



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“Cartografía y caracterización de un
depósito magmático-hidrotermal con fines
de exploración minera en la zona El
Renguito, Morelos, Chihuahua”**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Diana Fernanda Hernández Muñoz

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



UNAM - Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido de esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente de donde la obtuvo mencionando al autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido o sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi familia con quienes comparto un hogar. A mi madre Beatriz por siempre sacarme adelante y animarme a permanecer sensible y atenta por las cosas que me interesan, por traerme a esta vida y por darme todo su cariño. A mi tía Vicky por ser desde siempre mi hada madrina, por darme todo su apoyo, su cariño y a mostrarme la importancia de la perseverancia, por estar allí en cada aspecto de mi vida. Agradezco a mis mascotas, mis gatos y mis perros por mostrarme el amor que se puede sentir hacia otros seres vivos.

Agradezco a todos mis amigos, sería un agradecimiento incompleto si escribiera el nombre de las personas que me han hecho reír, seguir adelante, haberme hecho creer en mi tantas veces cuando lo olvidaba, por siempre ser los pilares en mi vida para establecer mis valores y principios basados en el cariño, las risas, los sueños y la búsqueda de un mundo mejor para nuestro desarrollo humano, por ser parte de la familia que he decidido tener. A mis amigos que me han acompañado en un salón de clases y a los que no, a mis amigos con quienes he compartido viajes, a mis amigos con quienes disfruto tanto de su compañía.

Agradezco a Grupo Minero Diflor por haberme dado la oportunidad de explorar habilidades y capacidades, así como para desarrollarlas y trabajarlas para hacer geología en el campo, donde la naturaleza imprime historias magníficas que pueden ser leídas a través de las rocas para conocer el pasado de la superficie y del interior de la corteza terrestre. Agradezco el apoyo recibido por medio del Convenio entre el Instituto de Geofísica de la UNAM con Grupo Minero Diflor proyecto externo I656 y registro 60960-1607-16-XII-22, con los traslados a la zona, capacitación y la manutención durante las campañas de campo. Gracias por haberme recibido con mucho respeto y siempre haberme hecho sentir cómoda. Muchas gracias.

Agradezco a las personas del campamento, al ingeniero Martin por haberme involucrado en su equipo, a la señora Gloria por ser la luz después del túnel, por su rica comida y por las risas que me generó. Agradezco a don Fernando, a Cindy, a Ruly y a mis compañeros geólogos que me apoyaron en toda duda que pude tener.

Agradezco al Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz por haberme dado la oportunidad de hacer tesis con él y aprender tanto, por tenerme mucha paciencia y siempre estar atento a mis dudas. Por haberme dado ánimos y por permitirme haber hecho este proyecto tan amplio para mi desarrollo profesional como ingeniera geóloga.

Agradezco a la MC Edith Fuentes Guzmán del Laboratorio de Catodoluminiscencia e Inclusiones Fluidas del Instituto de Geología LANGEM por ayudarme y orientarme con una gran parte de mi tesis, por ser tan atenta y amable y siempre haber respondido a mis dudas.

Agradezco a mis sinodales, a Edith Fuentes, Teresa Puig, Alfredo Victoria y Enrique Torres por sus comentarios y contribuciones a mi trabajo de tesis.

Me agradezco a mí, por siempre seguir adelante y ser obstinada con la realización de mis sueños.

Gracias.

Índice

RESUMEN.....	11
1 Introducción	14
1. Planteamiento del Problema	15
1.2 Hipótesis.....	15
1.3 Objetivos	15
4. Metas.....	16
1.5 Justificación	17
1.6 Justificación social.....	17
1.7 Antecedentes.....	17
1.8 Ubicación de zona de estudio.....	18
2 Marco Teórico.....	20
2.1 ¿Qué son los depósitos magmáticos-hidrotermales?	20
2.2 ¿Qué es un pórfido?	21
2.2.1 ¿Qué elementos definen a un pórfido?	22
2.2.2 Alteraciones de un pórfido	23
2.2.3 Guías de exploración en un pórfido	24
2.3 ¿Qué es un skarn?	24
2.3.1 ¿Qué elementos definen a un skarn?	25
2.3.2 Alteraciones de un skarn	25
2.3.3 Tipos de skarn	28
2.3.4 Exploración en un depósito de skarn o guías de exploración.....	28
2.4 ¿Qué es un depósito Epitermal?.....	29
2.4.1 ¿Qué elementos definen a un epitermal?	30
2.4.2 Alteraciones de los depósitos epitermales.....	33
2.4.3 Exploración en epitermales o guías de exploración.....	33
2.5 Relación entre diferentes modelos genéticos	34
3 Metodología	35
3.1 Reconocimiento en campo, cartografía y muestreo	35
3.2 Digitalización de mapa	35
3.3 Petrografía y mineragrafía de láminas delgadas	35
3.4 Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR)	36
3.5 Microscopía electrónica ambiental de barrido (ESEM).....	37
3.6 Microtermometría	38

4 Geología Regional	41
4.1. Estratigrafía	41
4.2. Tectónica y Geología estructural.....	44
4.3 Yacimientos minerales	45
4.3.1 Distrito de Choix	46
4.3.2 Distrito de San José de Gracia.....	46
4.4 Geología Local.....	47
4.5 Petrografía de unidades litológicas.....	53
4.5.1 Diorita Fanerítica	53
4.5.2 Diorita Porfídica	54
4.5.3 Monzodiorita	56
4.5.4 Granodiorita	60
5 Resultados.....	61
5.1 Roca encajonante.....	61
5.2 Estructura mineralizada 1: Veta-Brecha Fernanda	61
5.2.1 Estructura mineralizada 2: Veta pseudo bandeada de cuarzo.....	64
5.3 Estilos de alteración-mineralización y alteraciones hidrotermales	65
5.3.1 Skarnoides	65
5.3.2 Alteración hidrotermal propilítica	67
5.3.3 Alteración hidrotermal argílica	68
5.4 Mineralización económica.....	68
5.5 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas.....	71
5.5.1 Inclusiones fluidas en veta-brecha Fernanda	71
5.5.2 Inclusiones fluidas en veta pseudo bandeada de cuarzo	72
6 Discusión	77
6.1 Marco geológico	77
6.2 Unidades litológicas intrusivas	78
6.3 Geología local	78
6.4 Estructuras mineralizadas	79
6.5 Roca encajonante.....	80
6.6 Estilos de alteración-mineralización y alteraciones hidrotermales	80
6.7 Paragénesis.....	81
6.8 Mena	83
6.9 Microtermometría	83

6.10 Condiciones de formación	86
6.11 Yacimiento y tipología	88
7 Conclusión y recomendaciones	91
7.1 Conclusión	91
7.2 Recomendaciones	92
7.3 Recomendaciones sociales	93
Referencias	94
ANEXO A	98
I. FOTOGRAFÍAS Y FOTOMICROGRAFÍAS CON LUZ TRANSMITIDA Y LUZ REFLEJADA DE ROCAS SUJETAS A ESTUDIOS PETROGRÁFICOS; INTRUSIVOS, SKARNOIDES.....	98
II. IMAGENES DE ESEM Y ANÁLISIS EDS; INTRUSIVOS, SKARNOIDES.	111
ANEXO B	119
I. ZANJEJO EN VETA PSEUDO BANDEADA DE CUARZO	119
ANEXO C.....	120
I. MUESTRAS CON RESULTADOS DE ANÁLISIS SWIR DE ALTERACIONES HIDROTERMALES; ARGILIZACIÓN, PROPILITIZACIÓN.....	120

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Vías de acceso por terracería para llegar a la zona El Renguito desde el campamento Pajarito. Terracería representada por lineamientos amarillos.

Figura 2.1. Representación esquemática de un sistema porfídico, la zona apical esta sobresaturada en agua lo que eventualmente propicia la hidrofracturación. Tomado de (Robb, 2005).

Figura 2.2. Sección idealizada de la distribución de alteraciones hidrotermales en un sistema porfídico. Tomado de (Ridley, 2013).

Figura 2.3. Etapas de formación de un skarn. En 1) se muestra el metamorfismo isoquímica, en donde la roca caliza reacciona con el plutón generando un skarn de reacción y con la limolita un hornfels. En 2) muestra le etapa de metasomatismo donde se genera el endoskarn y exoskarn. En 3) la etapa retrógrada donde precipitan los minerales hidratados así como los económicos. Tomado de (Pirajno, 2009).

Figura 2.4. Estructuras superficiales y subsuperficiales hidrotermales de la interacción con el nivel freático. Tomado de (Sillitoe, 2015).

Figura 2.5. Representación esquemática de (a) un sistema de alta sulfuración, (b) un sistema de intermedia sulfuración y (c) un sistema de baja sulfuración. Tomado de (Sillitoe, 2015).

Figura 2.6. Representación esquemática de la clasificación propuesta para los particulares depósitos epitermales en México. Tomado de (Canprubí y Albinson, 2007).

Figura 3.1. a) Espectrómetro portátil LabSpec Pro (Analytical Spectant Devices, Inc). b) irradiador de muestra.

Figura 3.2. Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental Hitachi TM-1000.

Figura 3.3. Platina microtermométrica Linkam THMSG 600 y microscopio Olympus.

Figura 4.1. División de los principales terrenos tectono-estratigráficos en México. El Terreno Tahue es uno de los 5 subterrenos del Terreno Compuesto Guerrero. La estrella roja representa la propiedad Pajarito. Tomado y modificado de (Centeno, 2008).

Figura 4.2. Mapa geológico regional, ubicando la región de El Renguito, (Tomado de Mapa Geológico Huatabampo y Guachochi, 1999, a escala 1:250 000 del SGM).

Figura 4.3. Columna estratigráfica ilustrativa que comprende el Terreno Tahue, la cual es una síntesis de la carta de Guachochi del SGM, el artículo de (Centeno, 2008) y (Ferrari, 2005) a un nivel regional.

Figura 4.4. Lineamientos principales en la zona, denotados en imagen de Google Earth.

Figura 4.5. Ubicación de los Distritos Mineros de Choix (Pórfido y skarn asociado) y San José de Gracia (Epitermal).

Figura 4.6. Mapa geológico de proyecto Pajarito, se muestra el área concesionada con áreas estudiadas, nuevos descubrimientos y el área de El Renguito en el recuadro rojo al extremo superior izquierdo. Tomado del documento de (Grupo Minero Diflor para la Secretaria de Economía).

Figura 4.7. Columna estratigráfica de El Renguito.

Figura 4.8. A) Intercalación entre areniscas (Ar) y lutitas (Lu). B) Lentas de areniscas conglomeráticas (Ar-Cg). C) Intercalación entre areniscas y lutitas. D) Intrusión de Diorita Fanerítica (DF) entre estratos de lutita. E y F) mismo afloramiento de contacto entre intrusión de Diorita Porfídica (DP) y lutita.

Figura 4.9. A) Contacto entre Diorita Porfídica (DP) y Diorita Fanerítica (DF). B y C) Diorita Fanerítica. D y E) Monzodiorita con variaciones texturales. F) Microdique de granodiorita (MdGr) encajonado en Diorita Fanerítica.

Figura 4.10. A y B) Estrías de falla y escalones de falla en rocas intrusivas. C) Veta de cuarzo encajonada en diorita. D) Fracturas en roca diorítica. E) Brecha hidrotermal. F) Veta-brecha Fernanda.

Figura 4.11. Mapa con litología, estructuras y alteraciones hidrotermales que comprende la zona de El Renguito realizado en QGIS. Por convención en el proyecto los vulcanosedimentos hacen referencia a rocas sedimentarias detríticas como areniscas y lutitas.

Figura 4.12. Diorita fanerítica (A y B) Diorita de textura holocristalina equigranular de plagioclasa y hornblenda. C) Feldespato potásico en la parte inferior derecha y plagioclasa con algunas inclusiones de cuarzo. D) Biotita hematizada rodeada de plagioclasas. E) Lamelas de exsolución de magnetita-ilmenita observada.

Figura 4.13. Apatita y óxidos de Cerio reconocidos con imágenes de ESEM y análisis EDS. Cruz amarilla en el centro indica punto de análisis.

Figura 4.14. Diorita Porfídica. A) Fenocristales de plagioclasa en matriz de plagioclasa cálcica y augita. B) Augita con vetilla de clorita. C) Plagioclasa con alteración fílica con islas de clinzoisita. D) Textura de tamiz en plagioclasa. E)

Plagioclasa en desequilibrio y deformada. F) Clinozoisita. G) Magnetita con textura gráfica observada en microscopio de luz reflejada.

Figura 4.15. Imágenes obtenidas en ESEM y análisis de química mineral EDS. A) Augita. B) ilmenita reemplazando a augita. C) Posible Clinocloro. D) Posible Clinozoisita.

Figura 4.16. Roca correspondiente a parte (1): A) Plagioclasa con alteración filica. B) Feldespatos potásicos. C) Actinolita cloritizada sobre plagioclasas. D) Actinolita.

Figura 4.17. Roca correspondiente a parte (1): A) Imagen de ESEM. Mineral prismático gris claro de hornblenda en una matriz de feldespato potásico, los minerales de sección cuadrada son zircones, se muestran resultados semicuantitativos obtenidos con análisis EDS debajo de imagen de ESEM.

Figura 4.18. Roca correspondiente a textura (2). A) Cuarzo y feldespato. B) Augita rodeada por cristales columnares de plagioclasa. C) Clorita sobre plagioclasas D) Kaersutita E) ilmenita y magnetita observada con microscopio de luz reflejada.

Figura 4.19. A) Augita. B) Zircón, C) Mineral gris claro rutilo cuyo análisis EDS corresponde a primer recuadro, el mineral gris medio es hornblenda, y el recuadro inferior representa el análisis EDS de la matriz que consiste en feldespatos potásicos con trazas de titanio y de hierro.

Figura 4.20. Dique de granodiorita. A) Cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato. B) Textura microholocristalina de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo.

Figura 5.1. A) Fotografía de afloramiento de la roca encajonante. B) y C) Fotomicrografías de diorita fanerítica. Plg= plagioclasa; Hbl=hornblenda; Fds K= feldespato potásico.

Figura 5.2. A) a C) fotografías de afloramiento de estructura mineralizada veta-brecha Fernanda. Flecha amarilla en B) señala brecha y flecha roja en C) señala veta bandeada.

Figura 5.3. Estructura mineralizada veta-brecha Fernanda. A) muestra de mano. B) a F) fotomicrografías con luz transmitida y nicoles cruzados. B) matriz granosoportada por cuarzos irregulares. C) Cementante constituido por óxidos y clastos corroidos. D) Vetilleo bandeado de cuarzo peine y macromosaico. E) esmectita. F) Microfracturas de tensión . Qz= cuarzo; Ox= óxidos; Smc= esmectita.

Figura 5.4. Estructura veta de cuarzo psuedobandeada. A) muestra de mano con flechas señalando eventos. B) Bandeamiento de cuarzo plumoso, micromosaico y mosaico; (C) Cuarzo mosaico zonado con ocasional feldespato potásico. D)

cuarzo plumoso y E) anhidrita como inclusión en cuarzo. Qz= cuarzo; Ad= adularia; Anh= anhidrita.

Figura 5.5. A) afloramiento de skarnoide en contacto con vulcanosedimentos. B) a J) fotomicrografías con luz transmitida. B) cuarzo reecristalizado con puntos triples con nicoles cruzados. C) diópsida y clorita con nicoles cruzados, en D) tremolita actinolita. E) clinozoicita en cuarzo con nicoles paralelos, en F) misma imagen con nicoles cruzados. G) epidota y cuarzo con nicoles paralelos, en H) misma imagen con nicoles cruzados. I) calcita rodeando óxidos con nicoles paralelos. J) veta de cuarzo y veta de epidota en limolita constituida por cuarzo. Vs= vulcanosedimentos; Qz= cuarzo; Di=diópsida; Chl= clorita; Tr-Ac= tremolita-actinolita; Clz= epidota variedad clinozosita; Ep= epidota; Cc= calcita; Ox= óxidos.

Figura 5.6. Diorita fanerítica subpropilitizada. A) afloramiento de roca. B) a D) fotomicrografías de DFS con nicoles cruzados. E) con nicoles paralelos. DFS= Diorita fanerítica subpropilitizada. Qz= cuarzo; Plg= plagioclasa (andesina); Chl= clorita; Hbl-kst= hornblenda-kaersutita; Ser= sericita.

Figura 5.7. A) y B) afloramientos en campo con alteración argílica.

Figura 5.8. diagramas SWIR. A) montmorillonita. B) Caolinita.

Figura 5.9. Fotomicrografías con luz reflejada donde en A) se observa hematita especular en cuarzo. B) Oro fino en cuarzo. C) calcopirita. D) pirita; Hm spc= hematita especular; Au= oro; Qz= cuarzo; Cpy= calcopirita; Py= pirita.

Figura 5.10. Imágenes con ESEM y análisis EDS. A) wolframita en cuarzo. B) Oro con plata en cuarzo con 90.7 y 9.3 de peso relativo respectivamente. Cruces amarillas indican punto de análisis EDS.

Figura 5.11 Imágenes ESEM y análisis EDS en veta de cuarzo. A la izquierda pirita con trazas de molibdeno, la derecha estibinita. Cruces amarillas y flechas señalan puntos analizados.

Figura 5.12. Inclusiones fluidas de veta-brecha Fernanda, monofásicas (V) y/o (L) bifásicas (L+ V) señaladas con la cruz amarilla. V= Vapor; L= Líquido.

Figura 5.13. Inclusiones fluidas bifásicas y monofásicas de la veta pseudo bandeada de cuarzo señaladas con la cruz amarilla. V= Vapor; L= Líquido.

Figura 5.14. Histogramas del sistema termodinámico H₂O + NaCl para la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo.

Figura 5.15. Histogramas del sistema termodinámico H₂O + NaCl + CO₂ para la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo.

Figura 5.16. Eventos paragenéticos de veta-brecha Fernanda y veta pseudo bandeada de cuarzo agrupados en poblaciones. Cuarzo masivo corresponde a

evento 1, cuarzo plumoso a evento 3, cuarzo micromosaico a evento 4 de la Veta pseudo bandeada de cuarzo y el cuarzo peine corresponde a último evento de la Veta-brecha Fernanda.

Figura 5.17. Eventos paragenéticos de la veta pseudo bandeada de cuarzo agrupados en poblaciones. Cuarzo masivo corresponde a evento 1, cuarzo plumoso a evento 3, cuarzo micromosaico a evento 4.

Figura 6.1. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Tfh wt % de NaCl equiv. En a) se muestra como la disminución de temperatura y el aumento de salinidad puede ser producto de ebullición. En b) la ebullición y pérdida de gas ocurre en una disminución de temperatura y disminución de salinidad acompañado de dilución. Tomado de (Hedenquist, 1985).

Figura 6.2. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Salinidad wt % de NaCl equiv. El índice a) es representativo de índice a) en figura 6.1 evidenciando el proceso de ebullición por el descenso sucesivo de temperatura y el aumento de salinidad. Los datos corresponden a ambas estructuras.

Figura 6.3. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Salinidad wt % de NaCl equiv. El índice b) es representativo de índice b) en figura 6.1 evidenciando el proceso de dilución. Los datos corresponden a veta-brecha Fernanda.

Figura 6.4. Diferentes procesos de precipitación mineral. Punto rojo representa al sistema termodinámico de H₂O + NaCl + CO₂ de la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo indicando ebullición. Punto azul representa al sistema termodinámico de H₂O + NaCl de la veta pseudo bandeada de cuarzo indicando dilución y pérdida de gas. Tomado y modificado de (Wilkinson, 2001).

Figura 6.5. Sistema de mineralización de skarn de Au relacionado a un pórfido de Cu-Au. S= Alteración sericítica; P= Alteración potásica; Di= Diópsida; Gr= Granate.

Figura 6.6. Zoom y evolución del modelo de mineralización del recuadro punteado de **figura 6.5**. a-d) Etapas sucesivas de la formación del skarnoide en Renguito. En c) lo azul punteado del recuadro es alteración argílica y los zigzags verdes alteración propilítica. Di=Diópsida; Tr-Ac=Tremolita-actinolita; Ep=Epidota; Chl=Clorita; Py=Pirita; Qz= Cuarzo; Cc=Calcita; Au=Oro; Wo= Wolframita; Cpy=Calcopirita; Anh= Anhidrita; Smc=Esmectita.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 5.1. Datos microtermométricos de estructura mineralizada Veta-Brecha. Temperaturas de homogeneización, de fusión del clatrato de CO₂ y salinidad de las

IF que fueron posibles de medir en el cuarzo peineta del evento 3 en el sistema termodinámico de $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$.

Tabla 5.2. Datos microtermométricos de estructura la veta pseudo bandeada de cuarzo. Temperaturas de homogeneización, de fusión del clatrato y salinidad de las IF que fueron posibles de medir en evento 1, 3 y 4 en el sistema termodinámico de $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$.

Tabla 5.3. Datos microtermométricos de veta pseudo bandeada de cuarzo. Temperaturas de homogeneización, de fusión de la hidrohalita y salinidad de las IF que fueron posibles de medir en evento 1, 3 y 4 en el sistema termodinámico de $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$.

Tabla 6.1 Cuadro paragenético del sistema mineral. Barra naranja corresponde al sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$ y barra azul corresponde al sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$.

Tabla 6.2 Paragénesis de texturas de cuarzo. La barra naranja representa al sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$ y la barra azul al sistema $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$.

RESUMEN

El Renguito es una zona mineralizada en la parte noroccidental del proyecto Pajarito ubicado en Morelos, Chihuahua. Su importancia radica en su potencial minero y el conocimiento que representa el sistema geológico para desarrollar guías de exploración que pueden aplicarse en el noroeste de México. El yacimiento está ubicado dentro del cinturón NW-SE de Cu y Au del noroeste de México, dentro del dominio sur del cinturón de pórfido de Cu mexicano, entre las regiones mineras de Choix y San José de Gracia.

La estratigrafía consiste en un basamento Jurásico-Cretácico de pizarras, lutitas, tobas, areniscas y lentes de conglomerados y calizas del Subterráneo Tehue del Terreno Compuesto Guerrero, intensamente deformado y cortado por una serie de rocas plutónicas del Cretácico superior que varían en composición de dioritas a cuarzo-monzodioritas con texturas porfídicas y faneríticas, recubiertas localmente por ignimbritas andesíticas del Paleoceno incluidas dentro del Complejo Volcánico Inferior. La secuencia estratigráfica está afectada por fallas normales y normales con componente lateral de orientaciones preferenciales NW-SE, NE-SW y NNW-SSE.

La mineralización se encuentra en vetas pseudo bandeadas de cuarzo de grano grueso y vetas-brechas sigmoidales de cuarzo-hematita de orientación NW-SE, principalmente hospedadas en rocas intrusivas.

La mineralización metálica consiste de oro nativo, calcopirita, wolframita y estibinita microdiseminados, hematita especular dispuesta en bandas y agregados cristalinos. Las asociaciones minerales fueron determinadas mediante petrografía, minerografía, espectroscopía de infrarrojo de onda corta (SWIR) y microscopía electrónica con análisis de química mineral semicuantitativa (EDS).

La asociación mineral y las características texturales muestran una paragénesis generalizada que consiste en dos eventos superpuestos: (1) uno relacionado con metamorfismo de contacto y metasomatismo y (2) de carácter hidrotermal. La etapa 1 está representada por diópsido, tremolita-actinolita y la etapa 2 por epidota, clinocloro y minerales arcillosos. La mineralización metálica está relacionada con la mineralización de la etapa 2.

Los datos microtermométricos del fluido resultantes muestran que la composición del fluido para la formación del depósito fue $H_2O + NaCl + CO_2$ y $H_2O + NaCl$, el primero oscilando entre 428°C y 474°C en temperatura de homogeneización y el segundo entre 280°C y 389 °C. Asimismo, las salinidades oscilaron entre 1,7 y 7,9 wt% de NaCl equiv. para el sistema $H_2O + NaCl$ y entre 10,5 y 19,9. wt% de NaCl equiv. para el sistema $H_2O + NaCl + CO_2$. La tendencia de los datos microtermométricos y las texturas sugieren eventos de mineralización de muy alta y alta temperatura con procesos de ebullición y dilución durante la mineralización.

La relación espacial de los halos de alteración, asociaciones minerales, paragénesis y datos microtermométricos, vinculados al contexto geológico, sugieren que las vetas del depósito Renguito forman una mineralización de Au distal relacionada con el skarn

Abstract

El Renguito is a mineralized zone in the northwestern part of the Pajarito Project located in Morelos, Chihuahua. Its importance lies in its mining potencial and the knowledge that represents the geologic system to develop exploration guides that can be applied in the northwest of México. The deposit is located within the NW-SE Cu and Au belt of northwestern Mexico, within the southern domain of the Mexican porphyry Cu belt, between the Choix and San José de Gracia mining regions.

The stratigraphy consists of a Jurassic-Cretaceous basement of slates, shales, tuffs, sandstones conglomerate, and limestone lenses from the Tehue Subterranean of the Guerrero Composite Terrain, intensely deformed and cut by a series of late Cretaceous plutonic rocks that vary in composition from diorites to quartz-monzodiorites with porphyritic and phaneritic textures, locally covered by andesitic ignimbrites of the Paleocene included within the Lower Volcanic Complex. The stratigraphic sequence is affected by normal and normal with lateral component faulting of preferential orientations NW-SE, NE-SW and NNW-SSE.

Mineralization comprises coarse-grained pseudobanded quartz veins and sigmoidal vein-breccias quartz-hematite oriented NW-SE, mainly, hosted in intrusive.

Metallic mineralization consists of microdisseminated native gold, chalcopyrite, wolframite and stibnite, specular hematite arranged in bands and crystalline aggregates. The mineral associations were determined by petrography, mineragraphy, spectroscopy of shortwave infrared (SWIR) and electron microscopy with mineral chemistry analysis semiquantitative (EDS).

The mineral association and textural features show a generalized paragenesis that consists of two overlapping events: (1) one related to contact metamorphism and metasomatism and (2) of hydrothermal character. Stage 1 is represented by diopside, tremolite-actinolite and stage 2 by epidote, clinocllore and clay minerals. The metallic mineralization is related to stage 2 mineralization.

The resulting microthermometric data of fluid shows that the fluid composition for the ore's formation was $H_2O + NaCl + CO_2$ and $H_2O + NaCl$, the former ranging between 428°C and 474°C in homogenization temperature and the latter between 280°C and 389 °C. Also, salinities ranged between 1.7 and 7.9 eq. wt% NaCl for the $H_2O + NaCl$ system and between 10.5 and 19.9 eq. wt% NaCl for the $H_2O +$

NaCl + CO₂ system. The trend of microthermometric data and textures suggest mineralization events of very high and high temperature with boiling and dilution processes during mineralization.

The spatial relationship of the alteration halos, mineral associations, paragenesis, and microthermometric data, linked to the geological context, suggest that the veins of the Renguito deposit form a skarn-related distal Au mineralization.

1 Introducción

Existen diferentes tipos de depósitos minerales, en ellos se facilita la extracción de mineral económico debido a su acumulación anómala del metal en cuestión. Los depósitos pueden ser agrupados según sus características geológicas que involucran procesos de formación particulares y así establecer un modelo genético. Al sistematizar y analizar ciertas particularidades del cuerpo mineralizado se puede definir si se trata de un depósito magmático, sedimentario, metamórfico o hidrotermal (Ridley, 2013) según hayan sido los procesos de formación identificados, para el cual habrá fuentes del metal particulares, fluidos de cierto origen que intervinieron en el proceso de mineralización, controles de precipitación mineral, rocas encajonantes, rocas intrusivas, un contexto geológico regional y local, así como la edad del depósito e incluso factores climáticos.

Dentro de los depósitos minerales de tipo magmático-hidrotermal hay varios factores y constantes que pueden ser reconocidos en sus diferentes ocurrencias en todo el mundo. Las características más comunes de las ocurrencias de mineralización permiten definir el tipo de depósito y ayudan a generar guías de exploración. Es aquí donde surge la necesidad de identificar evidencias mineralógicas del depósito que indiquen procesos de precipitación mineral o inclusive controles de precipitación mineral, así como los fluidos mineralizantes que intervinieron en el proceso, paragénesis, asociaciones minerales, controles estructurales, minerales y litológicos y así aportar información que habrá de permitir la caracterización de zonas con mineralización importante. Durante la evaluación inicial de un prospecto en etapa exploratoria es necesario definir el tipo de depósito, así como diversos ambientes de formación ya que cada estilo de un sistema crea diferentes productos de alteración y mineralización con potencial para su evaluación (Hedenquist et al., 2003).

Es importante señalar que ningún yacimiento en el mundo es completamente igual a otro yacimiento que se encuentre en otra parte de la corteza terrestre, pero cumplen con características similares que les permiten ser agrupados dentro de un modelo genético, por lo cual es importante describir las propiedades de la roca a nivel macroscópico y microscópico. La caracterización de los depósitos minerales se evidencia con apoyo de técnicas como petrografía y mineragrafía, espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR por sus siglas en inglés), microscopía electrónica ambiental de barrido (ESEM por sus siglas en inglés), microtermometría, entre otras técnicas que ayuden a caracterizar y comprender los procesos formativos y la posibilidad de explotación de los yacimientos minerales (Melgarejo et al., 2010).

Las estructuras mineralizadas en la zona El Renguito del proyecto Pajarito en Chihuahua son de notable interés por lo siguiente: su ubicación geográfica dentro del Cinturón de Oro del Noroeste de México; las unidades litológicas

comprendidas por vulcanosedimentos¹ y diversas intrusiones ocurridas a lo largo del margen del Pacífico de presumible edad Cretácica; y a los halos de alteración hidrotermal producto de dichas intrusiones, lo cual permite enfatizar el interés para la exploración geológico-minera.

1. Planteamiento del Problema

El Renguito es una zona dentro del Terreno Guerrero, limítrofe con la Sierra Madre Occidental, que no cuenta con información geológica derivada de cartografía geológico-minera y técnicas analíticas, por lo que para la identificación de un posible depósito mineral es importante realizar estudios y definir su contexto geológico. Es importante evidenciar elementos valiosos para la valoración del posible cuerpo mineralizado. Para ello es importante responder interrogantes de exploración geológico-minero:

- 1) ¿Cuál es la mineralización que permite que la zona de estudio tenga potencial geológico-minero?
- 2) ¿Existen controles estructurales, litológicos, mineralógicos, de alteraciones hidrotermales y de precipitación mineral que permitan definir guías de exploración?
- 3) ¿La roca es producto de alteración magmático-hidrotermal?
- 4) ¿A qué modelo genético se ajusta el posible depósito mineral?

1.2 Hipótesis

La mineralización por definir en la zona de estudio es de índole magmático-hidrotermal. Las estructuras mineralizadas y las alteraciones presentan potencial geológico-minero, si y solo si se reconocen los minerales de mena y se aplican estudios analíticos que establezcan evidencias para ubicarlos en un contexto de yacimiento y poder así, valorar su importancia para la exploración.

1.3 Objetivos

Principal:

- Identificar y caracterizar la mineralización de la zona El Renguito, en el municipio Morelos de Chihuahua y evaluar mediante análisis cartográficos, petrológicos, mineralógicos y microtermométricos para saber si dicha mineralización representa un potencial geológico-minero.

¹ Por convención en el proyecto Pajarito se utiliza el término *vulcanosedimentos* para señalar a las rocas sedimentarias detríticas que son intercalaciones de areniscas y lutitas en el caso de El Renguito.

Particulares:

- Delimitar y caracterizar unidades litológicas, poniendo énfasis en las rocas intrusivas y la roca encajonante.
- Definir asociaciones minerales de alteración, rocas intrusivas, roca encajonante, los controles de mineralización, las estructuras mineralizadas (mantos, lentes, fallas, vetas o brechas), así como la mineralogía y texturas que permitan la identificación de controles de precipitación en el Terreno Guerrero si y solo si se logran identificar en las rocas de estudio para agregar información geológica de valor al proyecto Pajarito.
- Aplicar microtermometría de inclusiones fluidas para evidenciar temperaturas, procesos de precipitación y fluidos hidrotermales de mineralización (salinidad, composición química de soluciones hidrotermales).
- Proporcionar mapa digital representando las estructuras de interés, unidades litológicas y alteraciones hidrotermales para su valoración geológico-minero.
- Cartografiar una región del Terreno Compuesto Guerrero para definir el contexto geológico que envuelve a un posible depósito mineral en el Proyecto Pajarito en etapa de exploración a detalle.

4. Metas

- Levantar datos mediante cartografía para elaborar un mapa geológico con litologías, estructuras y alteraciones hidrotermales de la zona.
- Realizar una campaña de campo y muestreo para su estudio con técnicas geológico-mineralógicas descriptivas y determinativas.
- Identificar unidades litológicas mediante petrografía.
- Identificar la presencia de minerales económicos a nivel micrométrico mediante microscopía electrónica ambiental de barrido (ESEM).
- Identificar alteraciones hidrotermales mediante espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR).
- Identificar asociaciones minerales y texturas que permitan caracterizar la mineralización dentro de un modelo genético si y solo si hay presencia de minerales económicos.
- Determinar temperatura de homogeneización, salinidad y posible composición química de los fluidos mineralizantes mediante microtermometría de inclusiones fluidas.
- Delimitar espacialmente mediante cartografía las unidades litológicas del subterreno Tehue del Terreno Compuesto Guerrero.

1.5 Justificación

Es importante generar información con base en evidencias petrográficas, geoquímicas y microtermométricas para la valoración geológico-minero de las estructuras y aportar información con respecto a rocas encajonantes, fluidos magmático-hidrotermales y alteraciones hidrotermales en la zona El Renguito, y así contribuir con la comprensión de los depósitos minerales en el Noroeste de México, zona muy poco estudiada.

1.6 Justificación social

La siguiente investigación parte de la motivación de que el ser humano debe ser adquirido como capital a través de actividades de desarrollo social-tecnológico que permitan su desarrollo integral tanto para su persona como para su comunidad, para que con proyectos de desarrollo sostenible tecnológico, ya sea con inversión pública o privada, pueda obtener seguridad laboral en un municipio disputado por el narco, donde las alternativas productivas son la ganadería caprina, tala de árboles y agricultura estacionaria.

El presente trabajo aporta desde la exploración geológica-minera en la zona un potencial desarrollo de las geociencias con el establecimiento de guías de exploración y caracterización de mineralizaciones atípicas como áreas de oportunidad para proyectos mineros y hacia las comunidades con el desarrollo de infraestructura de la zona, capacitación para la comunidad y posible diversificación de actividades productivas, en conjunto con el desarrollo y avance del proyecto minero de Renguito.

1.7 Antecedentes

La literatura geológica pública con respecto al Proyecto Pajarito indica que Grupo Minero Diflor es la compañía responsable de su exploración. Un reporte de esta compañía dirigida a la Secretaría de Economía señala que los depósitos minerales presentes son de tipo pórfido y epitermal de baja sulfuración. En la periferia de la zona El Renguito, dentro de la concesión El Pajarito de 14,628.84 hectáreas de superficie, se ha estimado que ha sido objeto de explotación mineral de forma intermitente, produciendo 40 millones de onzas de oro y 2 billones de onzas de plata a lo largo de 400 años (https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/499219/Pajarito_Au__Ag-_Chih.pdf).

Ferrari et al. (2005) mencionan los episodios magmáticos que han tomado lugar para formar la Sierra Madre Occidental como producto de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa norteamericana que inició a finales del Cretácico. Abarca la información con respecto al Complejo Volcánico Inferior (CVI) y el Supergrupo Volcánico Superior (SVS). Camprubí y Albinson (2006) y (2007), por tratarse de dos artículos similares pero con información añadida en el segundo,

mencionan los depósitos epitermales en México y cómo se relacionan genética y temporalmente con otras tipologías magmático-hidrotermales como skarns polimetálicos y pórfidos cupríferos, algunos de ellos en la parte Noroeste de México.

Centeno et al. (2008), hace mención del Terreno Tahue como parte de la configuración geológica del Terreno Guerrero Compuesto, el cual es importante porque que es donde se encuentra localizada el área de estudio El Renguito.

El SGM en el Panorama Minero del Estado de Sinaloa (2019) reproduce información para valorizar zonas sujetas a actividad minera en el Estado de Sinaloa. En la cercanía de la zona de estudio se encuentran los distritos mineros de Choix y San José de Gracia al noroeste y al sureste del Proyecto Pajarito respectivamente, ambas con mineralizaciones de Au, Ag y Cu.

