuye desde la zona norte hacia la zona sur del sector de estudio, con intensidades leves a moderadas y pervasivo, en halos de las vetas mineralizadas.

Se reconocen dos grupos principales. El primero corresponde a una argilización compuesta por arcillas que reemplazan plagioclasas de tonalidades blanquecinas y afectan parcial o totalmente la roca de caja desde la base hacia el techo (Figura 13).

El segundo grupo incluye óxidos de hierro, principalmente hematita y goethita, acompañados de jarosita. Estas fases de goethita-hematita exhiben tonalidades que varían desde pardas oscuras a rojizos claros (Figura 14a-c-d) y amarillentas correspondientes a jarosita (Figura 14b). Esta alteración se desarrolla preferentemente en forma de halos en torno a vetas de magnetita con óxidos de Cu.

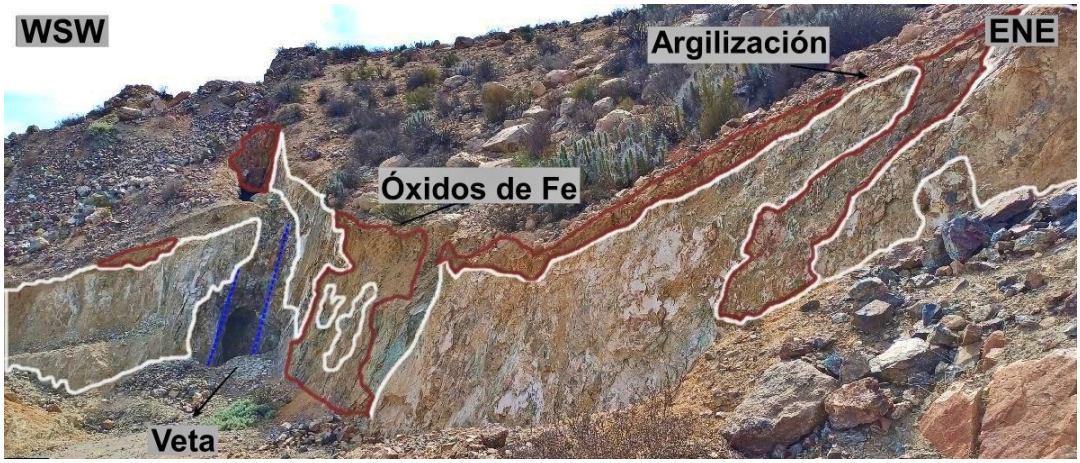

Figura 13. A) Veta de magnetita y óxidos de Cu con alteración argílica (polígono blanco) y óxidos-sulfatos de hierro (polígono burdeo).

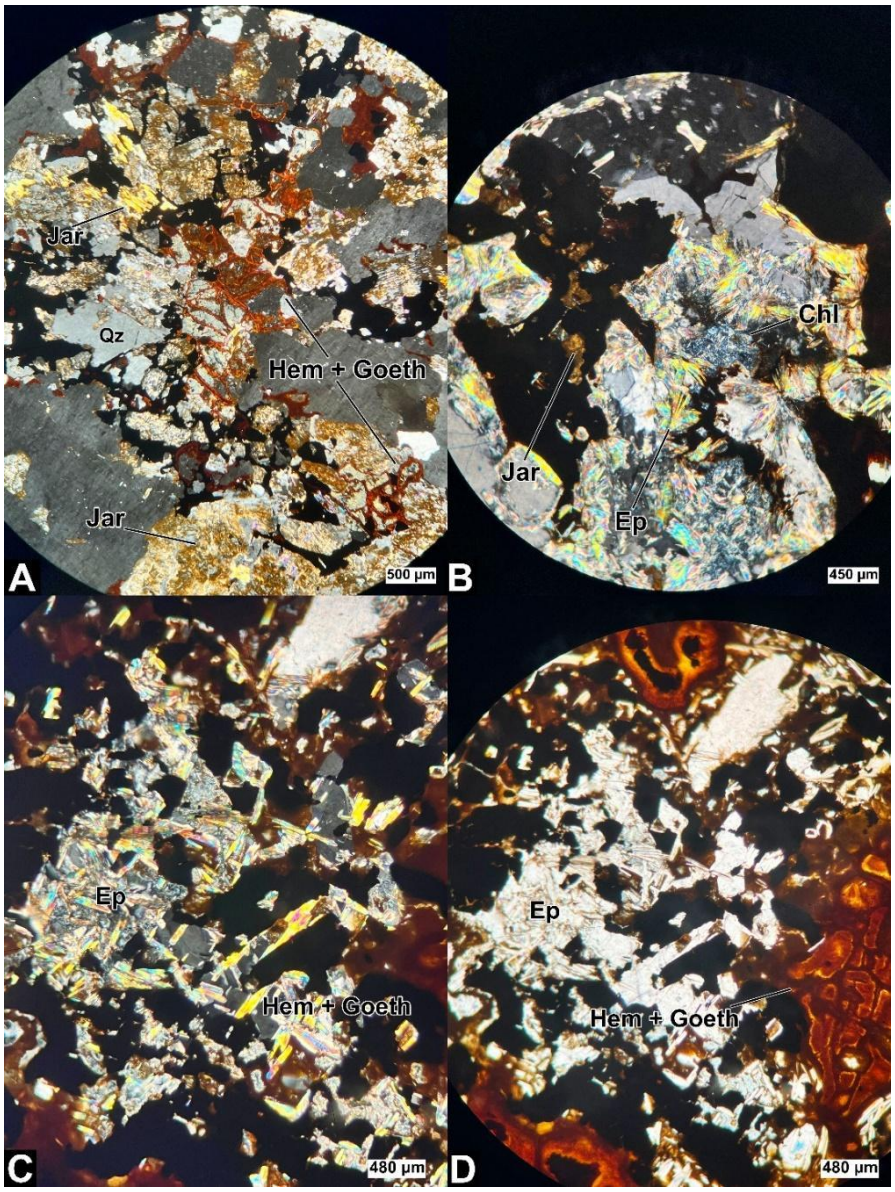

Figura 14. A) Arcillas de hierro compuesto por hematita y goethita (Hem+Goeth) con hábito anhedral, de relleno intersticial entre granos de cuarzo y feldespatos, mostrando tonalidades pardas-rojizas. Mientras, la Jarosita (Jar) se distingue con colores amarillentos. B) Relleno de tonalidades opacas, que pueden corresponder a hematita/goethita, mientras los colores amarillentos como inclusiones pertenece a jarosita. C) Relleno de intersticios de Hem+Goeth, alrededor de granos de feldespatos epidotizadas (Ep). D) Lámina delgada en nicoles paralelos de la fotografía C: se distingue tonalidades pardas oscuras a rojizos claros (Hem+Goeth) y el aspecto amarillento en algunas zonas podría indicar jarosita.

4.2.2 Silicificación

Esta alteración se reconoce localmente en la zona sureste, específicamente en el portal de la mina San Charbel. La silicificación reemplaza con una intensidad moderada a pervasiva a la veta de magnetita junto a plagioclasas y hornblendas de la cuarzodiorita, generando un aspecto silíceo.

En la Figura 15, se observa la veta de magnetita con crisocola y brochantita, generalmente diseminada, y acompañada por óxidos de manganeso.

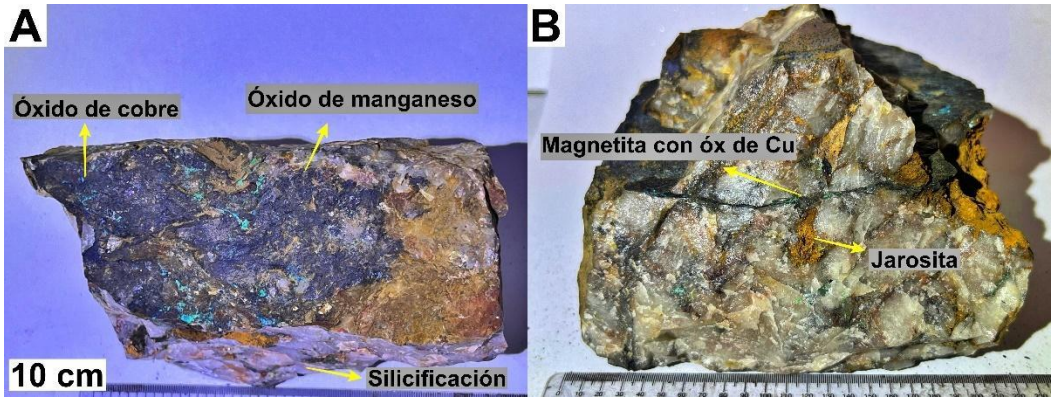

Figura 15. A) Muestra representativa de la veta ubicada en el portal de la mina San Charbel. Se observan pátinas de manganeso junto a óxidos de Cu (crisocola) en fracturas. B) Silicificación con vetilla de magnetita y óxidos de Cu (Óx. de Cu), donde la magnetita aparece alterada por jarosita.

4.2.3 Alteración de cuarzo-sericita

Esta alteración se distribuye principalmente en las zonas noroeste, central y sureste del sector de estudio, con una intensidad que varía de moderada a pervasiva, afectando tonalitas de hornblenda-biotita y cuarzodioritas de hornblenda.

Esta asociación reemplaza parcial o totalmente a hornblendas y plagioclasas otorgándoles un color grisáceo a las unidades intrusivas (Figura 16c-d). Asimismo, esta alteración se encuentra en vetas de magnetita, acompañada de goethita, hematita y jarosita (Figura 16b-c).

En calcografía, la sericita se presenta como agregados de grano fino anhedrales a subhedrales de micas con tonos amarillentos y naranjadas. Además, se observa cuarzo como mosaicos anhedrales a subhedrales como fase dominante en la matriz (Figura 16a).

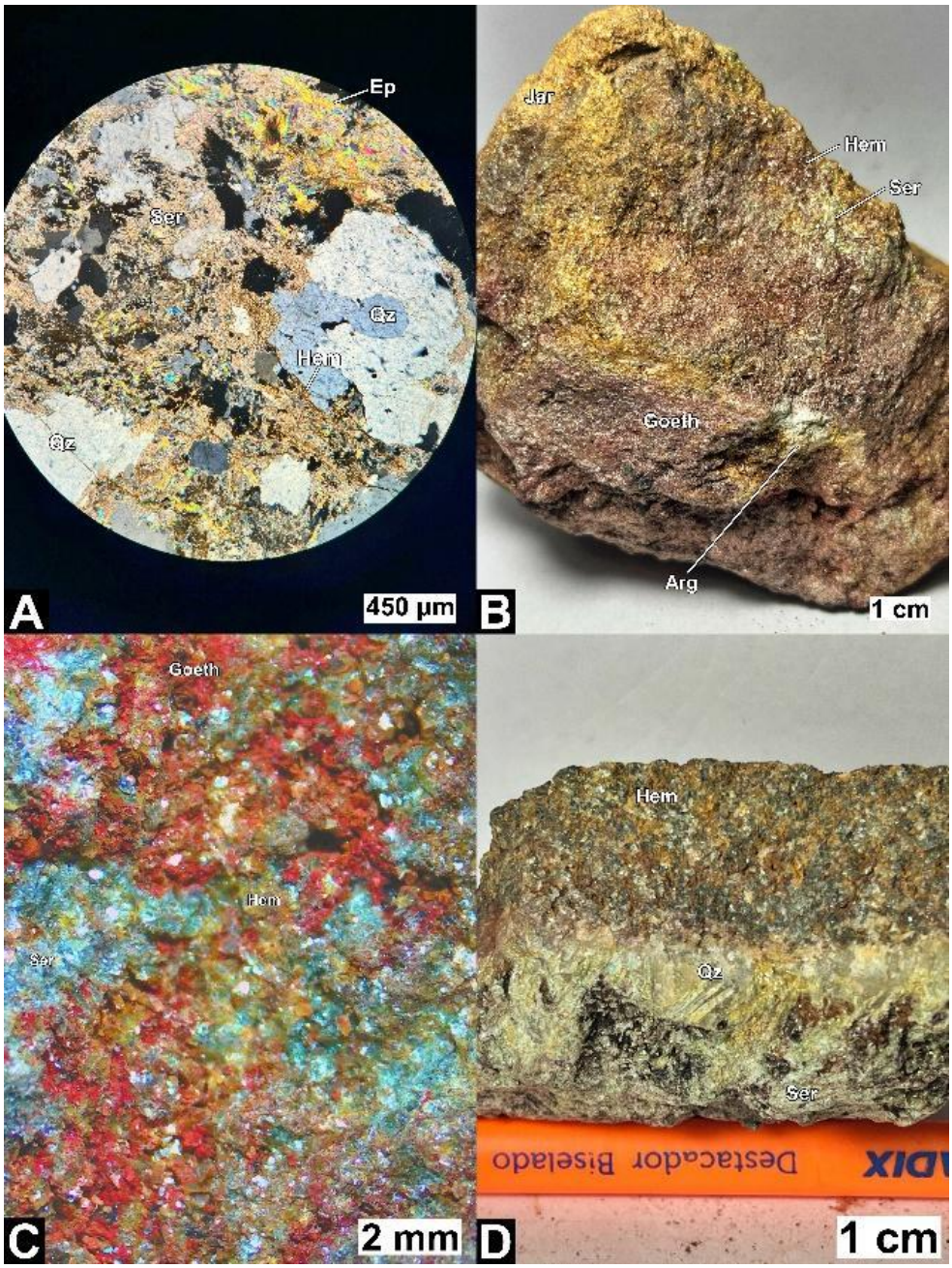

Figura 16. A) Lámina delgada en nicoles cruzados: se distingue clorita-epidota (Chl-Ep) sobreimpuesta por cuarzo-sericita (Qz-Ser). B) Muestra de óxidos y sulfatos de hierro compuesta por jarosita (Jar), hematita (Hem) y goethita (Goeth). C) Se distingue Qz-Ser conformada por granos micáceos finos superpuesta con goethita y hematita (manchas pardas a rojizas). D) Se observa como la roca de caja contiene un halo de Qz-Ser.

4.2.4 Alteración de actinolita

Corresponde principalmente actinolita en cuerpos mineralizados de óxidos de hierro, típicamente en magnetita.

La actinolita se presenta generalmente en vetillas junto a magnetita o emulsiones aciculares en calcopirita (Figura 19b).

En la zona central a noreste, se reconoce en superficie trazas de actinolita con intensidad leve a moderada asociado a clorita, epidota y cuarzo hospedadas en tonalitas de hornblenda-biotita.

Por otra parte, en la zona sureste (mina San Charbel), se identifica con una intensidad moderada a pervasiva, otorgando una roca de color gris verdoso oscuro, desarrollándose como halos en magnetita junto a pirita (Figura 17).

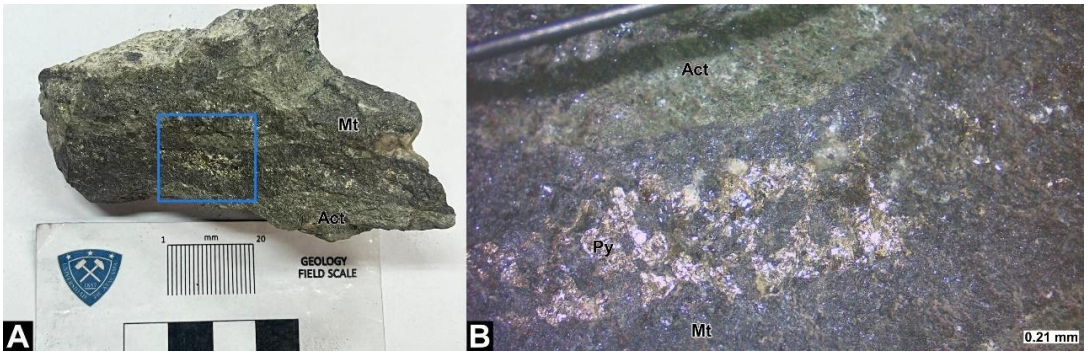

Figura 17. A) Muestra recolectada en mina San Charbel, se reconoce vetillas de magnetita con halos actinolíticos. B) *Zoom* de la Figura A: se identifica magnetita con pirita y actinolita.

4.2.5 Alteración clorita-epidota

Esta alteración se distribuye desde la zona norte del área de estudio, con intensidades moderadas, hacia las zonas centro-sur, particularmente en sectores cercanos a vetas mineralizadas.

Corresponde principalmente a procesos de cloritización de tonalidades azuladas en forma de vetillas y/o diseminadas y epidotización de tipo pistacita que afecta a las plagioclasas y minerales máficos como hornblendas y biotitas, presentes en tonalitas de hornblenda-biotita y cuarzodioritas de hornblenda (Figura 18a-b).

En ciertos sectores, la alteración clorita-epidota coexiste con cuarzo y actinolita (Figura 18c-d). También, afectando de forma parcial o total a diques microdioríticos.

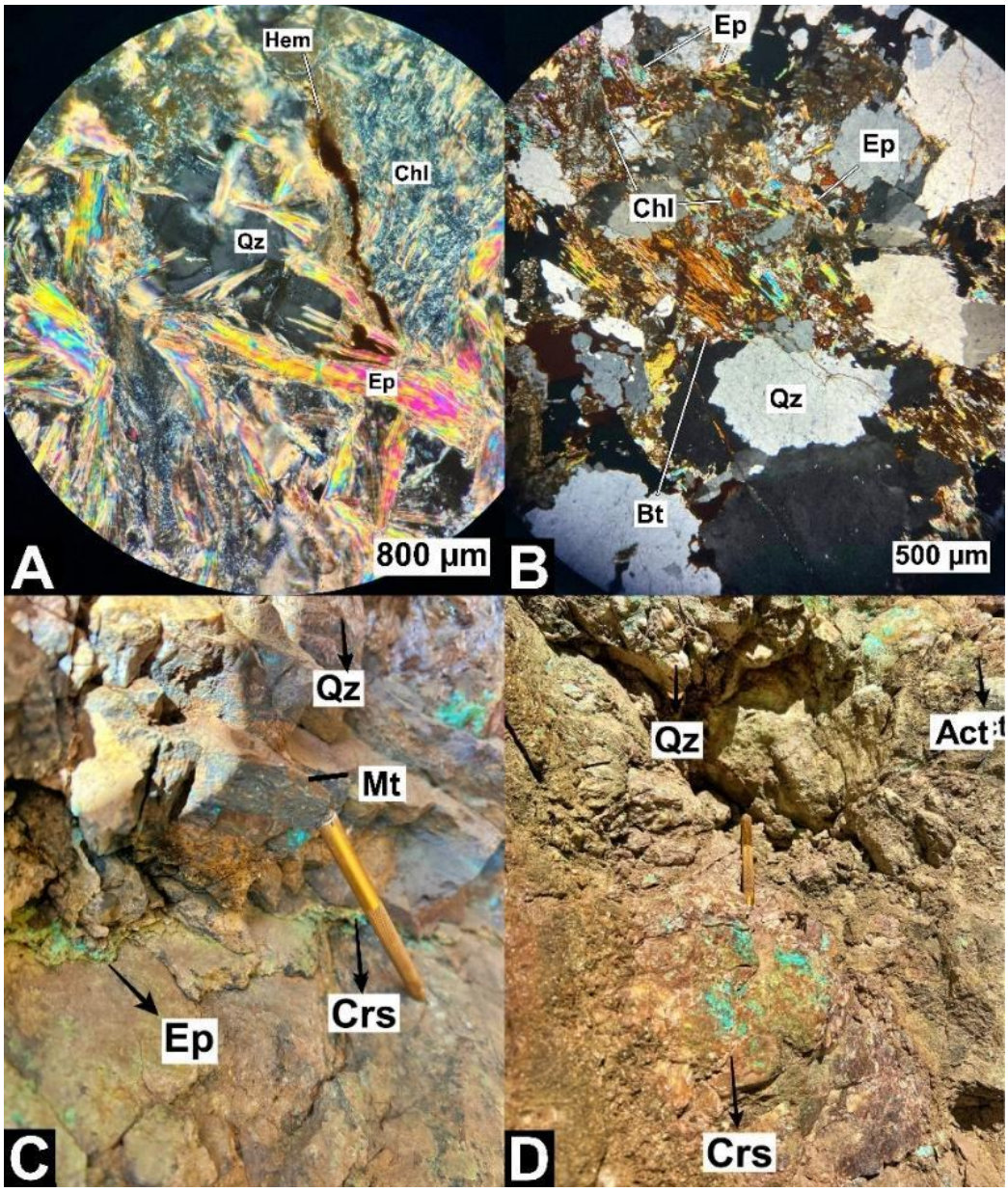

Figura 18. A) Alteración de clorita (Chl) en tonalidades azuladas y epidota (Ep) de hábito acicular acompañada de cuarzo (Qz). B) Se observa como las biotitas son alteradas a Chl-Ep. C) Veta de magnetita con crisocola (Crs), acompañada por un halo de epidota (Ep) y presencia de cuarzo (Qz) hacia el techo. D) Veta observada de la figura C: constituida por Cuarzo (Qz), actinolita (Act) junto a clorita (Chl) y epidota (Ep).