El Consejo de Recursos Minerales (1991) valorizó la importancia de la región de Choix y San José de Gracia. Son regiones aledañas al Proyecto Pajarito por lo que resultan importantes por ciertas similitudes en las características de los depósitos minerales, como el hecho de que se encuentren en la Sierra Madre Occidental y son yacimientos de índole magmático-hidrotermal, siendo Choix un depósito mineral de tipo skarn y pórfido de cobre y San José de Gracia un depósito mineral de tipo epitermal de baja sulfuración.

1.8 Ubicación de zona de estudio

La zona El Renguito se encuentra a 300 km. al suroeste de la Ciudad de Chihuahua y a 160 km. al noreste de Los Mochis, Sinaloa. Se llega por la carretera Mochis al Fuerte hasta llegar a campamento Pajarito. Para llegar desde el campamento a la zona Renguito hay dos opciones, una por el noroeste y otra por el sureste, en la primera, se parte del campamento hacia el oeste por la terracería, una vez llegando a Chirimoya se da vuelta en dirección al NW hasta dirigirse al norte. Para llegar por el lado sureste es partir desde el campamento hacia el SW y dar vuelta mano izquierda en la primer bifurcación, siguiendo la terracería hasta el norte y dar vuelta mano izquierda hasta llegar a la ultima bifurcación, de la que se da vuelta mano izquierda y así seguir toda la terracería. Ambos caminos vía terracería tienen una longitud aproximada de 10 km tal y como se muestra en la Figura 1.1.

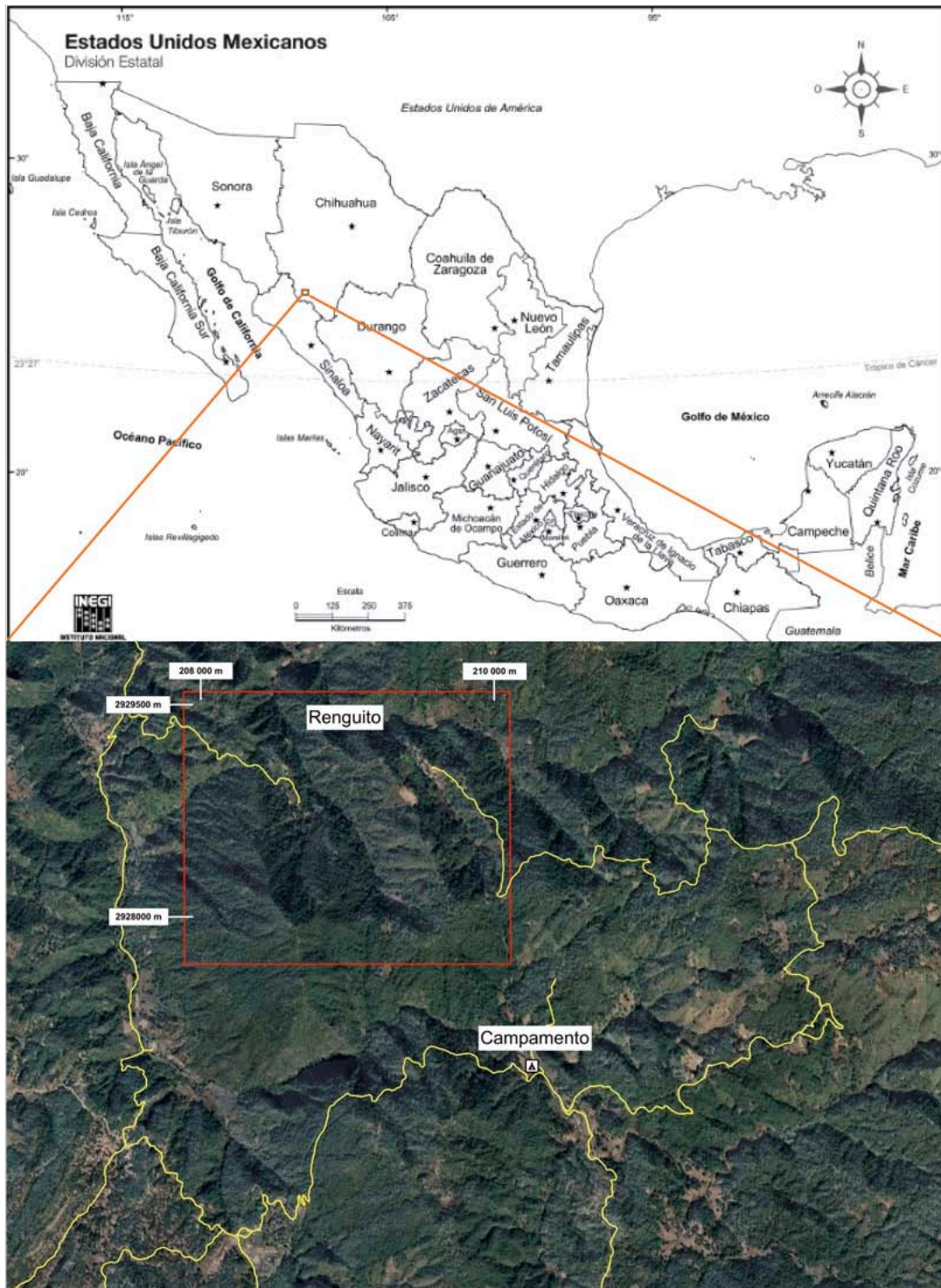


Figura 1.1. Vías de acceso por terracería para llegar a la zona El Renguito desde el campamento Pajarito. Terracería representada por lineamientos amarillos.

2 Marco Teórico

2.1 ¿Qué son los depósitos magmáticos-hidrotermales?

Un depósito magmático-hidrotermal es aquel en el que los minerales económicos precipitaron como producto del cambio fisicoquímico que se dio entre el contacto de fluidos hidrotermales derivados de un magma con la roca encajonante (Robb, 2005; Pirajno, 2009; Ridley, 2013). Los fluidos no necesariamente deben ser exclusivos de un magma, pueden estar mezclados con fluidos que provienen de otras fuentes.

Un ambiente hidrotermal resulta de la acumulación de fluidos o soluciones acuosas de alta temperatura (arriba de 50°C). Los fluidos son derivados de fluidos que no lograron incorporarse en la estructura cristalina del mineral que ya forma parte de un cuerpo cristalizado ortomagmático o bien, pueden proceder de ambientes de los alrededores del sistema, lo cual resulta en aguas primitivas o juveniles, connatas, meteóricas, de mar, subterránea o incluso fluidos metamórficos. Todos estos fluidos interactúan con una roca encajonante que puede variar en composición y origen; lo cual se traduce en la alteración parcial de dichas rocas. Si las rocas intrusivas no han logrado la fusión parcial de la roca encajonante, ésta alcanzará un nuevo equilibrio químico donde las asociaciones minerales habrán cambiado para ser estables bajo las nuevas condiciones. Producto de esta interacción entre la roca encajonante y la roca intrusiva, puede ocurrir metasomatismo, metamorfismo o asimilación cortical, por lo que la roca encajonante, el fluido hidrotermal, la alteración hidrotermal, las estructuras y la composición química del intrusivo, serán de gran relevancia para definir el depósito magmático-hidrotermal en cuestión (Robb, 2005; Pirajno, 2009; Ridley, 2013).

Existen varios modelos genéticos dentro de los depósitos magmáticos hidrotermales (Ridley, 2013): (1) Epitermal, en el cual la precipitación mineral ocurre cerca de la superficie terrestre; (2) pórfido, el cual es precursor de un epitermal por lo que puede encontrarse por debajo de depósitos epitermales; (3) skarns polimetálicos, los cuales resultan de la interacción entre rocas encajonantes calcáreas con un intrusivo; (4) VMS, o sulfuros masivos volcánicos que ocurren en la corteza oceánica o en un ambiente de trasarco, (5) Vetas polimetálicas y (6) Greisen, que pertenece más a un tipo de alteración metasomática. De los modelos anteriores, serán discutidos los depósitos (2), (3) y (1), pórfidos, skarns polimetálicos y epitermales, ya que son los modelos genéticos propuestos para el contexto de la zona El Renguito. Alrededor de un centro magmático se pueden encontrar los depósitos que se enlistan arriba, ninguno, o más de un tipo (idem, 2013).

2.2 ¿Qué es un pórfido?

Un pórfido es una roca que representa el escape de diferentes pulsos hidrotermales (Ridley, 2013), se desarrolla mayormente en un ambiente tectónico de arco magmático continental donde la subducción de una placa oceánica genera las condiciones necesarias para llevar a cabo procesos de fusión parcial y asimilación cortical. Los plutones pueden ser intrusionados por un complejo de plutones que cortan a los primeros, todos variando en composición debido a que surgen de diferentes fases de evolución del magma que se encuentra por debajo del intrusivo. Este tipo de depósitos pueden producir Cu, Mo y cantidades menores de Au. Aunque mayormente produzcan cobre, algunos depósitos son más ricos en oro cuando se asocian predominantemente a intrusiones como dioritas o monzonitas (idem, 2013).

Usualmente se asocia a una o hasta varias intrusiones y procesos termodinámicos e hidrodinámicos que ocurren en niveles relativamente someros, apróx. entre 1 y 5 km por debajo de la superficie (Pirajno, 2009), aunque algunos autores lo asocian a fenómenos que ocurren desde los 10 km por debajo de la superficie (Ridley, 2013).

La roca encajonante puede ser de cualquier composición, inclusive una intrusión previa. La intrusión que ha de originar dicho depósito se asocia a un magma calco-alcalino de series magnetita, la cual puede variar en cuanto a composición de intermedia a félsica. Las exsoluciones de agua y volátiles en forma de vapor ascienden y son mantenidas en la parte apical del intrusivo (Figura 2.1), lo cual hace que tome lugar la saturación de vapor, también conocida como “primera ebullición” (Robb, 2005; Ridley, 2013). Después, por efecto de descompresión, los fluidos se separan en dos fases, uno rico en soluciones de salmuera de alta densidad y otro de baja a intermedia salinidad de menor densidad rico en agua (Robb, 2005). Esta separación de fases detona la ebullición que hace precipitar a los minerales de la fase de baja o moderada salinidad (Pirajno, 2009) en vetillas de tipo stockwork, las cuales resultan por procesos de hidrofracturación (Ridley, 2013).

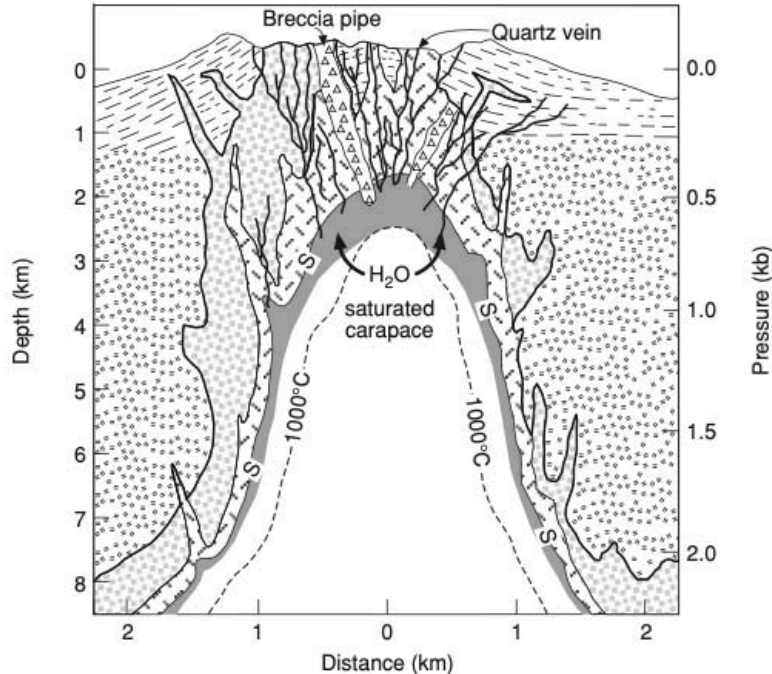


Figura 2.1. Representación esquemática de un sistema porfídico, la zona apical esta sobresaturada en agua lo que eventualmente propicia la hidrofracturación. Tomado de (Robb, 2005).

2.2.1 ¿Qué elementos definen a un pórfido?

Los fluidos que influyen en la acumulación de metales en un sistema porfídico pueden ser meteóricos, sin embargo, hay evidencias que demuestran que las fases volátiles provenientes de un magma hidratado son las que tienen mayor proporción de compuestos que contienen a los metales (Williams-Jones, 2005). La composición de los fluidos es compleja, es de moderada a baja salinidad con sales de NaCl, KCl, FeCl₂, puede haber sales de Cu y dentro de la solución pueden estar disueltos Pb, Zn, Mn y gases ricos en CO₂, SO₂ y H₂S (Ridley, 2013).

La evolución térmica ascendente del sistema magmático-hidrotermal puede ser evidenciada por las vetillas, las cuales pueden clasificarse en A, B, C, D y E (Monecke et. al., 2018), lo que sugiere que su formación se desarrolla a lo largo de etapas donde el sistema ha pasado de un ambiente litostático a hidrostático, por lo que el stockwork está compuesto de distintas generaciones de vetillas que difieren en morfología, mineralogía y alteraciones asociadas (Monecke et. al., 2018). Las vetas tipo A se asocian a la alteración potásica durante sus primeras etapas de precipitación del cuarzo. Las vetas tipo B son una reimpresión de cuarzo. Las vetas C tienen calcopirita e indican que las fases fluidas de baja salinidad pasan de un ambiente litostático a hidrostático. Con el continuo descenso de temperatura se forman vetas D y E, que se asocian a la alteración fílica, argílica y argílica avanzada.

Las vetas y vetillas se encuentran como agrupaciones multidireccionales con mineral económico y ganga, el mineral económico también se puede encontrar en la roca encajonante, la cual refleja alteración pervasiva. Por encima del pórfido se pueden encontrar depósitos de tipo epitermal que surgen de la continua evolución del sistema porfídico. Los minerales económicos consisten en calcopirita, bornita y puede haber calcocita, y también puede haber Au y Mo.

2.2.2 Alteraciones de un pórfido

Durante la evolución de un pórfido se llevan a cabo procesos que se ven reflejados en la textura, mineralogía, y composición química final del depósito (Pirajno, 2009), sin seguir el orden específico y solo indicando el proceso son: (1) intercambio alcalino, reflejado en la alteración potásica y sódica-cálcica; (2) adición de volátiles producto de exsolución a la roca encajonante la cual se refleja en la alteración propilítica; (3) hidrólisis, la cual se refleja en las alteraciones sericítica, argilización intermedia y avanzada; y (4) mucha adición de sílice. En (1), la adición de potasio a altas temperaturas resulta en un proceso de metasomatismo. Después, la alteración sódica-cálcica (1) y la alteración propilítica (2) se forman por la interacción entre fluidos meteóricos con la roca encajonante y la periferia del plutón, así como con vapores provenientes del magma, la alteración cálcica y sódica se forma donde los fluidos son salinos. Aquellos fluidos de líquido y vapor que siguen ascendiendo forman la alteración argílica. Finalmente, la alteración fílica, argílica y la clorita-sericita se sobrepone a las vetas de cuarzo y pirita que tienen minerales económicos y alteración potásica. Estos eventos pueden repetirse una y otra vez (ídem, 2009).

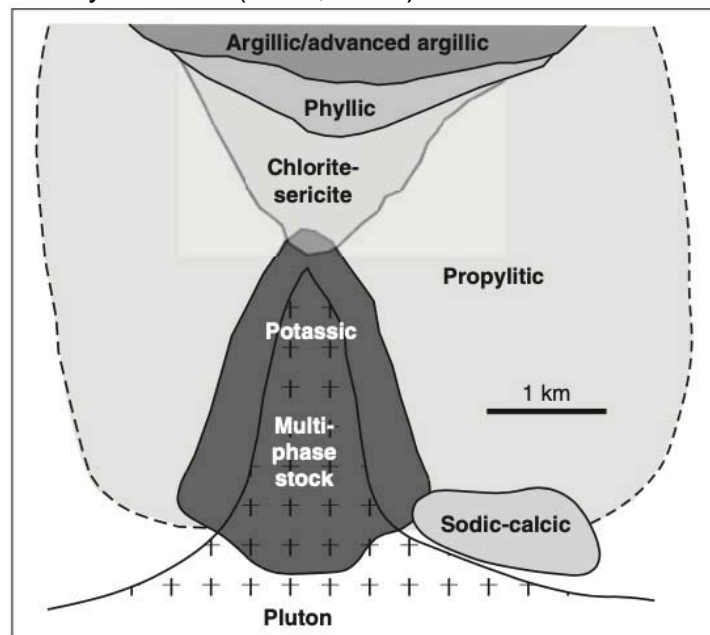


Figura 2.2. Sección idealizada de la distribución de alteraciones hidrotermales en un sistema porfídico. Tomado de (Ridley, 2013).

2.2.3 Guías de exploración en un pórfido

Los minerales económicos se encuentran dentro de la zonación de la alteración potásica en múltiples sistemas de vetillas aleatorias conocidas como stockwork. La alteración potásica consiste en cuarzo, feldespato potásico y a veces biotita, su identificación consiste en encontrar evidencias de reemplazamiento de plagioclasas o minerales máficos por ortoclasa o biotita (Ridley, 2013; Pirajno, 2009), la alteración que forma parte de los minerales ganga son clorita, albita, sericita, magnetita, anhidrita y pirita. En el volumen de roca donde se traslapa la alteración potásica y la alteración clorita-sericita se encuentran los más altos grados del mineral económico.

Las vetillas forman familias que tienen una paragénesis definida, algunas de ellas son las que contienen a la mena. Monecke et. al., (2018) describen a las vetas como tipo A, B, C, D y E. Las vetillas A y B están principalmente compuestas de cuarzo y feldespato K y biotita secundarias, las vetillas C (o incluso vetas de varios cm de grosor) consisten de calcopirita, bornita y pirita con poco o nulo cuarzo, las vetas D, siendo las más jóvenes, reemplazan a las vetillas más antiguas por abundante pirita, sericita y variables cantidades de cuarzo y las vetas E consisten de minerales como pirita, esfalerita, calcopirita, enargita, galena, tennantita-tetraedrita y carbonatos como rodocrosita (Monecke et. al., 2018).

2.3 ¿Qué es un skarn?

Un skarn es una roca que se puede desarrollar en un entorno geológico de metamorfismo regional de cordilleras de tipo andino o bien por metamorfismo de contacto que resulta por el emplazamiento de un cuerpo intrusivo entre rocas encajonantes esencialmente carbonatadas (Robb, 2005). La roca encajonante puede ser caliza, dolomita, marga, arenisca o lutitas calcáreas y tobas. Los cuerpos intrusivos pueden variar composicionalmente desde rocas félsicas a intermedias como granitos, granodioritas, cuarzomonzonitas y cuarzodioritas. Los fluidos hidrotermales que intervienen en su generación pueden ser metamórficos, magmáticos, aguas meteóricas, connatas, marinas o bien, una mezcla entre todas ellas (Meinert, 1992). Un skarn se caracteriza por su asociación mineralógica calcosilicatada formada por reemplazamiento, como el granate y el piroxeno.

Los skarns se distinguen por exhibir durante su proceso de formación dos etapas formativas generales, la etapa prógrada, asociada al metamorfismo con minerales anhidros y la etapa retrógrada de minerales hidratados que sobreimpone a la etapa prógrada (Pirajno, 2009). Minerales comunes de la etapa prógrada son diópsida, wollastonita, vesubianita, granate, epidota, clinozoisita, micas, idocrasa y magnetita (Ridley, 2013). En fases posteriores dentro de esta misma etapa, se lleva a cabo el reemplazamiento de andradita por magnetita, cuarzo, pirita y calcita, la diópsida es reemplazada por actinolita, calcita, cuarzo y algo de pirita (Pirajno, 2009). Los minerales que se forman como resultado de procesos de

reemplazamiento en la etapa retrograda son clorita, calcita, cuarzo, hematita, pirita y arcillas como caolinita, montmorillonita y nontronita.

2.3.1 ¿Qué elementos definen a un skarn?

El skarn se forma a una temperatura entre los 700°C y 200°C a presiones entre 0.3 y 3 kbar. Los fluidos del sistema tienen una salinidad alta la cual varían entre 10 a 45 wt% de NaCl equivalente. La profundidad es un parámetro muy importante entre las diferencias que caracterizan a varios tipos de skarn, cuando se forman en ambientes profundos, obedecen a controles estructurales de bandeamiento y el skarn suele tener longitudes cortas horizontalmente y longitudes largas verticalmente. Cuando el skarn es somero, obedece a controles estructurales de fallas, fracturas, horizontes permeables y ahora habrá aguas meteóricas que afecten a los fluidos hidrotermales, mientras que los skarn a profundidad tienen fluidos mayormente metasomáticos y magmáticos (Meiner, 1992; Pirajno, 2009).

Un depósito de tipo skarn se compone por evolución espacial y temporal de asociaciones minerales que se agrupan en dos zonas de importancia, el exoskarn y el endoskarn. El exoskarn resulta del reemplazamiento de las rocas encajonantes formando mantos y algunas veces chimeneas, mientras que el endoskarn tiene lugar dentro del cuerpo intrusivo. Las rocas carbonatadas puras, es decir que tienen un mayor contenido en calcio, se transforman en mármol, si son impuras y varían en su composición litológica, se transforman en algo conocido como skarnoides (Meinert, 1992; Pirajno, 2009).

Los exoskarn también pueden ser subdivididos en función de su contenido en calcio, magnesio e impurezas. Los skarns cálcicos, cuyo protolito fue una caliza, contienen minerales como granates (series andradita - grossularita), clinopiroxenos (series diópsida – hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidota y magnetita. Los skarns magnésicos, cuyo protolito fue una dolomita, contienen minerales como diópsida, forsterita, serpentina, magnetita, humita, periclasa, flogopita, brucita y talco o tremolita-actinolita. Un tercer tipo de skarn se relaciona a protolitos con mayor contenido en sílice, se conoce como skarnoide y contiene tremolita-actinolita lo cual se relaciona a una etapa de alteración-mineralización asociada a un depósito porfídico (Pirajno, 2009). El exoskarn muestra un traslape entre la fase retrógrada y la prógrada.

2.3.2 Alteraciones de un skarn

Durante la evolución de un skarn toman lugar los siguientes procesos (Pirajno, 2009): un incremento en temperatura para dar lugar a (1) la etapa de metamorfismo prógrado, posteriormente (2) la etapa de metasomatismo, y finalmente (3) la etapa de alteración retrógrada, que consiste en la disminución de la temperatura, lo que permite la precipitación de fases hidratadas (Figura 2.3). Mediante la identificación de las asociaciones minerales se pueden observar

minerales guía o índices que representan el zoneamiento o halos de alteración de un depósito de tipo skarn. En la etapa prógrada se genera granate (grosularita-andradita), clinopiroxeno, vesuvianita, wollastonita y rodonita. En la etapa de alteración retrógrada, precipitan minerales de fases hidratadas como anfíbol, biotita, epidota, clorita y minerales de óxidos y sulfuros, especialmente cerca del plutón. De las soluciones químicas liberadas por el cuerpo ígneo, los componentes de éste se filtran entre las fracturas y en los horizontes permeables de las rocas encajonantes y el plutón, lo cual produce la alteración potásica y la calcopirita diseminada sobre la roca plutónica.

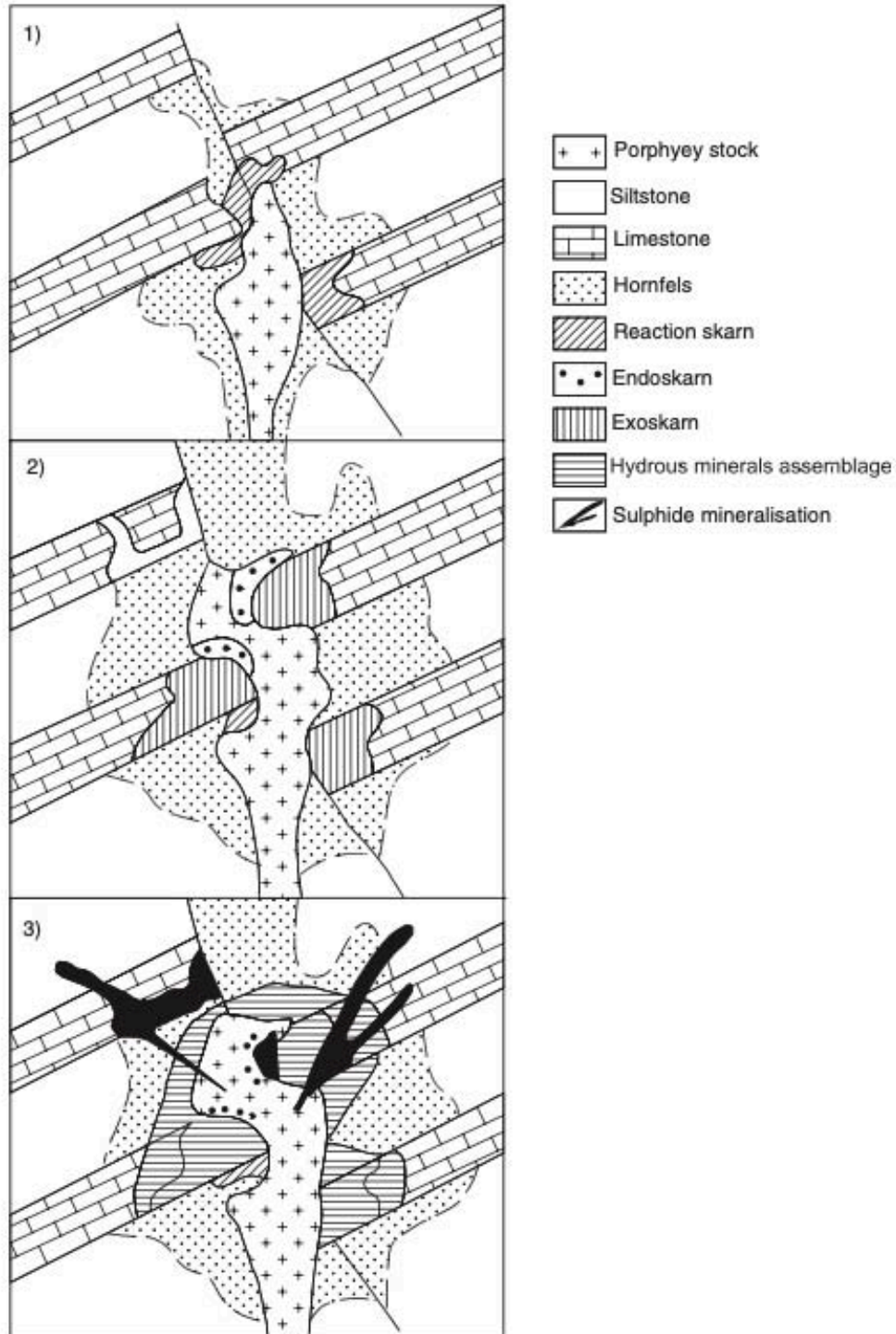


Figura 2.3. Etapas de formación de un skarn. En 1) se muestra el metamorfismo isoquímica, en donde la roca caliza reacciona con el plutón generando un skarn de reacción y con la limolita un hornfels. En 2) muestra le etapa de metasomatismo donde se genera el endoskarn y exoskarn. En 3) la etapa retrógrada donde precipitan los minerales hidratados así como los económicos. Tomado de (Pirajno, 2009).

2.3.3 Tipos de skarn

Un skarn puede ser estéril, es decir que no tiene mineralización económica importante, o bien, puede formar depósitos económicos importantes de alta ley y bajo tonelaje (Ridley, 2009). La mayoría de los skarns económicos se presentan como exoskarn (Robb, 2005), en rocas encajonantes cuya composición consiste mayormente de carbonatos (Pirajno, 2009). Los tipos de skarn económicos son de Cu, Zn, Pb, Au, W, Sn-W, Mo, REE, EGP y U (Meinert, 1992), así como de minerales industriales como wollastonita, grafito, asbesto, talco, barita y fluorita (Segura y Partida, 2010). El zoneamiento presente en el granate y piroxeno a causa del cambio fisicoquímico en las condiciones del fluido puede ayudar a identificar el tipo de skarn, por lo que regularmente su contenido en Fe es importante y característico de un tipo de skarn en particular (Meinert, 1992). Meinert (1992) da algunas particularidades en contenido elemental según sea el tipo de skarn, por ejemplo, los skarns de tipo Au, W y Sn tienen mayor contenido en aluminio (actinolita – hastingsita - hornblenda), mientras que los skarns de tipo Cu, Mo y Fe tienen muy alto contenido en Fe en la serie de tremolita-actinolita.

2.3.4 Exploración en un depósito de skarn o guías de exploración

En la exploración geológica de un skarn existen halos de alteración y zoneamiento que responden a variaciones de temperatura y a la evolución del fluido desde el contacto del intrusivo hacia la roca encajonante y permiten definir asociaciones minerales de las zonas proximal y distal. Por ejemplo, Meinert (1992) describe estos halos de alteración en colores; el granate es comúnmente rojo marrón oscuro en la zona proximal, mientras que en la zona distal el color del granate se vuelve más claro, y es verde pálido al frente de la zona de mármol; el piroxeno variará en su coloración en función del contenido en Fe o Mn, y esto dispondrá de guías de exploración para la localización de la parte económica del skarn. Otro patrón en la zona proximal puede ser su contenido en pirita, calcopirita, magnetita y bornita (Robb, 2005). La zonación puede ocurrir a escalas de micrómetros e inclusive de kilómetros, con lo que se ha identificado que la mineralogía cambia desde el intrusivo hasta la roca encajonante debido a la disminución del Fe de adentro del intrusivo hacia afuera (Pirajno, 2009).

La mineralización dentro de un skarn pueden ser óxidos o sulfuros diseminados, en vetas o mantos de reemplazamiento de las unidades litológicas carbonatadas. La diseminación coincide con la etapa retrógrada, mientras que la formación de vetas coincide con la alteración sericítica y argílica, así como a la silicificación. Durante la alteración retrógrada se destruyen los minerales que fueron generados durante el metamorfismo isoquímico y metasomatismo formando minerales como clorita, calcita, cuarzo, hematita, pirita, y minerales del grupo de la arcilla como caolinita, montmorillonita y nontronita. También pueden formarse minerales como pirita, esfalerita, galena y tennantita en forma de vetas.

2.4 ¿Qué es un depósito Epitermal?

Un depósito epitermal es un sistema geotérmico fósil (Pirajno, 2009). En la actualidad estos sistemas se encuentran cerca de la superficie y pueden ser explotados para transformar energía térmica en energía eléctrica, pero aquellos campos geotérmicos del pasado que ya han sido objeto de agentes erosivos, son hoy en día depósitos epitermales. La temperatura de formación es menor de los 300°C y la presión es menor de 500 bares (ídem, 2009). A menos de 1500 m por debajo de la superficie se encuentran estos depósitos, y por debajo de ellos se encuentran los sistemas de pórfidos. Cómo se han emplazado cerca de la superficie, son depósitos relativamente jóvenes, la mayoría de ellos pertenecientes al Cenozoico (Ridley, 2013; Sillitoe, 2015).

El régimen tectónico y climático, el contenido de sílice hidrotermal y la textura de los minerales determinan el potencial de los productos de la paleosuperficie, así como de los minerales económicos que se pueden encontrar (Sillitoe, 2015). Los productos de un nivel freático de alta temperatura son (1) zonas de vapor caliente (Steam-heated zone), (2) silicificación del nivel freático (Groundwater table silicification), (3) sedimentos lacustres de sílice amorfos (lacustrine amorphous silica sediments), (4) brechas hidrotermales de cráter de erupción (hydrothermal eruption craters and breccias), (5) punto caliente de sinter (hot spring sinter), (6) travertinos de puntos termales (hot spring travertines), (7) pedernal hidrotermal (hydrothermal chert) y (8) sedimentos lacustres silicificados (Silicified lacustrine sediments (figura 2.4). Algunos de estos 8 productos son característicos de los depósitos epitermales de alta sulfuración, intermedia sulfuración y baja sulfuración (Sillitoe, 2015).

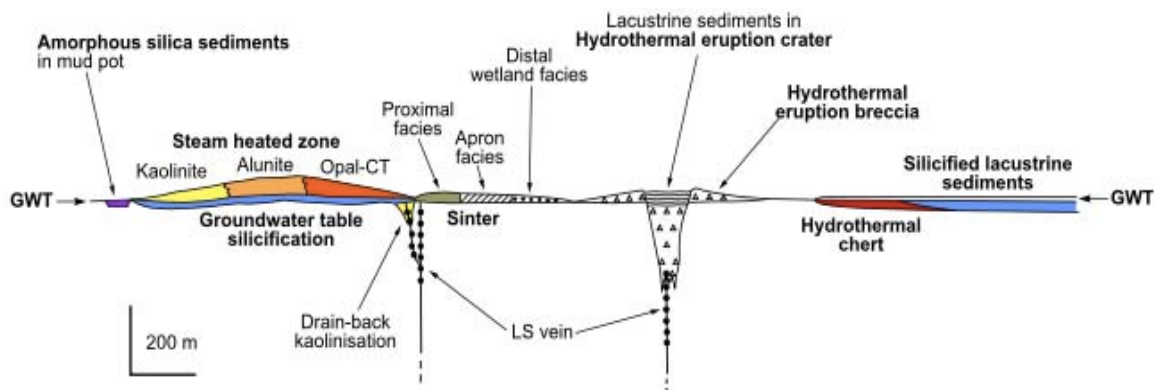


Figura 2.4. Estructuras superficiales y subsuperficiales hidrotermales de la interacción con el nivel freático. Tomado de (Sillitoe, 2015).

La manera en la que se disponen los minerales económicos desde la superficie hasta los 1500 metros de profundidad puede ser en forma de vetas, stockworks y disseminaciones. Pueden ser de grandes tonelajes y bajo grado en Au y Ag o pequeños tonelajes y alto grado en Au y Ag. Estos depósitos se forman en el mismo entorno tectónico a los pórfidos; arcos volcánicos continentales, arcos de

islas volcánicas intra-oceánicas, áreas de vulcanismo difuso en regiones de tras arco continental (Ridley, 2013) y en ambientes de tras-arco extensional o fallamiento lateral (Camprubí y Albinson, 2006).

2.4.1 ¿Qué elementos definen a un epitermal?

La baja temperatura (>50°C < 300°C) y una presión menor a 500 bares son características del sistema epitermal, a esto se añade el estado de sulfuración como criterio para definir entre un sistema epitermal de baja, intermedia o alta sulfuración. Las soluciones hidrotermales pueden provenir del magma, añadiendo HCl, CO₂ y H₂S al sistema, así como de agua meteórica. Los fluidos son débilmente salinos y pueden ser menores a 1 o entre 5 y 15 wt% de NaCl equivalentes (Pirajno, 2009).

El sistema de baja sulfuración (BS) ocurre en un entorno de separación cortical o rift y de sedimentación fluvio-lacustre (Sillitoe, 2015), es reducido, tiene pH casi neutro y cuenta con gases magmáticos siendo principalmente CO₂, SO₂, y HCl. Está caracterizado por una baja salinidad de entre 0.5 y 2 wt% de NaCl equivalentes. En la zona cercana a la superficie se condensan los vapores ricos en CO₂ y H₂S para formar aguas ácidas sulfatadas. La fuente magmática es muy lejana, los fluidos que alcanzan la superficie varían en temperatura entre 200 y 300°C. y se encuentra a presión hidrostática. Los minerales predominantes, basados en el espectro de sulfuración son arsenopirita, calcopirita y pirrotita (Robb, 2005; Ridley 2009).

El sistema de alta sulfuración (AS) ocurre en centros magmáticos durante el magmatismo activo (Ridley, 2013), es oxidado, tiene pH ácido de 0 a 2, temperaturas entre 200 y 300°C y se define por tener esencialmente rocas encajonantes de composición félsica o intermedia, incluyendo lavas y rocas piroclásticas. Son depósitos ricos en Au o Au y Cu con Ag como subproducto. El ascenso de volátiles magmáticos de alta temperatura se mezcla con el nivel freático, dando como resultado una fuerte acidificación en las soluciones hidrotermales. El producto volátil magmático es HCl, SO₂, H₂S, etc. Los últimos dos miembros se oxidan y reaccionan con agua, lo cual forma ácido sulfúrico como se muestra en la siguiente reacción:



El ácido sulfúrico lixivia fuertemente a la roca encajonante buscando el equilibrio químico. Cuando se logra dicho equilibrio, se efectúa la neutralización de la roca y se produce una nueva asociación mineral la cual dictamina la alteración argílica avanzada. La salinidad del fluido cambia con respecto a la profundidad, si se encuentra por debajo de la zona mineralizada, alcanza valores 20-30 de wt% de

NaCl equivalentes, si es por encima, la salinidad varía de 2 a 5 wt% de NaCl equivalentes.