4.3 Mineralización

A continuación, se presentan las asociaciones mineralógicas que fueron observadas en el mapeo superficial y de mina.

4.3.1 Zona hipógena

La zona sureste, específicamente en la mina San Charbel, presenta estructuras de tipo veta-falla con rumbo NNW y manteos entre 56° y 85° hacia el oeste. La mineralización se desarrolla de tipo vetiforme con una potencia variable entre 0,35 m y 2 m hospedadas en cuarzodioritas de hornblenda.

La mineralización hipógena corresponde principalmente calcopirita y, en menor medida, bornita, calcosina y covelina, acompañados de magnetita, hematita especular, pirita, jarosita y cuarzo.

Los estudios petrográficos y calcográficos de los acopios extraídos de la mina se detallan a continuación:

La fase primaria está compuesta por granos de magnetita (Mt) de tonalidades grisáceas, anhedrales a subhedrales, con inclusiones finas de sulfuros, principalmente pirita (Py-1) y calcopirita (Cpy-1). Estas inclusiones se alojan en el interior de la magnetita, sugiriendo su formación temprana, posiblemente coetánea o ligeramente posterior a la magnetita (Figura 19a).

Luego, se observa el crecimiento de pirita secundaria (Py-2), la cual engloba texturalmente a la magnetita, Py-1 y Cpy-1, indicando un sobrecimiento masivo tardío (Figura 19).

Esta pirita secundaria se presenta en agregados subhedrales a anhedrales, de mayor tamaño, a menudo afectados por microfracturas, y es cortada por vetillas tardías de Calcopirita-2 (Cpy-2) (Figura 19a-c).

Se reconoce actinolita (Act) como emulsiones aciculares dentro de cristales de calcopirita-2. Su morfología prismática e inclusión dentro de calcopirita-2 indican que esta fase silicatada precede o coexiste con la mineralización de cobre hidrotermal (Figura 19b).

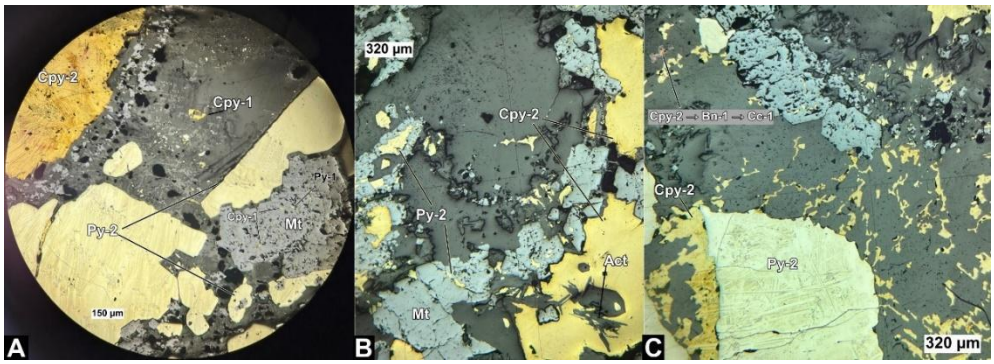

Figura 19. A) Sobrecimiento de calcopirita-2 (Cpy-2) y pirita-2 (Py-2); se observa magnetita (Mt) con inclusiones de granos finos de pirita-1 (Py-1) y calcopirita-1 (Cpy-1). B) Cpy-2 englobando a magnetita con presencia de Py-1, Cpy-1 y actinolita (Act). C) Py-2 fracturada y cortada por una vetilla de Cpy-2.

La calcopirita-2 se presenta en masas subhedrales masivas, con alta reflectancia dorada, y constituye el principal mineral de cobre. Esta Cpy-2 corta en vetillas de pirita-2, bordea y reemplaza parcialmente a fases más tempranas, y en algunos casos incluye actinolita (Figuras 19 y 20).

Además, la calcopirita-2 presenta bordes parcialmente reemplazados por bornita-1 (Bn-1) de tonalidades violetas oscuras (Figura 20b).

En fases más tardía, se observa enriquecimiento secundario como calcosina-1 (Cc-1) en microvetillas sobre Cpy-2, las cual a su vez son reemplazadas por Covelina-1 (Cv-1) (Figura 20b-c).

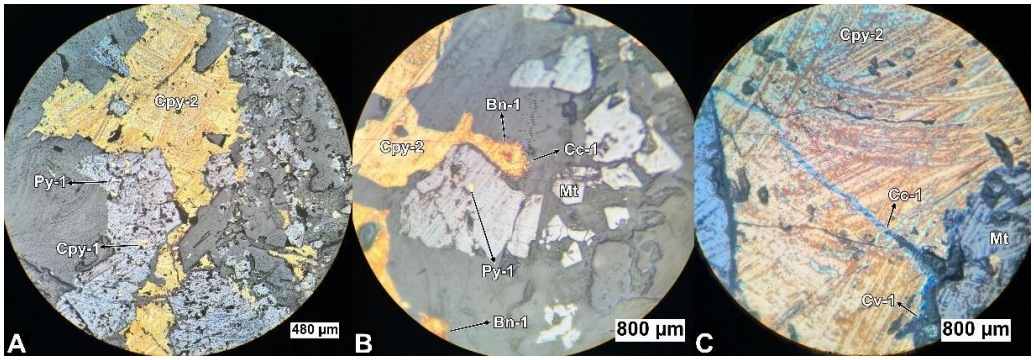

Figura 20. A) Magnetita (Mt) englobada por calcopirita-2 (Cpy-2) que presenta reemplazo por bornita-1 (Bn-1), y posteriormente calcosina-1 (Cc-1). B) Magnetita con diseminaciones de Calcopirita-1 (Cpy-1) y Pirita-1 (Py-1). La Cpy-2 es reemplazada en bordes por Bn-1, con progresión a Cc-1. C) Se distingue Cpy-2 con una microvetilla de Cc-1, la cual es posteriormente reemplazada por Covelina-1 (Cv-1).

El siguiente evento corresponde a un fracturamiento, la cual corta tanto a Py-2 como Cpy-2. A lo largo de este canal, se observa la actinolita junto a Mt-Py-1-Cpy-1 (Figura 21a). Además, se reconoce la mineralización de hematita especular, la cual se dispone como cristales tabulares y tonalidades blanco a gris plateado.

Esta fase rellena espacios abiertos, fracturas o bordes de contacto entre sulfuros de Cu, particularmente en zonas donde Cpy-2 ha sido reemplazada progresivamente por Bn-1, Cc-1 y Cv-1.

La covelina-1, se caracteriza por su color azul índigo como relleno en fracturas de los granos de minerales silicatados de tonos grisáceos a medios (Figura 21b-c). A su vez, en afloramiento, la especularita se encuentra como matriz de la calcopirita, incluyendo al enriquecimiento supergénico (covelina y calcosina) y alteración jarosítica (Figura 22).

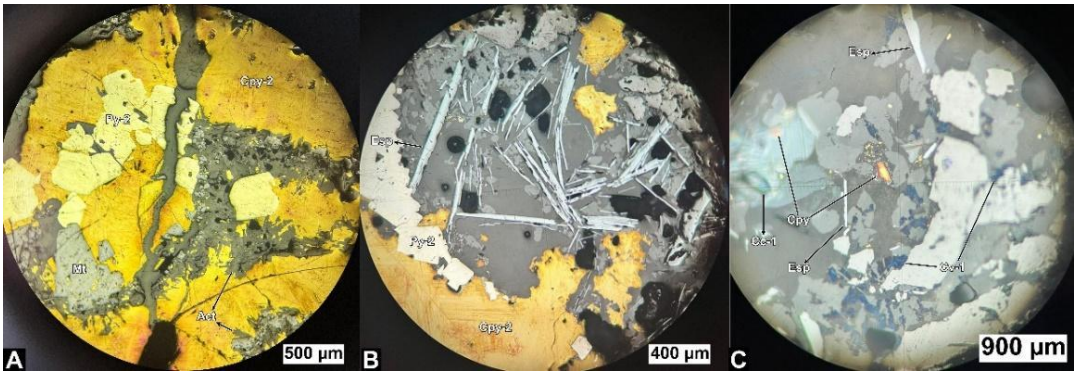

Figura 21. A) Calcopirita-2 (Cpy-2) y pirita-2 (Py-2) cortadas por una vetilla de tonalidad grisácea oscura, se observa actinolita en los bordes de la Cpy-2 y asociada a magnetita (Mt). B) Hematita especular (Esp) de hábito tabular grisáceo precipitándose en las fracturas disponibles de la Cpy-2. C) Covelina-1 (Cv-1) de color azul índigo ocupando sitios de microfracturas. Además, se observa Cpy-2 reemplazada sucesivamente por Bornita-1 (Bn-1) y luego por Calcosina-1 (Cc-1).

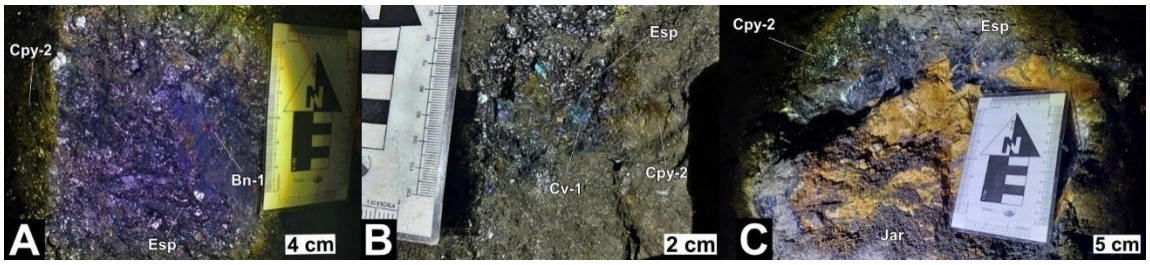

Figura 22. A-B) Hematita especular (Esp) con mineralización primaria Calcopirita-2 (Cpy-2) y enriquecimiento supergénico Covelina-1 (Cv-1) y trazas de Calcosina-1 (Cc-1). C) Alteración jarosítica (Jar) en la hematita especular.

4.3.2 Zona mixta

Esta zona se distribuye en la zona noroeste del sector de estudio.

Corresponde a un depósito de óxidos de hierro-cobre con una extensión aproximada de 150 metros y una potencia que varía entre 0,3 y 1,5 m.

La estructura se desarrolla como una veta-falla con rumbo NNW y NS con manteos entre 56° y 78°. Comúnmente se observan intersecciones entre las estructuras NS y NNW. También asociados a veta-falla-dique, donde los diques son de composición microdiorítico.

La mineralización N-S corresponde de tipo vetiforme incluye magnetita, brochantita y crisocola, acompañada de óxidos de manganeso (Figura 23c).

La roca de caja está conformada por tonalitas de hornblenda-biotita que se encuentra alteradas por argilización en la base y hacia el techo cuarzo-sericita acompañada de hematita y jarosita (Figura 23a-b).

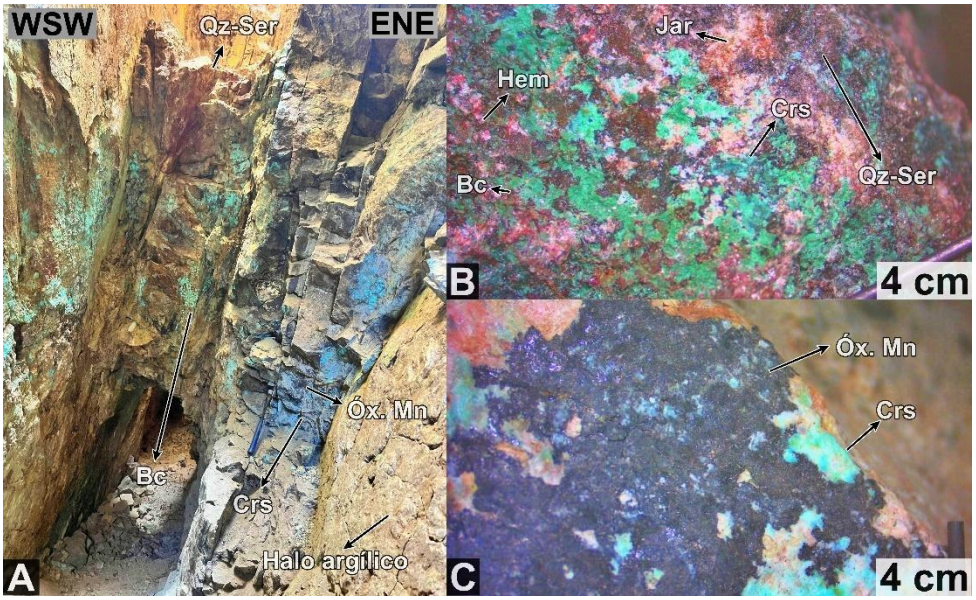

Figura 23. A) Veta magnetita con brochantita (Bc), crisocola (Crs) y óxidos de manganeso (Óx. Mn), se presencia en la base halo argílico y hacia el techo cuarzo-sericita (Qz-Ser). B) Mineralización de brochantita, crisocola y alteración de cuarzo-sericita junto a hematita (Hem) y jarosita (Jar). C) Mineralización de óxidos de Cu y óxidos de manganeso.

La mineralización NNW-SSE corresponde a vetas de magnetita con brochantita y crisocola y brechas. La mineralización se ha evidenciado de tres tipos: (1) brechas con matriz de magnetita masiva con clastos de epidota y sílice, (2) mushketovita masiva con estructura tipo *boxwork* reemplazada por hematita terroso y/o jarosita, y (3) magnetita con actinolita, reemplazada por brochantita y crisocola (Figura 24).

Por otra parte, se presencia una brecha de matriz de cuarzo de textura sacarosa con clastos de magnetita y diseminación de calcopirita y brochantita (Figura 24d).

La alteración corresponde a actinolita-clorita-epidota, cuarzo-sericita, hematita, jarosita y argílica hospedadas en tonalitas de hornblenda-biotita.

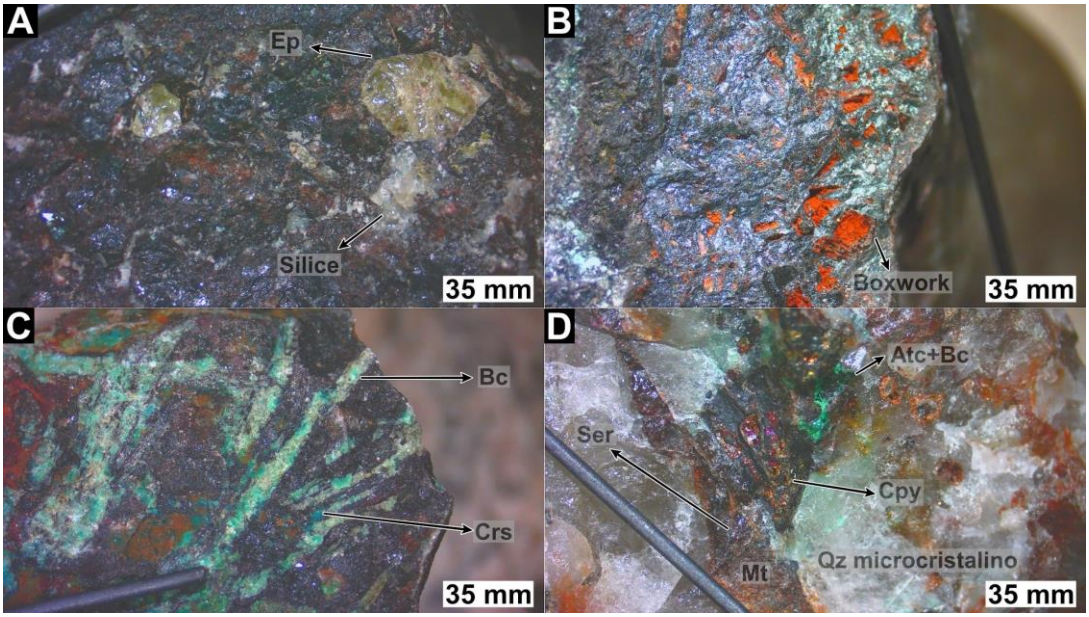

Figura 24. A) Brecha con matriz de magnetita masiva con epidota (Ep) y silice. B) Mushketovita masiva con *boxwork*. C) Magnetita con actinolita alteradas por óxidos de Cu como brochantita (Bc) y crisocola (Crs). D) Brecha con matriz de cuarzo microcristaliano (Qz microcristalino) de textura sacarosa con clastos de magnetita (Mt) con calcopirita (Cpy), atacamita (Atc), brochantita y sericitas (Ser).

4.3.3 Zona oxidada

Esta zona se distribuye en varios sectores del área de estudio.

Corresponde a un depósito de óxidos de hierro-cobre con una extensión aproximada de 500 metros y una potencia que varía entre 0,3 y 1,75 m.

La estructura se desarrolla como una veta-falla, generalmente con rumbos N-S y NNW-SSE con manteos entre 65° y 80°. En varios sectores, se identifican intersecciones entre estas estructuras (Figura 26a). Además, se presencia diques microdioríticos y granodioríticos con rumbo similar a la veta (Figura 25a).