En la mayoría de los depósitos se ha determinado que el rango de depósito a profundidad es entre 200 y 300 metros. El cuerpo que resulta de la acidificación y el proceso de equilibrio fisico-químico se conoce como lithocap, el cual resiste a la erosión por estar fuertemente silicificado. Los minerales basados en el espectro de sulfuración son enargita, luzonita y famatinita (Robb, 2005; Ridley 2009, Sillitoe 2015).

El sistema de intermedia sulfuración (IS) puede tener características de ambos, siendo más cercano a un depósito epitermal de alta o baja sulfuración, por lo que puede pertenecer a un centro magmático o a una zona de separación cortical y sedimentación fluvio-lacustre. En la figura 2.5 se muestran los sistemas de baja, alta e intermedia sulfuración.

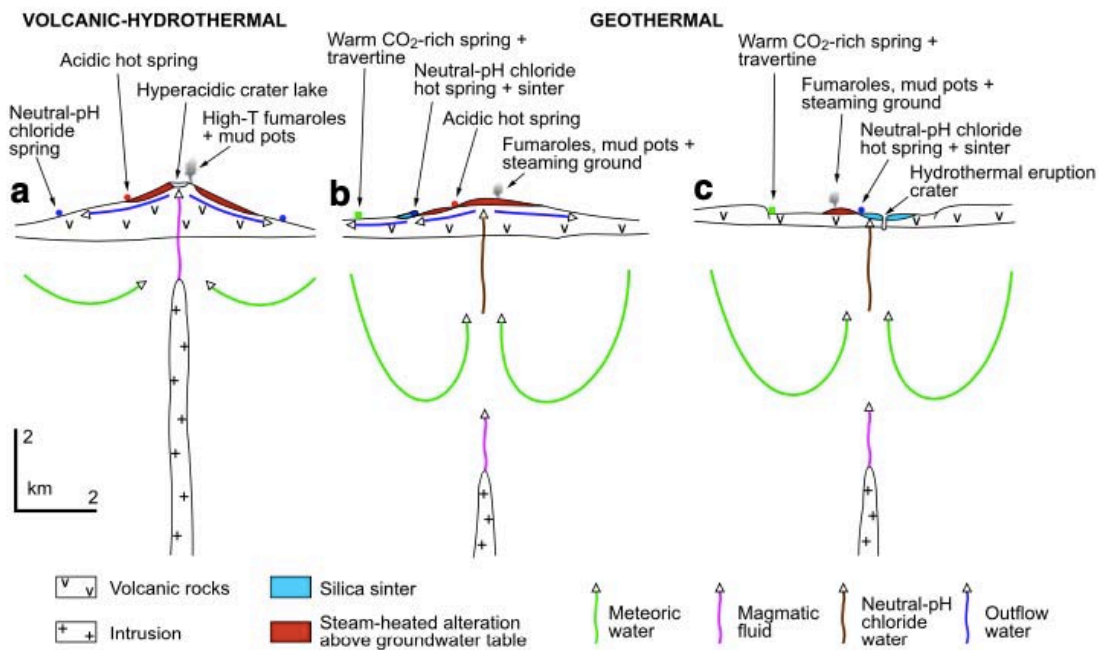


Figura 2.5. Representación esquemática de (a) un sistema de alta sulfuración, (b) un sistema de intermedia sulfuración y (c) un sistema de baja sulfuración. Tomado de (Sillitoe, 2015).

Camprubí y Albison (2006) y (2007) hacen mención de la importancia de los depósitos epitermales en México, en su mayoría localizados en la Sierra Madre Occidental, donde la mayoría de los depósitos son asociaciones de epitermales de baja e intermedia sulfuración, y algunos otros de alta con intermedia sulfuración. Por lo anterior, establecen una clasificación empírica aplicable para estos tipos de depósitos; A, B y C. En los depósitos de Tipo A (1) se engloban las características en su totalidad de los depósitos de intermedia sulfuración (IS); los depósitos Tipo

B (2), los cuales son los más comunes, tienen una distribución vertical donde los minerales a niveles cercanos de la superficie exhiben texturas características de un depósito de baja sulfuración (BS) y raíces de intermedia sulfuración (IS) a mayor profundidad con posible alto contenido en metales preciosos; y los depósitos Tipo C (3), los cuales exhiben mineralización exclusiva del depósito de baja sulfuración (BS) como se muestra en la figura 2.6.

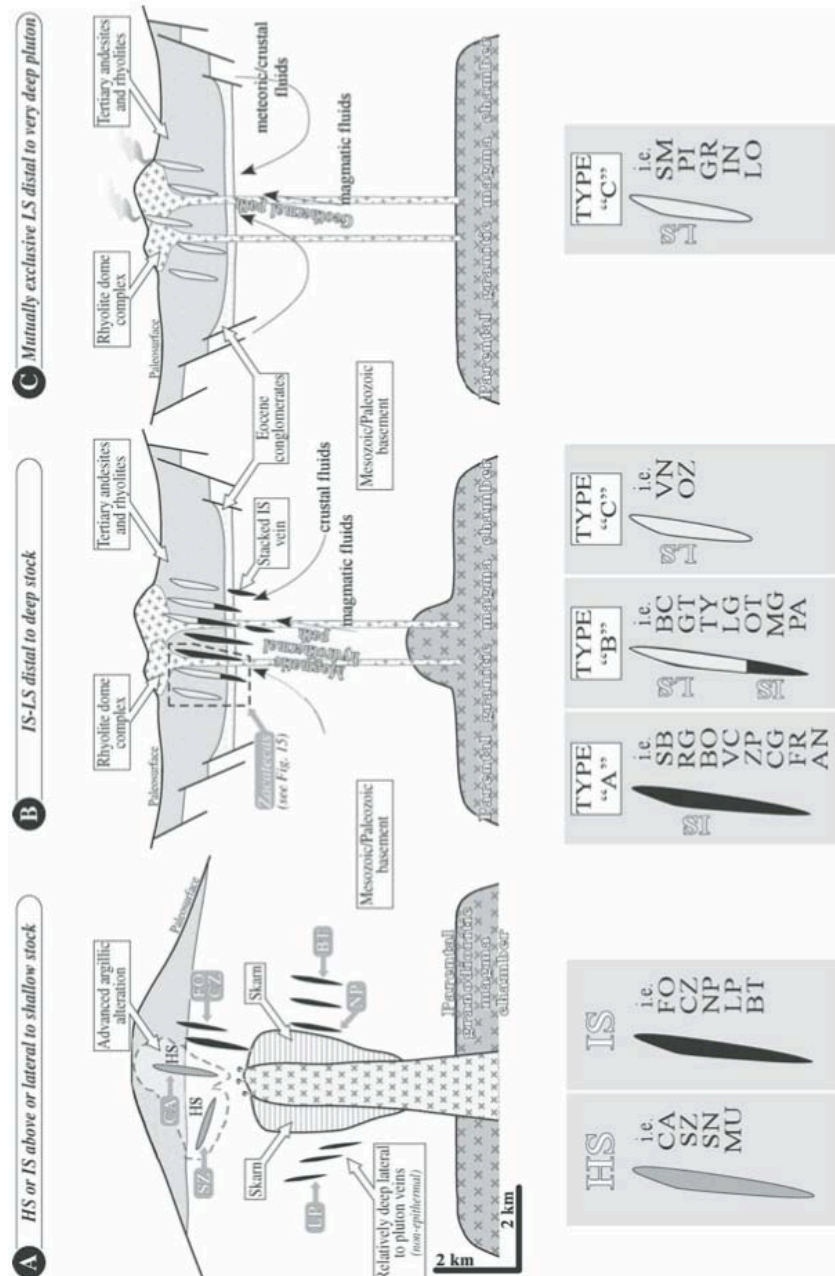


Figura 2.6. Representación esquemática de la clasificación propuesta para los particulares depósitos epitermales en México. Tomado de (Canprubí y Albinson, 2007).

2.4.2 Alteraciones de los depósitos epitermales

En los depósitos de baja sulfuración la roca alterada se extiende a varios kilómetros, tiene halos de algunos metros de ancho de facies de alteración argílica con illita, silicificación y propilítica de temperaturas en el intervalo de 200°C a 275°C donde minerales arcillosos están presentes como la esmectita, representando la diferencia con la alteración propilítica de mayor temperatura asociada a los pórfidos, en donde el mineral presente será la clorita y no la esmectita (Pirajno, 2009).

En los depósitos de alta sulfuración la alteración hidrotermal se caracteriza por tener en su centro cuarzo vuggy, resultado de la extrema lixiviación. En los bordes inmediatos se encuentra la argilización avanzada, consistente en cuarzo, alunita y comúnmente caolinita, dickita y anhidrita. La pirofilita puede encontrarse a niveles más profundos dentro de esta misma alteración. A veces puede haber andalusita y la alunita reemplaza en forma de pseudomorfo al feldespato. En los bordes inmediatos adyacentes hacia fuera de la alteración argílica avanzada, se encuentra la alteración argílica, consistiendo en una asociación mineral de caolinita, illita y esmectita y finalmente en el borde inmediato hacia fuera del modelo, se encuentra la alteración propilítica con asociaciones minerales consistentes en calcita, sericita y epidota.

2.4.3 Exploración en epitermales o guías de exploración

Un estilo muy característico de los depósitos epitermales de baja sulfuración es que la mineralización se encuentra en enjambres de vetas de buzamiento o echado abrupto de hasta 1000 m de largo y espesores variables, generalmente menores a 10 m, así como en la roca encajonante hidrotermalmente alterada. Pueden estar orientadas subparalelamente en conjuntos de fallas o fracturas. Aunque sean vetas muy largas, la mineralización económica solo se encuentra verticalmente en un intervalo de no más de 500 m (Ridley, 2013). Los minerales económicos también se depositan en las chimeneas de brechas, ya sea en la matriz de la brecha o en los clastos (ídem, 2013). Las vetas tienen asociaciones minerales de cuarzo, adularia, calcita y clorita. La adularia y la calcita se encuentran solo en algunos intervalos de las vetas. En las vetas, los minerales económicos precipitan dependiendo del estado de sulfuración (Einaudi et al., 2003), por ejemplo, la enargita es indicativa de los depósitos de alta sulfuración, la pirita o marcasita son los sulfuros que dominan en los depósitos de intermedia sulfuración y arsenopirita con pirrotita en depósitos de baja sulfuración. Las zonas de bonanza ocurren solo en algunas zonas a profundidad del depósito.

En los depósitos epitermales de alta sulfuración, cristales euhedrales y cuarzo vuggy indican que hubo tiempo para precipitar perpendicularmente al plano de la veta y es donde mayormente precipita el mineral económico en forma diseminada (Ridley, 2013). Bandas de crecimiento crustiforme y coliforme indican una rápida

precipitación del mineral, si el fluido tiene alto contenido en silica, polimorfos criptocristalinos del mismo precipitan en forma de calcedonia u ópalo. Las texturas primarias, de recristalización y de reemplazamiento funcionan como diagnóstico para comprender el origen y morfología. Se pueden encontrar minerales como pirita, calcocita, covelita y sulfosales de Cu y As.

2.5 Relación entre diferentes modelos genéticos

Los depósitos pueden estar relacionados genética y temporalmente con el magmatismo (Camprubí y Albinson, 2006), ya que pueden ser ligados a un mismo episodio metalogénico (Camprubí y Albinson, 2007). En los márgenes convergentes, durante la subducción de la corteza oceánica, ocurren procesos donde la alta presión y temperatura permiten la fusión parcial de rocas mantélicas y los magmas producidos ascienden. Las rocas resultantes de dichos procesos promovidos por la oxidación del manto y la liberación del oro (Hedenquist et al., 2000) adquieren nuevas características químicas y termodinámicas, que, al diferenciarse, cristalizar, exsolver soluciones e interactuar con las rocas encajonantes resulta en posibles mineralizaciones de pórfidos o skarns metalíferos si las condiciones y los controles de precipitación lo permiten. Muchos depósitos de pórfido se encuentran debajo de estratovolcanes, y la parte superior del pórfido es transicional a depósitos de tipo epitermal y lateralmente a depósitos de tipo skarn si hay rocas calcáreas presentes (Pirajno, 2009).

Hay evidencias de una relación espacial y hasta genética entre depósitos epitermales de alta sulfuración (AS) y depósitos de pórfidos subyacentes (Hedenquist et al., 2000), así como el reconocimiento de la existencia de depósitos de intermedia sulfuración (IS) asociados a depósitos de alta sulfuración (AS) o bien a baja sulfuración (BS). Como se mencionó antes, la mayoría de los depósitos epitermales en México corresponden al Tipo B, es decir depósitos de baja sulfuración (BS) asociados a depósitos de intermedia sulfuración en la raíz (IS) y pueden coexistir o no con skarns polimetálicos asociados a cuerpos intrusivos profundos (Camprubí y Albinson, 2007). Dentro de un episodio metalogénico los fluidos magmáticos-hidrotermales evolucionan según sea su interacción con las rocas encajonantes, por ejemplo, la porción más profunda de un depósito de alta sulfuración puede conectar a un depósito de pórfido por debajo de 1 km de éste, indicado por la asociación mineralógica de alta temperatura consistente en pirofilita, corindón, andalusita y filones de enargita y bornita (Hedenquist et al., 2000). Para la relación entre diferentes depósitos de índole magmático-hidrotermal como los pórfidos, epitermales y skarns (Einaudi et al., 2003) el estado de oxidación y sulfuración juega un rol importante en algunos de los controles para la evolución de los fluidos hidrotermales, así como el tiempo de vida de la actividad hidrotermal (Moncada, 2019) y algunos procesos como la ebullición o por flashing (Tharalson et al., 2019; Zeeck et al., 2020).

3 Metodología

Para la obtención de evidencias geológicas en muestras de roca del área El Renguito que permitieran la identificación de un posible depósito mineral, se mapeó la región durante un periodo de 20 días en verano del 2022. En conjunto al mapeo se realizaron campañas de muestreo, las muestras tuvieron una identificación preliminar en el gabinete del campamento geológico de Pajarito para seleccionar aquellas convenientes de someter a análisis de petrografía y mineragrafía de láminas delgadas; espectroscopia de infrarrojo cercano (SWIR por sus siglas en inglés); microscopia electrónica ambiental de barrido (ESEM por sus siglas en inglés); y microtermometría en instalaciones de los institutos de Geofísica y Geología de la UNAM. Con base en la información recabada se hicieron interpretaciones para definir tipología de yacimiento y áreas de oportunidad para su exploración.

3.1 Reconocimiento en campo, cartografía y muestreo

La región de El Renguito consiste en un área de 4 km² donde se llevaron a cabo actividades de mapeo para el levantamiento de datos litológicos, estructurales y mineralógicos para identificar rocas encajonantes, rocas intrusivas, vetas, brechas, halos de alteraciones hidrotermales, que permitieran la realización de un mapa geológico-minero. El mapeo fue realizado a escala 1:2000. En total se tomaron 20 muestras seleccionadas para ser enviadas a la CDMX y someterlas a diversas técnicas analíticas, de las cuales 9 muestras fueron utilizadas para definir litologías en lámina delgada, 2 muestras para caracterización por inclusiones fluidas y definir un posible depósito mineral con microtermometría, de las cuales también se realizó la elaboración de sus respectivas láminas delgadas para identificación petrográfica y 9 muestras para definir alteraciones hidrotermales por medio de SWIR. La petrografía fue complementada con estudios de microscopía ambiental electrónica (ESEM) y análisis de química mineral (EDS).

3.2 Digitalización de mapa

Del mapa realizado en campo, se emprendió la tarea de digitalizarlo con el sistema de información geográfica de código abierto QGIS, así como de su actualización litológica una vez que se llevó a cabo la petrografía de láminas delgadas para la identificación de las rocas.

3.3 Petrografía y mineragrafía de láminas delgadas

Para este estudio se mandaron a preparar 11 láminas delgadas pulidas con dimensiones convencionales (4 x 2.2 cm y 60 µm), de las cuales 9 se tomaron para definir litologías, asociaciones minerales, texturas, paragénesis e identificar procesos genéticos y post-genéticos, y 2 para caracterizar estructuras mineralizadas veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo.

Se utilizó el microscopio óptico Zeiss de luz transmitida, ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría (LPM) del Instituto de Geofísica de la UNAM, y el microscopio óptico Olympus con luz transmitida y reflejada ubicado en el Instituto de Geología de la UNAM. En los microscopios se tomó evidencia fotográfica con apoyo del software ImageFocus.

3.4 Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR)

Nueve muestras fueron analizadas por medio de la técnica de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR por sus siglas en inglés). La técnica permite utilizar la región del espectro electromagnético que se encuentra dentro del rango del infrarrojo cercano (1300 y 2500 nm) para determinar a qué intervalo de longitud de onda característico pertenece el mineral a partir de sus componentes moleculares que se basan en la ocurrencia de bandas de absorción causadas por vibraciones. Los minerales de fases de alteración hidrotermal que pueden ser analizados contienen moléculas y radicales como OH, H₂O, CO₃, NH₄ (Canet et al., 2010 citando a Thompson et al., 1999).

El análisis se realizó con un espectrómetro portátil LabSpec Pro (Analytical Spectant Devices, Inc) (Figura 3.1) en el LMP del Instituto de Geofísica. El equipo funciona por medio del software Indico-Pro, lo cual permite establecer una correlación entre el porcentaje de reflectancia con los intervalos de la longitud de onda del infrarrojo cercano. Los datos obtenidos se guardaron en formato texto (txt) para poder ser graficados en Excel. La gráfica de dispersión resultante del espectro de la especie mineral de la muestra permitió llevar a cabo su comparación con otros datos registrados en la base de datos espectral del libro *SWIR SPECTRAL MINERAL IDENTIFICATION SYSTEM*, volumen II, que proporciona información descriptiva adicional.



Figura 3.1. a) Espectrómetro portátil LabSpec Pro (Analytical Spectant Devices, Inc). b) irradiador de muestra.

3.5 Microscopia electrónica ambiental de barrido (ESEM)

Las láminas delgadas pulidas para análisis petrográfico y las secciones pulidas para microtermometría fueron analizadas en ESEM con el propósito de identificar asociaciones minerales y rasgos texturales que son desapercibidos en los microscopios ópticos.

El procedimiento toma lugar en una cámara de casi vacío, lo cual lo diferencia del SEM convencional que utiliza una cámara de vacío (Melgarejo et al., 2010). El ESEM funciona mediante la obtención de una imagen de la muestra que resulta a partir de la interacción entre su barrido con un haz de electrones incidentes, lo cual origina la emisión de electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos de los elementos presentes en la muestra. El número de electrones retrodispersados depende de la composición química promedio del mineral excitado, por lo que se verá reflejado en la intensidad, si son de menor número atómico, se ven oscuros, si son de mayor número atómico, se ven brillantes (Melgarejo et al., 2010).

Se utilizó el Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental Hitachi TM-1000 (Figura 3.2) ubicado en el LPM del Instituto de Geofísica de la UNAM que funciona mediante el software SwiftED-TM. Las imágenes observadas tienen un rango visual desde 20X hasta una magnificación de 10000X. La técnica permite conocer la topografía de la superficie y la composición química semicuantitativa de los minerales al mostrar la imagen del punto que ha sido objeto de análisis, así como una gráfica con picos que representan el porcentaje de los elementos químicos presentes en la muestra, que, acompañado de los análisis petrográficos y minerográficos previos, además del contexto geológico identificado, se define el mineral que se observa. La identificación de los porcentajes permite comparar los resultados proporcionados por el microscopio Hitachi con resultados compilados en bases de datos que se encuentran en internet, para este caso se utilizó la página Webmineral (<https://www.webmineral.com/chemical.shtml>).



Figura 3.2. Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental Hitachi TM-1000.

3.6 Microtermometría

El análisis de microtermometría de inclusiones fluidas fue llevado a cabo en 2 láminas delgadas doblemente pulidas con un espesor de 100 μm .

Las inclusiones fluidas (IF) son cavidades o defectos en la estructura cristalina de un mineral que puede contener líquidos, gases, sólidos o una mezcla de ellos. Parámetros como grado de relleno, que indica el contenido en porcentaje de líquido y gas en un volumen dado por la cavidad, el tipo, que indica cuantas fases coexisten en una IF y la forma pueden proporcionar información sobre las condiciones geológicas en las que se generó el mineral o los fluidos que intervinieron a lo largo de su historia geológica (Camprubí, 2010). Las IF pueden formarse de un fluido primario, es decir, del fluido responsable de la cristalización inicial o de un fluido secundario, el cual precipita y se incorpora en la estructura mineral después de su formación temprana (Korzeniewski, 2002). La microtermometría acompañada de una sólida base de estudios petrográficos, puede determinar la tipología a la que puede pertenecer una mineralización concreta (Camprubí, 2010).

El equipo utilizado fue una platina microtermométrica Linkam THMSG 600 (Figura 3.3) del Laboratorio de Catodoluminiscencia e Inclusiones Fluidas (LCIF) del LANGEM en el Instituto de geología de la UNAM, el cual cuenta con un intervalo térmico entre -190 y 600°C . Para ver las IF se utilizó el objetivo de 50X del microscopio Olympus. Con apoyo de la cámara de software Scope Essentials, se obtuvo la imagen como evidencia fotográfica.



Figura 3.3. Platina microtermométrica Linkam THMSG 600 y microscopio Olympus.

El equipo consiste en una platina de enfriamiento/calentamiento donde se apoya de gas preenfriado como nitrógeno para enfriar la muestra, seguido de su calentamiento. Con el software Linkam se establecen las rampas (en este caso 4) de las temperaturas en las cuales se define la tasa del incremento de temperatura en grados Celcius en función del tiempo, el límite de la temperatura tanto menor como mayor y la duración del tiempo que estará detenida la rampa.

Previo al estudio de las IF, se estudiaron petrográficamente las muestras mediante el microscopio óptico, donde se identificaron asociaciones minerales, texturas, microestructuras y la ubicación de las IF en sus asociaciones minerales. También

se identificaron parámetros como tipo de IF, forma, grado de relleno, familias de inclusiones fluidas y el reconocimiento del evento paragenético al que pertenecen.

Para obtener los minerales para el estudio microtermométrico, las láminas con la sección doblemente pulida se despegaron del portaobjetos con ayuda de acetona concentrada (>60%). Se seleccionaron los fragmentos de muestra con las familias de inclusiones fluidas y se colocaron aquellas identificadas como primarias y pseudosecundarias en el análisis petrográfico previo dentro de la platina de enfriamiento/calentamiento y se procedió a definir las rampas con los límites de disminución y aumento de temperatura, los cuales fueron -80 y 450 °C respectivamente. Los datos microtermométricos obtenidos fueron las temperaturas siguientes: (1) temperatura eutéctica (T_e), que es la temperatura donde coexisten todas las fases encontradas en la IF e informa sobre la complejidad química de los solutos (Camprubí, 2010), (2) temperatura de fusión del hielo (T_{fh}) o clatrato (T_{fc}), que permiten calcular la salinidad y (3) temperatura de homogeneización (T_h), que es el momento en el que se homogenizan las fases dentro de la inclusión (SEGEMAR, 2002).

La medición microtermométrica inició con un proceso de enfriamiento con la disminución gradual de la temperatura hasta -80°C. Para observar la T_e , que depende de los componentes de la inclusión (e.g. H_2O , NaCl, KCl, CO_2 , CH_4 , etc.), la temperatura se programó para aumentar progresivamente y así identificar la temperatura a la que coexistieran todas las fases presentes (e.g. líquido, sólido y gas). El tamaño de las inclusiones (<10 μm) dificultó la observación de la T_e de algunas IF. El aumento progresivo de la temperatura hace que paulatinamente los cristales sólidos (e.g. hidrohálita) se fundan hasta observar la T_{fh} , donde funde el último cristal de hidrohálita, que en el caso de las IF fue muy cercano al 0°C. Posteriormente, siguiendo la programación de las rampas, la IF llegó al punto en que la fase de gas o sólido se homogenizan en el líquido de la inclusión denotando la T_h . La temperatura alcanza el límite superior programado en la rampa (430°C) para disminuir hasta la temperatura ambiente (20°C). El fragmento observado para mediciones microtermométricas fue usado un par de veces para llevar a cabo el proceso de enfriamiento y calentamiento, evitando alterar inclusiones.

Los datos microtermométricos (T_e , T_{fh} , T_{fc} , T_h) fueron registrados en un archivo de Excel para su manejo y generación de gráficos. Se midieron 2 muestras con abundante contenido en cuarzo, (1) la Veta-brecha Fernanda y (2) la Veta pseudo bandeada de cuarzo, de las cuales se definieron sus etapas paragenéticas. Se midieron las T_e de las IF con lo que se obtuvieron 2 tipos de sistemas, uno de H_2O + NaCl que tiene un rango de observación de -20 a -22 °C, donde se sabe que la T_e teórica es de -21.6 °C (Bodnar, 2003) y un segundo sistema de H_2O + NaCl + CO_2 que tiene un rango de observación de -54 a -59 cuya T_e teórica es de -56.6 (Chen, 1972). La salinidad para el sistema de H_2O + NaCl fue calculada utilizando la fórmula de Bodnar (2003) y para el sistema de H_2O + NaCl + CO_2 se utilizó la fórmula de Chen (1972).

4 Geología Regional

El noroeste de México representa acreciones de terrenos tectonoestratigráficos a lo largo del borde oeste y sur de la placa Norteamericana que ocurrieron durante el Mesozoico. Uno de ellos, el Terreno Compuesto Guerrero consiste de varios terrenos alóctonos acrecionados (Figura 4.1), los cuales son Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo (Centeno et al., 2008). El Terreno Tahue se encuentra al extremo oeste de lo que comprende el Terreno Compuesto Guerrero.

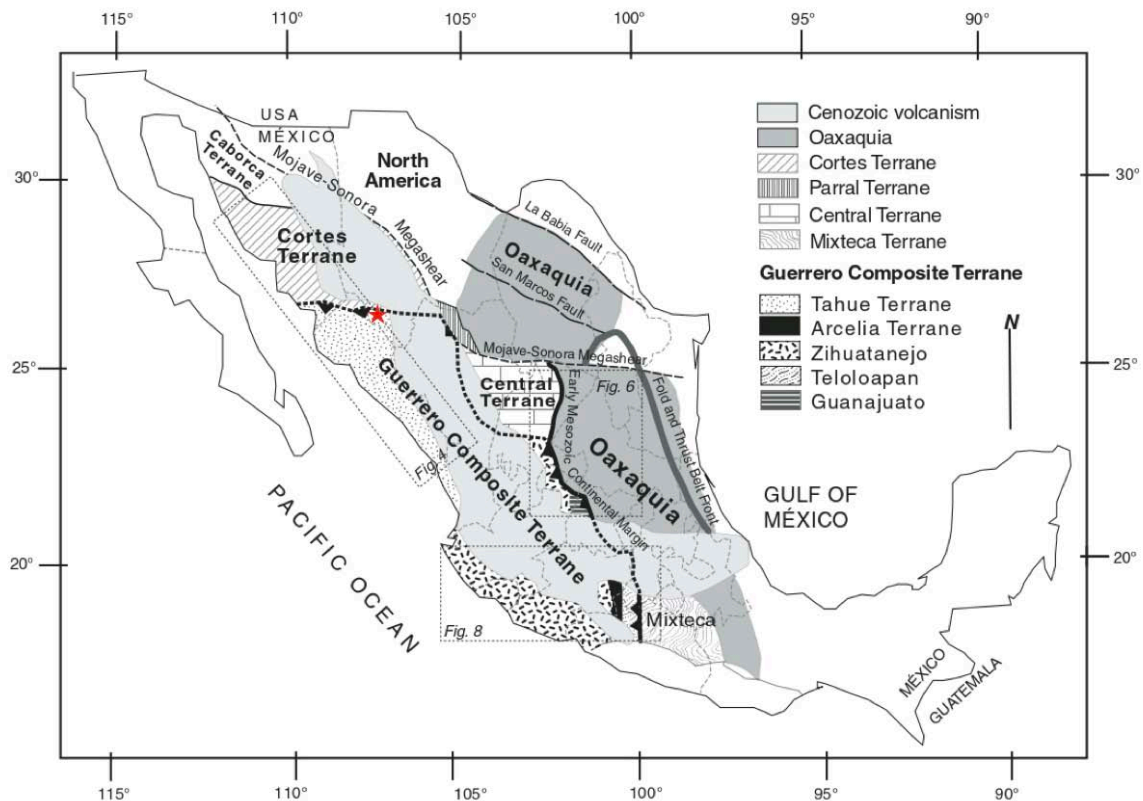


Figura 4.1. División de los principales terrenos tectono-estratigráficos en México. El Terreno Tahue es uno de los 5 subterrenos del Terreno Compuesto Guerrero. La estrella roja representa la propiedad Pajarito. Tomado y modificado de (Centeno, 2008).

4.1. Estratigrafía

El basamento del Terreno Tahue consiste en rocas volcánicas depositadas en ambiente marino de composición andesítica-riolítica así como de intercalaciones de rocas clásticas y rocas calcáreas cuya formación tomó lugar en el Ordovícico y Carbonífero del Paleozoico. Las rocas más antiguas del Terreno Tahue, conocidas como Complejo el Fuerte, presentan metamorfismo de facies de esquisto verde, pertenecen al Ordovícico y afloran en El Fuerte, Sinaloa, aproximadamente a 60

km al oeste del proyecto Pajarito. El Complejo el Fuerte está sobreyacido por la Formación San José de Gracia, la cual consiste en turbiditas y rocas marinas de aguas profundas del Carbonífero y aflora al NE de Sinaloa. Hacia el norte de Sinaloa afloran rocas del Jurásico Thitoniano-Cretácico Albiano que son una secuencia de metaandesitas y tobas andesíticas con intercalación de calizas y areniscas en estratos delgados a gruesos representada en el mapa como JtKaVs. A la Formación San José de Gracia, la sobreyacen rocas marinas de arco volcánico del Cretácico que se ha interpretado pertenecen al Arco Guerrero (Centeno et al., 2008 citando a Ortega et al., 1979); la secuencia San Francisco y la secuencia El Naranjo. La secuencia San Francisco está constituida por intercalaciones de andesitas, areniscas, conglomerados, limolitas, calizas y sedimentos vulcanosedimentarios. La carta del Servicio Geológico Mexicano ubica al Renguito dentro de la secuencia El Naranjo del Cretácico inferior (Figura 4.2), la cual consiste en intercalaciones de lutitas y areniscas con bloques exóticos calcáreos con fósiles de plataforma del Albiano y manifiesta cambios de facies laterales de caliza masiva de arrecife con horizontes de lutita intercalados siendo representada en el mapa como KaCz-Lu (ver Figura 4.2).

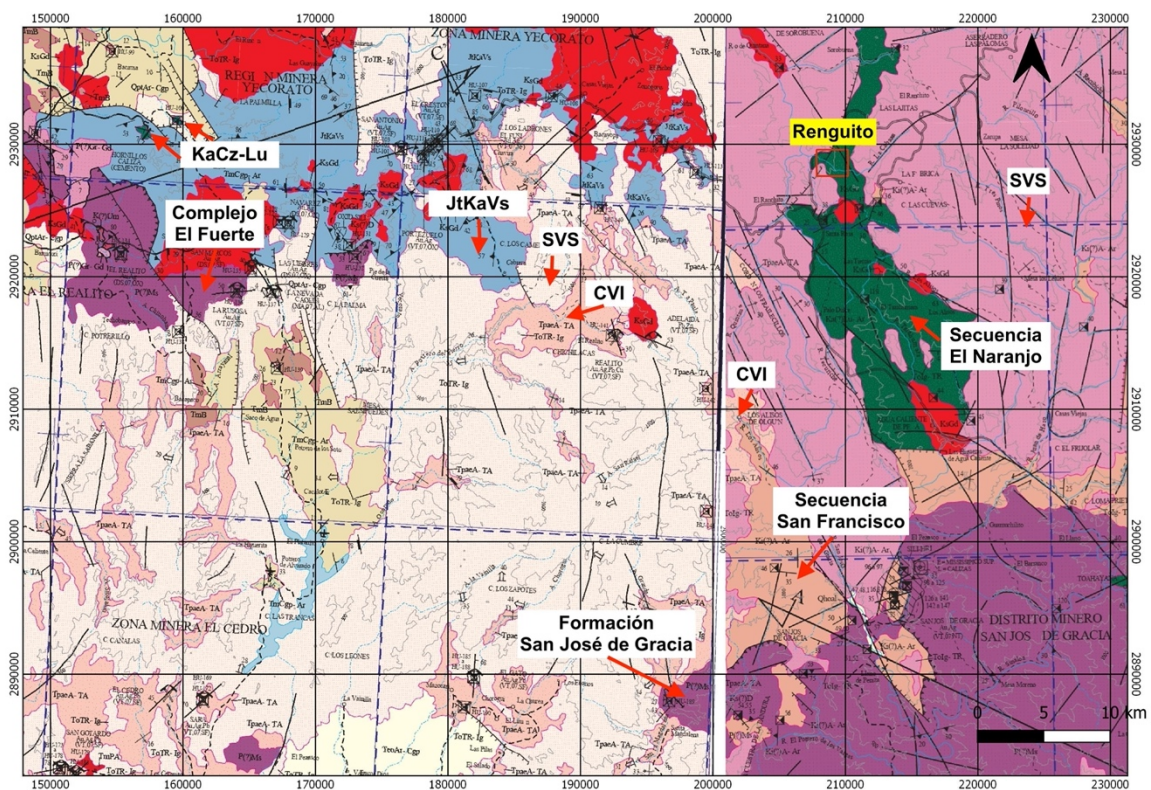


Figura 4.2. Mapa geológico regional, ubicando la región de El Renguito, (Tomado de Mapa Geológico Huatabampo y Guachochi, 1999, a escala 1:250 000 del SGM). Complejo El Fuerte: rocas volcánicas depositadas en ambiente marino de composición andesítica-riolítica así como de intercalaciones de rocas clásticas y rocas calcáreas del Ordovícico, presentan metamorfismo de facies de esquisto verde. Formación San José de Gracia: turbiditas y rocas marinas de aguas

profundas del Carbonífero. JtKaVs: secuencia de metaandesitas y tobas andesíticas con intercalación de calizas y areniscas en estratos delgados a gruesos de edad Jurásica. Secuencia San Francisco: intercalaciones de andesitas, areniscas, conglomerados, limolitas, calizas y sedimentos vulcanosedimentarios del Cretácico. Secuencia El Naranjo: intercalaciones de lutitas y areniscas con bloques exóticos calcáreos con fósiles de plataforma. KaCz-Lu: caliza masiva de arrecife con horizontes de lutita intercalados.

Las rocas que mayormente afloran en el noroeste de México, particularmente al sur de Sonora y Chihuahua y norte de Sinaloa y Durango, son rocas piroclásticas, volcánicas e hipabisales que configuran la Sierra Madre Occidental. Estas unidades son producto de la evolución del sistema de subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica entre el Cretácico superior y el Cenozoico temprano que ocurrió en el margen occidental de Norteamérica (Ferrari et al., 2005).

Tanto el régimen extensivo del Basin and Range mexicano como los pulsos magmáticos son relativamente sincrónicos a la subducción de la placa Farallón, siendo el primer pulso conocido como el Complejo Volcánico Inferior (CVI) del Cretácico Superior al Eoceno, encontrándose discordante al basamento. El CVI consiste en batolitos que varían composicionalmente entre dioritas, cuarzodioritas y granitos así como de una secuencia volcánica de composición andesítica intercalada en su parte superior por tobas riolíticas con rocas sedimentarias marinas (Ferrari et al., 2005). Las rocas plutónicas emplazadas durante esta época están bien expuestas debido al levantamiento tectónico del Cenozoico temprano. El siguiente pulso magmático y volcánico importante es conocido como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) del Oligoceno al Mioceno temprano, aunque hubo un pulso magmático precursor que tomó lugar durante el Eoceno el cual consiste en secuencias de volcanismo andesítico y riolítico. El SVS se encuentra discordante a los pulsos anteriormente mencionados y son sucesiones ignimbríticas que varían composicionalmente entre andesita y riolita (Ferrari et al., 2005). Se ha estimado que el material volcánico del SVS fue producido por alrededor de 350 calderas distribuidas a lo largo de la SMO (Gonzales, 2010 citando a Swanson y McDowell, 1984) y otra propuesta define a la gran cantidad de ignimbritas como producto de las fallas relacionadas al Basin and Range generalmente acompañadas por flujos riolíticos (Gonzales, 2010 citando a Aguirre-Díaz y Labarthe, 2003). En la figura 4.3 se muestra la columna estratigráfica a nivel regional.

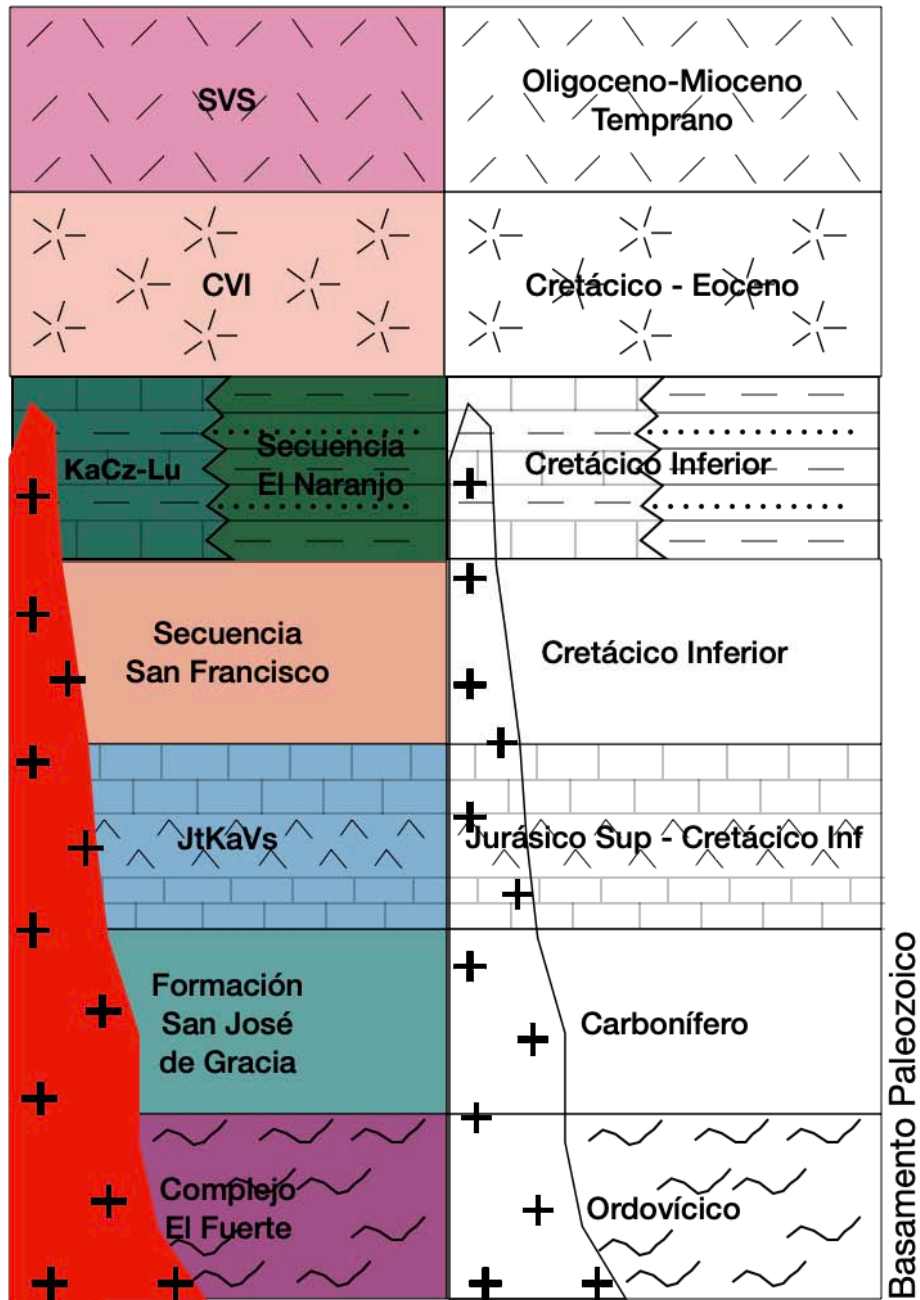


Figura 4.3. Columna estratigráfica ilustrativa que comprende el Terreno Tahue, la cual es una síntesis de la carta de Guachochi del SGM, el artículo de (Centeno et al., 2008) y (Ferrari et al., 2005) a un nivel regional.

4.2. Tectónica y Geología estructural

El proyecto Pajarito se localiza en una región del noroeste de México en el municipio de Morelos, Chihuahua a aproximadamente 10 km de distancia con respecto al límite entre Sinaloa-Chihuahua. La región del noroeste de México, en los actuales Sinaloa y Chihuahua, fue afectada por procesos de subducción por la

placa oceánica Farallón debajo de la placa continental Norteamericana en donde procesos de rift de suprasubducción producto del retroceso del bloque oceánico subducido (del inglés slab rollback) tomó lugar a finales del Jurásico e inicios del Cretácico (Centeno et al., 2008). Adicionalmente, esta región se considera como una extensión del *Basin and Range* norteamericano (Valencia-Moreno, 2006) permitiendo que fallas extensionales y trasntensionales configuren cuencas de tipo graben.

La tendencia del rumbo de las fallas extensionales es NW-SE y N-S, las cuales son cortadas por un segundo conjunto de estructuras casi ortogonales de orientación NE-SW como se muestra en la Figura 4.4 (Consejo de Recursos Minerales ,1991).

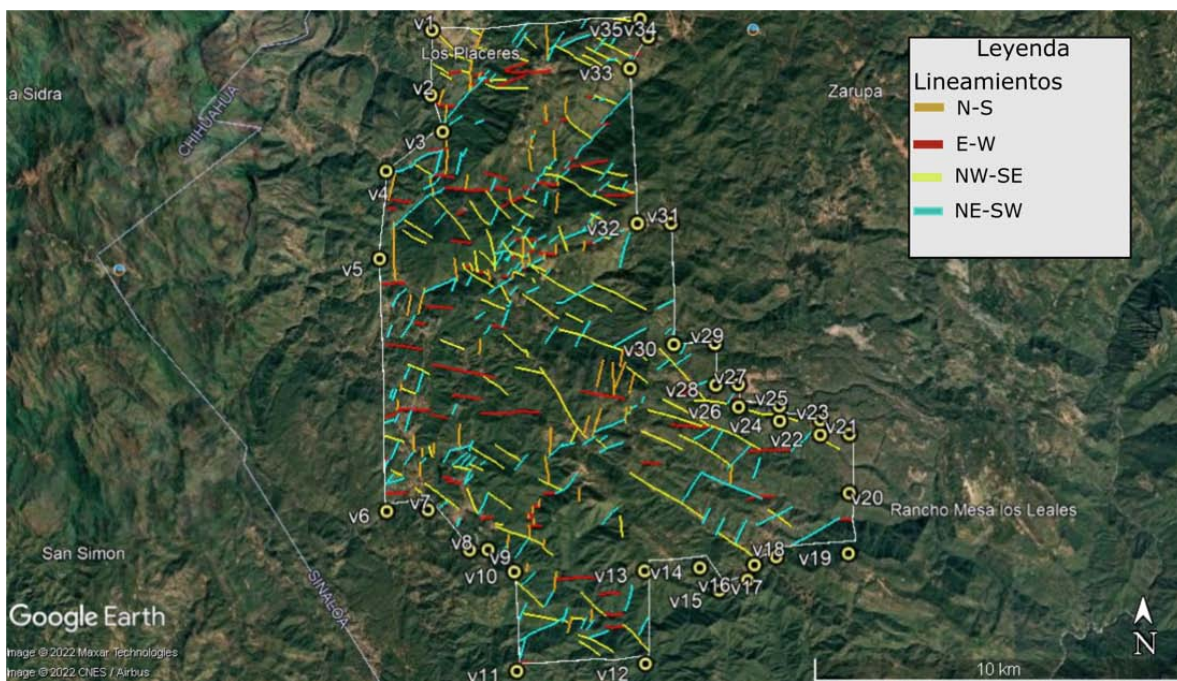


Figura 4.4. Lineamientos principales en la zona, denotados en imagen de Google Earth.

4.3 Yacimientos minerales

En la región comprendida entre el sur de Sonora, suroeste de Chihuahua y norte de Sinaloa existen varios distritos mineros de producción de metales base y metales preciosos, destacándose el Distrito de Choix al NW y el Distrito de San José de Gracia al SE, se encuentran a una distancia aproximada de 50 km y 40 km respectivamente de Pajarito (Figura 4.5).

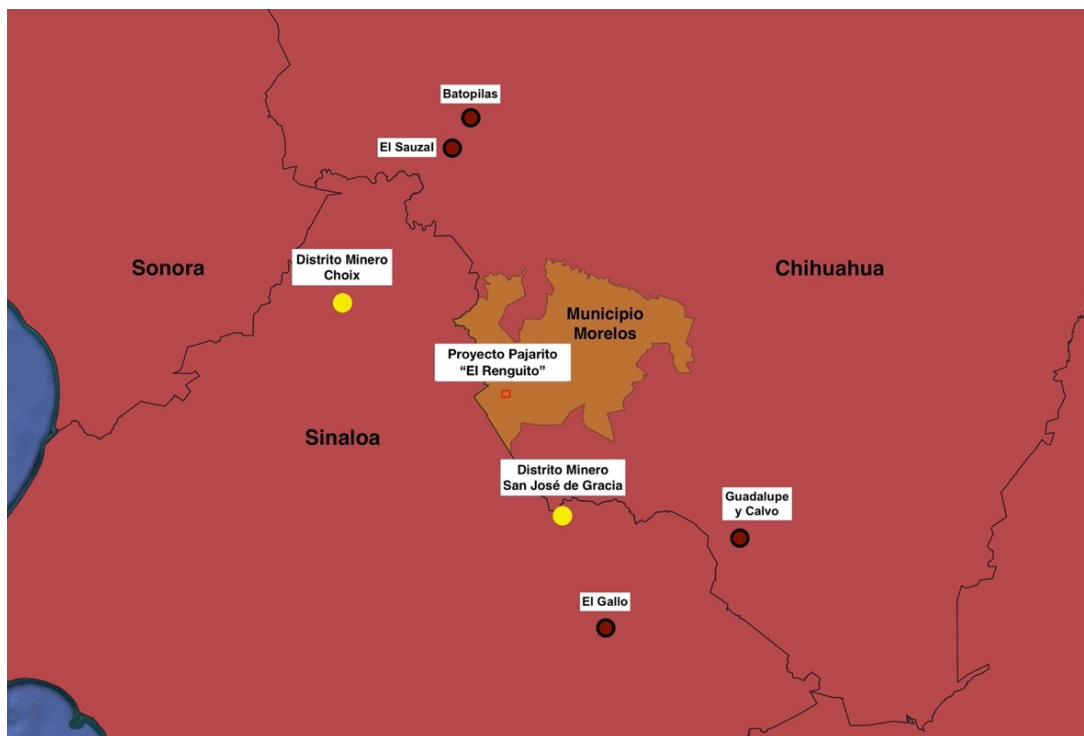


Figura 4.5. Ubicación de los Distritos Mineros de Choix (Pórfido y skarn asociado) y San José de Gracia (Epitermal). Ubicación de El Renguito en recuadro rojo dentro de municipio Morelos, Chihuahua. Puntos rojos muestran algunos depósitos minerales pertenecientes a un tren de mineralización en el Cinturón de Oro de la Sierra Madre.

4.3.1 Distrito de Choix

Los depósitos más importantes de este distrito minero se ubican en el batolito granítico de Choix y en rocas calizas. La mineralización tomó lugar a principios del Paleógeno hospedándose en rocas encajonantes que consisten principalmente en calizas del Cretácico y andesitas metamorizadas (Valencia-Moreno, 2006). Los intrusivos que controlan la depositación mineral consisten en pórfidos cuarzo-monzoníticos, granodioritas y pórfidos graníticos. Las tipologías características para los depósitos son de tipo skarn y pórfidos de cobre que se relacionan temporal y genéticamente, así como algunos sitios donde se observan brechas con oro libre. Presenta mineralizaciones diseminadas, de tipo stockwork, mantos y en menor medida vetas. Se extraen metales base y metales preciosos como oro en menor medida.

4.3.2 Distrito de San José de Gracia

Las minas más importantes (e.g. Palo Chino, La Cruz, San Pablo) hospedan a los depósitos de mayor ley (Consejo de Recursos Minerales, 1991). Las rocas encajonantes de la mineralización son una secuencia de rocas andesíticas del Cretácico constituidas por andesitas porfídicas, tobas brechoides, y tobas

andesíticas, las cuales fueron intrusionadas por stocks de composición diorítica. La tipología de los depósitos es de tipo epitermal de baja sulfuración. Presenta mineralizaciones de mantos, vetas y stockworks, los cuales se encuentran encajonados en las rocas andesíticas y calizas-lutitas del Cretácico y en el CVI (Zaragoza, 1989). Se extraen metales preciosos de oro y plata y metales base de plomo, zinc y cobre. Los espesores de dichas vetas productoras varían entre los 0.30 m. y los 4.30 m. Las vetas tienen un rumbo predominante hacia el NW y un segundo sistema con rumbo hacia NE (Consejo de Recursos Minerales, 1991).

4.4 Geología Local

La zona mineralizada El Renguito comprende un área de ~4 km², y se incluye como los depósitos más boreales de la región mineralizada de Pajarito (Figura 4.6). Los depósitos de la región son Porvenir, Los Reyes, Pajarito entre otros recientes descubrimientos (Grupo Diflor, 2017).

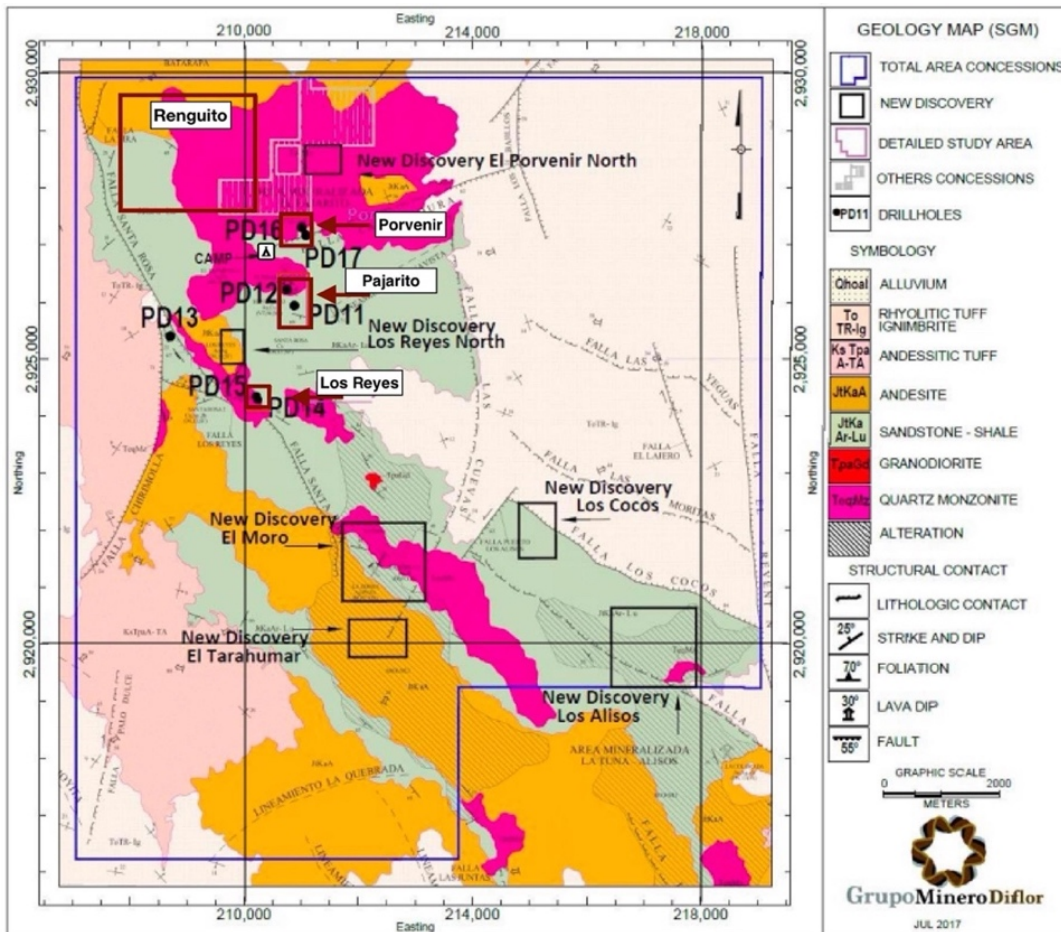


Figura 4.6. Mapa geológico de proyecto Pajarito, se muestra el área concesionada con áreas estudiadas, nuevos descubrimientos y el área de El Renguito en el recuadro rojo al extremo superior izquierdo. Tomado del documento de (Grupo Minero Diflor para la Secretaria de Economía).

Estratigráficamente, de las unidades más antiguas a las más jóvenes, el basamento paleozoico, conocido como el complejo El Fuerte, consiste en rocas metamórficas con facies de esquisto verde de bajo grado del Ordovícico (Centeno et al., 2008), que afloran adyacentes a la zona de estudio, hacia el suroeste. A la anterior unidad la sobreyacen rocas marinas de aguas profundas del Carbonífero conocidas como Formación San José de Gracia (ídem, 2008) que afloran adyacente y fuera del área de estudio hacia el sureste. Sobre el basamento paleozoico comprendido por las dos unidades anteriores se encuentra la Secuencia San Francisco y la Secuencia El Naranjo, ambas pertenecen al Cretácico Inferior y consisten en secuencias de sedimentos marinos de aguas profundas. La Secuencia San Francisco es una alternancia de andesitas, areniscas, conglomerados, limolitas, calizas y sedimentos vulcanoclásticos y manifiesta cambios laterales de facies hacia una secuencia de lutitas y areniscas que a su vez se encuentra sobreyaciendo en algunas partes a la Secuencia San Francisco, la cual se ha denominado informalmente como Secuencia Naranjo (Carta Geológico-Minera Guachochi, 1999). En la Figura 4.7 se ilustra idealmente la estratigrafía en El Renguito.

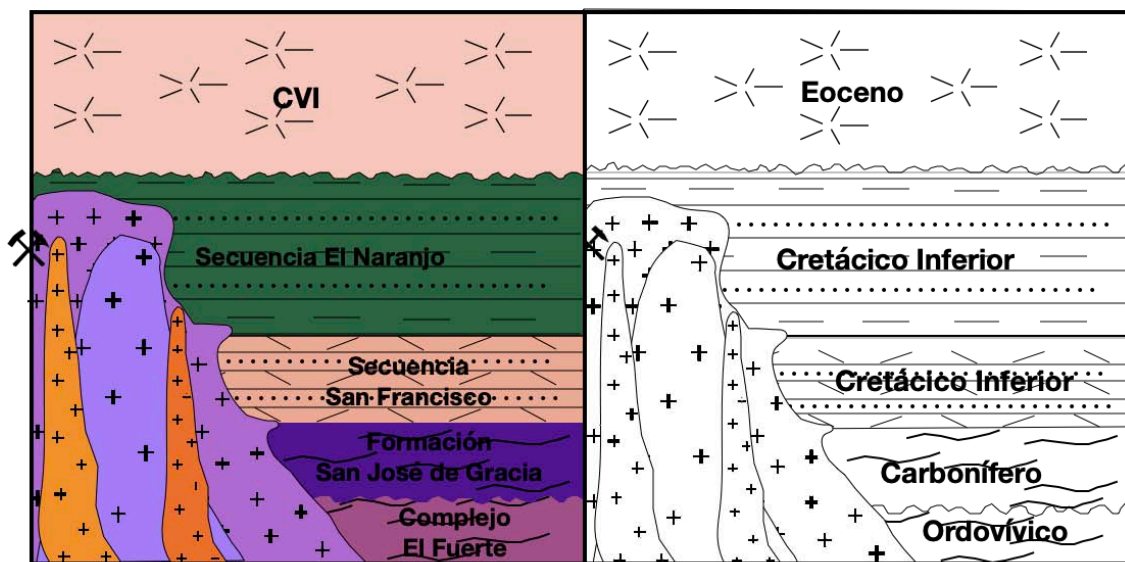


Figura 4.7. Columna estratigráfica de El Renguito.

Las rocas que afloran en el área son sedimentarias y metasedimentarias, consisten de intercalaciones de areniscas de grano fino ricas en cuarzo en estratos <60 cm y lutitas principalmente (Figura 4.8 A;C), algunas llegando a ser filitas por el metamorfismo de bajo grado, las cuales usualmente afloran en regiones con intensa deformación. En la parte superior de la secuencia, que aflora en el área de El Renguito, es común observar en los estratos de arenisca lentes de areniscas conglomeráticas con clastos de cuarzo, lutita, pedernal y caliza (Figura 4.8 B). La secuencia aflora en el centro y noroeste del área El Renguito (ver mapa de Figura 4.11) y corresponde a la Secuencia El Naranjo (Carta Geológico-Minera Guachochi, 1999). Es importante señalar que las rocas

detriticas descritas son nombradas en el proyecto como vulcanosedimentos y así son señaladas en el mapa de El Renguito. La secuencia de areniscas y lutitas son intrusionadas por una variedad de intrusivos (Figura 4.8 D;E;F), los cuales son dioríticos y monzodioríticos (Figura 4.9 A;B;C;D;E). Las rocas intrusivas espacialmente son abundantes y se distribuyen en casi toda el área de El Renguito (ver mapa Figura 4.11), ocasionalmente se observan microdiques <15 cm de granodiorita (Figura 4.9 F). Las rocas intrusivas denotan diferencias texturales que van desde fanerítica, microporfídica a porfídica, y porfídica siendo las unidades más abundantes la fanerítica tanto para las dioritas y monzodioritas. Las unidades litológicas intrusivas y sedimentarias están en general alteradas hidrotermalmente, denotadas por coloraciones de color verde y blanco. Los estilos predominantes de alteración-mineralización es de tipo skarnoide, propilitización, argilización y oxidación (ver mapa de Figura 4.11).

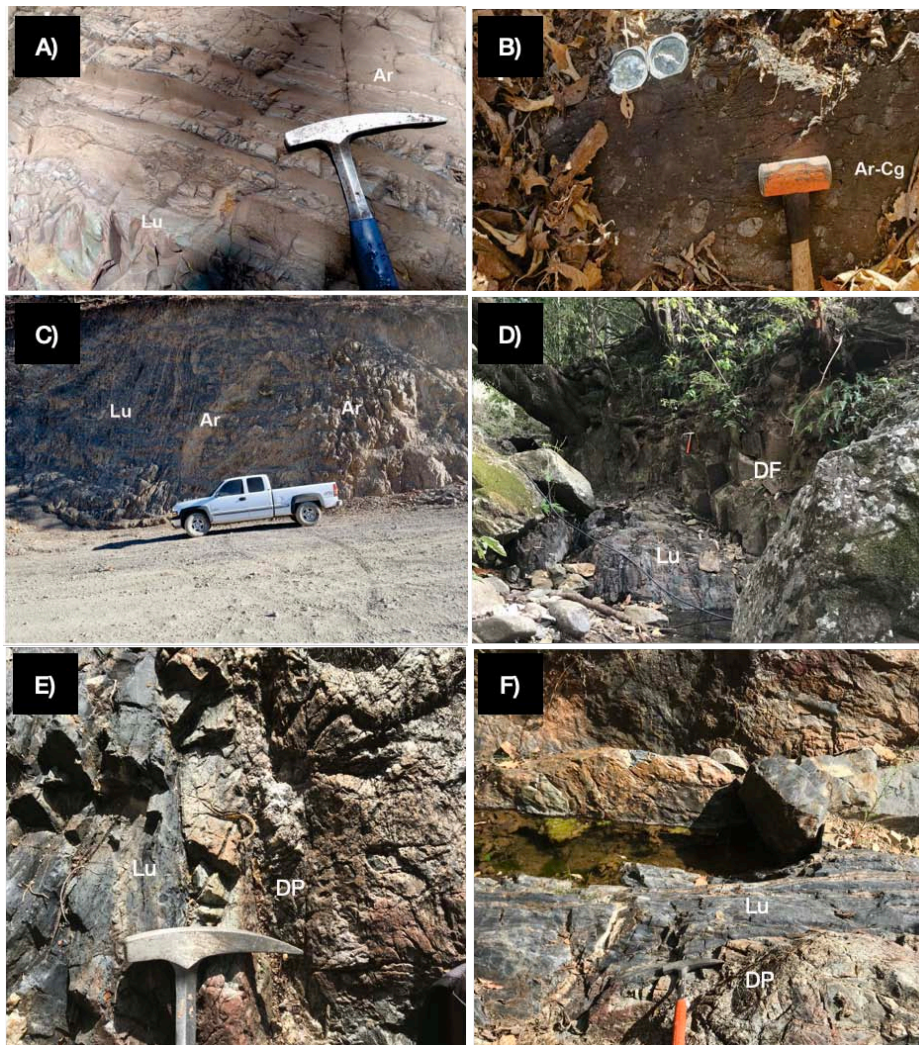


Figura 4.8. A) Intercalación entre areniscas (Ar) y lutitas (Lu). B) Lentes de areniscas conglomeráticas (Ar-Cg). C) Intercalación entre areniscas y lutitas. D) Intrusión de Diorita Fanerítica (DF) entre estratos de lutita. E y F) mismo afloramiento de contacto entre intrusión de Diorita Porfídica (DP) y lutita.



Figura 4.9. A) Contacto entre Diorita Porfídica (DP) y Diorita Fanerítica (DF). B y C) Diorita Fanerítica. D y E) Monzodiorita con variaciones texturales. F) Microdique de granodiorita (MdGr) encajonado en Diorita Fanerítica.

Las estructuras geológicas en El Renguito generalmente son fallas normales con componente lateral derecha con orientación NW-SE (entre $N24^{\circ}W$ y $N80^{\circ}W$) que predominan sobre algunas que tienen orientación NE-SW ($N20^{\circ}E$ y $N50^{\circ}E$), fracturas tanto en las rocas intrusivas como en las intercalaciones de areniscas y lutitas, hay presencia de diques andesíticos, brechas hidrotermales, mecánicas y vetas y vetillas de cuarzo cuya orientación es de NW-SE (entre $N11^{\circ}W$ y $N72^{\circ}W$) con echados de 40° a 88° , dentro de la falla transtensional principal se ubica la veta-brecha Fernanda (ver mapa Figura 4.11 y Figura 4.10).

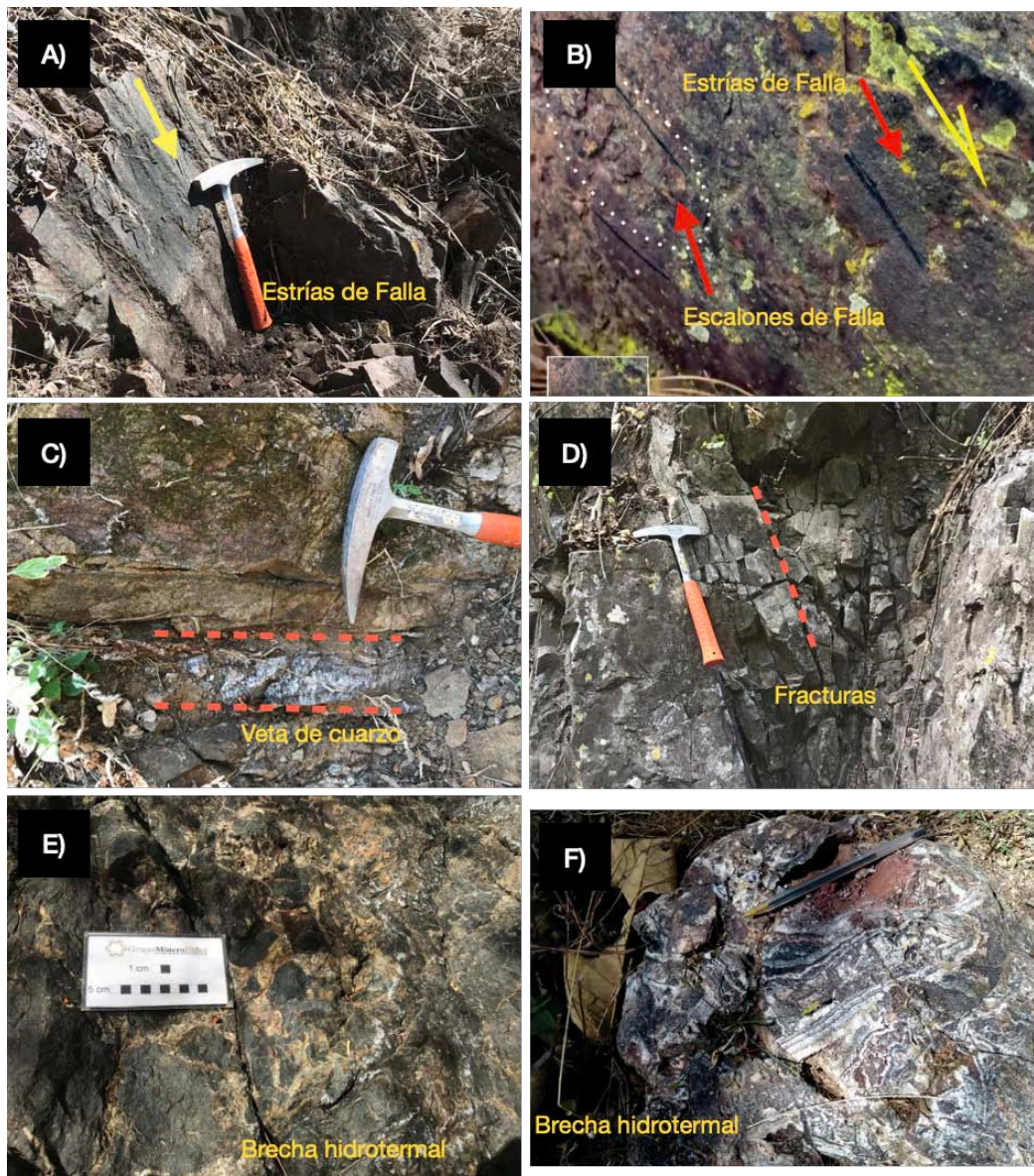


Figura 4.10. A y B) Estrías de falla y escalones de falla en rocas intrusivas. C) Veta de cuarzo encajonada en diorita. D) Fracturas en roca diorítica. E) Brecha hidrotermal. F) Veta-brecha Fernanda.

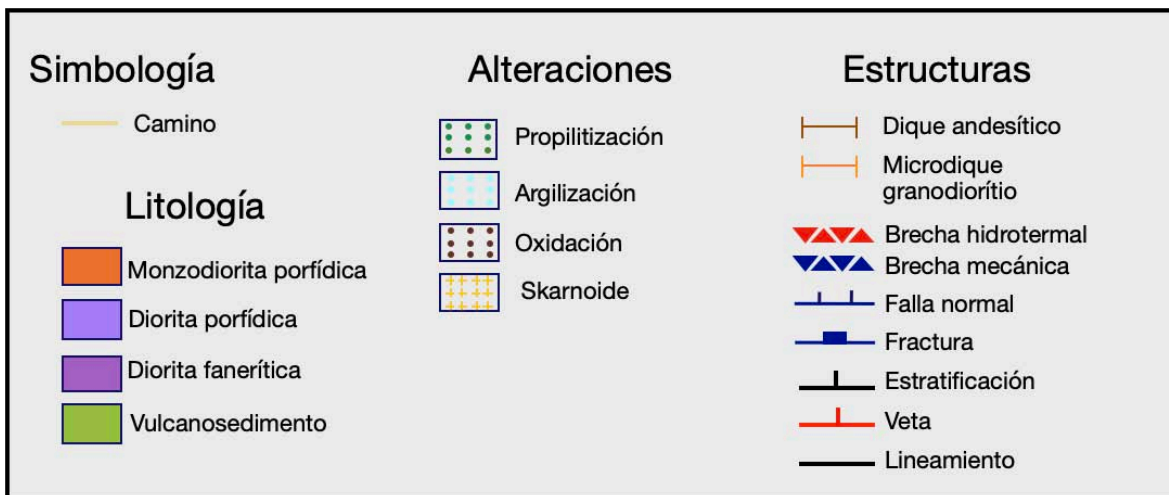
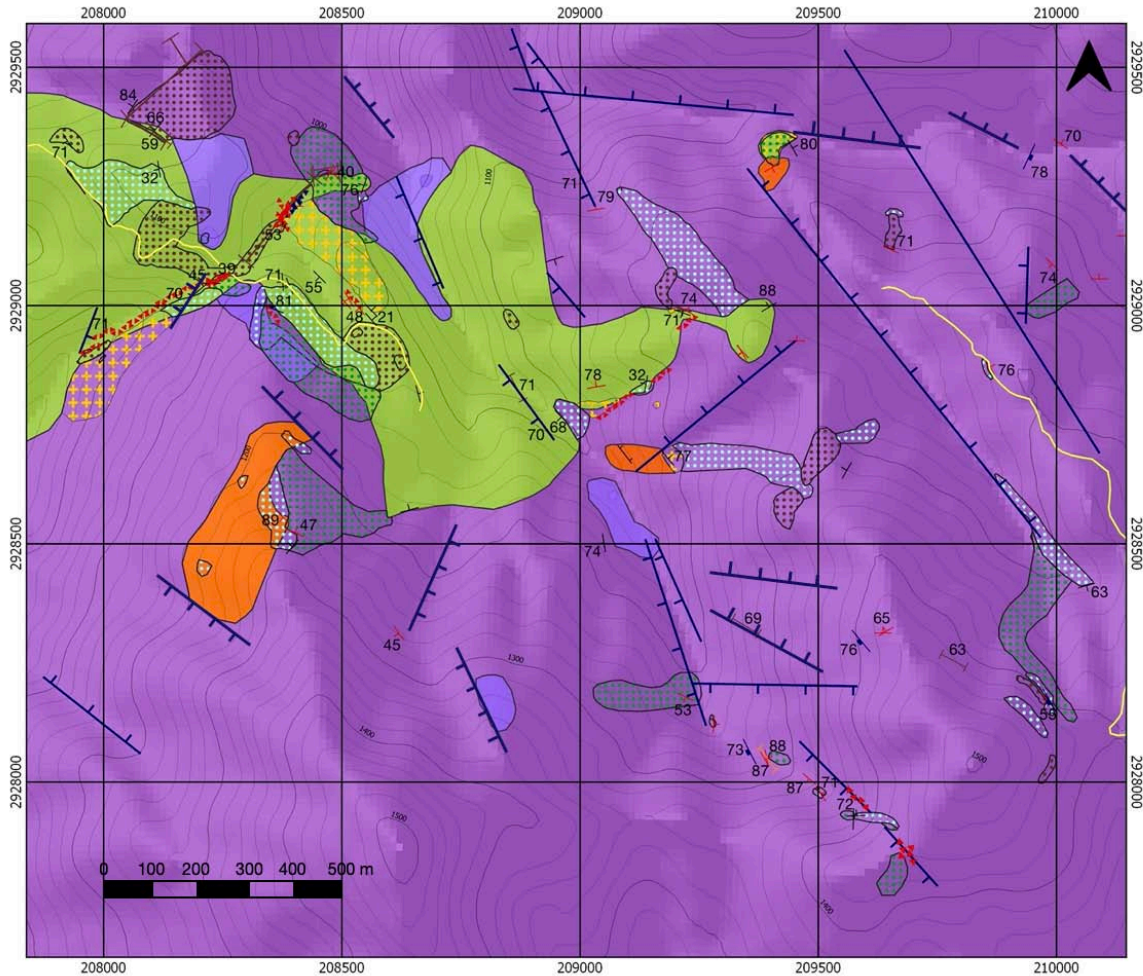


Figura 4.11. Mapa con litología, estructuras y alteraciones hidrotermales que comprende la zona de El Renguito realizado en QGIS. Por convención en el proyecto los vulcanosedimentos hacen referencia a rocas sedimentarias detríticas como areniscas y lutitas.

4.5 Petrografía de unidades litológicas

Las rocas intrusivas de El Renguito representan distintos pulsos magmáticos cuya relación de corte indica su temporalidad relativa, de la más antigua a la más joven son (1) diorita fanerítica, (2) diorita porfídica, (3) monzodiorita y (4) granodiorita, la cual se presenta como un microdique de 5 cm.