La mineralización principal se presenta de tipo vetiforme compuesta por magnetita y óxidos de Cu, principalmente crisocola, brochantita y, en menor proporción, óxidos de manganeso. La alteración incluye epidota, cuarzo y actinolita (Figuras 25 y 26).

En los rodados también se identifican hematita especular y mushketovita. La roca de caja está constituida por tonalitas de hornblenda-biotita y cuarzodioritas de hornblenda.

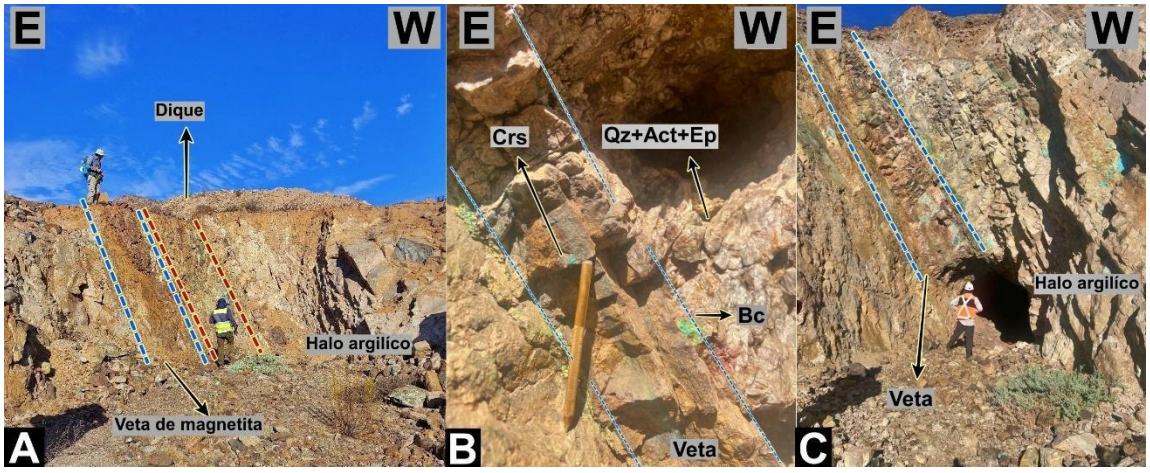

Figura 25. A) Afloramiento de estructura tipo veta-falla-dique compuesta por magnetita con óxidos de Cu diseminados. B) Veta de magnetita con brochantita (Bc) y crisocola (Crs), acompañada de cuarzo (Qz), actinolita (Act) y epidota (Ep). C) Afloramiento de tipo vetiforme asociada a mineralización de magnetita con óxidos de Cu.

.

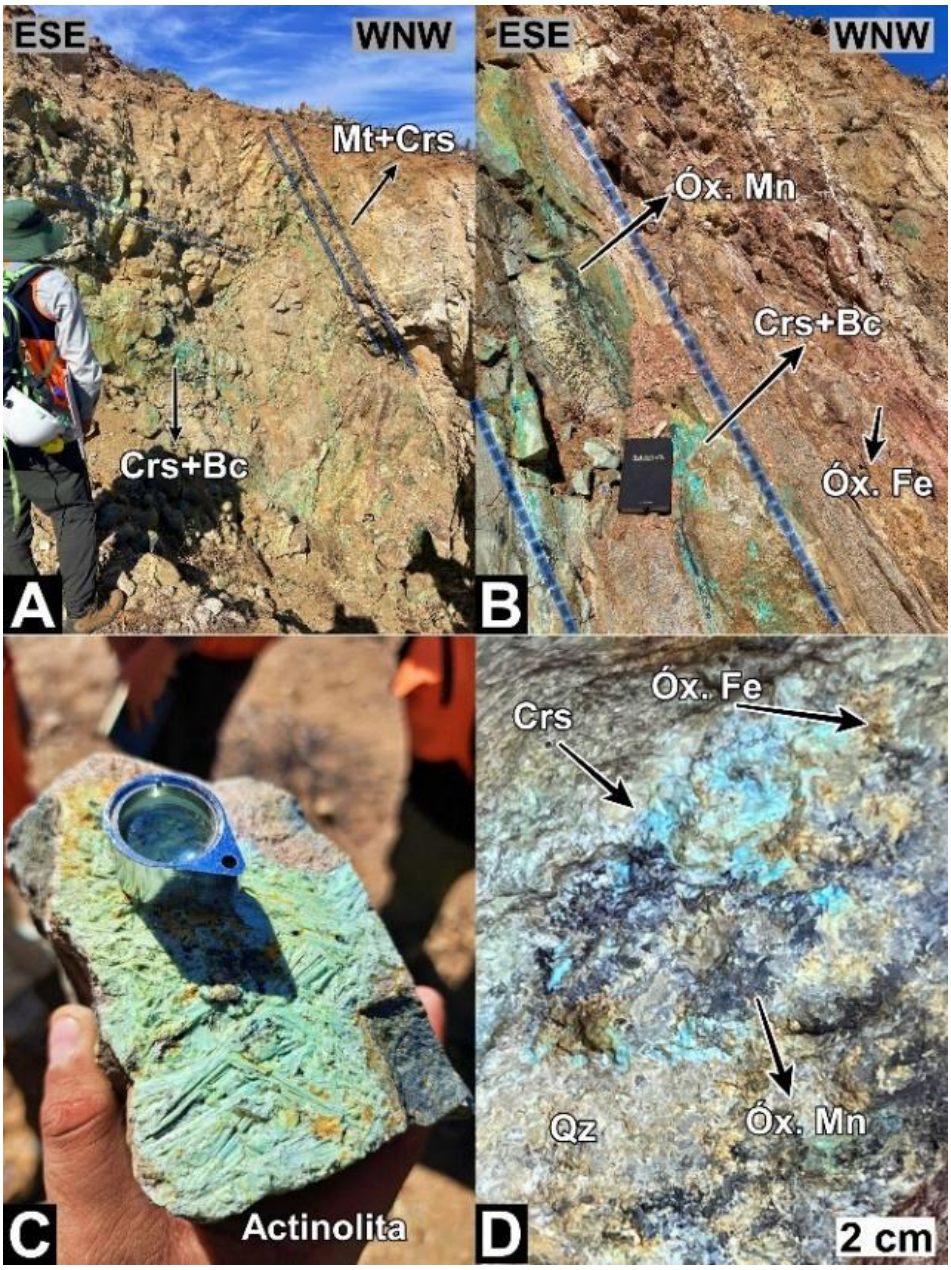

Figura 26. A) Intersección de vetas NNW y NS con mineralización de magnetita, brochantita (Bc) y crisocola (Crs). B) Veta de crisocola con brocantita, crisocola y óxidos de manganeso (Óx. Mn), con halo de óxidos de hierro (Óx. Fe). C) Actinolita reconocida en afloramiento de magnetita. D) Muestra correspondiente a crisocola, óxidos de manganeso y óxidos de hierro (Óx. Fe).

4.4 Geología estructural

4.4.1 Generalidades

La falla principal está representada por una estructura subordinada de falla NE, cuya estructura es subparalela a la Zona de Cizalla de Infiernillo (ZCI) de rumbo NNE, la cual se encuentra al oeste del área de estudio. Y al este está conformada por la Faja Plegada y Corrida de Los Colorados (FPCC) (Figura 27a).

En el área de estudio, se identifica un sistema de veta-falla N-S a NNW-SSE de desplazamiento normal y cinemática sinistral asociada a la estructura de primer orden NNE a NE. La mineralización de óxidos de hierro-cobre corresponde a la veta-falla N-S, la cual esta intersectada por estructuras NNW-SSE asociado a la mineralización de óxidos de hierro-cobre-oro junto a diques de composición microdiorítica a granodiorítica (Figura 27b-c).

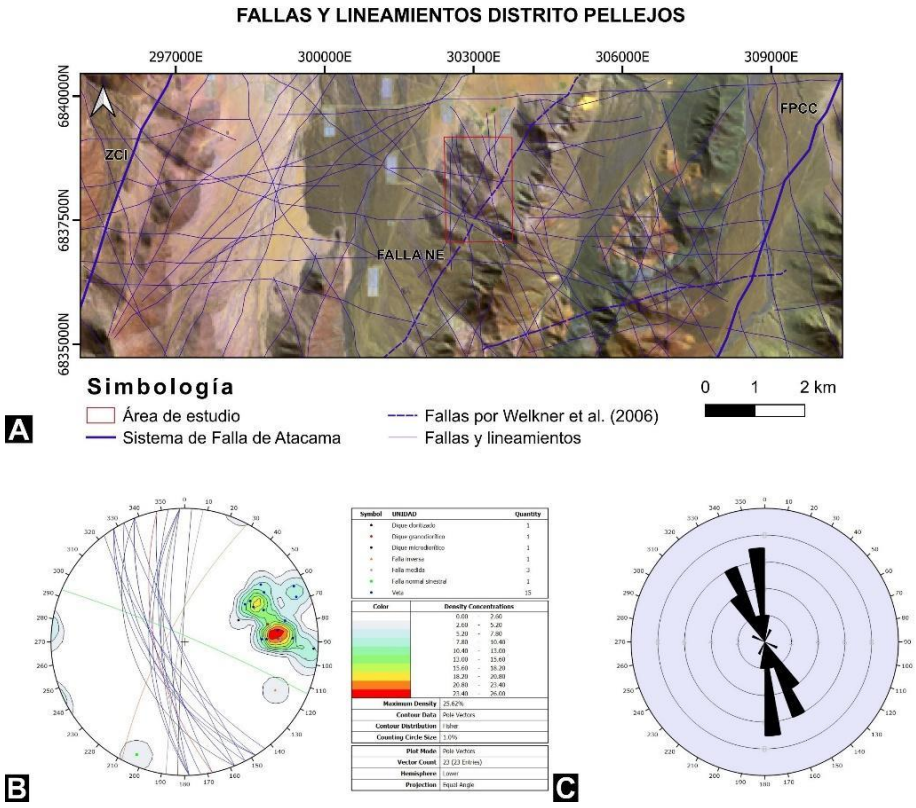

Figura 27. A) Fallas y lineamientos del distrito Pellejos. B) Proyecciones estereográficas de las estructuras reconocidas en el área de estudio incluyendo veta, fallas y diques. C) Diagrama de rosetas donde se distingue una orientación preferencial con rumbos N-S y NNW a NW.

4.4.2 Vetas

Las vetas con orientación preferencial N-S corresponden a depósitos de óxidos de hierro-cobre hospedados en tonalitas de hornblenda-biotita, con manteos entre 60° y 78°. La mineralogía de mena incluye óxidos de Cu como brochantita y crisocola. La ganga es magnetita, cuarzo, hematita, goethita, jarosita y óxidos de manganeso. El modo de ocurrencia son de tipo vetas y diseminados. Los diques microdioríticos y granodioríticos tienen el mismo rumbo preferencial y se encuentran cercano a las vetas mineralizadas (Figura 28).

En caso de las vetas con rumbos NNW-SSE corresponde a depósitos de óxidos de hierro cobre-oro hospedados en tonalitas de hornblenda-biotita y cuarzodioritas de hornblenda, con manteos entre 56° y 85°. La mineralogía de mena está compuesta por calcopirita, pirita, bornita, calcosina, covelina, atacamita, brochantita y crisocola. La ganga está compuesta por magnetita, mushketovita, hematita especular, cuarzo, hematita, goethita, jarosita y óxidos de manganeso. La mineralización se encuentra en brechas, vetas y diseminadas. Además, se encuentran diques microdioríticos alterados a clorita-epidota con rumbo similar a la veta (Figura 28).

En varios sectores se reconoce que las estructuras mineralizadas con orientación norte-sur son intersectadas por vetas con rumbo NNW-SSE. Las estructuras de orientación entre N-S y NNW-SSE corresponden a vetas-falla, con estrías subhorizontales, relleno de óxidos y sulfatos de hierro (alteración supergena), así como estructuras sigmoidales que indican una cinemática sinistral (Figura 29d-e-f).

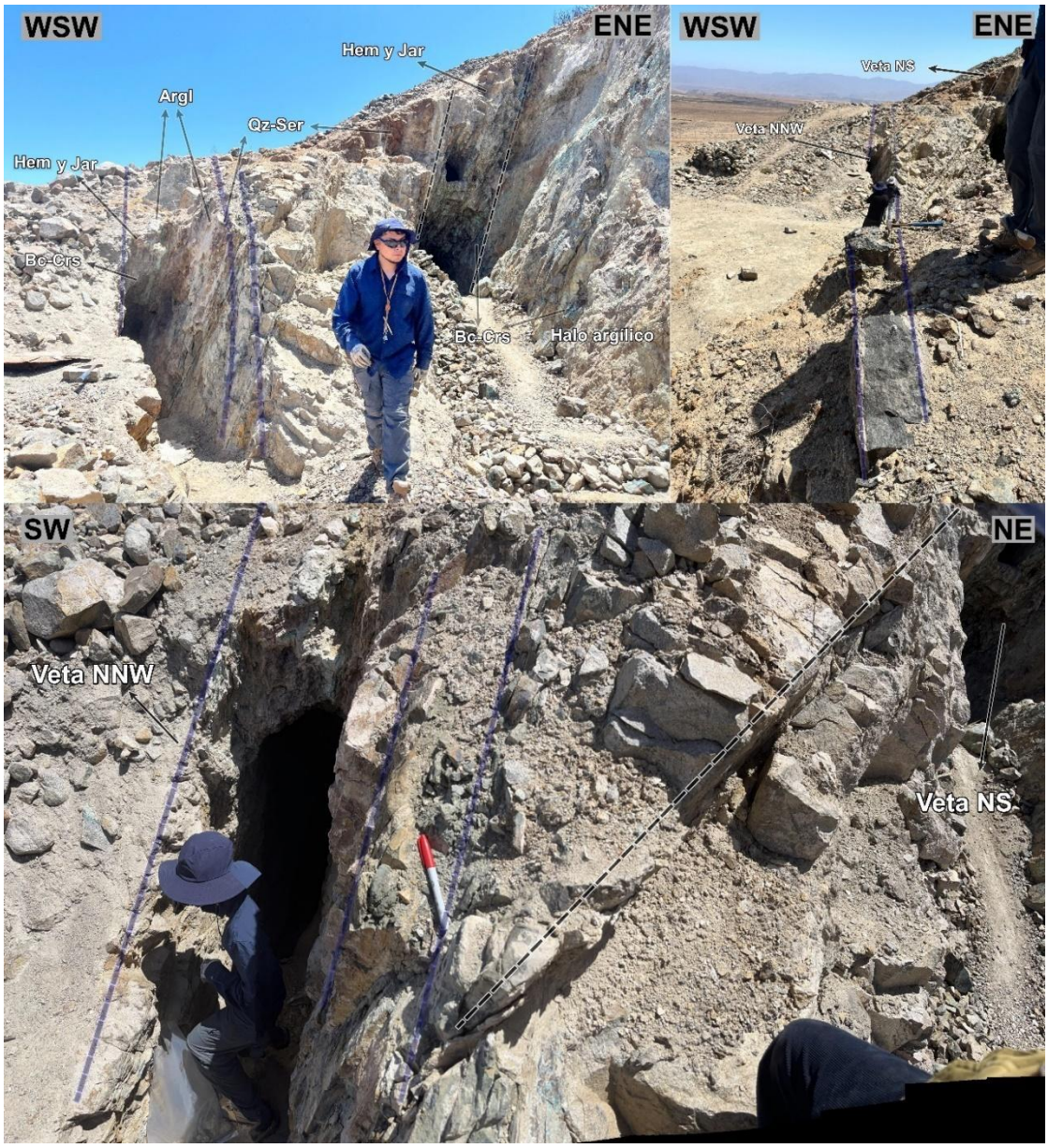

Figura 28. A) Intersección de estructuras N-S y NNW-SSE con mineralización de brochantita (Bc) y crisocola (Crs). En la base se observa un halo de alteración argílica, mientras que hacia el techo aparece alteración cuarzo-sericita (Qz-Ser), acompañada por minerales como jarosita (Jar) y hematita (Hem). B) Actitud de la veta con rumbo NNW-SSE que intersecta a la veta de orientación N-S. C) *Zoom* de la intersección entre estructuras tipo veta-falla; se distinguen líneas segmentadas de borde azulado que corresponden a la Veta NNW, en contraste con las líneas segmentas de borde blanco asociadas a la Veta N-S.

4.4.3 Fallas

En el área de estudio se midieron 5 datos estructurales asociados a fallas. Estas fallas se agrupan en familias con orientaciones principales N-S, NNW-SSE, WNW-ESE y NE-SO.

Falla N-S: son fallas de orientación N y manteos entre 70° y 85°. Esta zona de falla aloja cuerpos mineralizados asociada depósitos de óxidos de hierro-cobre. Los indicadores cinemáticos corresponden a sigmoides sinistrales y relleno de óxidos y sulfatos de hierro. Además, en un sector puntual, se observaron estrías conjugadas en el plano de falla (Figura 29a-b-c).

Falla NNW-SSE: son fallas de orientación NNW representado por estructuras mineralizadas (vetas y brechas) que intersectan a las estructuras previas N-S y pueden formar bolsones mineralizados (mina San Charbel). En esta zona de falla se encuentran relleno de óxidos y sulfatos de hierro, además de indicadores cinemáticos como sigmoides sinistrales. Estas estructuras podrían estar relacionado a fallas de rumbo con una componente sinistral (Figura 29d-e-f).

Falla normal sinistral: corresponde a una falla de orientación WNW-ESE con manteos entre 80° y 85°, situada en el sector central del área de estudio. Se reconoce por criterios de Petit pertenece a una componente sinistral. La falla se observa en estructuras NNW asociada a depósitos de óxidos de hierro-cobre (Figura 30b).

Falla inversa inferida: conformada por una falla inversa inferida de orientación NE-SO con manteos entre 72° y 85°, ubicado en el sector sureste del área de estudio. Podría pertenecer a una falla inversa inferida por la observación de levantamiento del bloque adyacente conformada por cuarzodiorita (Figura 30a).

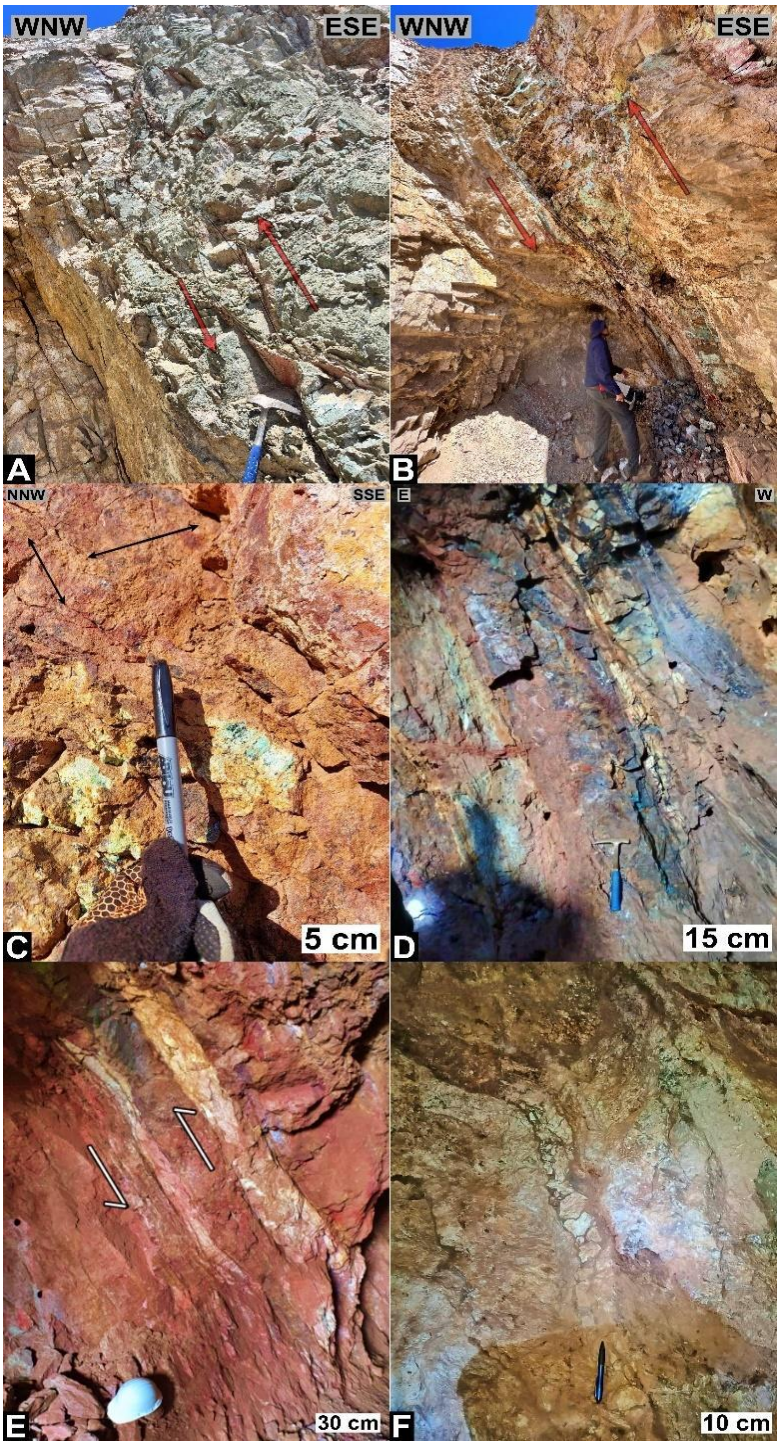

Figura 29. A-B) Estructura con orientación N-S que presenta sigmoides de cinemática sinistral. C) Plano de falla N-S con estrías conjugadas. D) Estructura de rumbo NNW compuesta por magnetita y óxidos de Cu, con relleno de óxidos y sulfatos de hierro. E) Sigmoide sinistral correspondiente a la estructura mostrada en D. F) Zona de cataclasitas.

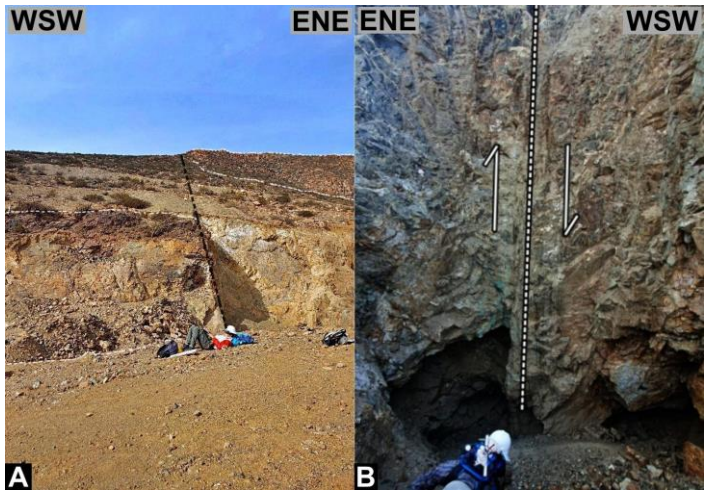

Figura 30. A) Falla inversa inferida. B) Falla normal sinistral de la zona central del sector de estudio.

4.5 Geoquímica

A continuación, se presentan los resultados de los análisis geoquímicos obtenidos a partir de muestras recolectadas en el sector de estudio. Estas muestras representativas provienen de vetas, acopios y desmontes que han sido explotados de forma artesanal.

4.5.1 Análisis estadístico

4.5.1.1 Estadística univariable

En la tabla 2 se describen las concentraciones de los valores de mediana y máxima de los principales elementos detectados: Mn, Co, Ni, Cu, Mo, U, Ti y V. Asimismo, se presentan los gráficos de cajas y bigotes (*boxplots*).

Tabla 2. Concentraciones de máximas y medianas de los elementos de interés

Elemento	Máxima (ppm)	Mediana (ppm)
Mn	58430	1220
Co	17400	1410
Ni	3330	280
Cu	603930	29940
Mo	21580	80
U	230	40
Ti	4460	630
V	3730	140

Mn

El gráfico de caja correspondiente al Mn muestra una mediana de 1220 ppm, ubicada entre el primer cuartil (Q1) de 520 ppm y el tercer cuartil (Q3) de 4780 ppm. Sobre la caja se identifican valores atípicos leves, representados por vetas de magnetita con óxidos de Cu. Por otra parte, el valor atípico extremo corresponde a una veta compuesta por magnetita, crisocola, brochantita y óxidos de Mn, la cual se encuentra afectada por silicificación y presenta una concentración máxima de 58.430 ppm (Figura 31).

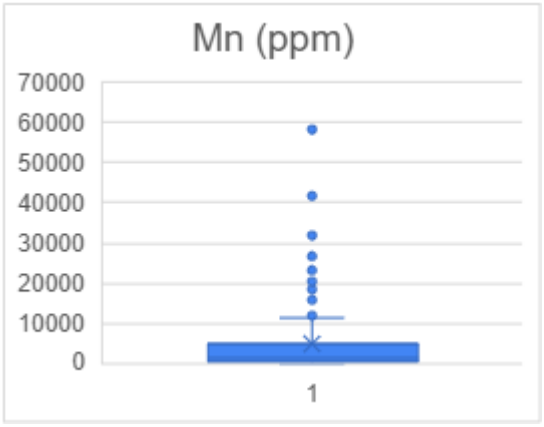

Figura 31. Diagrama de caja de Mn en muestras mineralizadas.

Co

El gráfico de caja correspondiente al Co muestra una mediana de 1410 ppm, ubicada entre el primer cuartil (Q1) de 480 ppm y el tercer cuartil (Q3) de 2875 ppm. Sobre la caja se identifican valores atípicos leves, asociados a una veta de magnetita con óxidos de Cu (brochantita y crisocola) y óxidos de Mn, afectada por silicificación, con concentraciones de 7600 ppm. Asimismo, se observa una veta de magnetita con crisocola acompañada con óxidos de Mn con una concentración de 11310 ppm.

El valor atípico extremo corresponde a la misma veta compuesta por magnetita, crisocola, brochantita y óxidos de manganeso portadores de Co, también alterada por silicificación, que alcanza una concentración máxima de 17.400 ppm (Figura 32).

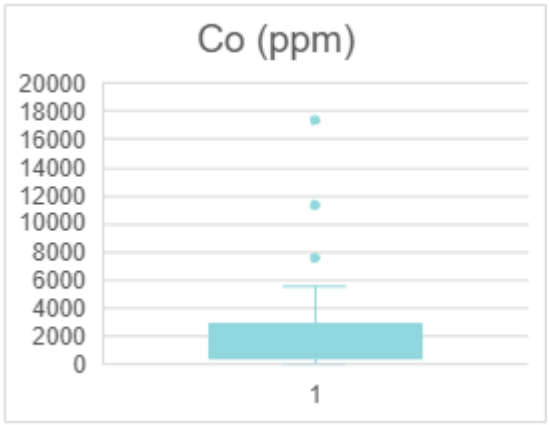

Figura 32. Diagrama de caja de Co en muestras mineralizadas.

Ni

El gráfico de caja correspondiente al Ni muestra una mediana de 280 ppm, ubicada entre el primer cuartil (Q1) de 152 ppm y el tercer cuartil (Q3) de 480 ppm. Sobre la caja se identifican valores atípicos leves, asociados a la veta compuesta por magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina, correspondiente a la mina San Charbel. El valor atípico extremo se asocia a una veta de magnetita con óxidos de Cu, que alcanza una concentración máxima de 3330 ppm. (Figura 33).

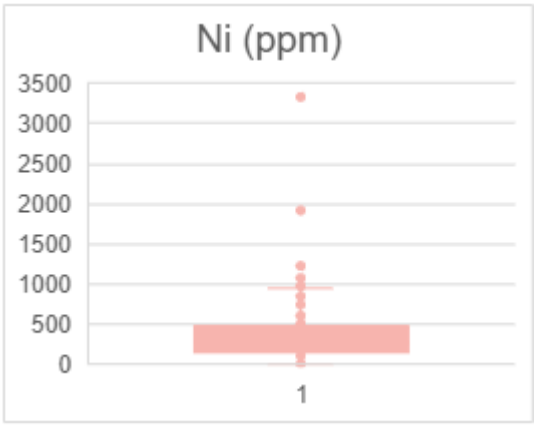

Figura 33. Diagrama de caja de Ni en muestras mineralizadas.

Cu

El gráfico de caja correspondiente al Cu muestra una mediana de 29.940 ppm, ubicada entre el primer cuartil (Q1) de 9180 ppm y el tercer cuartil (Q3) de 99.710 ppm. Sobre la caja se identifican valores atípicos, tanto leves como lejanos, asociados a la veta compuesta por magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y

covelina de la mina San Charbel. El valor máximo, de 603.930 ppm, corresponde a una veta de magnetita con óxidos de Cu (Figura 34).

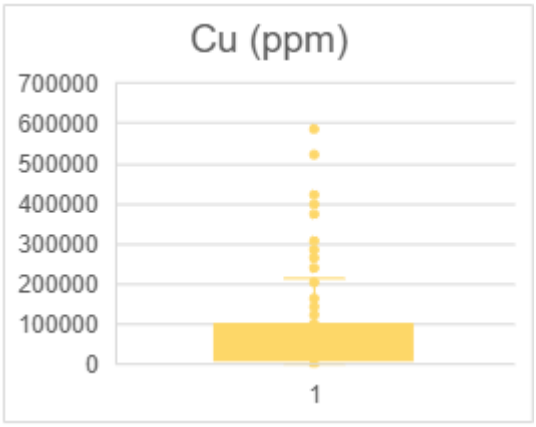

Figura 34. Diagrama de caja de Cu en muestras mineralizadas.

Mo

El gráfico de caja correspondiente al Mo muestra una mediana de 80 ppm, entre un Q1 de 30 ppm y un Q3 de 140 ppm. Los valores atípicos, tanto leves como lejanos, se asocian principalmente a la veta de magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina de la mina San Charbel, que alcanza un valor máximo de 21.580 ppm. Adicionalmente, en la zona noreste, se identifica un valor atípico de 10.630 ppm en un acopio vinculado a una veta de magnetita, turmalina, calcopirita y siderita (Figura 35).

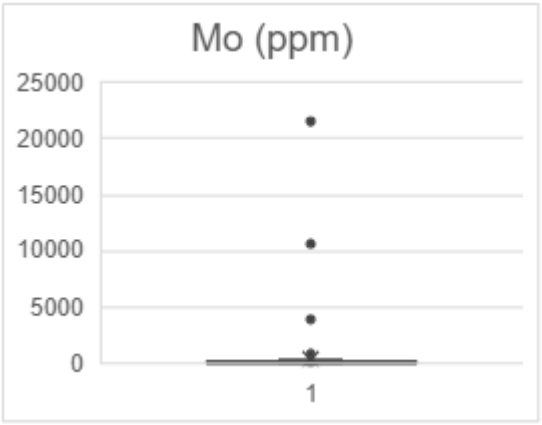

Figura 35. Diagrama de caja de Mo en muestras mineralizadas.

U

El gráfico de caja correspondiente al U muestra una mediana de 75 ppm, con un Q1 de 30 ppm y un Q3 de 110 ppm. Sobre el tercer cuartil se reconocen valores clasificados como *high background*, asociados tanto a la veta de magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina de la mina San Charbel como a vetas de magnetita con óxidos de Cu. El valor máximo registrado es de 230 ppm, correspondiente a una veta con magnetita, hematita especular y óxidos de Cu (Figura 36).

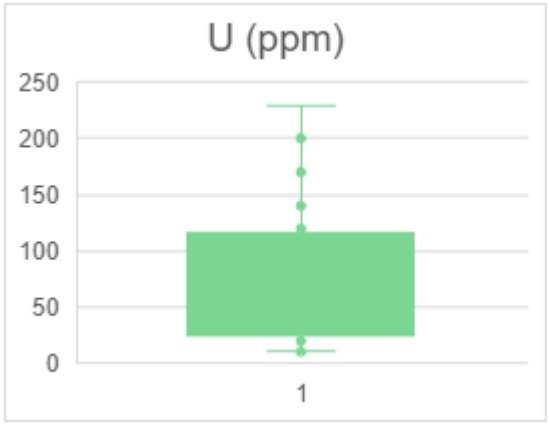

Figura 36. Diagrama de caja de U en muestras mineralizadas.

Ti

El gráfico de caja correspondiente al Ti presenta una mediana de 630 ppm, con un Q1 de 215 ppm y un Q3 de 1245 ppm. Se reconocen valores atípicos leves asociados a la veta de magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina de la mina San Charbel, así como a vetas de magnetita con óxidos de Cu.

Los valores atípicos lejanos se relacionan con acopios de magnetita, turmalina, calcopirita y siderita (3840 ppm) y con vetas de magnetita y óxidos de Cu (rango entre 3000 y 3500 ppm). El valor máximo de 4460 ppm corresponde a una veta de magnetita con óxidos de Cu (brochantita y crisocola) y óxidos de Mn, afectada por silicificación (Figura 37).

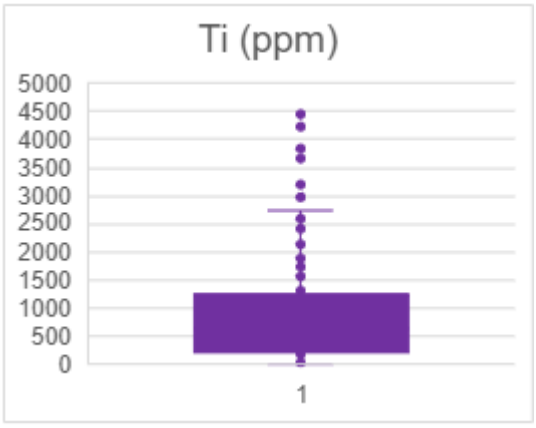

Figura 37. Diagrama de caja de Ti en muestras mineralizadas.

V

El gráfico de caja correspondiente al V muestra una mediana de 140 ppm, con un Q1 de 70 ppm y un Q3 de 335 ppm. Los valores atípicos leves se asocian a vetas de magnetita con óxidos de Cu. Los valores atípicos lejanos se identifican en una veta de magnetita con óxidos de Cu con una concentración de 3020 ppm asociada a los óxidos de Mn. El valor máximo de 3730 ppm corresponde a acopios de la mina San Charbel relacionados con hematita especular y siderita (Figura 38).

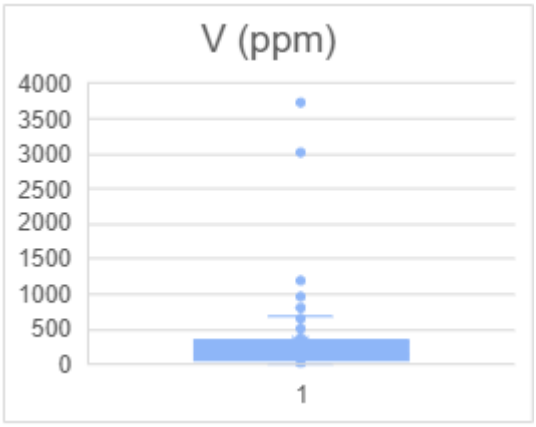

Figura 38. Diagrama de caja de V en muestras mineralizadas.

4.5.2 Factor de enriquecimiento

El factor de enriquecimiento se determinó a partir del *background* propuesto por Ridley (2013), utilizando el promedio de concentración de los elementos detectados.

De acuerdo con esto, se identificaron elementos de interés para el área de estudio, en orden mayor, estos serían: Cu, Mo, Co, Ni y Mn (ver Tabla 3).

Tabla 3. Factor de enriquecimiento de elementos de interés según Ridley (2013)

	Ridley, 2013	Media	Factor de enriquecimiento
Mn (ppm)	950	2886,153	3,0380555789
Co (ppm)	25	130	5,2
Ni (ppm)	75	225,384	3,00512
Cu (ppm)	55	45541,153	828,0209636
Mo (ppm)	2	29,23	14,615
U (ppm)	3	12,307	4,102333333
Ti (ppm)	5700	732,692	0,128542456
V (ppm)	135	89,615	0,663814815

4.5.3 Mapas geoquímicos

Los siguientes mapas muestra la distribución espacial de las anomalías geoquímicas de los elementos de interés de Cu, Mo, Co, Mn, Ni, U, Ti y V (Figuras 39 y 40).

Cu

La concentración de Cu presenta una distribución heterogénea en el área de estudio. Las zonas noroeste y central exhiben concentraciones entre 9.210 y 45.541 ppm, asociadas a brechas y/o vetas de magnetita con óxidos de Cu. Asimismo, en la zona sureste, las vetas compuestas por magnetita, hematita especular acompañada de calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina también presentan concentraciones dentro de este rango.

Las concentraciones más elevadas se localizan en la zona noreste, en vetas de magnetita con óxidos de Cu, con valores entre 91.495 y 132.840 ppm, y en la zona central, en vetas de magnetita con crisocola y brochantita.

Una segunda anomalía significativa se reconoce en la zona sureste, en vetas con magnetita, hematita especular, mushketovita y óxidos de Cu (atacamita, brochantita y crisocola), con concentraciones entre 45.541 y 91.495 ppm.

Mo

Las concentraciones de Mo reflejan su asociación con vetas de magnetita portadoras de óxidos y sulfuros de Cu. Las anomalías más significativas se localizan en la zona sureste, tanto en profundidad en vetas de magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina como en superficie, en vetas de magnetita con brochantita y crisocola, con concentraciones entre 40 y 80 ppm.

Por otra parte, en la zona más al sureste, las vetas que contienen magnetita, hematita especular, mushketovita, atacamita, brochantita y crisocola también muestran este rango de valores. En contraste, la zona noreste, donde afloran brechas y/o vetas de magnetita con óxidos de Cu, muestra concentraciones menores, entre 10 y 40 ppm.