4.5.1 Diorita Fanerítica

Se encuentra en la mayor parte del área (ver mapa Figura 4.11), tiene textura holocristalina. Los minerales primarios son plagioclasa cálcica (65%), hornblenda (15%), augita (5%), feldespato alcalino (3%) y cuarzo (3%). Los minerales accesorios son biotita hematizadas ilmenita, magnetita, apatita, monacita y óxidos de Ce. Hay presencia de lamelas de magnetita-titanita (Figura 4.12). En Figura 4.13 se puede observar los resultados de ESEM para los minerales accesorios con sus análisis EDS respectivos.

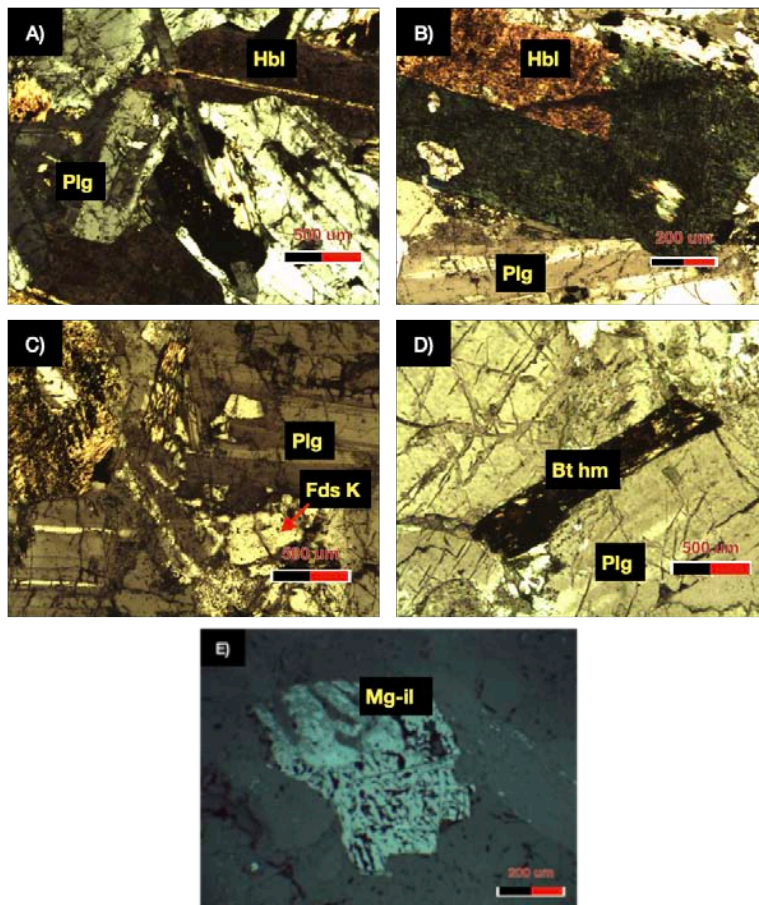


Figura 4.12. Diorita fanerítica (A y B) Diorita de textura holocristalina equigranular de plagioclasa y hornblenda. C) Feldespato potásico en la parte inferior derecha y plagioclasa con algunas inclusiones de cuarzo. D) Biotita hematizada rodeada de plagioclasas. E) Lamelas de exsolución de magnetita-ilmenita observada.

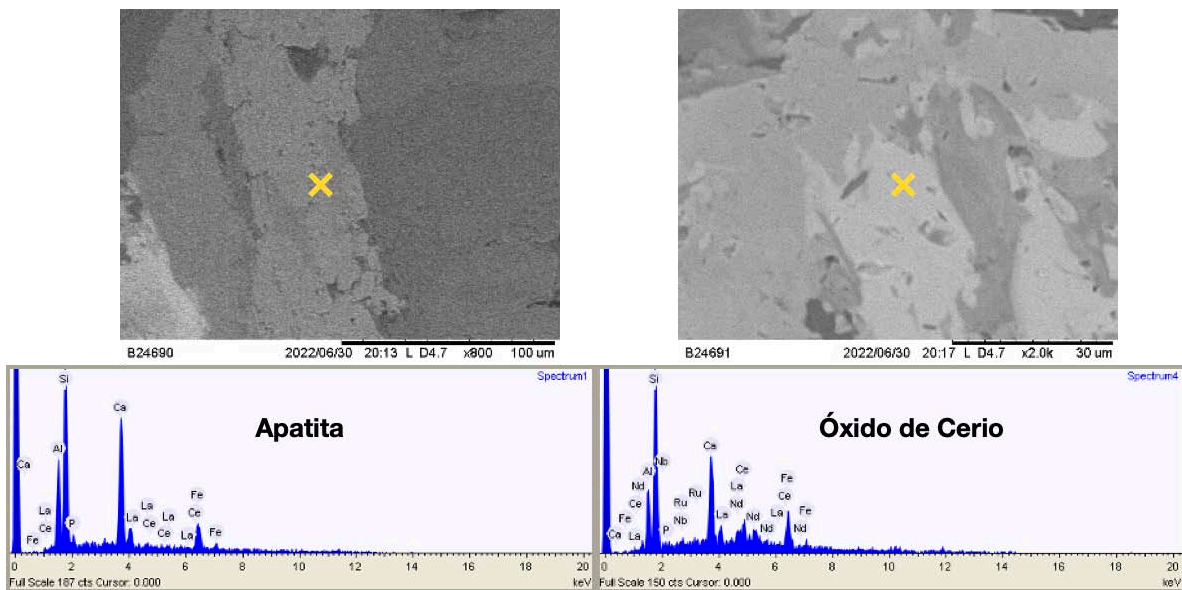


Figura 4.13. Apatita y óxidos de Cerio reconocidos con imágenes de ESEM y análisis EDS. Cruz amarilla en el centro indica punto de análisis.

4.5.2 Diorita Porfídica

La roca exhibe fenocristales y glomerofenocristales de plagioclasa en una matriz relativamente fina. La matriz consiste en plagioclasa cálcica (65%), augita (5%), feldespato potásico (3%). Las plagioclasas tienen textura de tamiz. El cuarzo presente es primario (2%) y secundario (3%) de carácter hidrotermal. Los minerales accesorios son magnetita e ilmenita. Los feldespatos muestran alteración fílica y son cortados por vetillas de clorita. Se identifican 3 eventos de alteración: a) alteración fílica; b) alteración subpropilítica (clorita con clinzoisita); c) alteración clorítica (clinocloro) y cuarzo secundario. En la figura 4.14 y 4.15 se pueden observar las microfotografías de petrografía y ESEM con análisis EDS respectivamente.

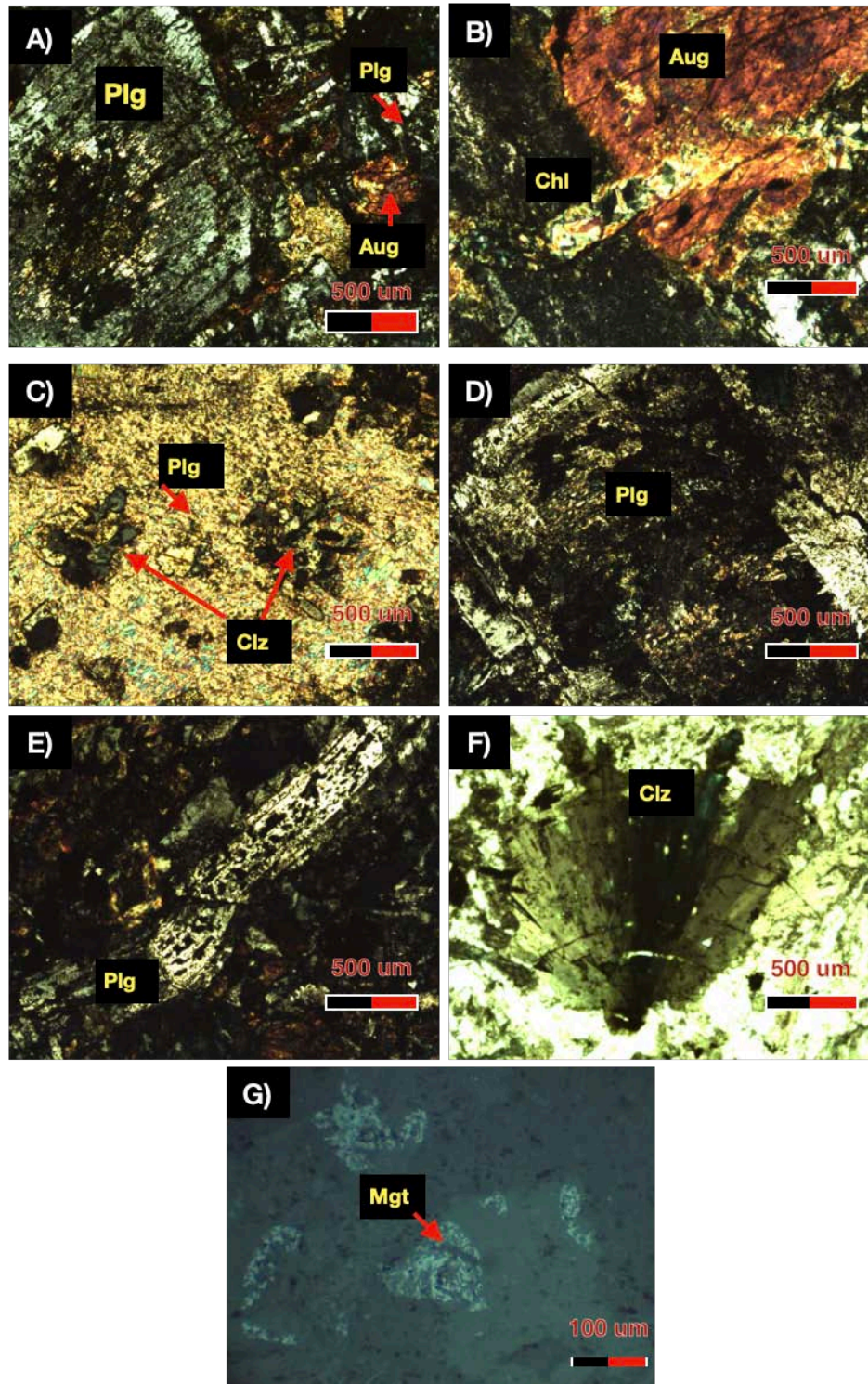


Figura 4.14. Diorita Porfídica. A) Fenocristales de plagioclasa en matriz de plagioclasa cálcica y augita. B) Augita con vetilla de clorita. C) Plagioclasa con alteración fílica con islas de clinozoisita. D) Textura de tamiz en plagioclasa. E) Plagioclasa en desequilibrio y deformada. F) Clinozoisita. G) Magnetita con textura gráfica observada en microscopio de luz reflejada.

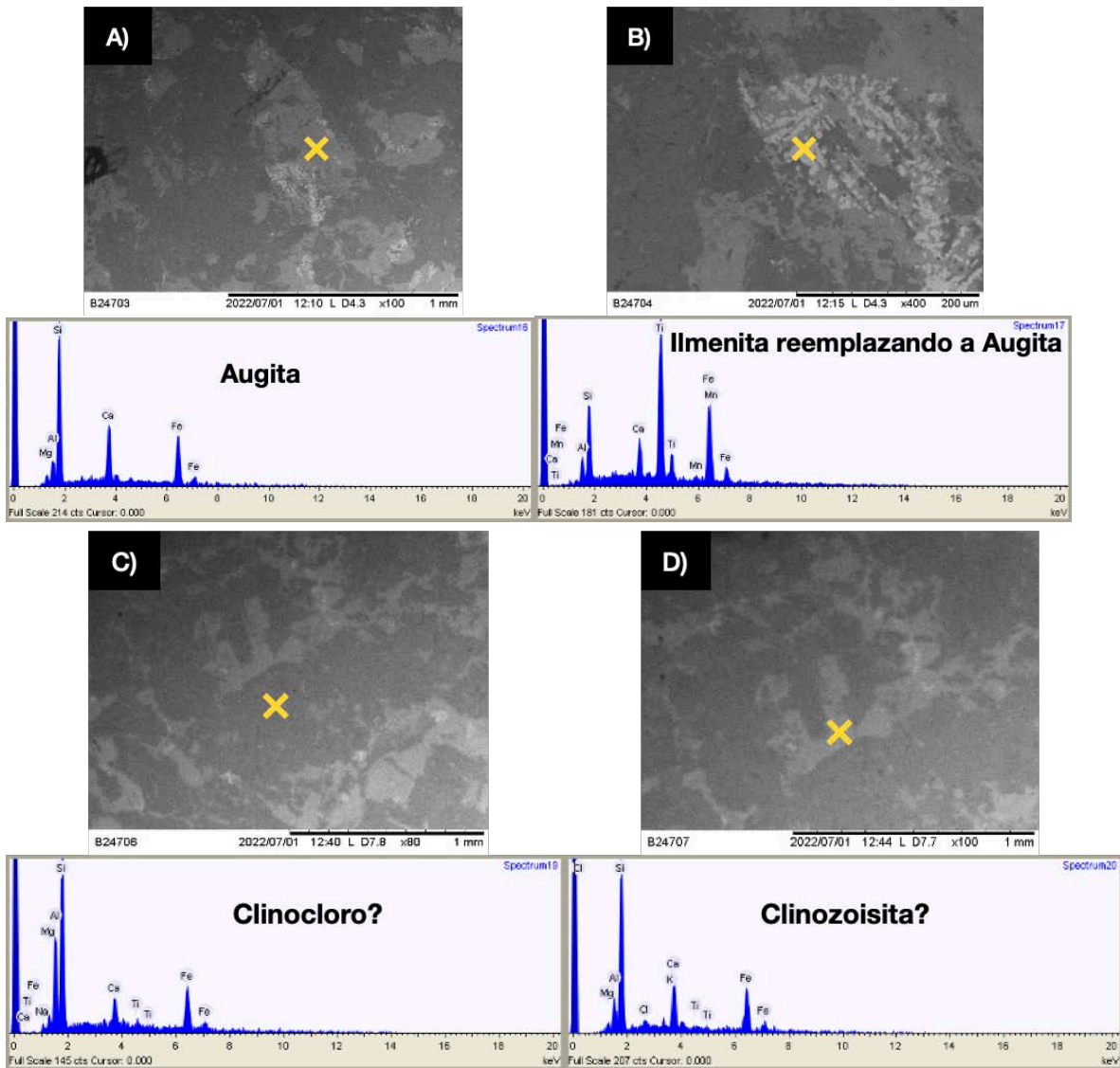


Figura 4.15. Imágenes obtenidas en ESEM y análisis de química mineral EDS. A) Augita. B) ilmenita reemplazando a augita. C) Posible Clinocloro. D) Posible Clinzoisita.

4.5.3 Monzodiorita

La roca muestra variaciones texturales y minerales a lo largo de la zona recorrida en campo, en una parte (1) es porfídica y sus minerales principales son plagioclasa cálcica (40%), feldespato potásico (30%), hornblenda (10%), actinolita (10%), cuarzo (7%) y tiene minerales accesorios como magnetita y zircón. La roca presenta alteraciones hidrotermales (Figura 4.16 y Figura 4.17). En la otra parte (2) la roca es fanerítica, contiene augita (3%), tiene menor cantidad de feldespato y tiene cuarzo primario (4%) e hidrotermal (5%). Tiene minerales accesorios de ilmenita, magnetita, rutilo y zircón y también presenta alteraciones hidrotermales (Figura 4.18 y Figura 4.19).

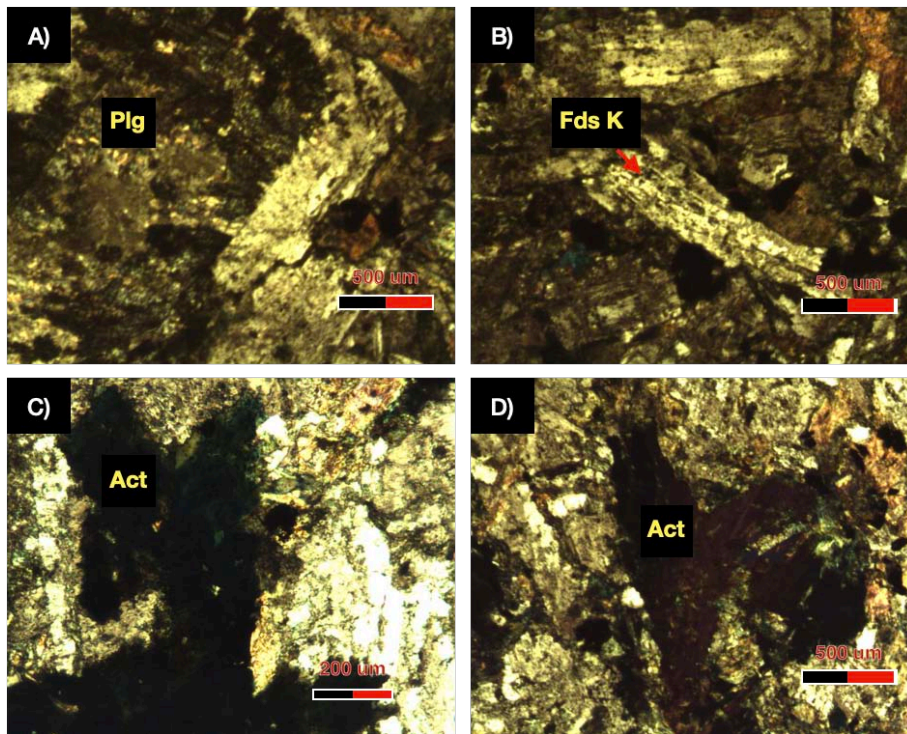
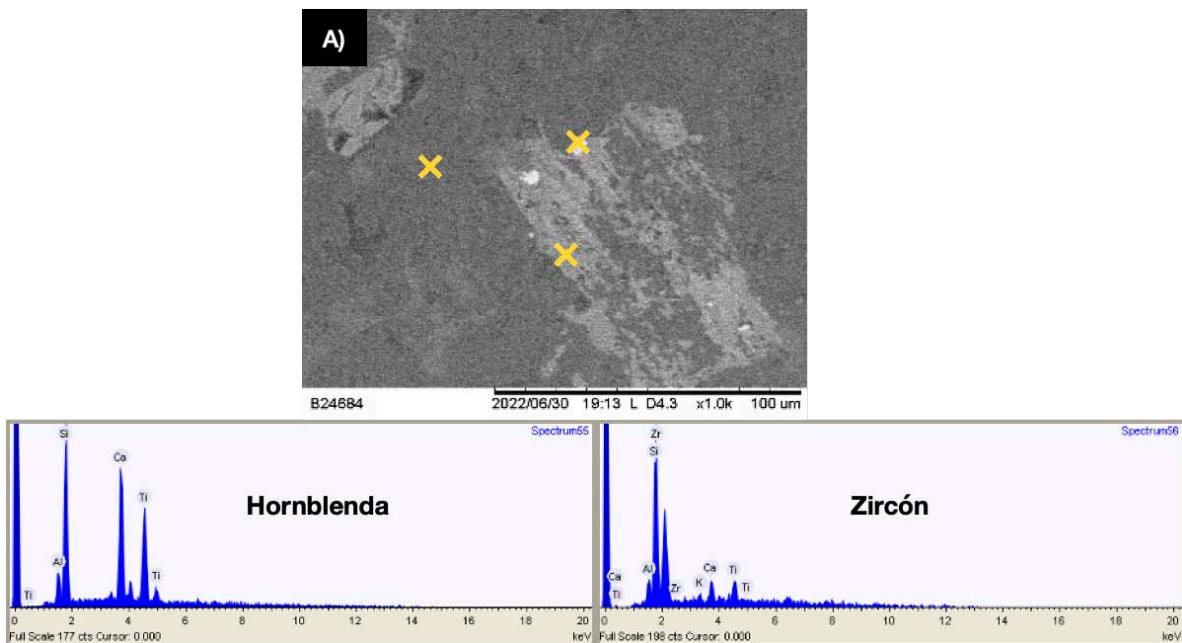


Figura 4.16. Roca correspondiente a parte (1): A) Plagioclasa con alteración fílica. B) Feldespatos potásicos. C) Actinolita cloritizada sobre plagioclasas. D) Actinolita.



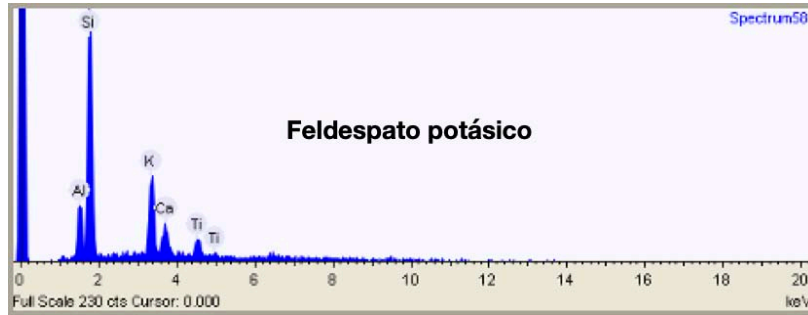


Figura 4.17. Roca correspondiente a parte (1): A) Imagen de ESEM. Mineral prismático gris claro de hornblenda en una matriz de feldespato potásico, los minerales de sección cuadrada son zircones, se muestran resultados semicuantitativos obtenidos con análisis EDS debajo de imagen de ESEM.

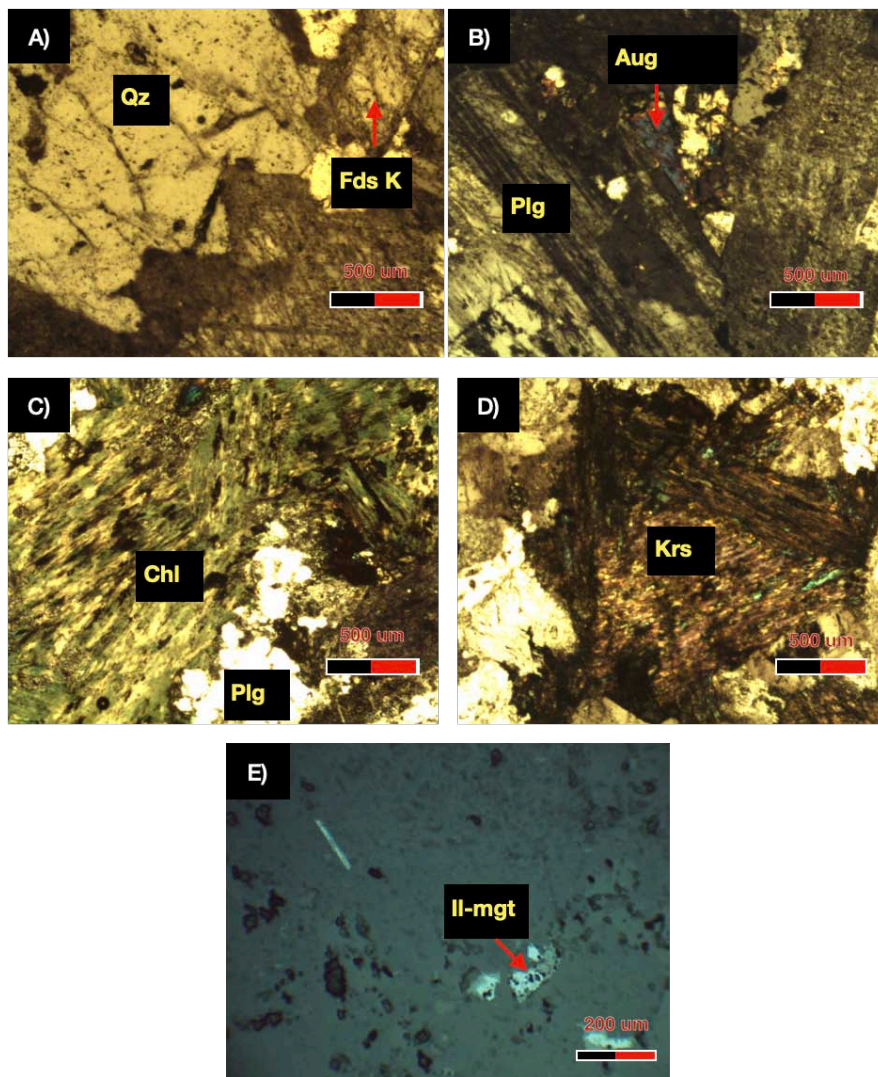


Figura 4.18. Roca correspondiente a textura (2). A) Cuarzo y feldespato. B) Augita rodeada por cristales columnares de plagioclasa. C) Clorita sobre plagioclasas D) Kaersutita E) ilmenita y magnetita observada con microscopio de luz reflejada.

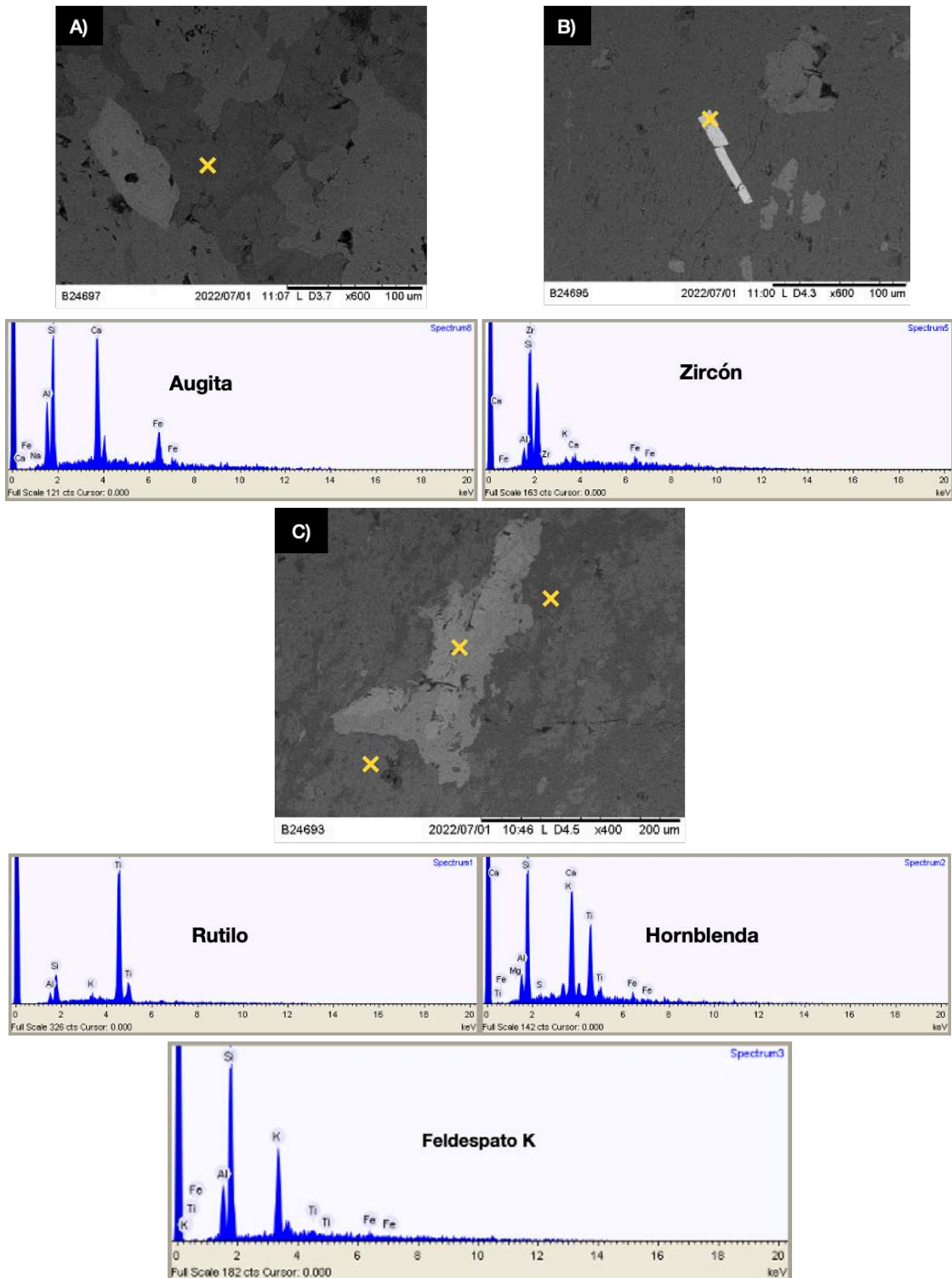


Figura 4.19. A) Augita. B) Zircón, C) Mineral gris claro rutilo cuyo análisis EDS corresponde a primer recuadro, el mineral gris medio es hornblenda, y el recuadro inferior representa el análisis EDS de la matriz que consiste en feldspatos potásicos con trazas de titanio y de hierro.

4.5.4 Granodiorita

La granodiorita se presenta como un microdique de 5 cm de grosor en la diorita fanerítica. Los minerales que la componen son feldespato alcalino (25%), plagioclasa (35%), cuarzo (20%) y hornblenda (15%). Los minerales accesorios son magnetita y zircón. La roca presenta alteración hidrotermal por vetilleo de clorita que corta a los minerales del microdique. En la figura 4.20 se observan microfotografías del microdique.

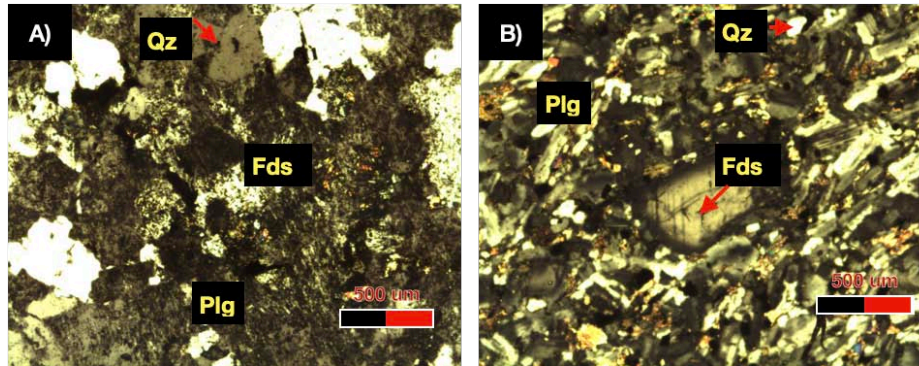


Figura 4.20. Dique de granodiorita. A) Cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato. B) Textura microholocristalina de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo.

5 Resultados

5.1 Roca encajonante

La roca donde se encuentran hospedadas las estructuras mineralizadas: (a) Veta-Brecha Fernanda y (b) Veta pseudo bandeada de cuarzo es la diorita. Los minerales principales que la constituyen son andesina, hornblenda y en menor cantidad cuarzo, biotita y feldespato alcalino, y como minerales accesorios titanita, apatita, monacita y óxidos de cerio (Figura 5.1).

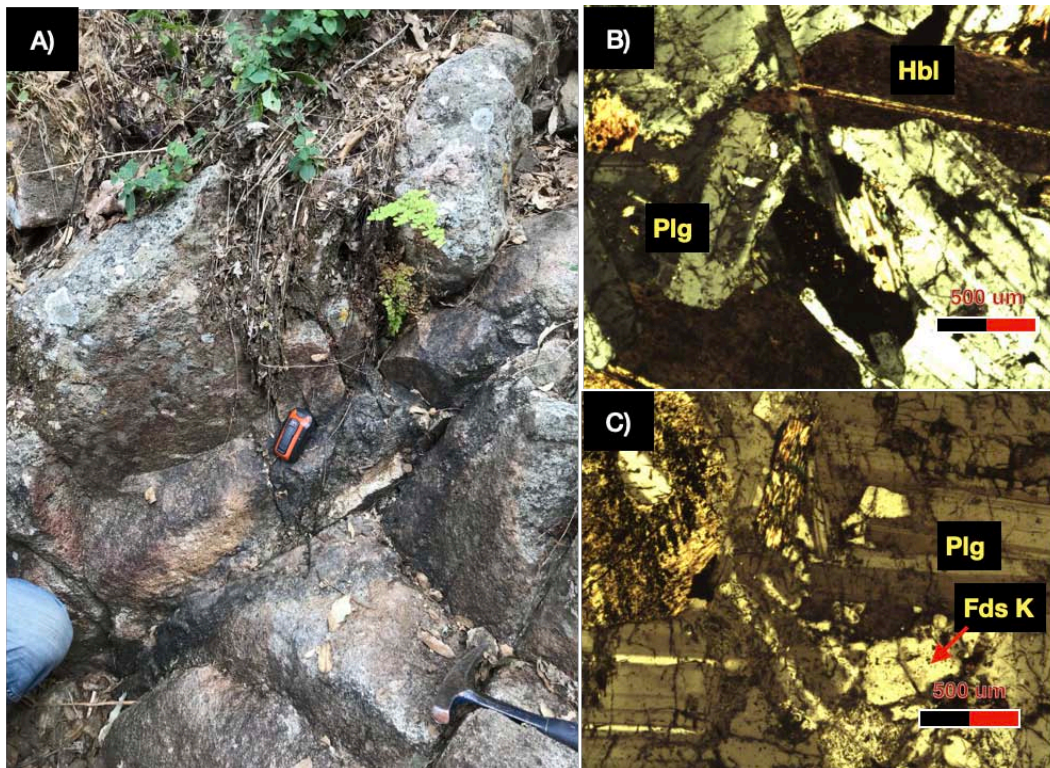


Figura 5.1. A) Fotografía de afloramiento de la roca encajonante. B) y C) Fotomicrografías de diorita fanerítica. Plg= plagioclase; Hbl=hornblenda; Fds K= feldespato potásico.

5.2 Estructura mineralizada 1: Veta-Brecha Fernanda

La estructura mineralizada que aflora es una veta-brecha de morfología sigmoidal que mide 3 m de ancho (eje mayor) y 4.4 m de largo cuyo rumbo es N52°W y el echado es aparentemente vertical (Figura 5.2). La veta-brecha se compone de clastos subangulosos y subredondeados (<3 cm) de cuarzo en mosaico y bandeados, con arreglo rotado, y líticas ligeramente basculados. La asociación mineral en la estructura es de cuarzo, hematita especular, pirita diseminada, goethita y ocasionalmente pátinas de carbonatos de cobre (<5 mm). Alrededor de la estructura y siguiendo su tendencia en orientación NW, es común encontrar en

el suelo fragmentos rodados de veta-brecha (<20 cm) por casi 100 m desde el afloramiento principal.

Petrográficamente, la veta-brecha se compone principalmente por cuarzo en arreglo monomineral y en agregados de mosaico, con tamaños que van desde 3 cm hasta partículas de tamaño de arena fina. El cuarzo tiene texturas mosaico de tamaño macro (<500 μm) y micro (<100 μm), y ocasionalmente sectores con tipo plumoso (Figura 5.3). La matriz de la estructura está soportada por granos de cuarzos irregulares en tamaños de arena y minerales de arcillas. En algunas zonas los óxidos forman parte del cementante y es justamente donde se observa corrosión en los clastos. La estructura es cortada por vetilleo de cuarzo peine en disposición bandeada y en toda la estructura denota estructuras en echelón (Figura 5.3). Las piritas son escasas con tamaños <60 μm .

Se identifican los siguientes 4 eventos paragenéticos en la estructura:

- 1) Formación de la veta de cuarzo bandeado, mosaico macro y micromosaico y plumoso, con microdiseminado de pirita.
- 2) Formación de brecha granosoportada con matriz de cuarzos irregulares y cementada por óxidos de hierro.
- 3) Vetilleo bandeado de cuarzo peine y macromosaico, con hematita.
- 4) Deformación post-mineralización representada por fracturas y microfracturas, algunas de tensión. Proceso de oxidación supergénica (goethita y carbonatos de cobre).