Co

La distribución de Co es más restringida en comparación con otros elementos. Las concentraciones más altas, entre 655 y 1.030 ppm, se ubican en la zona sureste, asociadas a vetas de magnetita con brochantita y crisocola acompañada de óxidos de Mn con silicificación.

Una segunda anomalía se reconoce en la zona más al sureste compuesta por magnetita, hematita especular, mushketovita y óxidos de Cu como atacamita, brochantita y crisocola.

Si bien no se detecta una anomalía en el mapa geoquímico asociada a la zona de sulfuros de la mina San Charbel, estudios mediante espectrometría XRF indican que las piritas presentes contienen Co.

Mn

Las mayores concentraciones de Mn, entre 4.540 y 12.480 ppm, se sitúan en la zona sureste, en vetas profundas con sulfuros de Cu (San Charbel) y, en superficie, en vetas con crisocola, brochantita, óxidos de Mn y alteración por silicificación.

Una segunda anomalía se localiza en la zona más al sureste compuesta por magnetita, hematita especular, mushketovita, atacamita, brochantita y crisocola con un rango entre 1.710 y 4.540 ppm. En cambio, las zonas noroeste, noreste y central, con brechas de magnetita y/o vetas con magnetita y óxidos de Cu, muestran concentraciones menores, entre 220 y 1.710 ppm.

Ni

La zona sureste muestra concentraciones elevadas de Ni (310–450 ppm) asociadas a vetas compuesta por magnetita, hematita especular, acompañada por sulfuros de Cu. En superficie, se registran concentraciones moderadas (150–310 ppm), vinculadas a vetas con brochantita, crisocola, óxidos de Mn y silicificación.

En la zona noreste, vetas de magnetita con óxidos de Cu presentan concentraciones también entre 310 y 450 ppm.

Una segunda anomalía con concentraciones moderadas se extiende en la zona más al sureste, en vetas de magnetita, hematita especular, mushketovita, atacamita, brochantita y crisocola. Adicionalmente, concentraciones similares se registran en la zona noreste-central, en brechas y/o vetas de magnetita con óxidos de Cu.

U

El U presenta su principal anomalía en la zona central, asociada a vetas de magnetita y óxidos de Cu con concentraciones entre 12 y 160 ppm.

Ti

Las concentraciones más altas de Ti, entre 2.175 y 3.020 ppm, se encuentran en la zona central, asociadas a vetas de magnetita con óxidos de Cu, cercanas a diques microdioríticos.

Una segunda anomalía se sitúa en la zona noreste, en vetas de magnetita con óxidos de Cu, con concentraciones entre 760 y 2.175 ppm.

En tanto, en la zona noroeste, los valores oscilan entre 160 y 760 ppm, en estructuras que incluyen brechas y/o vetas de magnetita con óxidos de Cu.

V

El V se distribuye ampliamente en el área de estudio, con concentraciones entre 50 y 170 ppm, principalmente en brechas y/o vetas de magnetita con óxidos de Cu.

Las mayores concentraciones, entre 170 y 240 ppm, se sitúan en la zona noreste, asociadas a vetas de magnetita con óxidos de Cu.

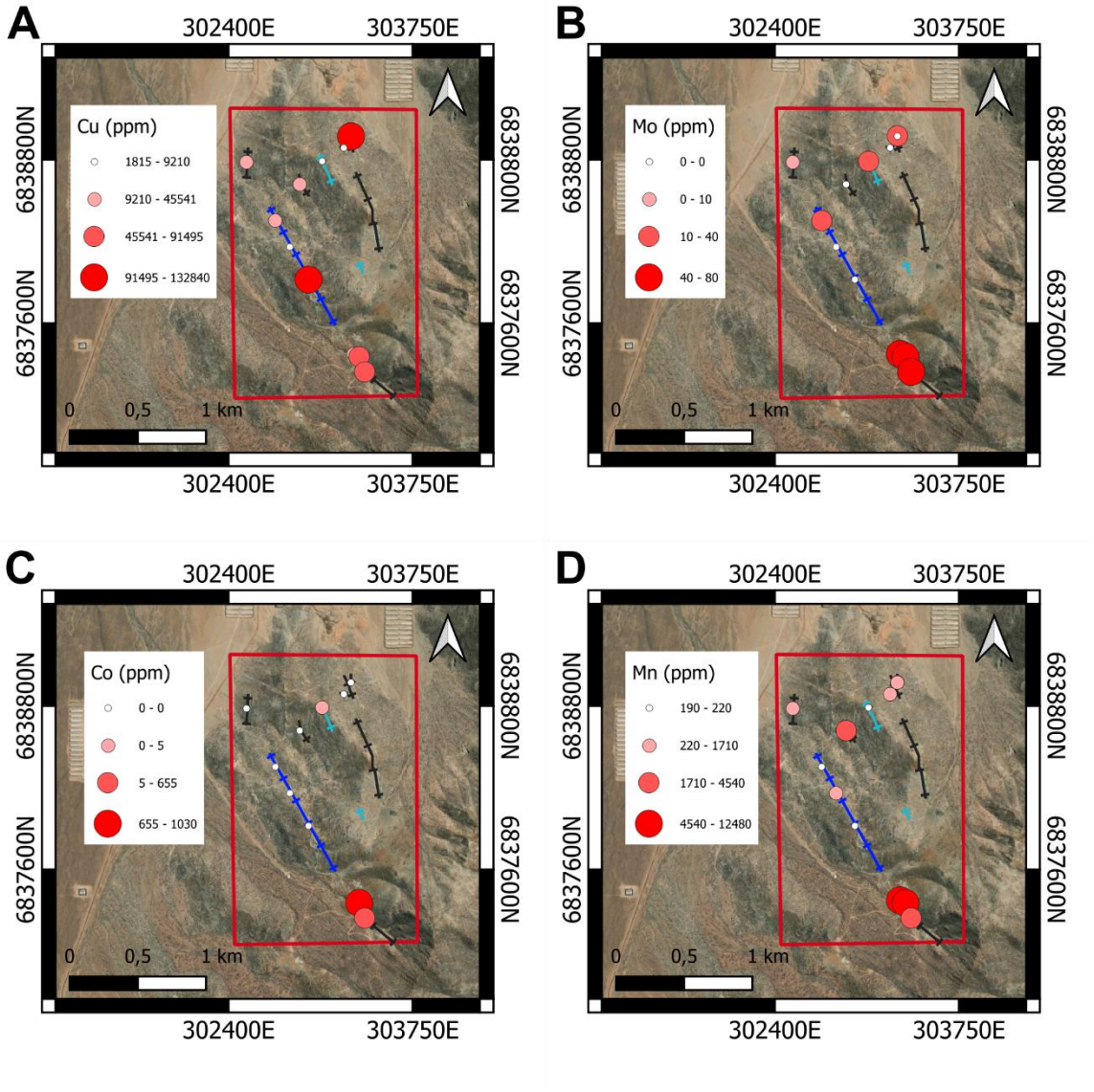

Figura 39. Mapas geoquímicos de distribución espacial de Cu, Mo, Co y Mn en el sector de estudio.

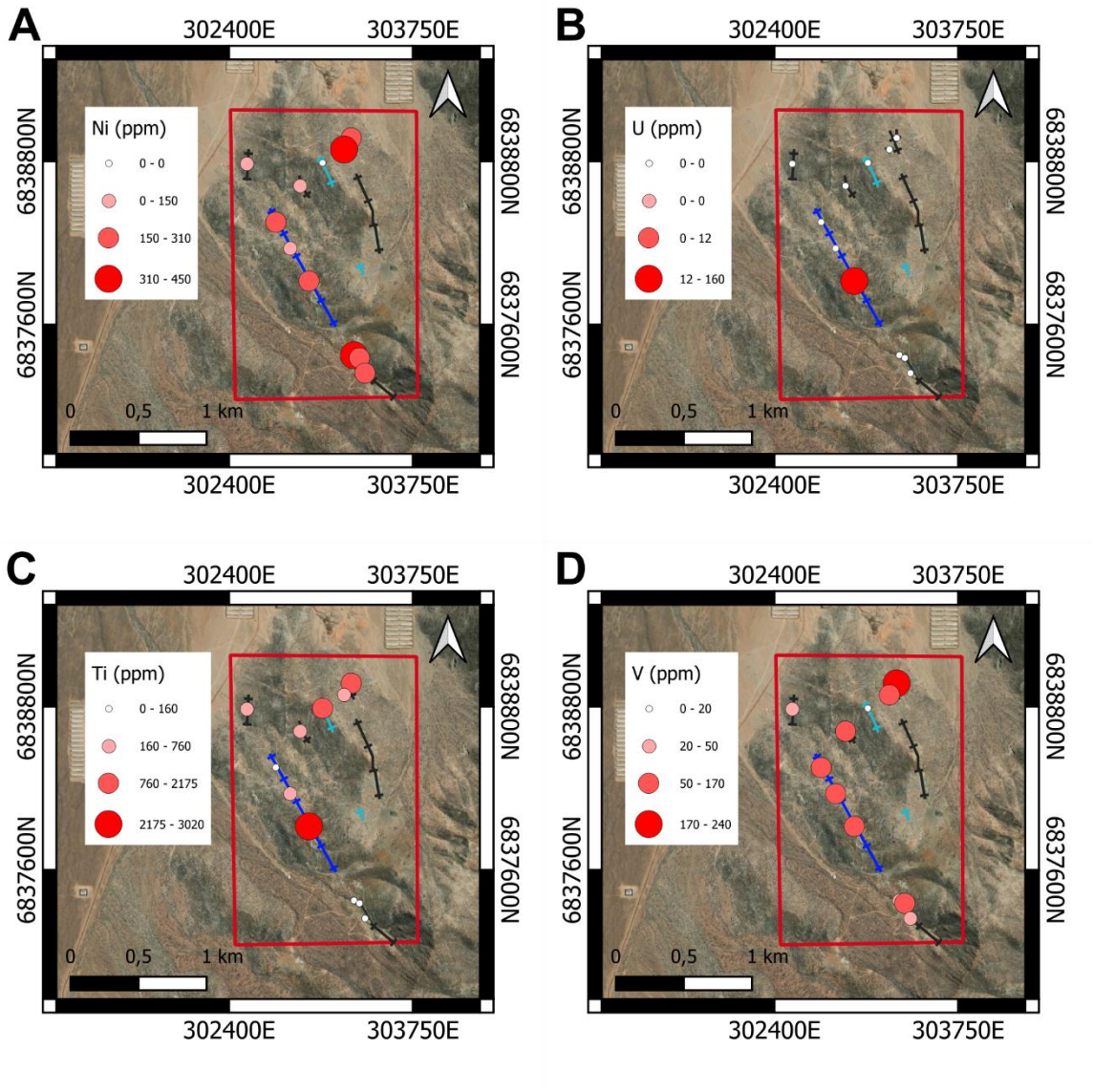

Figura 40. Mapas geoquímicos de distribución espacial de Ni, U, Ti y V en el sector de estudio.

4.5.4 Estadística multivariable

4.5.4.1 Análisis bivariable

Se realizó un análisis bivariable empleando los elementos de interés con el objetivo de identificar posibles correlaciones directas. Para ello, se aplicó el coeficiente de correlación de Pearson, complementado con gráficos de dispersión que permiten visualizar la relación entre los pares de elementos seleccionados.

Matriz de correlación

Con el objetivo de identificar asociaciones geoquímicas relevantes en el sistema mineralizado, se calculó una matriz de correlación de Pearson entre los elementos de Cu, Mo, Co, Ni, U, Ti y V.

Los datos provienen de muestras representativas de vetas de magnetita con óxidos de Cu, vetas de magnetita con sulfuros de Cu, y brechas hidrotermales con óxidos y sulfuros. Los resultados se resumen en la Tabla 4.

Tabla 4. Matriz de correlación mediante Pearson, la cual muestra los elementos de interés del sector de estudio

	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	U (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)
Mn (ppm)	1							
Co (ppm)	0,0655313	1						
Ni (ppm)	0,0638562	0,2581349	1					
Cu (ppm)	0,2645502	0,2134566	0,296407	1				
Mo (ppm)	-0,0528854	0,2844884	0,336166	0,1856446	1			
U (ppm)	0,0606644	0,7030369	0,4102378	0,4403754	0,2165223	1		
Ti (ppm)	-0,0360879	-0,052442	-0,0142835	-0,111086	-0,1172275	0,38824	1	
V (ppm)	-0,105187	0,0855124	-0,1410428	-0,1011078	0,11868476	0,06229	0,342539	1

El U muestra una alta correlación con Co (r = 0,70), así como correlaciones moderadas con Ni (r = 0,41) y Cu (r = 0,44). Asimismo, Co correlaciona con Mo (r = 0,28) y Ni (r = 0,26).

El Cu presenta correlaciones moderadas con Ni (r = 0,30) y U (r = 0,44), detectado tanto en zonas de sulfuros como en zonas de óxidos.

En cambio, Mo presenta una correlación moderada con Ni (r = 0,34) y U (r = 0,22).

Por otro lado, Ti y V exhiben correlaciones bajas o negativas con los principales metales base, aunque Ti presenta una correlación moderada con U (r = 0,39) y V (r = 0,34).

Gráficos de dispersión

A partir de los gráficos de dispersión, se evidencia una correlación directa entre el Co y el U, lo cual sugiere una posible asociación geoquímica. En contraste, se observa una débil correlación entre otros pares elementales como Cu-U, Ni-U, Ti-U, Ti-V y Ni-Mo, aunque en algunos casos ciertos puntos sugieren una tendencia positiva incipiente, sin consolidarse como correlación estadísticamente significativa (Figura 41).

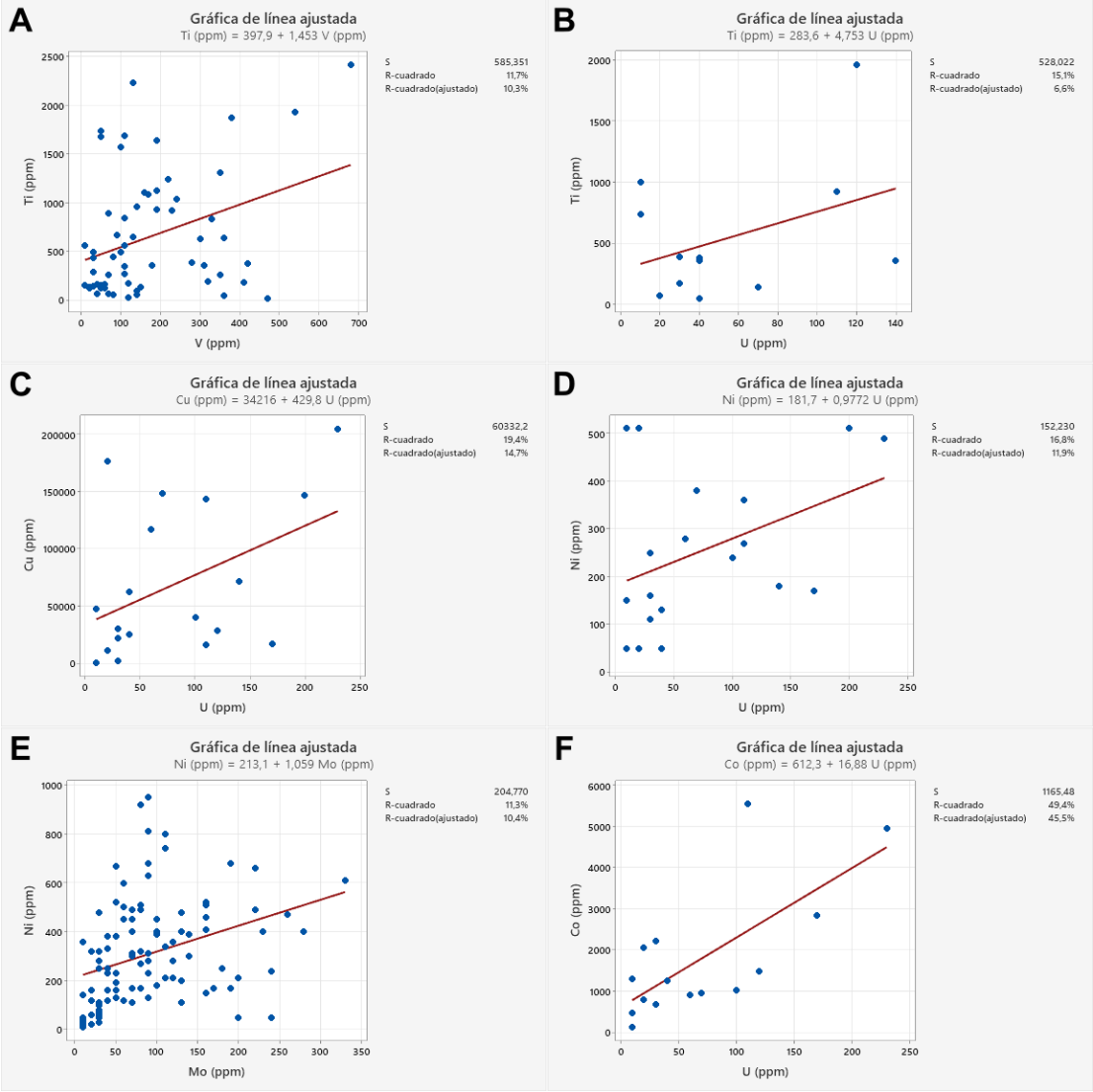

Figura 41. Gráfica de línea ajustada para los elementos de interés. A) Ti (ppm) vs V (ppm). B) Ti (ppm) vs U (ppm). C) Cu (ppm) vs U (ppm). D) Ni (ppm) vs U (ppm). E) Ni (ppm) vs Mo (ppm). F) Co (ppm) vs U (ppm).

Capítulo V: Discusión

5.1 Correlación de unidades litológicas con unidades o sistemas estructurales formales

El distrito Pellejos, la litología corresponde a rocas intrusivas de orientación NNE asociadas al Complejo Plutónico Infiernillo del Cretácico Inferior. Este complejo plutónico se divide en una subunidad superior que corresponde a cuarzodioritas de hornblenda y una subunidad inferior compuesta por tonalitas de hornblenda-biotita. Las unidades subvolcánicas están conformadas por diques microdioríticos y granodioríticos, la cual intruyen a cuarzodioritas y tonalitas. Estos tienen rumbo N-S a NNW-SSE similar a las vetas. Esta descripción es congruente con el estudio de Welkner et al. (2006), quienes describen cuerpos intrusivos en el Complejo Plutónico Infiernillo con unidades dioríticas y granodioríticas. Asimismo, es equivalente a los estudios del yacimiento Astillas hospedados en el Complejo Plutónico Infiernillo (Zapata 2021; Bernabé, 2024).

El depósito mineral se encuentra ligado al Sistema de Falla de Atacama. Por el oeste del área de estudio aflora la Zona de Cizalla de Infiernilo (ZCI), descrita por Arévalo et al. (2003), representada como una falla de primer orden de rumbo NNE de desplazamiento normal. La ZCI fue sintectónico al emplazamiento del complejo plutónico, y habría servido como canal para la circulación de los fluidos hidrotermales (Arévalo et al., 2003; Welkner et al., 2006).

En Pellejos, domina el ambiente frágil con una falla subordina de orientación NE, la cual es paralela a la ZCI y que representa una zona de debilidad generando espacio para el ascenso de fluidos hidrotermales y controlando la mineralización. A su vez, se evidencian un sistema de falla N-S a NNW-SSE de desplazamiento normal y cinemática sinistral, las cuales corresponden a estructuras secundarias, donde en varios afloramientos, tienden a intersectarse, formando mineralización de óxidos de hierro-cobre-oro de alta ley (p. ej. Mina San Charbel). Los indicadores cinemáticos corresponden a sigmoides sinistrales y, en menor medida, criterios de petit. La evidencia de estrías conjugadas en la falla N-S sugiere posiblemente la reactivación del sistema, y no se descarta que el ambiente tectónico haya marcado una reconfiguración y post-mineralización.

Este marco estructural se corresponde estrechamente con los hallazgos en Astillas. En este yacimiento se documentan eventos tardíos relacionados con feldespato potásico,

sulfuros y especularita, en torno a 115 Ma obtenida en dataciones de Re-Os. Bernabé (2024), asocia a una fase compresional-transpresiva sinistral, que promovió la reactivación e inversión de sistemas extensionales y transtensionales preexistentes. Así, aunque Pellejos y Astillas comparten orientaciones estructurales similares (N-S a NNW-SSE) y una asociación mineralógica con intrusivos y mineralización hidrotermal, podrían diferir o estar ligados al mismo régimen tectónico bajo el cual se formaron esas estructuras. En consecuencia, el sistema N-S y NNW-SSE de Pellejos puede interpretarse como la expresión local de las mismas fuerzas tectónicas que operaron en Astillas. Sin embargo, se requieren estudios geocronológicos de U-Pb, Re-Os, entre otras, para determinar las distintas etapas de mineralización.

Uno de los eventos más importantes en Pellejos es la presencia de magnetita con calcopirita, que podría esclarecer el ambiente tectónico durante la etapa de mineralización. Este evento, podría estar influenciado por condiciones magmáticas fértiles que generan sistemas hidrotermales capaces de movilizar elementos metálicos y precipitar sulfuros. Según Ojeda et al. (2024) destaca la fertilidad de magmas condicionada por parámetros como contenido de agua y estado redox. Los magmas pobres en agua y reducidos favorecen la cristalización de magnetita, mientras que los magmas más oxidados e hidratados favorecen la precipitación de sulfuros. Esto es compatible con la mineralización sulfurada observada en Pellejos (mina San Charbel), donde se distingue primero la formación de magnetita y posteriormente sulfuros de Cu.

Estos estudios regionales presentan un cambio tectónico desde regímenes extensionales a compresivos. Los resultados en Pellejos sugieren una influencia predominante de un ambiente extensional a transtensional en la génesis de su mineralización, sintectónica al emplazamiento del complejo plutónico. Sin embargo, dado la superposición de eventos, es necesario profundizar en estudios petrogenéticos y geoquímicos detallados que permitan caracterizar la evolución magmática y sus efectos sobre las etapas de mineralización.

5.2 Interpretación de los procesos de alteración-mineralización

Las evidencias de mineralización y de alteración del distrito Pellejos sugieren que este se asociaría a un sistema IOCG con eventos hidrotermales superpuestos. Sobre la base del presente estudio y en comparación con depósitos IOCG chilenos y a nivel mundial documentados en la literatura, se propone la siguiente secuencia paragenética y las condiciones fisicoquímicas asociadas de los fluidos mineralizantes.

Evento de magnetita

El primer evento corresponde a la precipitación de magnetita con actinolita y pirita subordinada, característica de yacimientos tipo IOA y podría corresponder a la parte más profunda del sistema. Depósitos cercanos como El Algarrobo, están asociados a magnetita+actinolita y F-apatito como primer evento hipógeno asociada a una alteración cálcica (Romo, 2025). Si bien en el presente estudio no se evidencia la presencia de apatito, la asociación de magnetita, actinolita y pirita es consistente con una alteración calco-férrica similar a Candelaria, donde se caracteriza por un evento de temprano de magnetita+actinolita.

En este contexto, la asociación magnetita+actinolita se forma a altas temperaturas (~400–600 °C), desde salmueras Fe-Cl exsueltas por intrusivos intermedios (Sillitoe, 2003; Marschik & Fontboté, 2001; Barra et al., 2017). Por ejemplo, en Mantoverde, inclusiones fluidas en cuarzo asociado a magnetita registran temperaturas de homogeneización de ~460–550 °C, con salinidades extremadamente altas (32–56% p/p NaCl eq) (Benavides et al., 2017). Estos datos sugieren que la magnetita se depositó desde fluidos magmático-hidrotermales muy calientes y salinos, coherente con un origen magmático para el fluido inicial, donde un magma relativamente pobre en agua que exsolvió soluciones ricas en Fe (Sillitoe, 2003; Barra et al., 2017; Ojeda et al. 2024).

Evento de sulfuros

El segundo evento corresponde a la precipitación de pirita, calcopirita y bornita. A medida que el sistema se enfría y aumenta la actividad de azufre reducido (aH_2S/fS_2), permitió la aparición de sulfuros de cobre primarios, inferidos con temperaturas (~300–500 °C), tal como se ha estudiado en la mineralización de Cu-Au en el yacimiento Candelaria (Hopf, 1987; Ulrichy Clark, 1999; Marschik y Chiaradia, 2000).

La calcopirita (Cpy-1) comenzó a cristalizar aún asociada a magnetita y actinolita, marcando la entrada de Cu al sistema bajo condiciones todavía relativamente reductoras. A medida que continuó el enfriamiento, el fluido se volvió progresivamente más sulfurado, depositando sobrecrecimientos de pirita (Py-2) junto con calcopirita (Cpy-2). Localmente, se puede observar reemplazos de forma parcial en bordes de calcopirita-2 por bornita-1.

La ocurrencia de calcosina y covelina como reemplazo en los bordes, microfracturas y microvetillas sobre calcopirita y bornita corresponde a un enriquecimiento supergénico. Esta paragénesis es similar a la del yacimiento Diego de Almagro, donde la mineralización hipógena está asociada a magnetita-calcopirita y se observan cantidades menores de covelina, digenita y calcosina (Loyola, 2016). Asimismo, en Mantoverde la calcosina sustituye tanto a pirita como a calcopirita (Benavides et al., 2007), y en Mina Justa se describe una gradación vertical y lateral desde pirita-calcopirita hasta bornita-calcosina (±digenita) (Chen et al., 2010). En Pellejos se distingue una sucesión desde pirita-calcopirita-bornita hasta calcosina-covelina.

Los resultados de calcografía son consistentes con un dominio rico en magnetita y minerales de alteración como actinolita y posiblemente biotita, gran parte de la cual se encuentra reemplazada por clorita-epidota. Esta asociación mineral se interpreta como una alteración potásica-férrica (K-Fe). En el distrito Mantoverde, el evento K-Fe está asociada a magnetita (Benavides et al., 2007), al igual que en Candelaria (del Real et al., 2020), Dominga (Morales, 2017) y Astillas (Bernabé, 2024).

Esta sucesión refleja la evolución desde fluidos pobres en azufre, que precipitan principalmente óxidos de Fe, hacia fluidos más ricos en azufre que depositan sulfuros (pirita-calcopirita-bornita) a menor temperatura (Ruiz et al. 1965; Barra et al., 2017; Rieger et al., 2010; Marschik & Fontboté, 2001).

Evento de transición

Las vetas y brechas compuestas por hematita especular, de acuerdo con la calcografía y el mapeo en superficie, indican que la especularita es posterior a los sulfuros de Cu (calcopirita y bornita) y al enriquecimiento supergénico (calcosina y covelina). Se considera que este evento representa la parte más alta del sistema hidrotermal, desarrollada en la mina San Charbel. En consecuencia, corresponde al sellado por

impulsos de fluidos a lo largo de estructuras NNW que intersectan el set N-S, donde la roca de caja muestra alteración de cuarzo, sericita, clorita y epidota presentes como halos y zonas distales de las vetas mineralizadas, además alterando a intrusivos y diques. Estos minerales de alteración son equivalentes a la alteración hidrolítica o sericítica descrita por Sillitoe (2003), Espinoza et al (1996) y Barra et al. (2017). En el depósito Raúl-Condestable, la parte superior del sistema muestra una alteración de sericita y clorita de Fe a hematita-clorita (de Haller et al., 2006), al igual que en Mantoverde, donde cuarzo-sericita-clorita-epidota se presenta junto a hematita (Benavides et al., 2007).

La presencia de hematita especular se reconoce en depósitos como Candelaria, Mantoverde y Diego de Almagro (del Real et al., 2018; Childress et al., 2020; Loyola, 2016). Si bien en estos depósitos la hematita especular está asociada con sulfuros de cobre, en Pellejos la hematita especular ocurre como vetas y brechas posteriores a la mineralización cuprífera dominada por magnetita. Para este evento se infiere que la precipitación de hematita especular tuvo lugar a temperaturas <300° C, en concordancia con el dominio de hematita-calcopirita estudiado mediante inclusiones fluidas en Mantoverde y Candelaria (Ullrich and Clark, 1999; Ullrich et al., 2001; Benavides et al., 2007).

Por otra parte, la mushketovita, reconocida en varios sectores asociada a estructuras N a NNW, refleja variaciones en las condiciones de fO_2 y temperatura del fluido hidrotermal. Estudios análogos, como el de Wagner et al. (2025), indican que la mushketovita se forma cuando fluidos más reductores interactúan con óxidos de Fe preexistentes (hematita). Por ejemplo, en Mina Justa, Hu et al. (2020) describen la mushketovita como reemplazos de hematita debido a caídas de fO_2, seguida de una evolución por cambios de temperatura y redox.

Evento supergeno

En los niveles someros, el sistema desarrolla una zona de oxidación caracterizada por atacamita, brochantita y crisocola, acompañadas de goethita, hematita y jarosita, junto con alteración argílica y silicificación, similar a depósitos como Mantoverde (Benavides et al., 2007), Diego de Almagro (Loyola, 2016) y el distrito La Estrella (Varela, 2021), donde se reconoce una zona oxidada. La presencia de halos argílicos en la parte superior

del sistema también se observa en varios yacimientos, como Productora, Jesús María y Ojancos Viejo (Ray y Dick, 2002; Kreiner y Barton, 2011).

De acuerdo con los eventos de mineralización-alteración descritos, a continuación, se presenta un esquema de la secuencia paragenética del área de estudio (Figura 42).

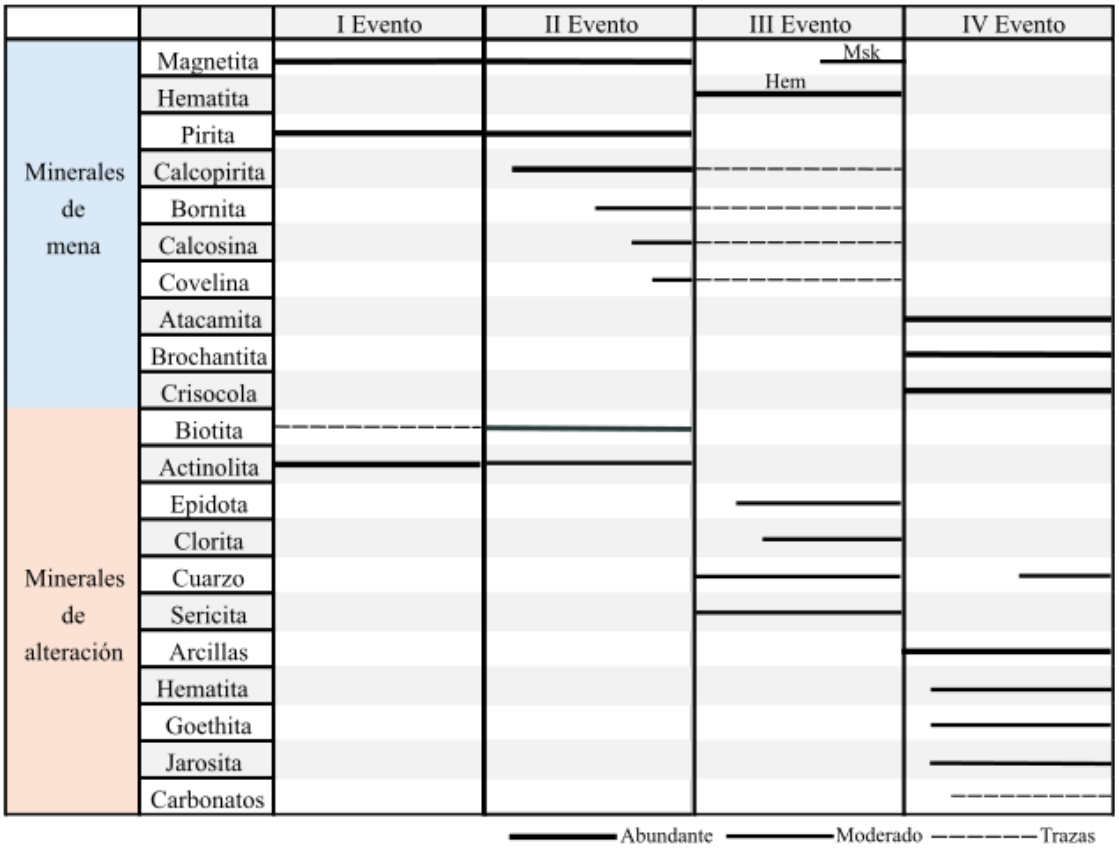

Figura 42. Esquema de la secuencia paragenética de Pellejos: Hematita (Hem) representa el pulso más tardío de hematita especular y mushketovita (Msk) constituye a un pulso reducido local.

5.3 Interpretación de resultados geoquímicos

Los resultados geoquímicos del distrito Pellejos revelan anomalías significativas en Cu, Co, Mn, Ni, Mo, U, Ti que pertenecen principalmente a vetas con magnetita y hematita especular con sulfuros y/o óxidos de Cu.

Las vetas de magnetita-óxidos de Cu y la mineralización hipógena registran anomalías de Cu y se distribuyen espacialmente en gran parte del área de estudio. Asimismo, la matriz de correlación muestra una asociación de Cu-U (r = 0,44), lo que indica una relación geoquímica moderada. Este resultado sugiere que, si bien ambos elementos están asociados en el sistema mineralizado, pueden tener controles o mecanismos de precipitación parcialmente independientes. Esta observación concuerda con estudios de sistemas IOCG similares, como el depósito Fab (Canadá), donde se reporta una asociación temporal y espacial del U con mineralización de magnetita con calcopirita en fases tardías de alteración K-Fe y Ca-Fe, alojándose como uraninita que se altera a coffinita (Gandhi, 1988; DeToni, 2015; Montreuil et al., 2015). También, los hallazgos del estudio de Xing et al. (2018) reportan que el U se moviliza preferentemente en fluidos hidrotermales ricos en complejos fluoruro y cloruro, y precipita principalmente en zonas de transición magnetita-hematita asociadas a mineralización de Cu como calcopirita, bornita y calcosina. En comparación con depósitos IOCG chilenos, el yacimiento Astillas evidencia uraniopolicrasa asociado a un óxido de U-Ti-Y y huttonita relacionada con apatito en magnetitas (Bernabé, 2024). Sin embargo, en el presente estudio es necesario complementar los análisis con técnicas geoquímicas de resolución, que permitan establecer con mayor precisión el modo de ocurrencia y la asociación mineralógica de Cu y U en el sistema.

Por otra parte, el U presenta una correlación alta con Co (r =0,70) y una correlación moderada con el Ni (r = 0,41) en muestras de magnetita asociadas a óxidos y sulfuros de Cu, reflejando interacciones geoquímicas y paragenéticas coherentes con pulsos hidrotermales superpuestos. Por ejemplo, del Real et al. (2023) y Romero et al. (2024) evidencian que en el distrito Candelaria ocurre un evento temprano de magnetita (tipo IOA) que es posteriormente sobreimpuesto por evento rico en sulfuros de Cu (IOCG), donde Co y U se presentan como elementos subproductos relevantes.

En el depósito La Higuera, se documentan minerales portadores de Co y Ni asociados a sulfuros y magnetita, incluyendo siegenita y millerita (Fuentealba, 2024). Estos resultados coinciden con las asociaciones mineralógicas y geoquímicas que se observan en este estudio, aunque sin análisis estadísticos de correlación cuantitativa explícita.

Sin embargo, considerando que el mapa geoquímico muestra que el U se concentra en un punto espacialmente restringido, mientras que Co presenta anomalías más extendidas en el sector sur y Ni una distribución más dispersa, se infiere que, aunque las correlaciones químicas son estadísticamente significativas, la distribución espacial de U está controlada por factores locales o mineralógicos específicos, posiblemente por la presencia de minerales portadores puntuales de U. Por ende, se sugiere ampliar el número de muestras para robustecer la caracterización estadística de las relaciones U-Co y U-Ni, y para determinar si la asociación del U está estrechamente ligada a la mineralización cuprífera (dada la correlación previa entre U y Cu) y su vínculo con los sulfuros portadores de Co y Ni en el sistema hidrotermal estudiado.

La geoquímica de Co está ligada principalmente en piritas y como trazas en óxidos de Cu distribuyéndose espacialmente en la mina San Charbel. De la misma manera, el Co muestra una correlación baja con Mo ($r = 0,28$) y Ni ($r = 0,26$). En Pellejos se infiere que Co-Ni se encuentra como impureza en las piritas. De acuerdo con varios depósitos IOA, la pirita puede contener trazas de Co como en Los Colorados (Lagas, 2016; Knipping et al., 2015), Algarrobo (Lorca, 1990), Bronce Sur (Quevedo, 2020) e IOCG como Astillas (Bernabé, 2024), Mantoverde (Rieger et al., 2010) y La Estrella (Varela, 2021). Estudios en el distrito Candelaria-Punta del Cobre, indican que tanto Co como el Ni pueden sustituir estequiométricamente al Fe en la pirita (Tossell et al., 1981; Abraitis et al., 2004; del Real et al., 2020). Por otra parte, el Mo presenta valores anómalos provenientes de la veta de San Charbel (magnetita, hematita especular, calcopirita, pirita, bornita, calcosina y covelina). Dado esto, se interpreta que Co, Mo y Ni precipitan bajo condiciones fisicoquímicas similares asociadas al evento de sulfuros, similar al yacimiento de Astillas, donde el Co se asocia principalmente a sulfuros como pirita y magnetita, mientras que el Mo se relaciona con molibdenita.

En cuanto a los contenidos de Ti y V en las vetas de magnetita, la correlación observada es moderada a baja (r = 0,34). Los altos contenidos de Ti y V del sector norte son consistentes con un origen magmático-hidrotermal de alta temperatura, como se ha documentado en depósitos IOA tales como Cerro Negro Norte, Mariela y Quince (Salazar et al., 2020; Ye et al., 2023; Rodriguez-Mustafa et al., 2020).