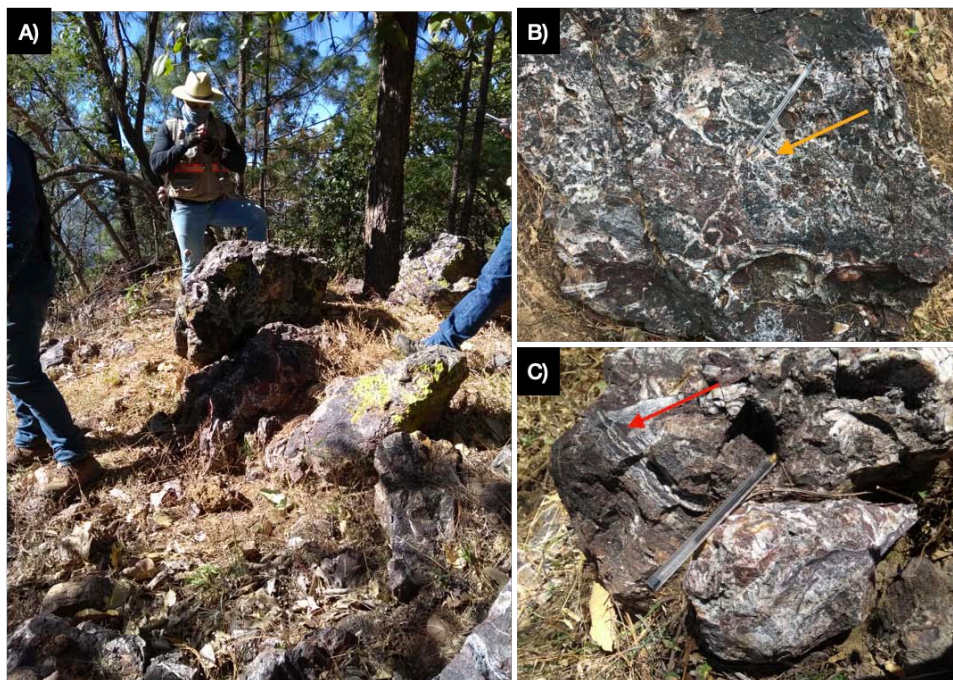


Figura 5.2. A) a C) fotografías de afloramiento de estructura mineralizada veta-brecha Fernanda. Flecha amarilla en B) señala brecha y flecha roja en C) señala veta bandeada.

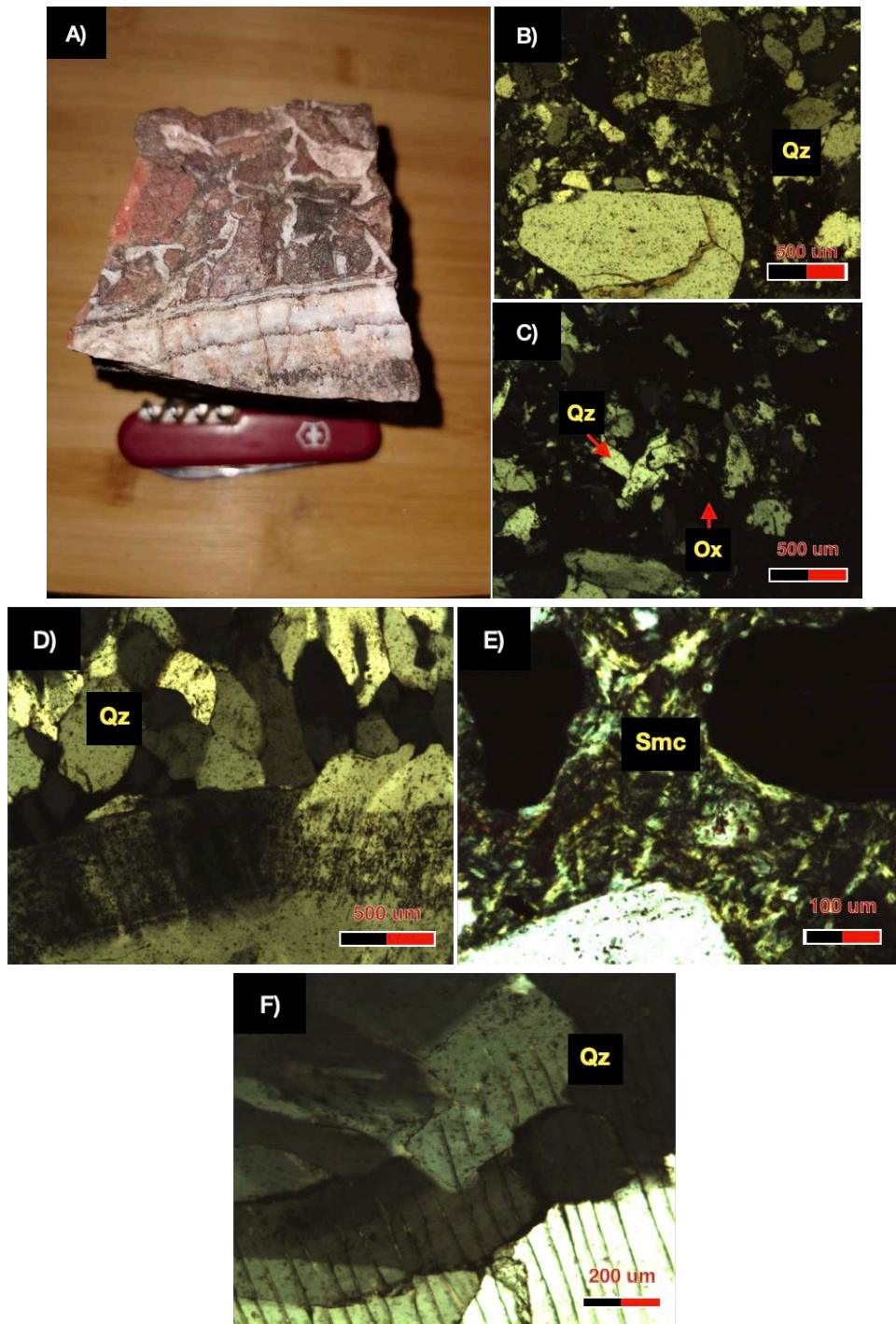
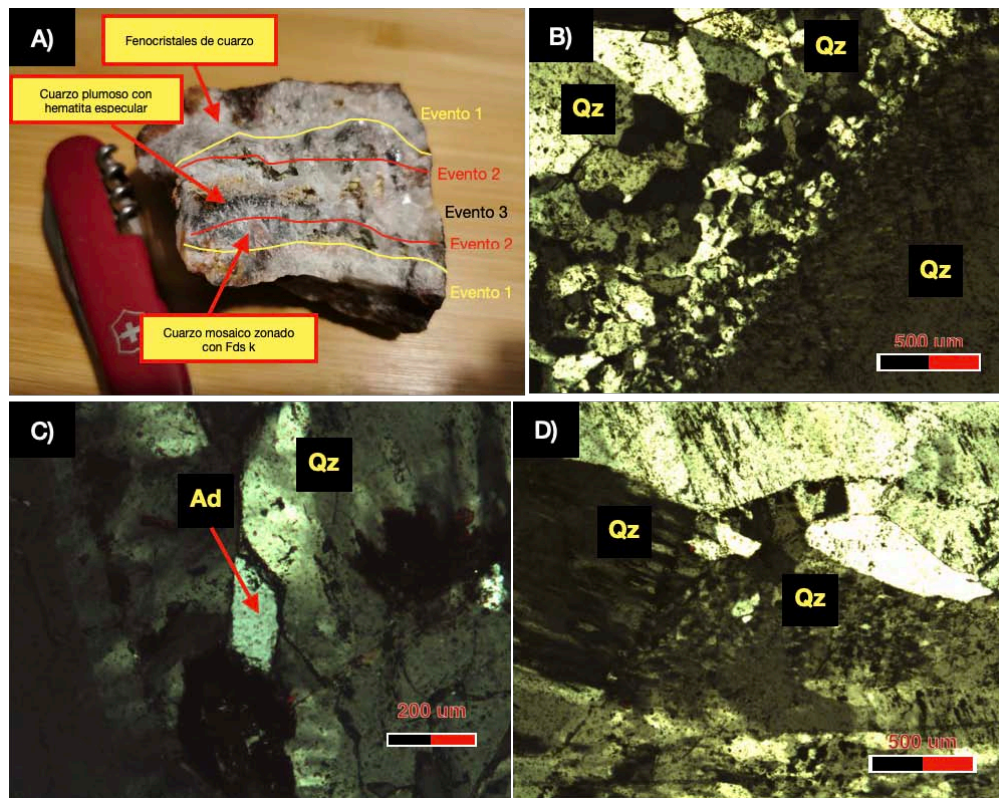


Figura 5.3. Estructura mineralizada veta-brecha Fernanda. A) muestra de mano. B) a F) fotomicrografías con luz transmitida y nicoles cruzados. B) matriz granosoportada por cuarzos irregulares. C) Cementante constituido por óxidos y clastos corroidos. D) Vetilleo bandeado de cuarzo peine y macromosaico. E) esmectita. F) Microfracturas de tensión . Qz= cuarzo; Ox= óxidos; Smc= esmectita.

5.2.1 Estructura mineralizada 2: Veta pseudo bandeada de cuarzo

La estructura aflora discretamente en la región noroeste de la zona de estudio (ver mapa figura 4.10), con un pequeño crestón menor a 15 cm, su reconocimiento involucró zanjeo de 50 cm de ancho (ver anexo B). La veta en campo varía en grosor (5-10 cm) a lo largo del rumbo N41°W y tiene echado de 74° SW. Macroscópicamente es una veta pseudo bandeada con cuarzo peine y masivo de aspecto lechoso con presencia de pirita, feldespato potásico, hematita especular y azufre nativo. Microscópicamente tiene asociaciones minerales de microdiseminado de pirita, calcopirita, estibinita y barita, el cuarzo denota diversas texturas como fenocristales, mosaico zonado, micromosaico y plumoso dispuestas en un arreglo bandeado, también presenta inclusiones de anhidrita. La estructura presenta microfracturas y grietas de tensión (Figura 5.4). Se identifican 4 pulsos generales de mineralización:

- 1) Cuarzo masivo (fenocristales de cuarzo).
- 2) Cuarzo mosaico zonado, se encuentra con ocasional feldespato potásico.
- 3) Cuarzo plumoso intercrecido con hematita especular.
- 4) Cuarzo en micromosaico que corta a cuarzo mosaico zonado de 2) y a cuarzo plumoso de 3).



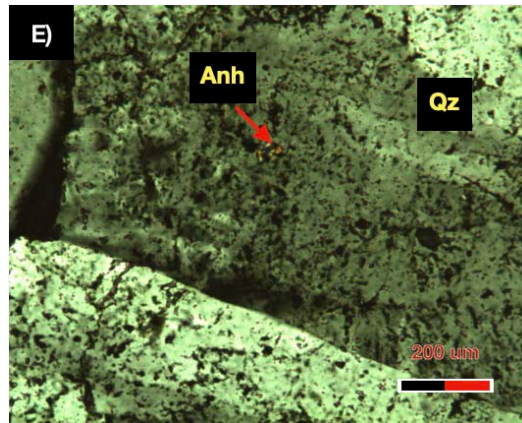


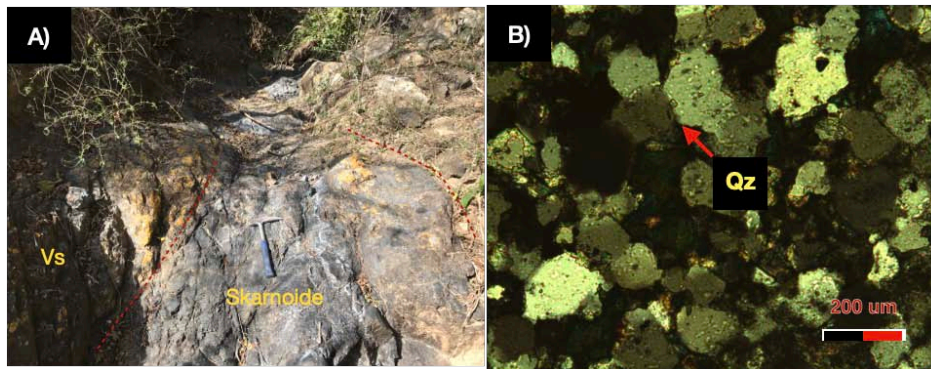
Figura 5.4. Estructura veta de cuarzo pseudobandeada. A) muestra de mano con flechas señalando eventos. B) Bandeamiento de cuarzo plumoso, micromosaico y mosaico; (C) Cuarzo mosaico zonado con ocasional feldespato potásico. D) cuarzo plumoso y E) anhidrita como inclusión en cuarzo. Qz= cuarzo; Ad= adularia; Anh= anhidrita.

5.3 Estilos de alteración-mineralización y alteraciones hidrotermales

Los estilos de alteración-mineralización y alteraciones hidrotermales son skarnoides (ver anexo A) y propilitización, argilización y oxidación (ver mapa Figura 4.10; ver anexo B) respectivamente.

5.3.1 Skarnoides

Los skarnoides pertenecen a la zona de exoskarn cuyo protolitos corresponden a intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas cementadas por sílice y manifiesta variaciones texturales y mineralógicas localmente. Consiste en minerales de cuarzo recristalizado con puntos triples, feldespato potásico, tremolita-actinolita, epidota, ocasional diópsida, ocasional calcita, monacita, calcopirita, pirita y magnetita (Figura 5.5).



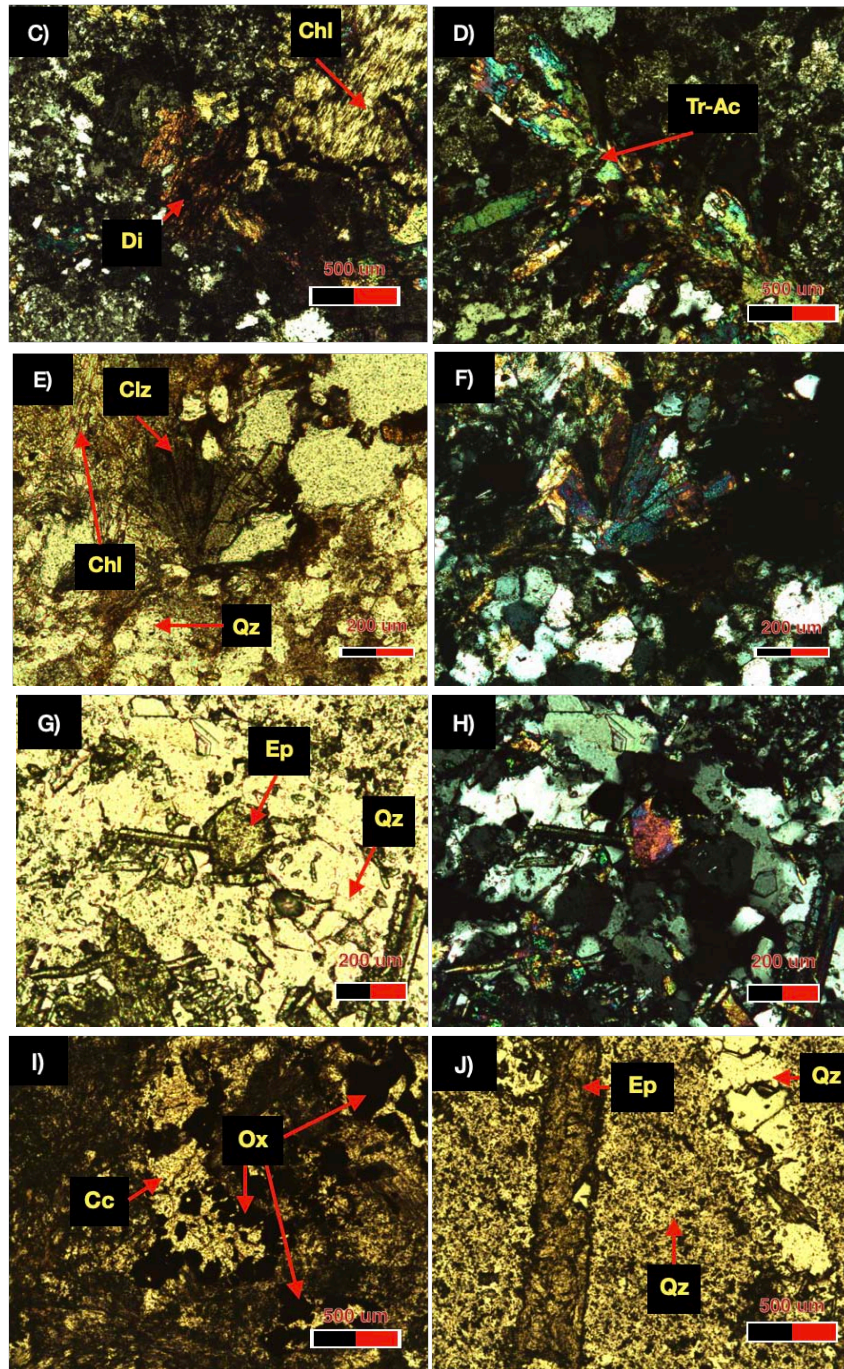


Figura 5.5. A) afloramiento de skarnoide en contacto con vulcanosedimentos. B) a J) fotomicrográficas con luz transmitida. B) cuarzo reecristalizado con puntos triples con nicoles cruzados. C) diópsida y clorita con nicoles cruzados, en D) tremolita actinolita. E) clinozoisita en cuarzo con nicoles paralelos, en F) misma imagen con nicoles cruzados. G) epidota y cuarzo con nicoles paralelos, en H) misma imagen con nicoles cruzados. I) calcita rodeando óxidos con nicoles paralelos. J) veta de cuarzo y veta de epidota en limolita constituida por cuarzo. Vs= vulcanosedimentos; Qz= cuarzo; Di=diópsida; Chl= clorita; Tr-Ac= tremolita-actinolita; Clz= epidota variedad clinzosita; Ep= epidota; Cc= calcita; Ox= óxidos.

5.3.2 Alteración hidrotermal propilítica

La alteración propilítica consiste en minerales de clorita, epidota y pirlita, y son identificados tanto en los vulcanosedimentos como en los intrusivos, así como en brechas menores hidrotermales. Dentro de esta alteración, hay alteración subpropilítica con solo presencia de cloritización. Cerca de los contactos con los vulcanosedimentos, la diorita fanerítica presenta zonación de alteración propilítica a subpropilítica (e.g aumento de clorita). Los minerales de alteración en esta diorita son clorita (Figura 5.6) y cuarzo hidrotermal. La clorita de otras muestras de mano de los vulcanosedimentos y brechas hidrotermales menores fueron identificadas con SWIR. En la figura 5.5 se observan fotografías y fotomicrográficas de la diorita fanerítica subpropilitizada donde además se observa sericita en las plagioclasas.

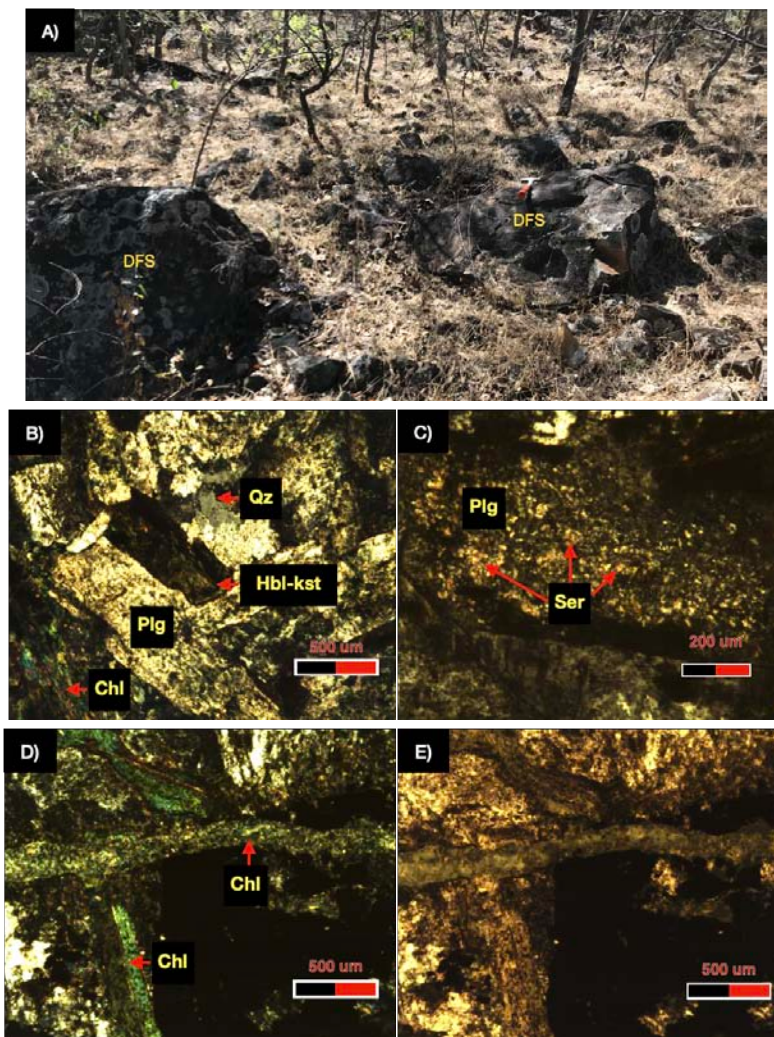


Figura 5.6. Diorita fanerítica subpropilitizada. A) afloramiento de roca. B) a D) fotomicrográficas de DFS con nícoles cruzados. E) con nícoles paralelos. DFS= Diorita fanerítica subpropilitizada. Qz= cuarzo; Plg= plagioclasa (andesina); Chl= clorita; Hbl-kst= hornblenda-kaersutita; Ser= sericita.

5.3.3 Alteración hidrotermal argílica

La alteración argílica de la zona fue identificada tanto en vulcanosedimentos como en intrusivos, mayormente en areniscas de grano fino y en brechas hidrotermales. Las asociaciones consisten en minerales arcillosos de categoría esmectita como la montmorillonita y arcillas de caolinita e illita (Figura 5.7) las cuales fueron identificadas con SWIR (Figura 5.8; ver anexo C).

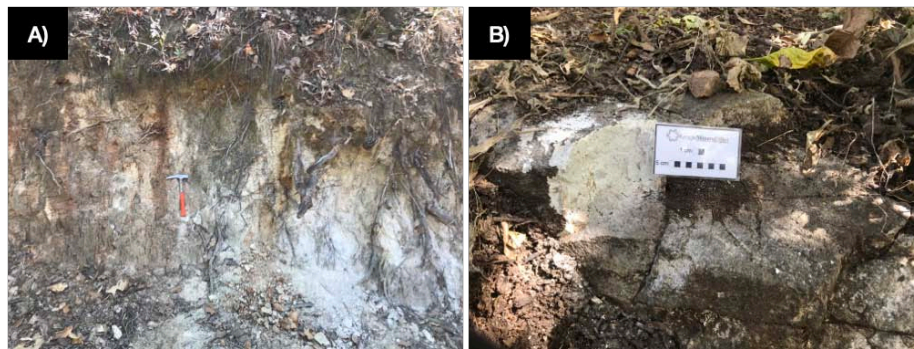


Figura 5.7. A) y B) afloramientos en campo con alteración argílica.

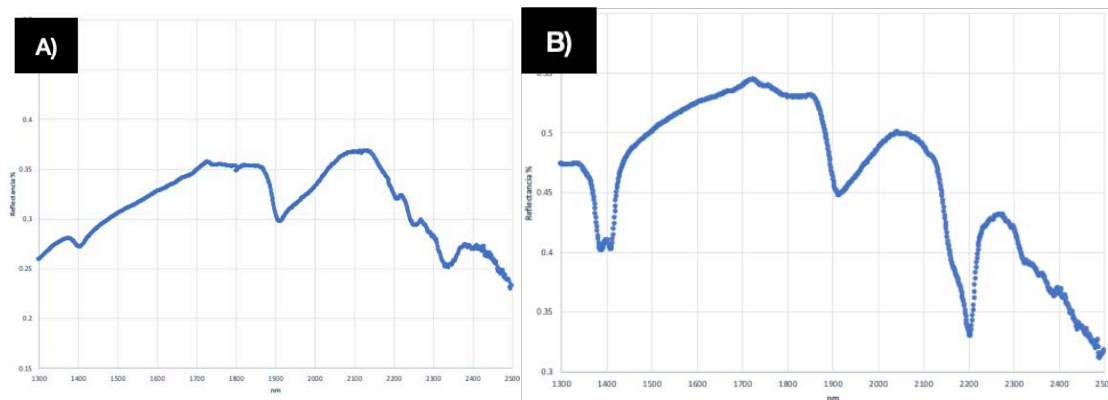


Figura 5.8. diagramas SWIR. A) montmorillonita. B) Caolinita.

5.4 Mineralización económica

Los minerales que se encuentran en la veta-brecha Fernanda son hematita especular, pirita, calcopirita, wolframita y oro con traza de plata. Los resultados EDS del oro con plata dieron un total de 90.7% de oro y 9.3% de plata en cuanto a peso relativo de cada elemento, por lo que no se considera electrum. El oro y wolframita tienen un tamaño menor a 10 micras y se encuentran dentro de cuarzo. En figura 5.9 y figura 5.10 se observan minerales identificados en petrografía con luz reflejada e imagen ESEM con análisis EDS respectivamente.

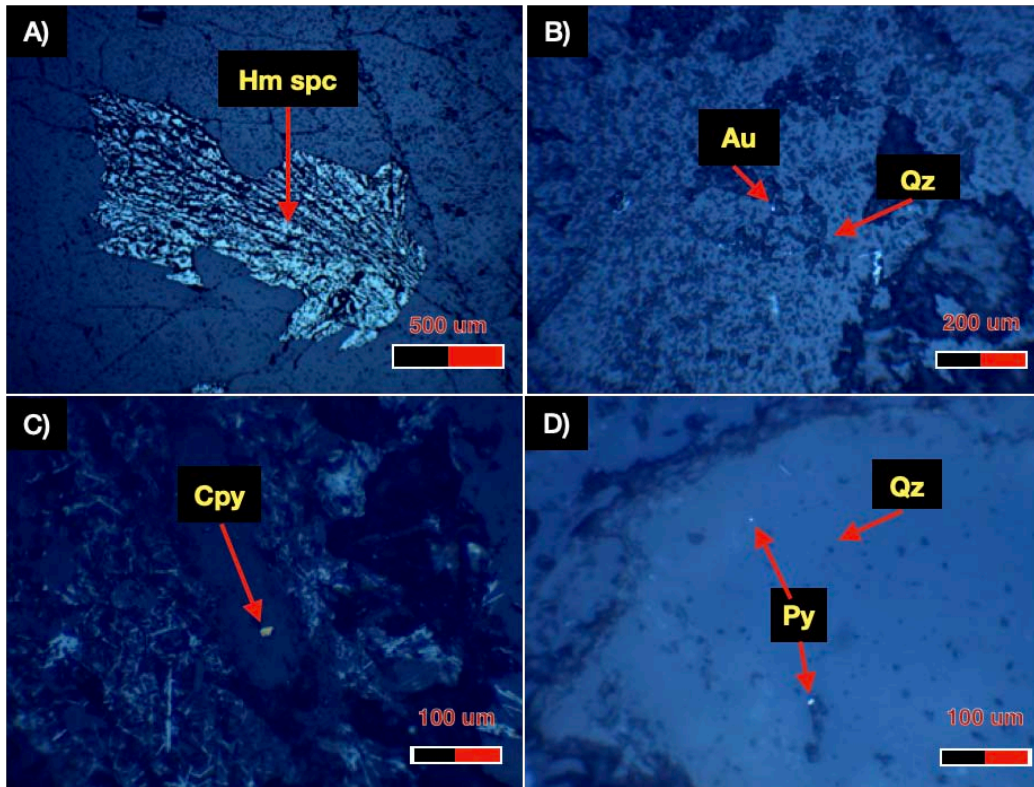
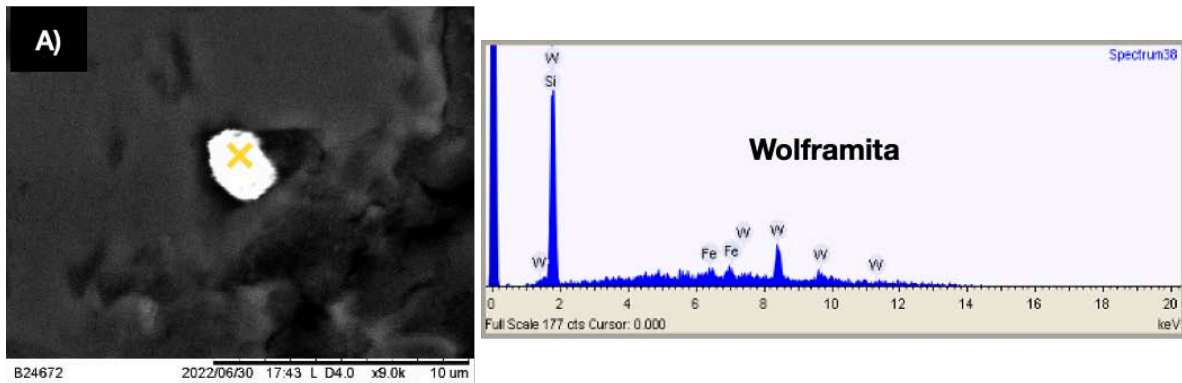


Figura 5.9. Fotomicrográficas con luz reflejada donde en A) se observa hematita especular en cuarzo. B) Oro fino en cuarzo. C) calcopirita. D) pirita; Hm spc= hematita especular; Au= oro; Qz= cuarzo; Cpy= calcopirita; Py= pirita.



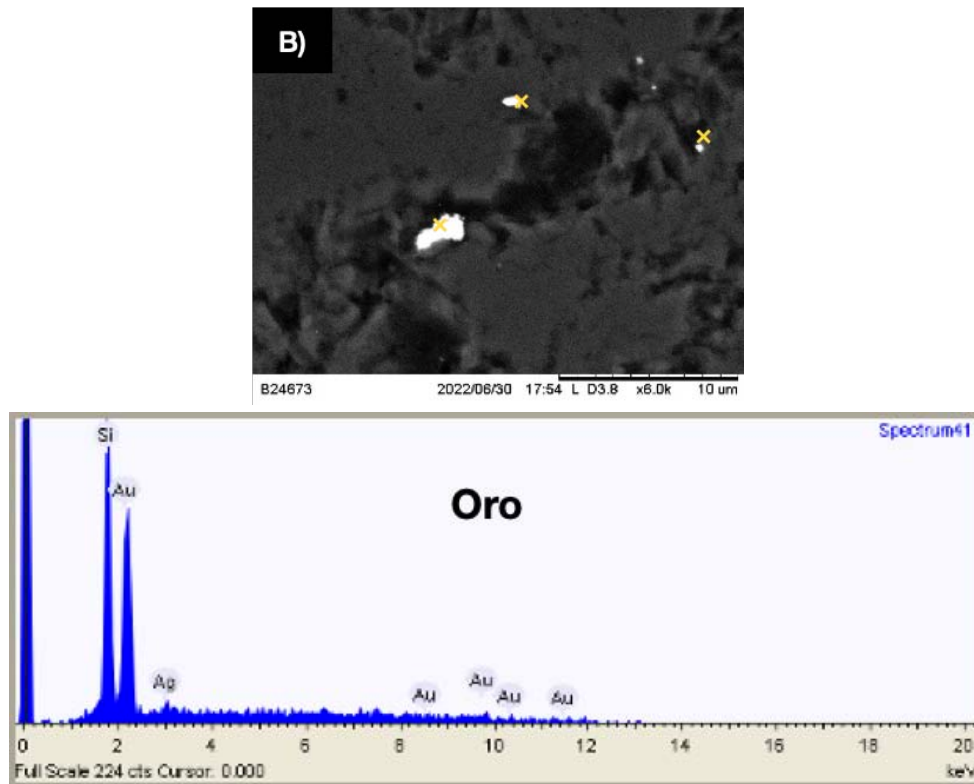


Figura 5.10. Imágenes con ESEM y análisis EDS. A) wolframita en cuarzo. B) Oro con plata en cuarzo con 90.7 y 9.3 de peso relativo respectivamente. Cruces amarillas indican punto de análisis EDS.

En la veta de cuarzo se encuentran minerales de calcopirita y pirita diseminada (<10 μm), tiene estibinita y algunas piritas presentan trazas de molibdeno (Figura 5.11).

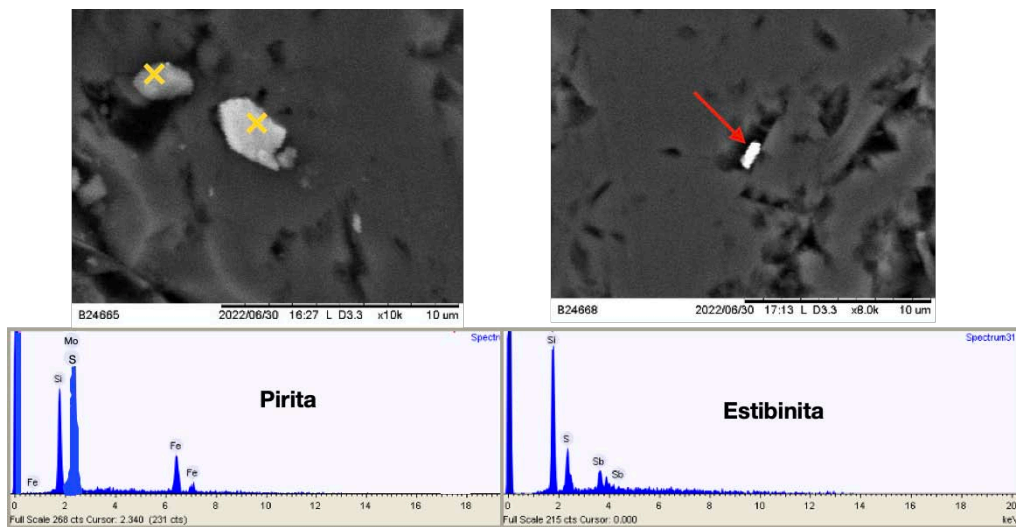


Figura 5.11 Imágenes ESEM y análisis EDS en veta de cuarzo. A la izquierda pirita con trazas de molibdeno, la derecha estibinita. Cruces amarillas y flechas señalan puntos analizados.

5.5 Petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas

5.5.1 Inclusiones fluidas en veta-brecha Fernanda

Las inclusiones fluidas (IF) que pudieron ser observadas en la veta-brecha Fernanda fueron las del cuarzo peine del evento 3 (Figura 5.2) debido al tamaño de las inclusiones (menor de 10 μm en promedio). Las IF son primarias, de tipo (1) monofásicas de vapor, (2) monofásicas de líquido y (3) bifásicas de líquido y vapor con un grado de relleno de 70/30 de líquido con respecto a vapor, su tamaño es menor de 20 μm y tienen forma esferoidal (Figura 5.12). Se analizaron 11 IF distribuidas aleatoriamente y en cúmulos dentro del cuarzo.

De acuerdo con las temperaturas eutécticas (T_e) observadas (no en todas las IF fue posible su observación) entre -57°C a -59°C , se identificó al sistema termodinámico con componentes $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$. La temperatura de homogeneización (T_h) pudo ser observada en 11 inclusiones fluidas, la cual osciló entre 428°C y 474°C con un promedio de 440°C . La temperatura de fusión del clatrato de CO_2 (T_{fc}) oscilan entre -2°C y 4°C . A partir de las ecuaciones de Chen (1972), se obtuvieron resultados de salinidad de entre 10.53 a 17.71 a wt% de NaCl equivalente (Tabla 1).

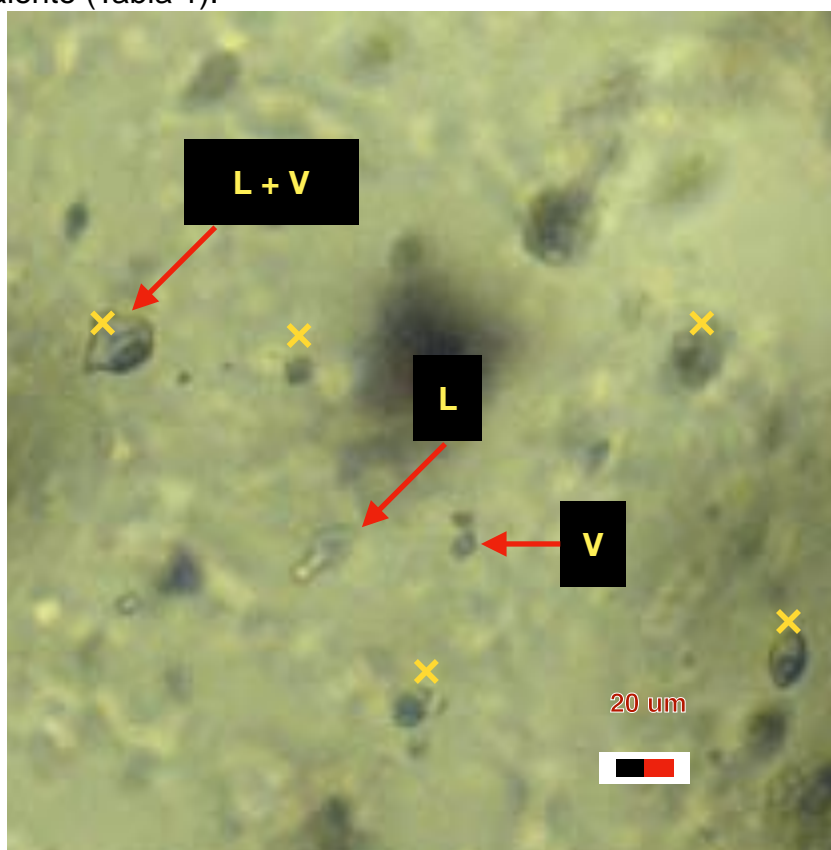


Figura 5.12. Inclusiones fluidas de veta-brecha Fernanda, monofásicas (V) y/o (L) bifásicas (L+ V) señaladas con la cruz amarilla. V= Vapor; L= Líquido.