La asociación espacial del Ti en el sector norte con alteración argílica-hidrolítica y la presencia de óxidos de Cu indica que, a pesar de la sobreimposición por procesos hidrotermales oxidantes y ácidos, parte del Ti se conserva. Esta persistencia puede explicarse por la presencia de exsoluciones de ilmenita en magnetita, característica común en ambientes de alta temperatura y evidenciada en estudios como en el yacimiento Astillas (Bernabé, 2024) y en Quince-Candelaria (Rodriguez-Mustafa et al., 2020). En cambio, en la zona sur no se observa presencia de Ti, pero sí un contenido alto de V. La precipitación de sulfuros de Cu y posterior mineralización de hematita especular facilitan la remoción de Ti, atribuyéndose a un fluido en condiciones de transición, desde un núcleo magmático-hidrotermal más profundo hacia condiciones hidrotermales más oxidadas. De acuerdo con estudios en Dominga, Candelaria-Quince y Cerro Negro Norte, las magnetitas formadas a baja temperatura presentan valores muy bajos de Ti y V (Morales, 2017; Rodriguez-Mustafa et al., 2020; Salazar et al., 2020).

Dado lo anterior, no es posible establecer una tendencia decreciente definida en el área de estudio, especialmente considerando la necesidad de un muestreo en magnetitas y análisis geoquímicos de alta resolución para precisar el origen de la mineralización e identificar elementos químicos que permitan discriminar entre procesos magmáticos e hidrotermales. No obstante, se plantea una interpretación preliminar que sugiere la existencia de dos pulsos distintos, uno en el sector norte, evidenciado por magnetita de alta temperatura y dominancia de condiciones oxidadas, incluyendo óxidos de Cu, y otro pulso que caracteriza al sector sur, vinculado a una transición desde ambientes reductores hacia más oxidados, donde la magnetita muestra una geoquímica de Ti bajo y V alto.

5.4 Propuesta de modelo metalogénico

Sobre la base de la integración de la información geológica y geoquímica, a continuación, se propone un modelo esquemático para el distrito Pellejos, asociado a un depósito IOCG en niveles superiores dando lugar posiblemente a un sistema IOA profundo (Figura 43).

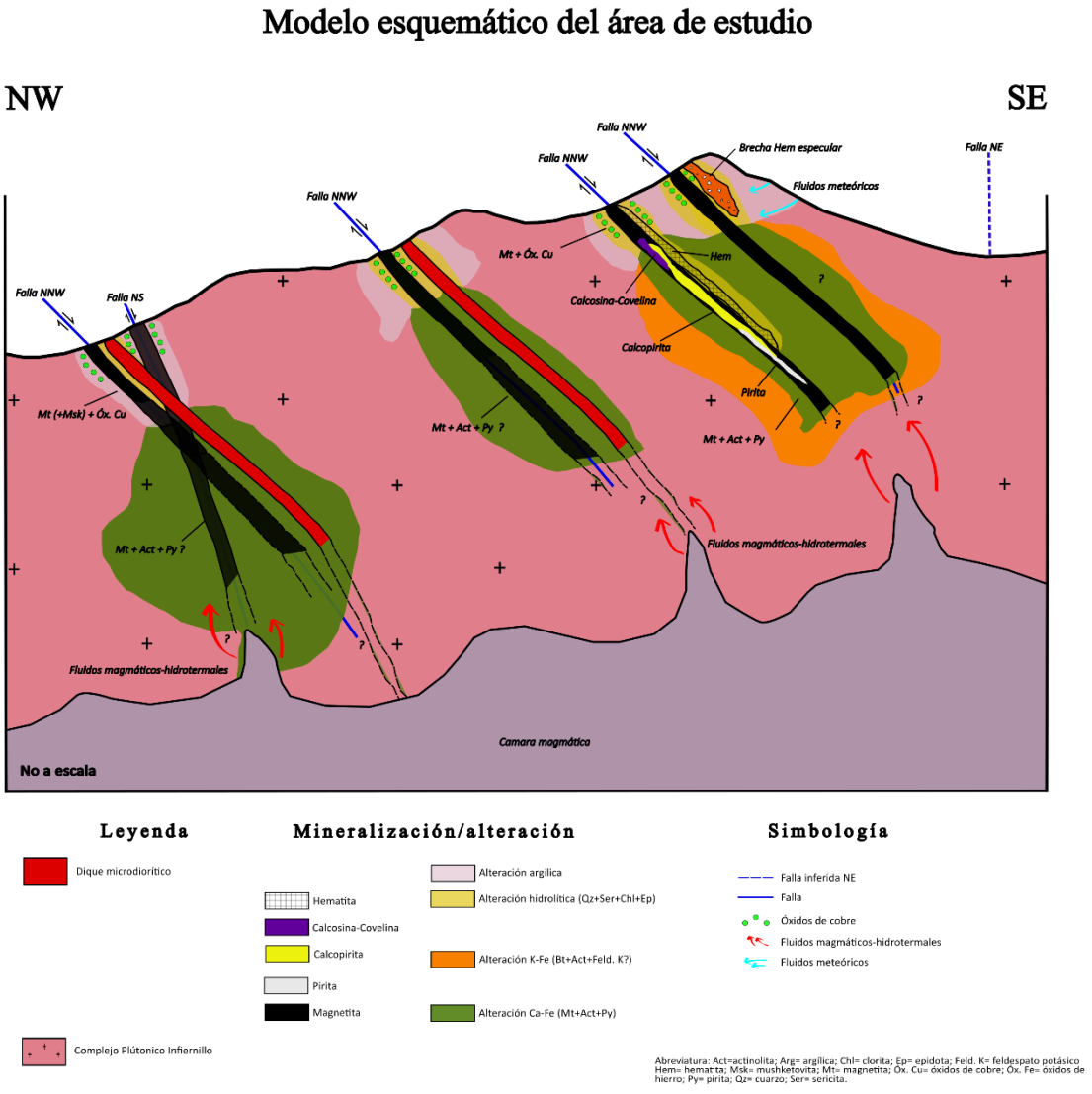

Figura 43. Mineralogía de mena y alteración del distrito Pellejos (Elaboración propia).

Este modelo es consistente con un sistema de transición rico en magnetita en niveles profundos a rico hematita en niveles superficiales, tal como lo propone el modelo de Barra et al. (2017). Se plantea que el nivel profundo del sistema en el sector sur del área de estudio, asociada a magnetita-actinolita, se forma por flotación de la magnetita propuesta por Knipping et al. (2015a, b) con magmas de composición máfica-intermedia, de tipo calco-alcalino. Por ejemplo, en el distrito Algarrobo, las condiciones magmáticas de los intrusivos son reductoras y pobres en agua, lo que está relacionado con la formación de IOA (Ojeda et al., 2024). Posteriormente, se evidencia una zonación vertical desde magnetita-pirita hasta magnetita-pirita-calcopirita-bornita, que grada localmente a un enriquecimiento secundario de calcosina-covelina junto a hematita especular. Esta zonación es característica de depósitos IOCG vinculados a la mineralización cuprífera (ver Figuras 43 y 44).

La parte superior de este sistema se caracteriza por óxidos de Cu como crisocola, brochantita y atacamita, en vetas de magnetita y brechas de hematita especular. Esta zona oxidada, se observa principalmente en el sector norte del área de estudio, con trazas de sulfuros de Cu, como también en el sector sur. Además, la presencia de hematita especular o mushketovita está acompañada de minerales de alteración como cuarzo, sericita, clorita y epidota, presentes en diques cloritizados y/o epidotizados. Las vetas de magnetita-óxidos de Cu muestran mayoritariamente halos argílicos junto a cuarzo-sericita, acompañados de minerales como goethita, hematita y jarosita. Esta asociación mineral refleja la participación de fluidos hidrotermales de menor temperatura. Aunque varios depósitos IOCG muestran una dominancia en hematita con alteraciones tardías, como el nivel superior del Distrito Ojancos Viejo (Kreiner y Barton, 2009) o en el sector norte de Dominga (Morales, 2017), en el sector norte de Pellejos, se evidencian vetas de magnetita con óxidos de Cu e incluso brechas de magnetita con trazas de sulfuros de Cu.

De acuerdo con los mapas geoquímicos, la mayoría de las vetas de magnetita tanto superficiales del sector norte como en la zona hipógena del sector sur (mina San Charbel), contienen anomalías de V, Ni, Mn y Mo. El Ti presenta mayores anomalías en el sector norte, mientras que en la mina San Charbel no se detecta. Por otra parte, el V se distribuye en la mayoría de las vetas, siendo más enriquecido en el sector norte y menos enriquecido

en la zona hipógena del sector sur. El Co se restringe más en el sector sur, tanto en la zona hipógena como en la zona oxidada.

En base a lo descrito, la geoquímica y los eventos de alteración-mineralización no esclarecen una transición evolutiva de un mismo fluido desde el sector norte hasta el sector sur en un sistema magmático-hidrotermal. Por ejemplo, en estudios como los de Dominga o Algarrobo se infiere un gradiente de temperatura de acuerdo con las señales químicas de las magnetitas, en cuanto a los patrones Ti, V, Al y Mn (Morales, 2017; Romo 2025). Se plantea que el enriquecimiento de elementos trazas y la mineralogía de mena-alteración indican la coexistencia de características IOCG someras sobreimpuestas a eventos IOA tempranos. El sector sur representa a un depósito transicional IOA-IOCG con una alteración Ca-Fe a K-Fe e hidrolítica, de acuerdo con el modelo de Barra et al. (2017). Por otra parte, el sector norte refleja mineralización de magnetita de alta temperatura, típica de IOA, pero la alteración supergénica e hidrolítica y la abundancia de óxidos de Cu sugieren una sobreimposición de procesos hidrotermales y oxidantes compatibles con IOCG (Figura 44).

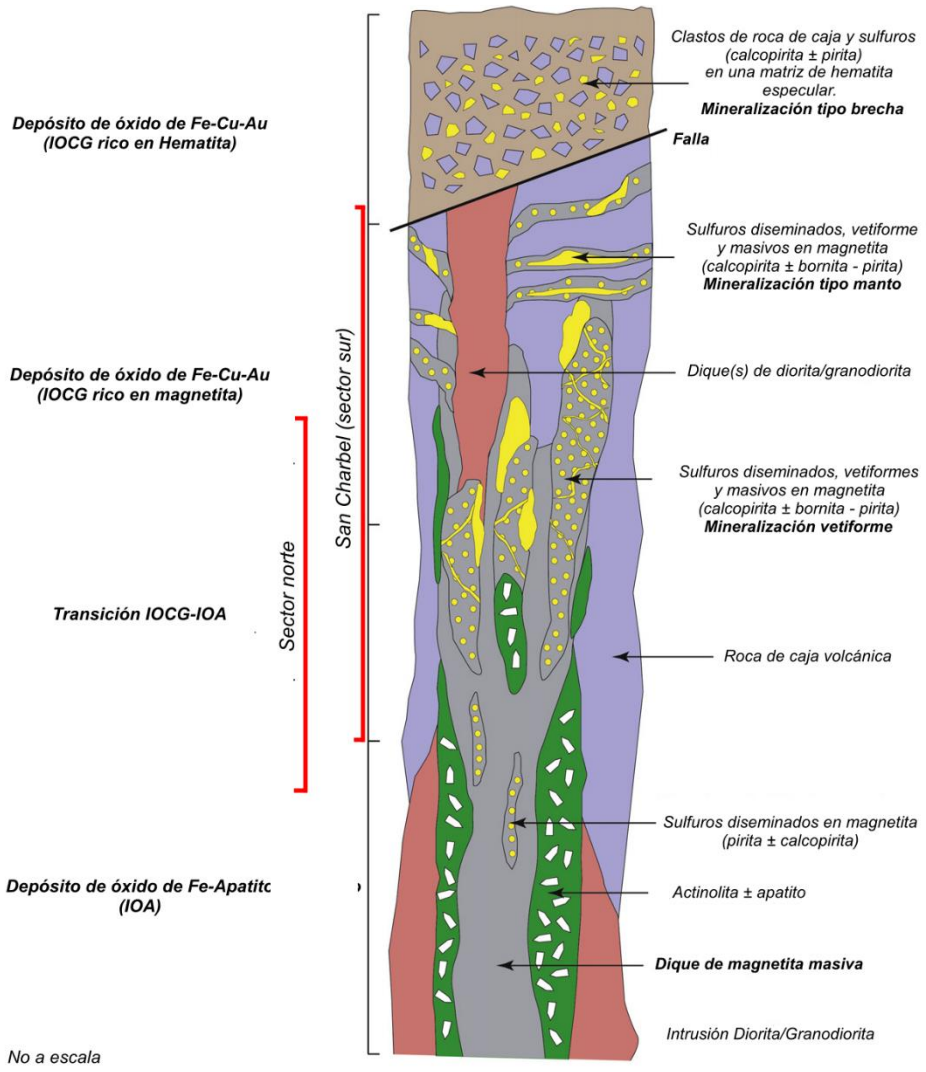

Figura 44. Representación esquemática de la transición y mineralización características entre IOA e IOCG, donde el sector sur representa una zona de transición IOA-IOCG, mientras que el sector norte estaría representado por un depósito IOA sobreimpuesto por un IOCG. Modificado de Barra et al. (2017).

5.5 Potencial económico

El potencial económico del área de estudio se sustenta en los resultados obtenidos durante la fase de exploración geoquímica temprana, donde mediante análisis por XRF en muestras representativas, se determina una mediana de 3% Cu y 0,14% Co. Si bien estos valores permiten una primera aproximación al contenido metálico, se sugiere que futuras campañas incorporen métodos analíticos más precisos, como espectrometría de absorción atómica (AAS), para confirmar la ley de Cu. Aun así, los resultados preliminares reflejan una ley promedio de Cu ~3% en San Charbel, que supera ampliamente a depósitos IOCG como Mantoverde (~0,56% Cu) o Candelaria (~0,5% Cu) (Rieger et al., 2010; del Real et al., 2018).

Sin embargo, el tonelaje estimado de San Charbel (~51.400 toneladas) es considerablemente menor, lo que restringe su explotación a pequeña minería. Este contraste resalta que la alta ley puede compensar parcialmente el bajo volumen, permitiendo la rentabilidad mediante minería selectiva subterránea o venta de mineral a plantas de concentración como las operadas por ENAMI. Asimismo, su tenor en Co (~0,14%) resulta relevante, considerando que el Co se identifica en piritas y calcopiritas, tanto en depósitos IOA como Los Colorados (Lagas et al., 2015), como en depósitos IOCG, tales como Bronce Sur (Chepillo, 2019), Mantoverde (Rieger et al., 2010), La Estrella (Quevedo, 2020) y Astillas (Bernabé, 2024).

Con respecto a Mo, U, Mn y Ni, estos elementos trazas resultan de interés considerando el factor de enriquecimiento. Dichos elementos se muestran subordinados en comparación con el Cu–Co, ya que tanto el U y Mo carecen de continuidad y solo amerita como trazas asociadas a sulfuros de Cu. El Mn se comporta principalmente como elemento supergénico, actuando como relleno de fracturas vinculadas a óxidos de Cu y no es rentable. Por otra parte, el Ni permanece en traza y sin continuidad metalúrgica relevante. En síntesis, estos elementos no alteran el caso económico preliminar centrado en Cu, con Co como posible co-producto. Sin embargo, la distribución espacial observada sugiere que estos elementos podrían ser considerados como *pathfinder*, ya que presentan características geoquímicas propias de depósitos IOA e IOCG y deberían incluirse en futuros estudios.

Capítulo VI: Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

En relación con el objetivo general de definir un modelo metalogénico para los depósitos minerales del distrito Pellejos y evaluar su potencial económico, este estudio concluye que el distrito corresponde a un sistema de tipo IOCG vetiforme hospedado en intrusivos del Complejo Plutónico Infiernillo del Cretácico Inferior, con superposición de eventos IOA e IOCG y un potencial económico atractivo a escala de pequeña minería artesanal.

La mineralización se hospeda en tonalitas de hornblenda-biotita y cuarzodioritas de hornblenda, intruidas por diques microdioríticos y granodioríticos de rumbo N-S y NNW-SSE similares a las vetas mineralizadas. El control estructural corresponde a un ambiente frágil representado por la falla NE que habría acomodado el emplazamiento del plutón, relacionada con la Zona de Cizalla de Infiernillo (ZCI), y localmente dominado por vetas-fallas de orientación N–S y NNW–SSE, con cinemática sinistral, que controlan la permeabilidad y mineralización. Los indicadores cinemáticos evidencian cinemática sinistral relacionada con un ambiente extensional-transtensivo. Sobre la base de los procesos de alteración-mineralización, se definió una secuencia paragenética que comienza con un evento temprano de magnetita+actinolita+pirita en profundidad (metasomatismo Ca-Fe), seguido por un evento de sulfuros con un enriquecimiento supergénico (calcosina-covelina) asociado a una alteración K-Fe. Luego, en condiciones más oxidantes y ácidas, se forma hematita especular con alteración hidrolítica (cuarzo, sericita, clorita y epidota) que afecta a intrusivos y diques. El evento más tardío corresponde a la alteración supergena conformada por óxidos de Cu (atacamita, brochantita y crisocola), acompañados de óxidos de Mn, hematita, goethita, jarosita, arcillas (argilización) y silicificación.

La geoquímica en Pellejos presenta altos factores de enriquecimiento para Cu (828×), Mo (14,6×), Co (5,2×), U (4,1×), Ni (3×), así como anomalías espaciales coherentes con las zonas mineralizadas. La fuerte correlación Cu–Co–Mo–U-Ni en zonas de sulfuros respalda un origen magmático-hidrotermal. Por otro lado, las altas concentraciones de Ti y V en el sector norte sugieren la cristalización a partir de magmas de alta temperatura con formación de magnetita y posible ilmenita, tal como se ha estudiado en depósitos IOA en Algarrobo y Quince (Romo, 2025; Rodriguez-Mustafa et al., 2020). En contraste, la presencia de magnetita con altas concentraciones de V y bajo Ti en el sector sur estaría asociada a una transición IOA-IOCG con una zonación vertical de magnetita+actinolita en profundidad y precipitación de sulfuros y hematita especular con óxidos de Cu en niveles superficiales.

El modelo esquemático propuesto considera un magma profundo que habría exsuelto fluidos hipersalinos ricos en Fe, Cu, Au, Co, Mo y U. Estos fluidos, de alta movilidad, ascendieron a través de zonas de debilidad cortical, principalmente en las fallas y fracturas N-S a NNW-SSE durante un régimen tectónico extensional-transtensivo, generando un sistema con superposición de eventos IOA tempranos y un evento IOCG más somero.

Desde un punto de vista económico, la mina San Charbel presenta recursos inferidos mínimos de alta ley en Cu y atractivo en Co. Se estima ~51 kt de roca con contenidos aproximados de ~1.500 t Cu y ~70 t Co, con una ley media de 3% Cu y 0,14% Co, lo que representa un potencial relevante para una pequeña minería artesanal.