Tabla 5.1. Datos microtermométricos de estructura mineralizada Veta-Brecha. Temperaturas de homogeneización, de fusión del clatrato de CO₂ y salinidad de las IF que fueron posibles de medir en el cuarzo peineta del evento 3 en el sistema termodinámico de H₂O + NaCl + CO₂.

Th	Tfc	S
428	4	10.53
462	2	13.23
430	2	13.23
429	-2	17.71
432	4	10.53
431	-1.2	16.90
474	-2	17.71
470	-	-
430	3	11.92
430	-2	17.71
430	-2	17.71

5.5.2 Inclusiones fluidas en veta pseudo bandeada de cuarzo

Las IF son primarias, de tipo (1) monofásicas de vapor (V), (2) monofásicas de líquido (L), (3) bifásicas de líquido y vapor (L + V) con un grado de relleno de 70 ó 80/30 ó 20 de líquido con respecto a vapor y (4) bifásicas de líquido y vapor con un grado de relleno de 55 ó 60/45 ó 40 de líquido con respecto a vapor. Las IF de (1) tienen forma esferoidal e irregular, las IF de (2) tienen forma alargada y son muy pequeñas, las IF de (3) tienen forma esferoidal y las IF de (4) tienen forma irregular y larga (Figura 5.13) y su tamaño es menor a 20 µm. Las familias de IF representan un atrapamiento de tipo heterogéneo.

De acuerdo a las temperaturas eutécticas (Te) observadas (no en todas las IF fue posible su observación), que fueron entre -56°C a -58.5°C y -21°C a -23°C, se identificaron al sistema termodinámico con componentes H₂O + NaCl + CO₂ y H₂O + NaCl respectivamente. La temperatura de homogeneización (Th) pudo ser observada en 13 IF pertenecientes al sistema termodinámico H₂O + NaCl + CO₂, la cual osciló entre 259 °C y 352°C con un promedio de 304°C. La temperatura de fusión del clatrato de CO₂ (Tfc) oscila entre -4.4°C y 3.7°C. Con la Tfc y el sistema termodinámico establecido de H₂O + NaCl + CO₂ pudieron usarse las ecuaciones de Chen (1972), mediante lo cual se obtuvieron salinidades que varían entre 10.9 a 19.9 wt% de NaCl equivalente (Tabla 2). La temperatura de homogeneización (Th) pudo ser observada en 8 IF pertenecientes al sistema termodinámico H₂O + NaCl, la cual osciló entre 283 °C y 389°C con un promedio de 350°C. La

temperatura de fusión de la hidrohálita (T_{fh}) oscila entre -1°C y -5°C. Con la T_{fh} y el sistema termodinámico establecido de H₂O + NaCl pudieron usarse las ecuaciones de Bodnar (1993) para las T_{fh}, las cuales indican salinidades que varían entre 1.7 a a 7.9 wt% de NaCl equivalente (Tabla 3).

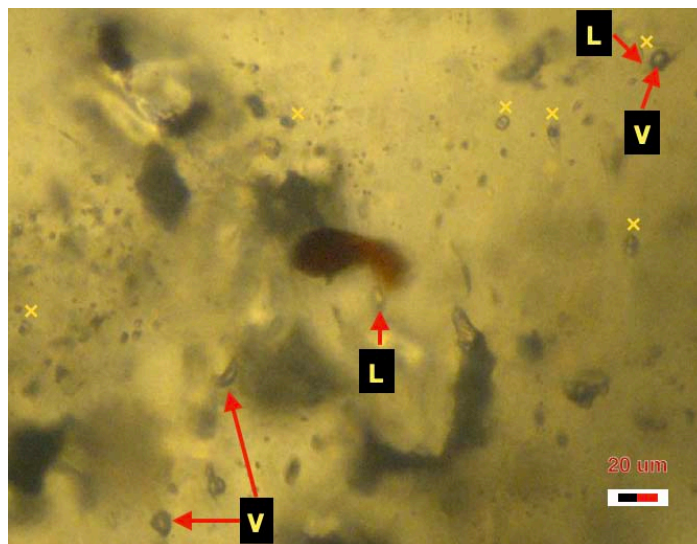


Figura 5.13. Inclusiones fluidas bifásicas y monofásicas de la veta pseudo bandeada de cuarzo señaladas con la cruz amarilla. V= Vapor; L= Líquido.

Tabla 5.2. Datos microtermométricos de estructura la veta pseudo bandeada de cuarzo. Temperaturas de homogeneización, de fusión del clatrato y salinidad de las IF que fueron posibles de medir en evento 1, 3 y 4 en el sistema termodinámico de H₂O + NaCl + CO₂.

Th	T _{fh}	s
286	-1.3	17.00
299	-2	17.70
296	-2	17.70
277	-2.1	17.80
286	-0.6	16.26
352	0.2	15.38
259	-1	17.68
350	-4.4	19.92
350	-3	18.66
284	-4.1	19.66
278	-2.5	18.19
285	3.7	10.95
350	-1	16.68

Tabla 5.3. Datos microtermométricos de veta pseudo bandeada de cuarzo. Temperaturas de homogeneización, de fusión de la hidrohalita y salinidad de las IF que fueron posibles de medir en evento 1, 3 y 4 en el sistema termodinámico de H₂O + NaCl.

Th	Tfh	S
288	-2.1	3.54
283	-1	1.73
357	-2.7	4.49
389	-5	7.86
389	-2.6	4.33
389	-1	1.73
389	-3.9	6.30
350	-2	3.38

Se realizaron los histogramas de frecuencia acumulativa para los datos de IF de la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo en los sistemas termodinámicos correspondientes de H₂O + NaCl y H₂O + NaCl + CO₂ donde se tomaron como variables la temperatura de homogeneización y la salinidad (figura 5.14 y figura 5.15 respectivamente). En el histograma de la figura 5.14, a la izquierda se muestra la distribución asimétrica hacia la derecha de los conjuntos de datos de temperatura de homogeneización con intervalo modal entre 384 a 403 °C y a la derecha se muestran los conjuntos de datos de salinidad con intervalo modal de 1.74 y 5.4 wt% de NaCl equiv.

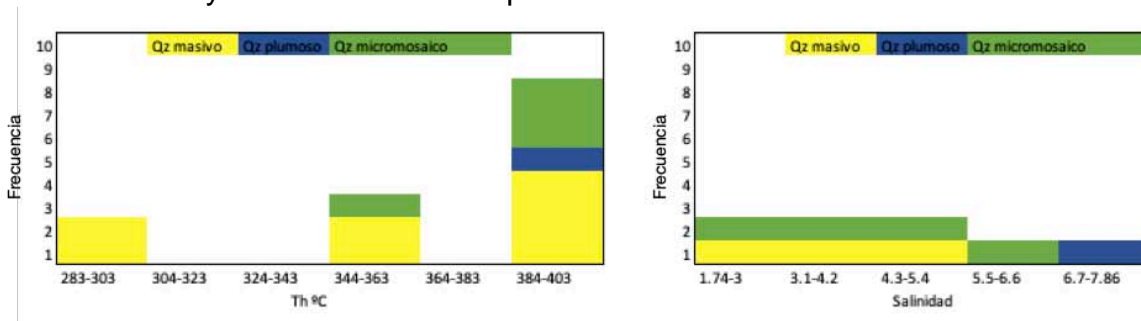


Figura 5.14. Histogramas del sistema termodinámico H₂O + NaCl para la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo.

En el histograma de la figura 5.15 se muestra una distribución bimodal con una moda entre 250 a 290 °C y otra de 411-450 °C y una salinidad asimétrica con moda principal de 16-18 wt% de NaCl equiv y otra secundaria de 10 a 12 wt% de NaCl equiv. En la temperatura de homogeneización se muestra que el cuarzo peine se forma en las temperaturas más altas de la evolución del sistema. A la derecha se muestra la distribución del conjunto de datos de salinidad indicando

que el cuarzo plumoso representa las salinidades mayores, mientras que las demás texturas corresponden a salinidades menores.

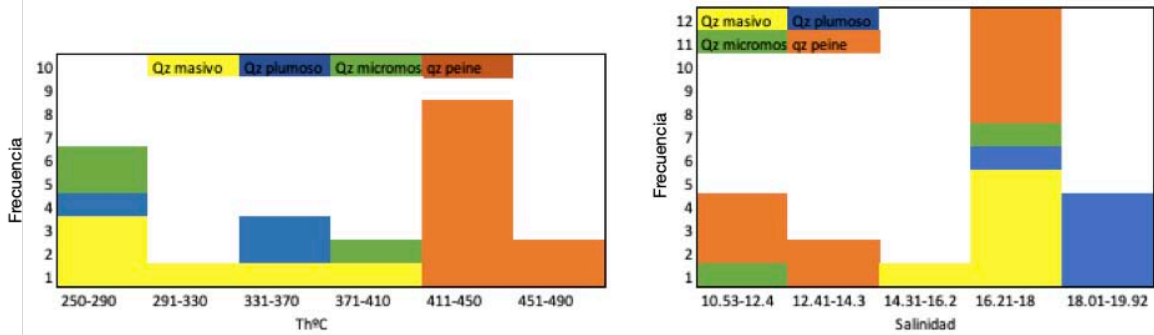


Figura 5.15. Histogramas del sistema termodinámico $H_2O + NaCl + CO_2$ para la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo.

Para los eventos identificados en petrografía de la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo en el sistema termodinámico de $H_2O + NaCl + CO_2$ se realizó la gráfica de dispersión utilizando la temperatura de homogeneización vs salinidad (Figura 5.16) y para los eventos identificados en petrografía para la veta pseudo bandeada de cuarzo en el sistema termodinámico de $H_2O + NaCl$ se realizó la gráfica de dispersión utilizando también la temperatura de homogeneización vs salinidad (Figura 5.17). La distribución de los datos se muestra con una pendiente ligeramente negativa desde 250 °C a 474 °C.

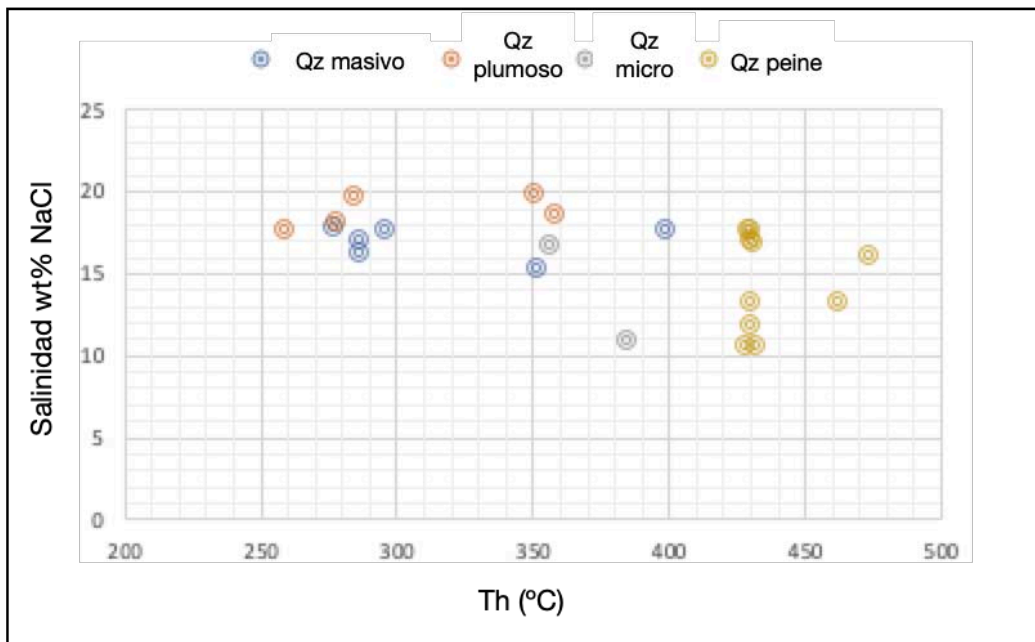


Figura 5.16. Eventos paragenéticos del sistema de $H_2O + NaCl + CO_2$ para la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo agrupados en poblaciones. Cuarzo masivo corresponde a evento 1, cuarzo plumoso a evento 3, cuarzo micromosaico a evento 4 de la Veta pseudo bandeada de cuarzo y el cuarzo peine corresponde a último evento de la Veta-brecha Fernanda.

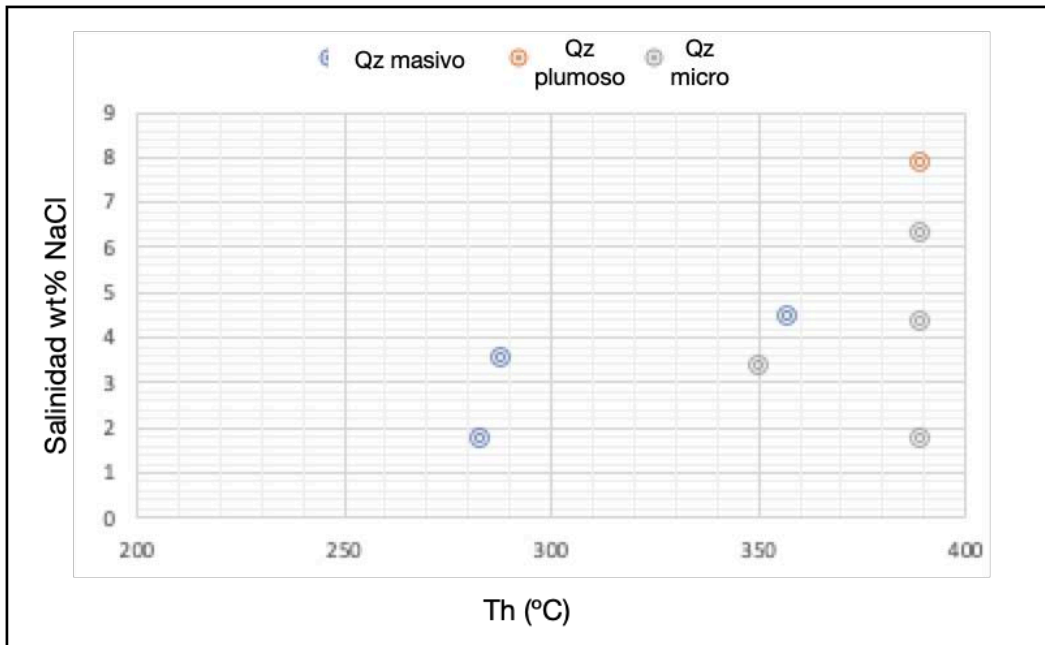


Figura 5.17. Eventos paragenéticos de la veta pseudo bandeada de cuarzo agrupados en poblaciones. Cuarzo masivo corresponde a evento 1, cuarzo plumoso a evento 3, cuarzo micromosaico a evento 4.

6 Discusión

6.1 Marco geológico

El Renguito se encuentra dentro de un contexto geológico que cuenta con características litológicas, mineralógicas y estructurales que evidencian una posible concentración anómala de Au, Cu y W, lo que resulta atractivo para su exploración geológica-minera. Además de ubicarse en el tren de mineralizaciones de pórfidos de Cu-Mo, entre Sonora y Sinaloa, lo cual coincide también con la región de mineralizaciones de Au del NW de México (Valencia-Moreno, 2016). Todo ello parte del contexto tectónico-magmático de arco del Cretácico-Oligoceno que caracteriza a la región, donde el área de estudio se encuentra emplazada dentro de la región mineralizada de Proyecto Pajarito.

En el NW de México se distinguen 3 dominios metalogenéticos, cada uno de ellos caracterizado por la influencia que tuvo el basamento sobre el tipo de mineralización económica; dominio norte, dominio centro y dominio sur (Valencia-Moreno, 2006). Mientras que los dominios norte y centro están caracterizados por un basamento Proterozoico y Paleozoico respectivamente, el dominio sur es representado por secuencias del Terreno Compuesto Guerrero del Mesozoico. El tipo de basamento parece tener importancia para la focalización general de los depósitos ya que aquellos con altos contenidos de Cu-Mo-W se concentran en los dominios norte y centro, y aquellos con altos contenidos de Cu-Au se concentran en el dominio sur, por lo que la distribución de los metales está aparentemente asociada a cambios regionales en el basamento (Valencia-Moreno, 2006).

La región comprendida entre el sur de Sonora, norte de Sinaloa y suroeste de Chihuahua forman parte del dominio sur correspondiente al límite norte del Terreno Compuesto Guerrero, específicamente en el subterreno Tahue, que consiste en un basamento volcánico marino metamorfizado en facies de esquisto verde del Paleozoico sobreyacido por rocas marinas de arco volcánico del Mesozoico (Centeno et al., 2008). Las secuencias anteriores son afectadas por la actividad magmática resultante de la subducción de la placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana durante la orogenia Laramide que tomó lugar durante el Cretácico tardío-Paleógeno (Ferrari et al., 2005), con intrusiones y secuencias volcánicas andesíticas cogenéticas correspondiente a la formación del CVI del Cretácico Superior al Eoceno (Ferrari et al., 2005). El CVI es afectado por intrusiones y sucesiones ignimbríticas del SVS que toma lugar del Oligoceno al Mioceno (Ferrari, 2005). Adicionalmente la región ha sufrido procesos de extensión relacionados al Basin and Range y proceso de apertura del Golfo.

La gran variedad de intrusivos de composición intermedia derivado de la formación del CVI representa una alta posibilidad para la concentración anómala de minerales económicos asociados a procesos magmáticos-hidrotermales que dan origen a sistemas de tipo pórfido, epitermal y skarn como sucede en el NW de

México (e. g., La Guadalupana, Cerro Colorado, Choix, San José de Gracia) (Camprubí, 2006; Valencia-Moreno, 2006).

6.2 Unidades litológicas intrusivas

Las rocas que intrusionaron a las secuencias del Cretácico Inferior en el dominio sur son laramídicas (Ochoa-Landin et al., 2011) y de composición granodiorítica, diorítica, cuarzomonzonítica, monzonítica y granítica (Valencia-Moreno, 2006). En el dominio sur estas rocas mineralizan en pórfidos de Cu-Au y skarn de Au y polimetálicos, en edades que varían desde 67-54 Ma (Valencia-Moreno, 2006). En Choix, Batopilas, La Guadalupana y Cerro Colorado, las rocas intrusivas que se asocian a la mineralización económica son de composición cuarzomonzonítica y granodiorítica y varían en edades que van desde 66 a 57 Ma. (Valencia-Moreno et al. 2017).

En Pajarito afloran tres tipos de rocas intrusivas; cuarzomonzodioritas monzodioritas; cuarzodioritas-dioritas; y diques granodioríticos. Las dioritas son predominantes en el dominio sur y al noroeste de Pajarito, incluyendo El Renguito. Las edades de las unidades intrusivas pertenecen al Campaniense, alrededor de los 78 Ma. (Diflor, 2022). Estas rocas plutónicas son comparables en composición (tipos de rocas) y más antiguas que las reportadas en las mineralizaciones del dominio sur.

6.3 Geología local

La zona está compuesta por variedades de unidades intrusivas que afectan a los vulcanosedimentos de la Formación Naranjo. En el noreste de la región El Reguito se concentran los vulcanosedimentos, los cuales consisten en una intercalación de areniscas de grado medio-fino, limolitas y lutitas, similar a lo reportado como unidades representativas del Subterreno Tehue (Centeno et al., 2008) y correspondiente a la Formación Naranjo según el SGM (1999). Los vulcanosedimentos también son señalados por el protolito de rocas metasomáticas con estilo de alteración-mineralización de tipo skarnoide que se encuentran en El Renguito.

La roca encajonante de la mineralización es una diorita fanerítica que abarca la mayor parte de la zona cartografiada, donde al SE, se encuentra la veta-brecha Fernanda y al NE la veta pseudo bandeada de cuarzo. La diorita fanerítica pertenece al Cretácico Superior (Diflor, 2022) y es intrusionada por plutones menores de composición monzodiorítica, diorítica porfídica y ocasionales microdiques de granodiorita.

Las estructuras mineralizadas y las estructuras levantadas en la región como fracturas, fallas normales con componente lateral izquierda, fallas transtensivas, brechas y vetas tienen orientación preferente al NW, con algunas estructuras

menores orientadas al NE. Tanto los vulcanosedimentos como las rocas intrusivas, localmente presentan alteración hidrotermal de tipo propilítica y argílica, así como oxidación, las cuales se traslapan entre sí en algunas zonas.

6.4 Estructuras mineralizadas

Mientras que en Renguito la mineralización se manifiesta en veta-brechas y vetas pseudo bandeadas de cuarzo de orientación preferentemente NW, en el Distrito de Choix se manifiestan como cuerpos mantiformes, disseminaciones y vetas-brechas (Valencia-Moreno, 2006; Consejo de Recursos Minerales, 1991). En Choix las estructuras se muestran en 2 sistemas, uno mayor y uno menor con orientación NW y NE respectivamente (Consejo de Recursos Minerales, 1991) por lo que se puede establecer un parecido con El Renguito.

Las vetas de cuarzo en el Distrito de San José de Gracia son bandeadas coloformes y tienen una orientación NW, sin embargo, sus estructuras no exhiben similitud con las encontradas en El Renguito, ya que en San José de Gracia no se presenta brechamiento ni texturas pseudo bandeadas y no tienen presencia de hematita.

En el área que comprende Pajarito (figura 4.5), las estructuras mineralizadas que se han reportado en su región norte son vetas y veta-brechas (Pajarito Norte y San Ignacio; (Diflor, 2022), las cuales se manifiestan como lazos sigmoidales, en su región centro son vetas-fallas (Pajarito y Porvenir) y en su región sur son mantos de reemplazamiento con ocasionales brechas (Reyes). En El Renguito se presentan estructuras mineralizadas en forma de vetas y veta-brechas de morfología sigmoidal con espesor constante por lo que las estructuras son locales.

Como la mayoría de las estructuras de Pajarito son de orientación NW, se infiere que están relacionadas a un mismo evento tectónico, denotado por lineamientos o sistemas de vetas-fallas, fracturas y/o fallas NW que representan deformación extensiva. Localmente, las estructuras de El Renguito se parecen a Pajarito Norte y regionalmente, a Choix, por lo que comparativamente se pueden relacionar genéticamente a un tren de mineralización de orientación NW-SE, como la mayor parte de las estructuras mineralizadas del noroeste de México (Valencia-Moreno, 2016; Valencia-Moreno et al., 2017).

Las brechas de El Renguito se parecen a las de la región norte que están compuestas por cuarzo, hematita, calcopirita y pirita disseminada, a diferencia de la región sur donde las brechas consisten en asociaciones minerales de turmalina y cuarzo (Diflor, 2022). En El Renguito la veta-brecha Fernanda es mayormente granosoportada que cementada, por lo que se puede deducir que su formación está controlada por procesos tectónicos primarios y procesos hidrotermales secundarios (Wang et al., 2020). La veta pseudo bandeada de cuarzo también

tiene un lineamiento NW y buza hacia el SW lo cual representa una presumible conexión genética con el sistema.

6.5 Roca encajonante

En la región norte del proyecto Pajarito la mineralización se encajona en vulcanosedimentos y en el CVI, en la región centro en vulcanosedimentos y cuarzomonzodioritas y en la región sur en vulcanosedimentos y ocasionalmente en dioritas. Por lo anterior se puede decir que la roca encajonante de Renguito, que es la diorita del Cretácico Superior (Diflor, 2022), se parece a la roca encajonante del sur del Proyecto.

En el Distrito de Choix la mineralización económica se encajona en los vulcanosedimentos y en calizas (Valencia-Moreno, 2006), aunque ocasionalmente se han descrito estructuras de tipo veta, stockworks y brechas que se encajonan tanto en los vulcanosedimentos como en rocas intrusivas diversas que van desde granodiorita a diorita (informes internos). San José de Gracia se encajona en el Terreno Guerrero y en el CVI, por lo que se puede decir que la zona Renguito cuenta con algunas características similares a Choix.

6.6 Estilos de alteración-mineralización y alteraciones hidrotermales

Los estilos de alteración y las alteraciones hidrotermales que se presentan en El Renguito son de tipo skarnoide y propilítica y argílica, respectivamente. El skarnoide se concentra en el norte de la región y muestra un protolito de areniscas de grano-medio, limolitas y lutitas calcáreas. Las alteraciones propilítica y argílica se encuentran localmente dispersas, donde la segunda se manifiesta como parches regularmente siguiendo un rumbo NW, lo cual se puede relacionar con las estructuras NW.

Un skarnoide es una roca rica en granate cuyo origen es incierto o resultado de metamorfismo de litologías impuras (Pirajno, 2009), sin embargo, también se utiliza para categorizar litologías ricas en diópsido (Pirajno, 2009) ya que representan una etapa de mineralización dentro de un modelo de tipo skarn. Los skarn son productos de un proceso metasomático, en general relacionado con metamorfismo de contacto, y alteración retrógrada de baja temperatura y adición de fluidos meteóricos (Pirajno, 2009) los cuales pueden ocurrir en diferentes tiempos y traslaparse en el espacio, siendo el metasomatismo el proceso más efectivo para la formación de depósitos de tipo skarn (Ochoa-Landin et al., 2011). Un skarn (o en este caso skarnoide) puede ser en sí mismo expresado en temporalidad de formación, es prógrado cuando la asociación mineral resulta de procesos de alta temperatura dentro de su etapa inicial de formación y es retrógrado para referirse a asociaciones minerales de menor temperatura en una etapa tardía de formación. Las temperaturas de formación de etapa prógrada

puede variar entre 350 a 550°C y para la etapa retrógrada puede variar entre 250 a 400°C (Ochoa-Landin et al., 2011) y superponerse la una con la otra.

La alteración propilítica consiste en una asociación mineral de clorita, epidota, calcita y albita que puede tomar lugar entre los 200 a 300°C y es común en pórfidos, skarn y vetas epitermales (Pirajno, 2009).

La alteración argílica intermedia es una asociación mineral de caolinita, montmorillonita y esmectita y puede tomar lugar a menores temperaturas de 300°C.

Por medio de petrografía y ESEM se reconocieron minerales producto del metamorfismo de contacto (skarn) que representan a las etapas prógrada y metasomática-hidrotermal o retrógrada. La diópsida representa a la etapa prógrada y la tremolita-actinolita, feldespatos potásico, epidota y clorita a la etapa retrógrada. Para la identificación de minerales arcillosos se utilizó SWIR con lo que se identificó caolinita, montmorillonita, illita y esmectita de la alteración argílica intermedia, con lo cual se pudieron caracterizar a las alteraciones hidrotermales que rodean a la veta-brecha Fernanda, las cuales son predominantemente alteración propilítica y parches de alteración argílica.

Se puede definir a El Renguito como el producto de un proceso metasomático, el cual fue seguido por alteración propilítica. Lo anterior es afín a sistemas magmático-hidrotermales tipo skarn, con sistemas de vetas mesotermales donde la etapa retrógrada tiene un papel importante para su prospección. La alteración argílica regularmente se encuentra en el rango de alteraciones de baja temperatura y está relacionada a vetas, aunque ocasionalmente también lo podemos encontrar en un sistema mineralizado de tipo skarn, solo que, al encontrarse en la parte superior, la alteración argílica es erosionada.

6.7 Paragénesis

La paragénesis en el sistema mineral presenta 5 etapas de mineralización, las cuales corresponden de manera general en (a) la formación del skarnoide y (b) la formación de las estructuras mineralizadas. Para la formación del skarnoide toman lugar las etapas prógrada y retrógrada, seguido de la formación de las estructuras mineralizadas de veta-brecha Fernanda y veta pseudo bandeada de cuarzo. La tabla 6.1 muestra el cuadro paragenético del sistema mineral, donde los minerales calcosilicatados como diópsida, tremolita-actinolita y epidota toman lugar durante la etapa prógrada y retrógrada del metamorfismo y la mineralización económica de las estructuras principales toman lugar en eventos posteriores.

Tabla 6.1 Cuadro paragenético del sistema mineral.

Mineral	Metamorfismo - Metasomatismo			Veta-Brecha y Veta pseudobandeada	
	Progrado	Retrógrado		Etapa 4	Etapa 5
	Etapa 0	Etapa 1	Etapa 2		
Cuarzo	—————	—————	—————	————— —————	————— —————
Diópsida	—————				
Tremolita-actinolita		—————			
Epidota		—————			
Clorita			—————		
Calcita			—————		
Feldespato K			—————	—————	
Monacita			—————		
Magnetita			—————		
Pirita			—————	————— —————	
Calcopirita			—————	————— —————	
Oro				—————	
Wolframita				—————	
Estibinita				—————	
Hematita especular				————— —————	
Anhidrita				—————	
Montmotillonita				—————	
Caolinita				—————	
Illita				—————	
Goethita					—————
Esmectita					—————
Barita					—————
Azufre nativo					—————

————— Veta pseudobandeada

————— Veta-Brecha Fernanda

6.8 Mena

Los minerales con potencial valor económico en El Renguito son oro libre con trazas de plata, wolframita, estibinita y calcopirita, los cuales se encuentran alojados en cuarzo.

Las asociaciones de oro y calcopirita en cuarzo se parecen a Choix (Valencia-Moreno et al., 2016), donde también hay presencia de oro libre en varias brechas de la zona además de enriquecimiento de cobre y plata (Valencia-Moreno, 2006). Existen depósitos en Irán y China (e.g., prospecto de skarn de oro Kuh-e (Tale, 2015) y depósito de skarn de Cu-Au Yueshan (Zhou et al., 2007; Xinjian et al., 2002) respectivamente) que comparten asociaciones minerales metálicas y ganga que corresponden a etapas formativas similares a El Renguito, skarn e hidrotermalismo tardío (e.g., diópsida, tremolita actinolita, epidota y clorita).

6.9 Microtermometría

Para la veta-brecha Fernanda, las temperaturas del fluido hidrotermal fueron relativamente muy altas entre 428 y 474°C. El sistema NaCl + CO₂ + H₂O fue reconocido por temperaturas eutécticas de -57 a -59°C. Fluidos mineralizantes con CO₂ son comunes para yacimientos relacionados a intrusivos (e.g pórfidos y skarns principalmente) y para vetas mesotermales, particularmente con presencia de Au (Tale, 2015). Las salinidades obtenidas son de 10.5 a 17.7 wt % de NaCl equiv. y pueden ser comparados con depósitos magmático-hidrotermales de tipo skarn asociados a un pórfido (Audétat, 2019). Los tipos de IF en la veta-brecha son monofásicas de vapor y líquido, y bifásicas (L+V), con variaciones en el grado de relleno (60/40 y 80/20) lo cual indica un atrapamiento heterogéneo. El contenido de CO₂ en las IF (Moore, 1992), así como las variaciones de salinidad y un atrapamiento heterogéneo son evidencia de ebullición. Los yacimientos con Au en skarn y pórfidos los fluidos con CO₂ es clave para procesos de mineralización económica (Baker, 2002).

Para la veta pseudo bandeada de cuarzo los datos microtermométricos de Te, Tfc y Th en las IF indican la presencia de dos sistemas termodinámicos diferentes los cuales son H₂O + NaCl + CO₂ y H₂O + NaCl; salinidades variables; y menores temperaturas de formación en comparación con la veta-brecha Fernanda.

Las salinidades para el sistema de H₂O + NaCl + CO₂ varían de 10.9 a 19.9 wt % de NaCl equiv. y la Th varía de 259 a 352°C por lo que se puede interpretar que la veta pseudo bandeada de cuarzo con feldespato potásico y hematita especular es producto de una disminución gradual de temperatura y un aumento de salinidad, lo cual puede definirse como un proceso de ebullición (Figura 6.1; a), que también es evidenciado porque la estructura tiene IF de tipo monofásicas de líquido y vapor y bifásicas con variables grados de relleno (55/45 80/20). En la Figura 6.2 se muestran la gráfica con los datos microtermométricos de las IF de las estructuras que evidencia ebullición.

Las salinidades y la Th para el sistema de H₂O + NaCl para la veta pseudo bandeada de cuarzo varían entre 1.7 y 8.7 wt % de NaCl equiv., y 280 a 390°C respectivamente, lo cual puede ser interpretado como el resultado de la interacción y dilución de fluidos magmáticos-hidrotermales de alta salinidad con fluidos meteóricos de baja salinidad (Figura 6.1; b). En la figura 6.3 se muestra la gráfica de Th°C vs Salinidad wt % de NaCl equiv. que evidencia dilución. En la figura 6.4 se muestra otra gráfica con los sistemas termodinámicos de H₂O + NaCl + CO₂ y H₂O + NaCl indicando el proceso de precipitación mineral.

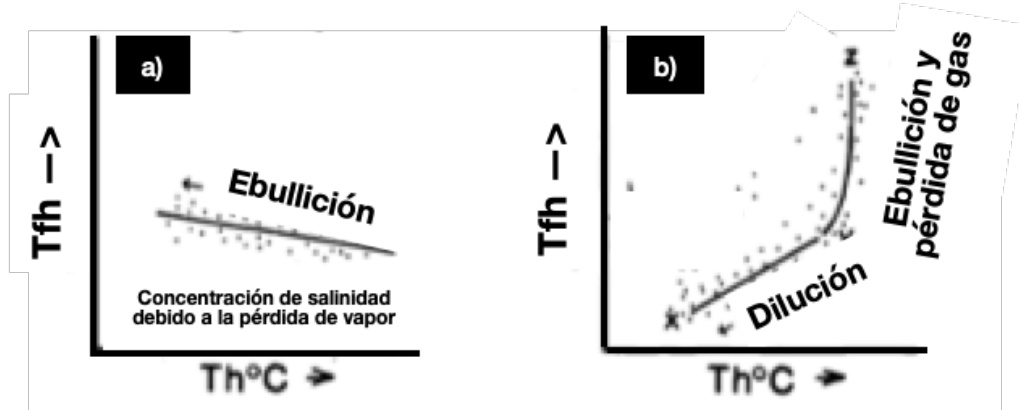


Figura 6.1. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Tfh wt % de NaCl equiv. En a) se muestra como la disminución de temperatura y el aumento de salinidad puede ser producto de ebullición. En b) la ebullición y pérdida de gas ocurre en una disminución de temperatura y disminución de salinidad acompañado de dilución. Tomado de (Hedenquist, 1985).

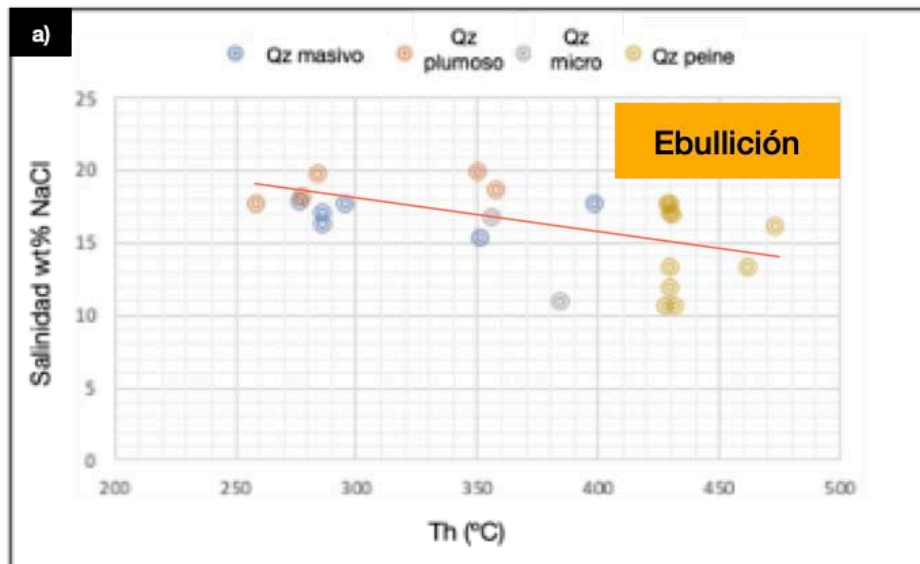


Figura 6.2. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Salinidad wt % de NaCl equiv. El índice a) es representativo de índice a) en figura 6.1 evidenciando el proceso de ebullición por el descenso sucesivo de

temperatura y el aumento de salinidad. Los datos corresponden a ambas estructuras.