6.2 Recomendaciones

Se recomienda priorizar estudios de magnetometría terrestre de alta resolución en las zonas noreste, noroeste y suroeste del distrito, donde afloran vetas de magnetita con óxidos de Cu, donde las vetas pueden proyectarse hacia zonas donde estén cubiertos por depósitos aluviales y coluviales. Estas zonas presentan firmas geoquímicas anómalas y continuidad estructural favorable para cuerpos ricos en Fe. Dado que la magnetita es el mineral principal y está directamente asociada a la mineralización de Cu (Figura 45).

Realizar campañas detalladas de análisis químico-mineralógico de alta resolución (LA-ICP-MS, EMPA y AAS) en las zonas sulfuradas de San Charbel, con foco en las fases portadoras de Co, Mo, Ni y U. Se sugiere estudiar la pirita, calcopirita, hematita especular y magnetita, para caracterizar su composición en elementos traza y establecer firmas discriminantes entre eventos. Además, de cuantificar las concentraciones de Ti, V, Mn y Al, donde las magnetitas con altos contenidos de Ti-V podrían indicar la proximidad a la fuente magmática y a zonas de mayor temperatura, potencialmente, si es posible, más ricas en Cu. Llevar a cabo un análisis de inclusiones fluidas en cuarzo asociado a las diferentes etapas de mineralización. Esto permitiría determinar la temperatura, salinidad y composición de los fluidos mineralizadores, validando el modelo genético propuesto y ayudando a vectorizar hacia las zonas de mayor flujo hidrotermal.

Profundizar la geología estructural y exploración geoquímica en el contacto entre los diques microdioríticos y vetas mineralizadas, ya que representan zonas de intersección estructural-favorable para eventos mineralizantes. Se recomienda mapeo geológico a detalle y muestreo sistemático en las zonas recomendadas (ver Figura 44).

Realizar análisis de datación radiométrica Re-Os (molibdenita) o U-Pb para establecer la edad precisa de los eventos de mineralización y su relación temporal con el magmatismo del Complejo Plutónico Infiernillo.

Evaluar la continuidad en profundidad del sistema IOCG mediante geofísica y sondajes exploratorios, particularmente en la proyección de la veta San Charbel. Se busca validar la extensión de zonas sulfuradas y determinar si existe una raíz tipo IOA a mayor profundidad.

Desarrollar pruebas metalúrgicas preliminares en la zona oxidada y sulfurada de San Charbel, orientadas a determinar la recuperabilidad del cobre (p. ej., pruebas de lixiviación

ácida en los óxidos de Cu), así como flotación diferencial en sulfuros (calcopirita–bornita–covelina-calcosina).

Diseñar un modelo geológico 3D del distrito, integrando geología estructural, litología, alteraciones, mineralización y datos geoquímicos. Este modelo servirá como base para definir nuevas zonas prospectivas y optimizar futuras campañas exploratorias.

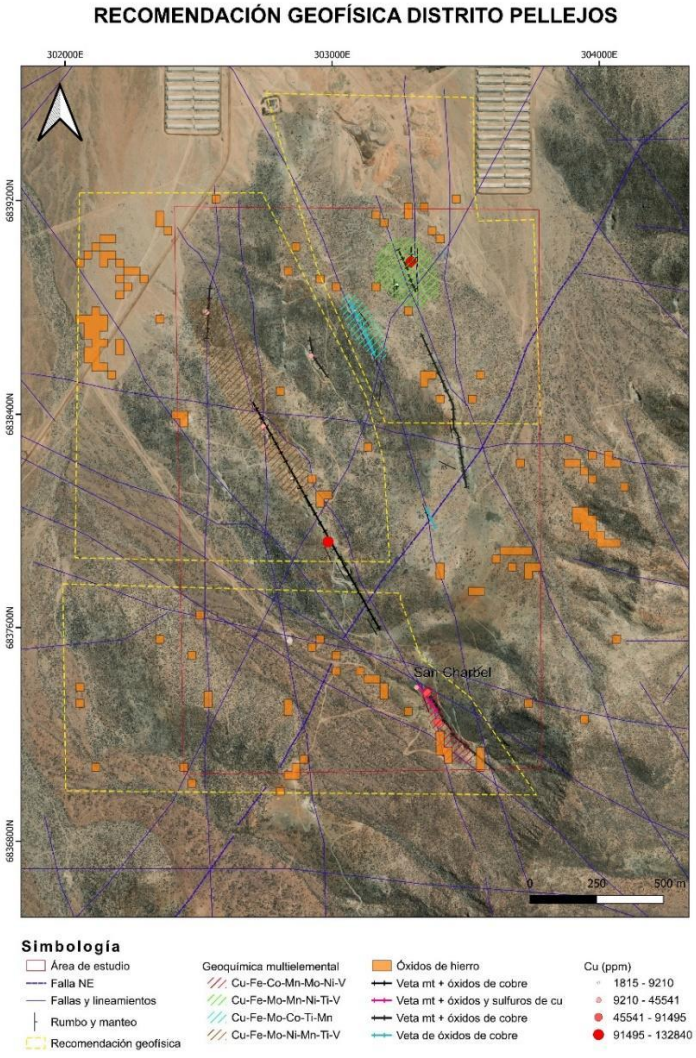

Figura 45. Esquema de recomendaciones de geofísica en el sector de estudio a escala 1:10.000.

Referencias

Arévalo, C., Mourgues, F.A., & Chávez, R. (2009). Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 120: 64p., 1 mapa escala 1:100.000.

Arévalo, C., & Creixell, C. (2009). The Atacama Fault System and its role on the formation of IOCG and Magnetite-Apatite ores: an evaluation from the Los Choros and Huasco valleys, Northern Chile.

Barra-Pantoja, L.F., Reich, M., Simón, A., & Morata, D. (2015). Fuente de los Fluidos y Metales en el Clan IOCG Andino: Inferencias a partir de Inclusiones Fluidas, Isótopos de S y de Re-Os.

Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: a Re-Os isotope approach. Ore Geology Reviews, 81, 62-78.

Barton, M. (2013). Iron oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. Treatise on Geochemistry: Second Edition. 13. 515-541.

Bastrakov, E., Skirrow, R., Davidson, G. (2007). Fluid Evolution and Origins of Iron Oxide Cu-Au Prospects in the Olympic Dam District, Gawler Craton, South Australia. Economic Geology.

Bernabé, P. (2024). Secuencia paragenética y edad de los procesos hidrotermales del IOCG Astillas, Freirina, Región de Atacama. Universidad de Chile

Boisvert, J., Rossi, M., Ehrig, K., Deutsch, C. (2013). Geometallurgical Modeling at Olympic Dam Mine, South Australia. Mathematical Geosciences.

Boric, R., Díaz, F. & Maksaev, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, Santiago, 246 p.

Chen, H., Clark, A., Ullrich, T., Baxter, R., Chen, Y. & Moody, T. (2010). Evolution of the giant Marcona-Mina Justa Iron Oxide-Copper-Gold District, South-Central Peru. *Economic Geology*, 105. 155-185.

Chepillo, J. (2019). Ocurrencia de cobalto y su asociación en la mineralización de hierro en el yacimiento Bronce Sur, Distrito Pleito, Región de Atacama. Universidad de Chile.

Childress, T., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Bilenker, L. D., La Cruz, N. L., Bindeman, I. N. y Ovalle, J. T. (2020). Triple Oxygen (δ18O, Δ17O), Hydrogen (δ2H), and Iron (δ56Fe) Stable Isotope Signatures Indicate a Silicate Magma Source and Magmatic-Hydrothermal Genesis for Magnetite Orebodies at El Laco, Chile. *Economic Geology*.

de Haller, A. & Fontboté, L. (2009). The Raul-Condestable Iron Oxide Copper-Gold Deposit, Central Coast of Peru: Ore and Related Hydrothermal Alteration, Sulfur Isotopes, and Thermodynamic Constraints. Economic Geology.

de Haller, A., Corfu, F., Fontboté, L., Schaltegger, U., Barra, F., Chiaradia, M., Frank, M., & Zúñiga A., J. (2006). Geology, geochronology, and Hf and Pb isotopic data of the Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru: Economic Geology, 101, p. 281–310.

del Real, I., Thompson, J. F. H. & Carriedo, J. (2018). Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. Elsevier. *Ore Geology Reviews*: 106-153.

del Real, I., Reich, M, Simon, A.C., Thompson, J.F.H. (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.

del Real, I., Reich, M., Simon, A.C. et al. (2023). Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed episodic hydrothermal pulses.

Dobbs, F.M & Henríquez, F. (1994). Geoquímica de magnetita del yacimiento Ojos de Agua, III región. En Congreso Geológico Chileno, 7., Concepción, 17- 21 Octubre: pp.1034-1037

Dold, B., Pinget M., Marie-Caroline & Fontboté, L. (2022). Genesis of the exotic chrysocolla — "copper pitch/wad" — atacamite/brochantite ore at the Exótica (Mina Sur) deposit, Chuquicamata, Chile. Mineralium Deposita.

Díaz C., A., Vivallo S., W., & Fonseca P., E. (2006). Depósitos de Titanio y su relación con Yacimientos de OX. FE-CU-AU de la Provincia Metalogénica de la Cordillera de la Costa, III Región de Atacama.

Díaz, A. & Vivallo, W. (2005). Mapa Metalogénico de la III Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-05-27, 1 mapa escala 1:500.000, 2 anexos, Santiago.

Escolme, A., Cooke, D., Hunt, J., Berry, R., Maas, R., & Creaser, R. (2020). The Productora Cu-Au-Mo Deposit, Chile: A Mesozoic Magmatic-Hydrothermal Breccia Complex with Both Porphyry and Iron Oxide Cu-Au Affinities. Economic Geology.

Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., y Moraga, A. (1996). The Cupriferous Province of the Coastal Range, Northern Chile. In : Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 19-32.

Fuentealba, R. (2024). Geología y química mineral del depósito La Higuera, Chile: Evidencias del vínculo entre sistemas IOCG e IOA. Universidad de Chile.

Godoy, E., & Lara, L. (1998). Mapa Geológico de las Cartas Chañaral-Diego de Almagro. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nos. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Grocott, J., & Taylor, G. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). Journal of the Geological Society.

Grocott, J., Arevalo, C., Welkner, D., Cruden, A. (2009). Fault-assisted vertical pluton growth: Coastal Cordillera, north Chilean Andes. Journal of the Geological Society.

Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T., Reed, M.H. (1995). Olympic Dam ore genesis; a fl uid-mixing model; Economic Geology, v. 90, pp. 281-307.

Hitzman, M. W., Oreskes, N., & Einaudi, M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Research.

Hu, X., Chen, H., Beaudoin, G., Zhang, Y. (2020). Textural and compositional evolution of iron oxides at Mina Justa (Peru): Implications for mushketovite and formation of IOCG deposits. American Mineralogist.

Hu, X., Xi, B., Jiang, H., & Huang, J. (2023). Magnetite texture and trace element evolution in the Shaquanzi Fe-Cu deposit, Eastern Tianshan, NW China. Ore Geology Reviews.

Jara, J.J, Barra, F., Reich, M., Leisen, M., Romero, R., Morata, D. (2021). Episodic construction of the early Andean Cordillera unravelled by zircon petrochronology. Nature Communications.

Knipping, J.L., Bilenker, L., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F., Munizaga, R. (2015b). Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. Geochim. Cosmochim. Acta 171, 15–38.

Kreiner, D.C., Barton, M.D. (2009). Hydrothermal Alteration and Mineralization Zoning in Iron-Oxide (-Cu-Au) Vein Deposits, near Copiapó, Chile: 10th Biennial SGA Meeting, extended abstract.

Kreiner, D.C. & Barton, M.D. (2011). High-level alteration in Iron-Oxide(-Cu-Au) (IOCG) vein systems, Examples near Copiapó, Chile. 11th SGA Biennial Meeting Let's Talk Ore Deposits. 497-499.

Lagas Vera, G. (2016). Estudio de la química mineral de la pirita del yacimiento magnetita-apatito de Los Colorados, III Región de Atacama, Chile. Universidad de Chile.

Lorca, G. 1990. Caracterización geoquímica y cristalográfica de las piritas de los yacimientos de hierro El Algarrobo y El Romeral. Memoria de Título, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Chile.

Loyola, N. (2016). Origen de la mineralización y alteración hidrotermal del depósito IOCG Diego de Almagro, III Región de Atacama, Chile. Universidad de Chile.

Mateo, L., Tornos, F., Hanchar, J., Villa, I., Stein, H., Delgado, A. (2023). The Montecristo mining district, northern Chile: the relationship between vein-like magnetite-(apatite) and iron oxide-copper–gold deposits. Mineralium Deposita.

Maksaev, V. (2001). Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis Andina. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Maksaev, V., Townley, B., Palacios, C., Camus, F. (2007). Metallic ore deposits (Chapter 6). In: The Geology of Chile, T. Moreno, W. Gibbons (eds.), England, p. 181-201.

Marschik, R., & Fontboté, L. (2001). The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. Economic Geology.

Marquardt, M., Cembrano, J., Bissig, T., & Vázquez, C. (2015). Mid Cretaceous Cu-Au (Mo) mineralization in the Vallenar distric : new Re-Os age constraints from Productora deposit, northern Chile. XIV Congreso Geológico Chileno.

Morales, A. (2017). Estudio de la paragénesis y química mineral en magnetitas del depósito tipo IOCG Dominga, IV Región, Chile. Universidad de Chile.

Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P. (1982). Hoja Vallenar y Parte Norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 55, 100 p., 1 mapa escala 1:250.000.

Mpodozis, C., & Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. In Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, p. 59-90. Santiago.

Ojeda, A., Barra, F., Reich, M., Romero, R., Tapia, M.J. (2024). Evolución y fertilidad de magmas asociados con depósitos óxidos de hierro-apatito: Una perspectiva desde el distrito El Algarrbo, Norte de Chile.

Origel, G., & Sánchez, E. (2010). Methodological guide for the detection of mineral alteration zones with ASTER images. XIV Symposium of the Latin American Society of Remote Sensing (SELPER International) at Guanajuato.

Quevedo, J. (2020). Concentración y distribución de cobalto en piritas del depósito mineral IOCG La Estrella, Región de Atacama, Chile. Thesis, Santiago, Chile, Universidad Mayor.

Ray, G.E., and Dick, L.A. (2002). The Productora prospect in north-central Chile: An example of an intrusion-related, Candelaria type Fe-Cu-Au hydrothermal system, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal Iron Oxide, Copper-Gold & Related Deposits A Global Perspective, v.2: Adelaide, PGC Publishing, p. 131-151.

Ridley, J. (2013). Ore Deposit Geology.

Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., Hölzl, S., Chiaradia, M., Akker, B., Spangenberg, J. (2010). The hypogene iron oxide copper–gold mineralization in the Mantoverde district. North Chile. Econ. Geol. 105, 1271–1299.

Rieger, A. A., Marschik, R., Diaz, M., & Porter, T. M. (2010). The Mantoverde district, Northern Chile: an example of distal portions of zoned IOCG systems. Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective, 3, 273-284.

Rodriguez-Mustafa, M., Simon, A., del Real, I., Thompson, J., Bilenker, L., Barra, F., Bindeman, I. (2020). A Continuum from Iron Oxide Copper-Gold to Iron Oxide-Apatite Deposits: Evidence from Fe and O Stable Isotopes and Trace Element Chemistry of Magnetite. Economic Geology.

Romero, R., Barra, F., Reich, M., Ojeda, A., Tapia, M.J., del Real., I., & Simon, A. (2024). Contrasting magma chemistry in the Candelaria IOCG district caused by changing tectonic regimes.

Romo, R. (2025). Paragénesis mineral y geoquímica de magnetita del depósito óxido de hierro-apatito El Algarrobo, Vallenar, Chile. Universidad de Chile

Salazar, E., Barra, F., Reich, M., Simon, A., Leisen, M., Palma, G. & Rojo, M. (2020). Trace element geochemistry of magnetite from the Cerro Negro Norte iron oxide − apatite deposit, northern Chile. Mineralium Deposita, 55: 409-428.

Scheuber, E., González, G. (1999). Tectonics of Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S). A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics 18, 895–910.

Segerstrom, K.; Ruiz, C. (1962). Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 6, 115 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Sillitoe, R.H. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Miner Deposita 38, 787–812.

Tornos, F., Velasco R., Barra, F., Morata, D. (2010). The Tropezón Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile : The missing link between IOCG and porphyry copper systems? Mineralium Deposita.

Ullrich, T.D. & Clark, A.H. (1999). The Candelaria copper-gold deposit, Región III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition, in Stanley, C.J. et al., eds., Mineral deposits: Processes to processing: Rotterdam, Balkema, p. 201–204.

Varela, J. (2021). Mineralización y alteración hidrotermal del yacimiento La Estrella, Distrito El Zapallo, Región de Atacama, Chile. Universidad de Chile.

Veloso, E. E., Gomila, R., Cembrano, J., González, R., Jensen, E., & Arancibia, G. (2015). Stress fields recorded on large-scale strike-slip fault systems: Effects on the tectonic evolution of crustal slivers during oblique subduction. Tectonophysics, 664, 244–255.

Velásquez, J. (2023). Análisis Espacio-Temporal del Estado Geoquímico de las Aguas Superficiales y Sedimentos Activos del Río Huasco.

Vivallo W., Díaz C., A., & Jorquera, R. (2009). Provincias metalogénicas en la Región de Atacama, Chile. XII Congreso Geológico Chileno. Santiago.

Vivallo, W., Díaz, A. & Jorquera, R. (2008). Yacimientos metalíferos de la Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos 27: 72 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.

Vivallo, W., & Henríquez, F. (1998). Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista geológica de Chile, 25(2), 199-228.

Wagner, C., Boudouma, O., Rividi, N., Orberger, B., Nabatian, G., Honarmand, M., Monsef, I. (2025). Magnetite Texture and Geochemistry in the Takab Ore Deposit (NW Iran). Implications for a Complex Hydrothermal Evolution Minerals.

Welkner, D., Arévalo, C., Godoy, E. (2006). Geología de la Carta Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 100, 50 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Xing, Y., Mei, Y., Etschmann, B., Liu, W., Brugger, J. (2018). Uranium Transport in F-Cl-Bearing Fluids and Hydrothermal Upgrading of U-Cu Ores in IOCG Deposits, Geofluids.

Ye, Z., Mao, J., Yang, C., Usca, J., Li, X. (2023). Trace Elements in Magnetite and Origin of the Mariela Iron Oxide-Apatite Deposit, Southern Peru. Minerals.

Yelsin, J. & Chavez A. (2021). Análisis de minerales con los sensores Landsat 8, Aster 1B, Sentinel 2A, de la zona 22K; 22J; 21K; 21J – centro del Perú.

Zapatta, T. (2021). Litogeoquímica del distrito minero Astillas, comuna de Vallenar, provincia de Huasco, región de Atacama, Chile. Universidad Andrés Bello.