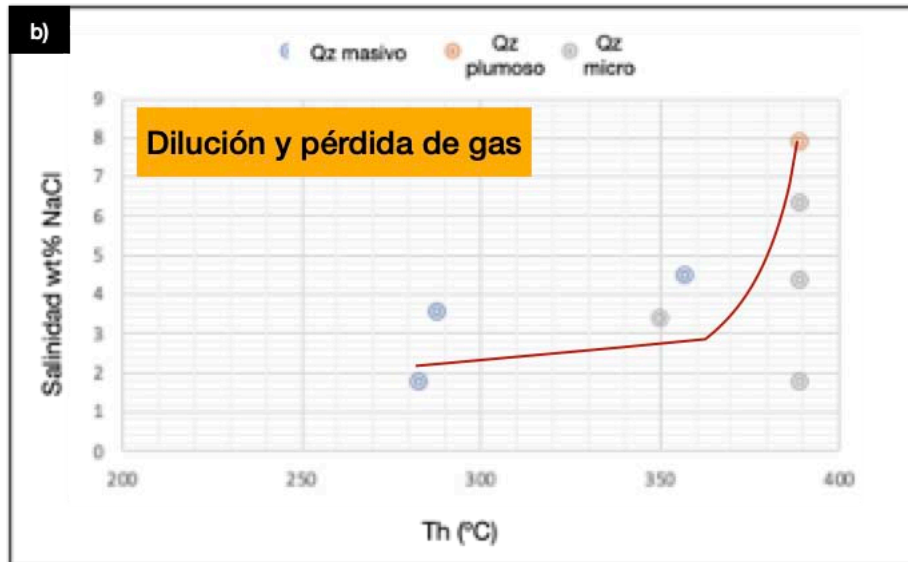


Figura 6.3. Graficas de dispersión con datos microtermométricos de Th°C vs Salinidad wt % de NaCl equiv. El índice b) es representativo de índice b) en figura 6.1 evidenciando el proceso de dilución. Los datos corresponden a veta-brecha Fernanda.

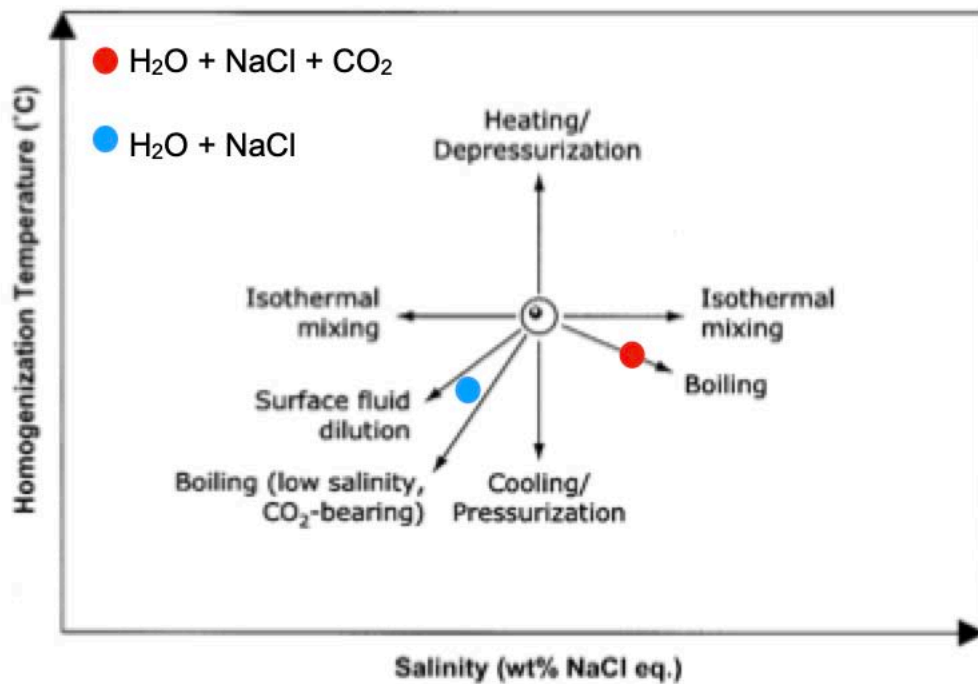


Figura 6.4. Diferentes procesos de precipitación mineral. Punto rojo representa al sistema termodinámico de $H_2O + NaCl + CO_2$ de la veta-brecha Fernanda y de la veta pseudo bandeada de cuarzo indicando ebullición. Punto azul representa al

sistema termodinámico de H₂O + NaCl de la veta pseudo bandeada de cuarzo indicando dilución y pérdida de gas. Tomado y modificado de (Wilkinson, 2001).

De las IF que pudieron ser medidas se reconocieron 4 texturas que representan a distintos pulsos de formación de cuarzo para los sistemas H₂O + NaCl + CO₂ y H₂O + NaCl como se muestra en la Tabla 6.2. En el sistema H₂O + NaCl + CO₂ primero toma lugar la formación del cuarzo peineta (428 a 474°C), después al cuarzo masivo (277 a 352°C), seguido el cuarzo plumoso (350 a 259°C) y el cuarzo micromosaico (350 a 389°C). Para el sistema de H₂O + NaCl primero toma lugar la formación de cuarzo masivo (357 a 283°C), seguido del cuarzo plumoso (389°C) y finalmente el cuarzo micromosaico (350 a 389°C).

Tabla 6.2 Paragénesis de texturas de cuarzo. La barra naranja representa al sistema H₂O + NaCl + CO₂ y la barra azul al sistema H₂O + NaCl.

T ^o C	474-424	423-374	373-324	323-274	273-224
Cuarzo peineta					
Cuarzo masivo			 		
Cuarzo plumoso					
Cuarzo micromosaico					

6.10 Condiciones de formación

Algunos minerales y/o asociaciones minerales pueden funcionar como monitor para determinar condiciones de formación debido a los rangos de estabilidad de presión y temperatura de estos (e.g., minerales calcosilicatados en un skarn o skarnoide). En El Renguito se reconocieron minerales como diópsida, tremolita-actinolita y epidota, los cuales son minerales calcosilicatados y representan una secuencia de formación de una roca tipo skarn. La diópsida se forma a una temperatura mayor a los 350°C cuando toma lugar el metamorfismo de contacto entre la roca intrusiva y las rocas encajonantes calcáreas, lo cual se conoce como la etapa prógrada. En una etapa posterior, en un rango de temperatura de 200 a 300°C, ocurren asociaciones minerales de epidota, clorita y pirita, también conocida como la etapa retrógrada (e.g., prospecto de skarn de oro Kuh-e Tale et al., 2015). Si la roca encajonante es roca caliza de manera estricta, se forma un skarn, pero si la composición de la roca encajonante es calcárea como lo puede ser una arenisca, limolita o lutita, se forma un skarnoide. Además, la presencia ocasional de feldespato potásico en la veta de cuarzo pseudo bandeado puede indicar que se trata de un depósito relativamente profundo (Baker, 2002).

La salinidad y las temperaturas de homogeneización obtenidas en las IF de cuarzo de la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo también pueden ser evidencias de las condiciones de formación. En el sistema termodinámico de $H_2O + NaCl + CO_2$ las salinidades varían de 10.5 a 17.7 wt de NaCl equiv. para la veta-brecha Fernanda y de 10.9 a 19.9 wt de NaCl equiv. para la veta pseudo bandeada de cuarzo mientras que las temperaturas de homogeneización varían entre 474°C y 428°C y 259°C a 352°C respectivamente. Si bien, hay salinidades altas que han sido registradas en depósitos epitermales que no involucran mecanismos de ebullición (Camprubí et al., 2006), la evidencia de las altas temperaturas y la asociación mineral calcosilicatada señala la presencia de estilos de alteración-mineralización relacionados a un skarn que puede ser asociado temporal y genéticamente a depósitos de tipo pórfido y epitermal como ocurre en el NW de México (Ochoa-Landin et al., 2011, Camprubí et al., 2007). Adicionalmente, un segundo sistema termodinámico de $H_2O + NaCl$ fue identificado, donde las salinidades y la temperatura de homogeneización varían de 1.7 y 8.7 wt % de NaCl equiv. y 280°C a 390°C respectivamente, es probable que estos resultados correspondan a un proceso de dilución e incorporación de fluidos meteóricos descendentes durante el proceso de mineralización.

Los datos de las IF de las estructuras sugieren que la mineralización económica (Au) se originó por ebullición, ya que, en las formaciones continuas del cuarzo, se observa un comportamiento de disminución de la temperatura y aumento de salinidad para el sistema con CO_2 , y de dilución para el sistema de $H_2O + NaCl$ que fue identificado en la veta pseudo bandeada de cuarzo. De igual manera, en las texturas del cuarzo y en general en las láminas delgadas de las estructuras principales, se observan evidencias de tectónica extensiva mediante microfracturas y grietas de tensión durante el proceso de mineralización, lo cual fue un mecanismo fundamental para la ebullición y favorecer la liberación del oro del fluido mineralizante del sistema magmático-hidrotermal y su eventual precipitación en la veta-brecha Fernanda. La ebullición es un mecanismo de precipitación de metales preciosos que es frecuente en sistemas epitermales (e.g. Camprubí y Albinson, 2006; Moncada et al., 2019) y observado también en mineralizaciones de tipo skarn (e.g. skarn Au-Cu Meinert et al., 1997) y skarn con vetas (e.g. skarn Cu-Au-Fe y vetas tardías de Au Zhou et al., 2007).

En Renguito se estudió una veta pseudo bandeada de cuarzo con hematita especular y feldespatos potásicos que se parece al prospecto de Au Kuh-e de tipo skarn en el Centro de Irán (Tale et al., 2015) y una veta-brecha que se parece a una mineralización importante en la Provincia Anhui, China (Xinjian et al., 2002). Los rangos de temperaturas de las vetas mesotermiales distales de tipo skarn en el Centro de Irán son de 360 a 430°C y tienen salinidades que oscilan entre 8 y 18 wt % de NaCl equiv. por lo que presentan un parecido sustancial con El Renguito.

6.11 Yacimiento y tipología

Una vez que fueron identificadas morfologías de estructuras, asociaciones minerales (diópsido-tremolita; epidota-clorita, cuarzo-oro), texturas, temperaturas (<474 °C) y salinidad (<20% NaCl equiv.) de fluidos de formación, y posibles procesos de precipitación como ebullición y dilución a través de las IF, es necesario definir el tipo de depósito. Se propone que la mineralización corresponde a un sistema de vetas y veta-brechas mesotermales de Au tardías de un sistema mineralizado tipo skarn que puede estar relacionado genética y espacialmente a un pórfido de Cu-Au.

La propuesta del depósito de tipo skarn es acompañada de una interpretación que describe la mineralización de oro con trazas de plata, wolframita, calcopirita, pirita y pirita con trazas de molibdeno como producto de la exsolución de un magma monzodiorítico o granodiorítico, los cuales, ocasionalmente se encuentran encajonados en la diorita como intrusiones y microdiques respectivamente. La diorita del Cretácico Superior que abarca la mayor parte del área de Renguito, intrusió a los vulcanosedimentos formando skarnoides. Los protolitos de los skarnoides son intercalaciones de areniscas de grano medio-fino, limolitas y lutitas que mantienen la composición mineralógica y el tamaño de grano original. Los minerales calcosilicatados muestran una superposición de la etapa prógrada y retrógrada con la diópsida, y tremolita-actinolita, epidota de tipo clinzoisita y clorita respectivamente. Debido a que las unidades litológicas de los vulcanosedimentos fueron "impuras" o "de origen incierto" como lo señala Pirajno (2009), podemos partir de unidades litológicas calcáreas como la arenisca de grano fino, limolita y lutita para la formación de un skarnoide de diópsida, donde la vasta presencia de tremolita-actinolita indica que las unidades litológicas eran ricas en más sílice que en calcio (Pirajno, 2009).

En la figura 6.5 y 6.6 se observa el modelo propuesto para la formación del skarnoide con sus etapas sucesivas, donde primero toma lugar la intrusión, posteriormente el metamorfismo de contacto (>350-650°C) con la formación de diópsida como resultado de la interacción del magma y las rocas de grano fino calcáreas, después toma lugar la etapa retrógrada (200-300°C) con la formación de tremolita-actinolita y epidota por la influencia de aguas meteóricas, para finalizar con episodios de transtensión, lo cual suscitó mecanismos de precipitación mineral.

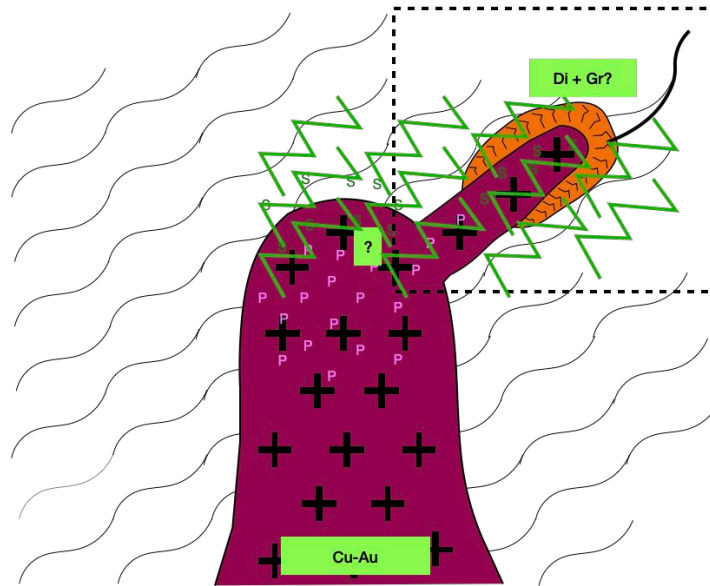


Figura 6.5. Sistema de mineralización de skarn de Au relacionado a un pórfido de Cu-Au. S= Alteración sericitica; P= Alteración potásica; Di= Diópsida; Gr= Granate.

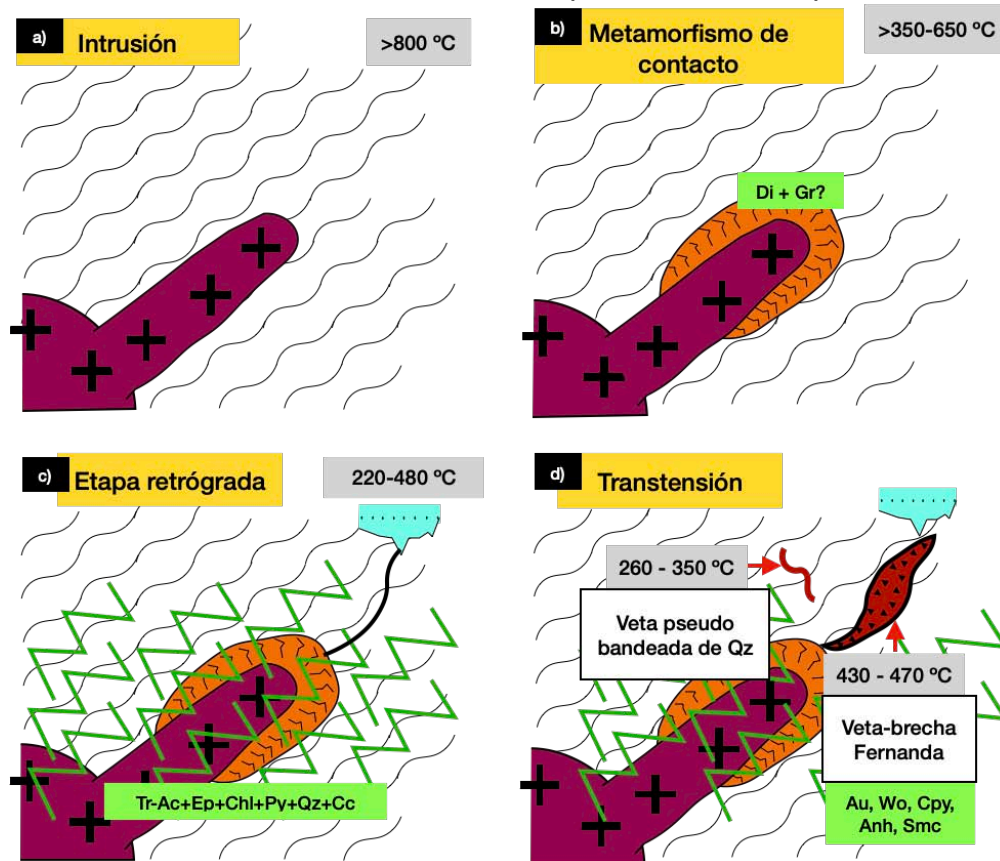


Figura 6.6. Zoom y evolución del modelo de mineralización del recuadro punteado de figura 6.5. a-d) Etapas sucesivas de la formación del skarnoide en Renguito. En c) lo azul punteado del recuadro es alteración argílica y los zigzags verdes alteración propilítica. Di=Diópsida; Tr-Ac=Tremolita-actinolita; Ep=Epidota;

Chl=Clorita; Py=Pirita; Qz= Cuarzo; Cc=Calcita; Au=Oro; Wo= Wolframita; Cpy=Calcopirita; Anh= Anhidrita; Smc=Esmeclita.

Por las características litológicas, mineralógicas y estructurales que promueven los controles de mineralización, se puede decir que regionalmente el depósito es similar a Choix puesto que hay características parecidas como la presencia de hematita especular y oro libre en brechas cuya mineralización está relacionada a intrusiones de tipo monzoníticos, granodioríticos y graníticos, así como la gran variedad de intrusiones que caracterizan no solo a El Renguito, si no a las intrusiones que conforman el área total del proyecto Pajarito. El contexto geológico de Choix con intrusiones cretácicas cortando rocas del Subterreno Tehue es muy similar al observado en Proyecto Pajarito y particularmente en la zona mineralizada de Renguito.

Renguito puede ser comparado con la asociación mineralógica calcosilicatada del prospecto de Kuh-e de tipo skarn de oro en el Centro de Irán que contiene cuarzo, hematita especular, pirita, calcopirita, feldespato potásico, oro nativo, calcita, barita, clorita y turmalina (puede ser encontrada en otras áreas de Pajarito hacia el sur), en donde se reconocen 3 etapas paragenéticas: vetas de cuarzo y hematita; stockwork de sulfuros y brechas; vetas de cuarzo, calcita y sulfuros. En Kuh-e las intrusiones mineralizantes son monzogranitos, granodioritas y presentan aureolas de metamorfismo de contacto y estructuras con IF que indican una T_e que varía de -56.6 a -59.9°C con lo que se utiliza el sistema termodinámico con CO_2 para obtener salinidades que varían de 4 a 15 wt % de NaCl equiv.

Por lo anterior, se propone que El Renguito es un sistema complejo de intrusiones, brechas tectónico-hidrotermales, vetas de cuarzo pseudo bandeadas y estilos de alteración-mineralización que corresponden a un sistema de tipo skarn, donde las vetas son de tipo mesotermal. Lo anterior es evidenciado por los datos microtermométricos de temperatura de formación y salinidad para las estructuras principales y las asociaciones mineralógicas tanto de las vetas y las brechas como del skarnoide.

7 Conclusión y recomendaciones

7.1 Conclusión

El Renguito cuenta con una geología particularmente interesante para la identificación del rompecabezas de índole geológico-minero que comprende el área del proyecto Pajarito. Al encontrarse al norte del proyecto Pajarito, dentro del tren de mineralizaciones de Cu-Au del Dominio Sur y Au del NW de México, se presentan características litológicas, estructurales y mineralógicas que repercuten en un potencial significativo para la continuación de la etapa de exploración con mapeo a detalle de estructuras y proyección de barrenos.

El área de El Renguito consta de una estratigrafía con un basamento local de una secuencia de areniscas, areniscas conglomeráticas, lutitas y pizarras del subterreno Tahue del Ordovícico-Carbonífero perteneciente al Terreno Compuesto Guerrero, cortado por una serie de rocas plutónicas del tipo (1) diorita, (2) monzodiorita y (3) granodiorita, del Cretácico tardío, correspondientes al Campaniense (Diflor, 2022), cubiertos discordantemente por secuencias piroclásticas andesíticas del Complejo Volcánico Inferior del Cretácico Superior-Eoceno.

Existen 2 sistemas de fallas: (a) NW-SE, (b) NE-SW, siendo los más importantes las NW-SE que denotan mineralización y alteración. Las fallas presenten en el área son de tipo normal y normal con componente lateral izquierda.

El depósito en Renguito corresponde a un sistema mineral complejo que a falta de cuerpos potentes de calizas para su reemplazamiento y mineralización con metales base y preciosos, la presencia de fallas transtensionales en la diorita del Cretácico Superior permitieron la canalización de los fluidos magmático-hidrotermales y hospedaron a la mineralización metálica.

La ebullición se reconoce como el proceso de depositación de Au y es evidenciada por la presencia de vetas-brechas, análisis petrográficos y microtermométricos que indican que esta tomó lugar a una alta temperatura (474 a 428°C para la veta-brecha Fernanda y 352 a 259°C para la veta pseudo bandeada de cuarzo). Los fluidos magmático-hidrotermales tienen presumiblemente un origen que deriva de la formación inicial de un pórfido de Cu-Au.

Debido a que los fluidos de la formación del pórfido interactuaron con rocas detríticas y mixtas-calcáreas de la Formación Naranjo (SGM, 1999), como areniscas de grano medio-fino, limolitas y lutitas calcáreas, se formaron skarnoides de diópsida como producto del metamorfismo de contacto entre el intrusivo y las rocas encajonantes. Seguidos por procesos retrógrados con la formación de la asociación de tremolita, epidota, feldespato potásico, pirita, clorita, illita-esmectita y caolinita.

Los metales en solución (Fe, Au, Cu, W) precipitaron en fallas NW de la unidad diorítica. Procesos extensionales y transtensionales en repetidas ocasiones favorecieron al proceso de despresurización y consecuente ebullición del fluido mineralizante, atribuyéndole una morfología de veta-brecha sigmoidal a la estructura mineralizada y precipitando el oro libre en el Renguito.

Las guías de mineralización para estructuras mineralizadas en Renguito son las vetas pseudo bandeadas de cuarzo con feldespato potásico y hematita especular y las vetas-brechas con orientación mayormente NW que se hospedan en diorita. En Renguito se encuentran otras vetas menores y brechas que requieren de zanjeo y análisis como ESEM y petrografía para identificar minerales económicos.

La zona mineralizada de Renguito, que forma parte del Proyecto Pajarito, se incluye en el tren de yacimientos del NW de México dentro del dominio sur de depósitos de pórfidos de Cu-Au, sistemas de skarns y vetas mesotermales de Au distales a cuerpos mineralizados de skarn. Las áreas de oportunidad de las vetas y vetas-brechas mesotermales consisten en el establecimiento de criterios de exploración geológica-minera para vetas de Au en la región de Pajarito y sus alrededores (e.g. Choix, La Guadalupana y Cerro Colorado); la comprensión de los procesos de mineralización en sistemas mineralizantes de pórfidos-skarn-vetas de Au-Cu en los contextos geodinámicos del NW de México; y la identificación de sistemas minerales no convencionales cuyo potencial económico es factible para minería.

7.2 Recomendaciones

Siendo que las estructuras mineralizadas como la veta-brecha Fernanda y la veta pseudo bandeada de cuarzo mostraron similitud con proyectos en prospección-explotación en Irán (Tale et al., 2015) y proyectos mineros en China (Zhou et al., 2007; Xinjian et al., 2002) por los intrusivos mineralizantes (granodioritas, cuarzomonzodioritas), rocas encajonantes (rocas calizas, rocas calcáreas, intrusivos), mineralogía (e.g. feldespato potásico, hematita especular, oro libre, calcopirita, pirita), estructuras (veta-brechas y vetas), temperaturas y salinidad, se recomienda que se lleve a cabo una barrenación de al menos 30 metros en la vertical y cortando a $\sim 75^\circ$ la veta-brecha Fernanda para verificar continuidad y posible arreglo “rosario” a profundidad. Así como para verificar su potencial con dimensiones y explotación plausible.

En caso de contar con valores importantes de Au ($\sim 2-3$ g/T) y dimensiones considerables de la estructura (≥ 3 m) para volúmenes minables, proponer una proyección de obra a cielo abierto, para así establecer el inicio de un proyecto minero pequeño, con planta piloto de beneficio, que, con la reactivación de minas

antiguas del proyecto puede generar capital para siguientes etapas de exploración tanto para El Renguito como para regiones aledañas. Lo anterior se recomienda debido a la presencia de oro libre y cobre y la presumible posibilidad de identificar alguna ley que sea conveniente para el seguimiento del proyecto geológico-minero.

Para la identificación del skarn (proximal) se recomienda explorar hacia el oeste de El Renguito, con la posibilidad de estar cubierto por el CVI.

Debido a que los resultados evidencian mineralización asociada a un pórfido de Cu-Au, se recomienda un estudio geológico o inclusive geofísico hacia el oeste de El Renguito como magnetometría y polarización inducida.

7.3 Recomendaciones sociales

El municipio de Morelos, Chihuahua, se encuentra en su totalidad en la Provincia de la Sierra Madre Occidental donde las actividades formales principales de generación de ingresos económicos son la agricultura, ganadería caprina (INEGI, 2010), y tala de árboles (Secretaría de Desarrollo Rural, 2009). De acuerdo con cifras de INEGI (2010), la población de Morelos es de 8343 habitantes.

El municipio es una zona propicia para la adquisición de capital humano por parte del narcotráfico debido a la falta de oportunidades que presenta la región, ya que esta forma parte de las fuertes disputas por el control de tráfico de drogas y otro tipo de actividades ilícitas que generan violencia en México (infobae, 2023). La incorporación de proyectos de exploración, explotación y beneficio en un proyecto minero sostenible con inversión privada o pública, permite el acceso a beneficios sociales, donde el ser humano se involucra en actividades que permiten un desarrollo humano e íntegro para su persona, su núcleo familiar y social, así como tecnológico para el crecimiento de su comunidad.

Referencias

Audétat, A. (2019). The Metal Content of Magmatic-Hydrothermal Fluids and Its Relationship to Mineralization Potential. *Society of Economic Geologists. Economic Geology*. V. 114 (6), 1033-1056.

Baker, T. (2002). Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*. V. 97, 1111-1117.

Bodnar, R. J., (2003). Fluid Inclusions Analysis and Interpretation. *Mineralogical Association of Canada. Short Course 32*, 81-99.

Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 10-18.

Camprubí, A., & Albison, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58 (1), 27-81.

Camprubí, A., & Albison, T. (2007). Epithermal deposits in Mexico-Update of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geological Society of America. Special Paper 422*.

Camprubí, A., 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volúmen 62*, 25-42.

Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R.M., Franco, S.I., Villanueva-Estrada, R.E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., López-Hernández, A., 2010. A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geochem. Explor.* 105, 1–10.

Centeno, G., E., Guerrero, S., M., & Talavera, M., O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America. Special Paper 436*.

Chen, H., S., (1972). The thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrate: Unpub. M.S. thesis, Syracuse University, 67 p.

Consejo de Recursos Minerales en la Monografía geológico-minera del estado de Sinaloa. (1991).

Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland, classification, origin, and implication. *Economic Geology*. Vol. 90, 1841-1856.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., Inan, & E. E. (2003). Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transition from Porphyry to Epithermal Environments. Society of Economic Geologists and Geochemical Society. Special publication 10.

Ferrari, L., Moreno, V. M., & Scott, B. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

Gonzales, Oscar (2010). "Características principales de los depósitos epitermales en el noroeste de México, un análisis y comparación" (Tesis para obtener grado de geólogo). División de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Sonora.

Grupo Diflor (2022). Informe técnico interno. Inédito, 110 p.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Borja, R.R. (2000). Exploración de depósitos epitermales de oro. ResearchGate.

Hedenquist, J., W., & Henley, R., W. (1985). The importance of CO₂ on Freezing Point Measurements of Fluid Inclusions: Evidence from Active Geothermal Systems and Implications for Epithermal Ore Deposition. *Economic Geology*. V. 80, 1379-1406.

Infobae. (2023). El mapa del narcotráfico en México en 2023: qué carteles dominan el territorio. <https://www.infobae.com/mexico/2023/05/04/el-mapa-del-narcotrafico-en-mexico-en-2023-que-carteles-dominan-el-territorio/>

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). Compendio de información geográfica municipal 2010. Morelos, Chihuahua. https://www.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/08/08046.pdf

Korzeniewski, Lidia. (2002). Inclusiones fluidas aplicadas a la exploración minera. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires, Argentina. 9-11.

Melgarejo, J., C., Proenza, J.A., Galí, S., & Llovet, Xavier. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en la exploración y explotación minera. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volúmen 62, 1-23.

Meinert, L. D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19 (4).

Meinert, L. D., Hefton, K. K., Mayes, D., & Tasiran, I. (1997). Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertzberg district, Irian Jaya. *Economic Geology*, 92(5), 509-534.

Moore, J., N., Adams, M. C., & Lemieux, M., M. (1992). The formation and distribution of CO₂-enriched fluid inclusions in epithermal environments. *Geochimica et cosmochimica Acta*. V. 56, 121-135.

Moncada, D., Rimstidt, J. R., & Bodnar, R. J. (2019). Relationships between fluid flow rate, metal concentration of ore-forming fluids, duration of the ore-forming process, and ore grade and tonnage in epithermal precious metal deposits. Elsevier.

Monecke, T., Monecke, J., Reynolds, T. J., Tsuruoka, S., Bennet, M. M., Skewes, W. B., & Palin, R. M. (2018). Quartz Solubility in the H₂O-NaCl System: A Framework for Understanding Vein Formation in Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology. Bulletin of the Society of Economic Geologists*. Vol. 113 (5).

Ochoa-Landín, L., Perez-Segura, E., Río-Salas, R., & Valencia-Moreno, M. (2011). Depósitos minerales de Sonora, México. *Boletín* 118, 299-331.

Pirajno, F. (2008). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.

Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). Oxford: Blackwell.

Secretaría de Desarrollo Rural. (2009). Unidad de manejo forestal de Morelos. Estado de Chihuahua.

Secretaría de Economía. Subsecretaría de minería. Dirección general del desarrollo minero. Grupo minero Diflor. (https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/499219/Pajarito_Au_Ag-Chih.pdf).

Segura, E. P., & Partida, E. G. (2010). Mineralogía de skarn y fluidos asociados a los yacimientos de Cu-Zn-Ni-Co de La Esperanza, Sonora, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. Vol 27 (1), 1-17.

Servicio Geológico Mexicano. (2019). *Panorama Minero del Estado de Sinaloa*. Subsecretaría de minería.

Servicio Geológico Mexicano. (1999). *Carta de Guachochi*.

Sillitoe, R. H. (2015). *Epithermal Paleosurfaces*. Springer.

Tale, E., F., Mehrabi, B., & Tabbakh., A., A. (2015). Fluid evolution and mineralization stages of the quartz-hematite + sulfide veins from the Kuh-e Dom gold-prospect, Central Iran. *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)* 192 (1) 39–57.

Tharalson, E. R., Monecke, T., Reynolds, T. J., Zeeck, L., Pfaff, K., & Kelly, N. M. (2019). The Distribution of Precious Metals in High-Grade Banded Quartz Veins from Low-Sulfidation Epithermal Deposits: Constraints from μ XRF Mapping. *Minerals* 2019, 9, 740.

Valencia-Moreno, M., (2006). Características metalogenéticas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Num.1.

Valencia-Moreno, M., Camprubí, A., Ochoa-Landín, L., Calmus, T., & Mendivil-Quijada, H. (2016). Latest Cretaceous-early Paleogene “boom” of porphyry Cu mineralization associated with the Laramide magmatic arc of Mexico. *Ore Geology Reviews*.

Wang, B., Zhou, T., Fan, Y., Liu, Y., & Chen, Y. (2020). Breccia Hydrothermal Alteration and Structural Geology of the Huangtun Porphyry Au-Cu Deposit in the Middle-Lower Yangtze Metallogenic Belt, Eastern China. *Ore Geology Reviews*.

Williams-Jones, A. E. (2005). Vapor Transport of Metals and the Formation of Magmatic-Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*. Vol. 100 (7).

Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4), 229-272.

Xinjian, X., Lianxing, G., & Pei, N. (2002). Multi-episode fluid boiling in the Shizishan copper-gold deposit at Tongling, Anhui Province: its bearing on ore formation. *Science in China*. V. 45 (1).

Zaragoza, J. (1989). Geología y prospección minera en el Distrito de San José de Gracia, Sinaloa [Tesis para obtener grado de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.]

Zeeck, L. R., Monecke, T., Reynolds, T. J., Tharalson, E. R., Pfaff, K., Kelly, N. M., & Hennigh, Q. T. (2020). Textural Characteristics of Barren and Mineralized Colloform Quartz Bands at the Low-Sulfidation Epithermal Deposits of Omu Camp in Hokkaido, Japan: Implications for Processes Resulting in Bonanza-Grade Precious Metal Enrichment. *Economic Geology*. *Society of Economic Geologists*. v. 116 (2), 407-425.

Zhou, T., Yuan, F., Yue, S., Liu, X., Zhang, X., & Fan, Y. (2007). Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au Skarn and vein-type deposits, Anhui Province, South China. *Earth and Planetary Science Letters* 251. 279-303.

ANEXO A

I. FOTOGRAFÍAS Y FOTOMICROGRAFÍAS CON LUZ TRANSMITIDA Y LUZ REFLEJADA DE ROCAS SUJETAS A ESTUDIOS PETROGRÁFICOS; INTRUSIVOS, SKARNOIDES.



Textura: equigranular fanerítica (holocristalina)

Minerales primarios: plg > anf,

Opx: 3%

Bt: <2%

Qz: <5%

fds: <5%

Plg: 45%

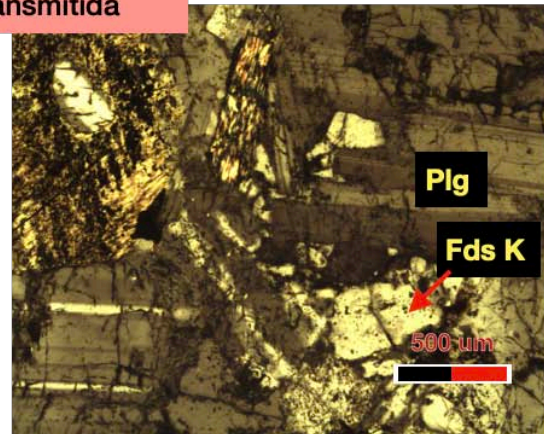
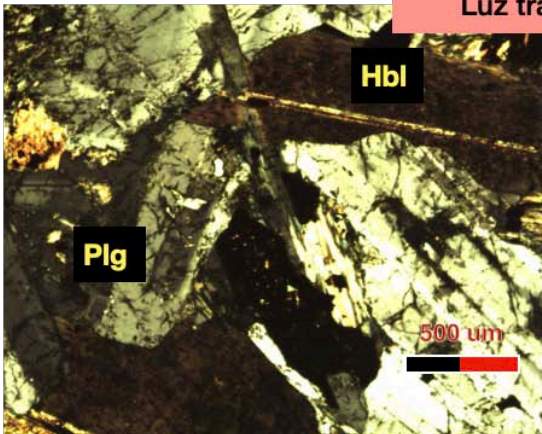
Hbl: 35%

Minerales accesorios: Titanita, zircón, magneita

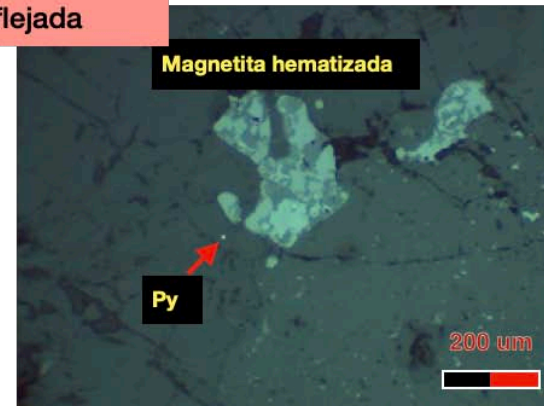
Minerales de alteración: Chl

Diorita

Luz transmitida



Luz reflejada



Muestra R3_12



Textura: inequigranular porfídica (holocristalina);

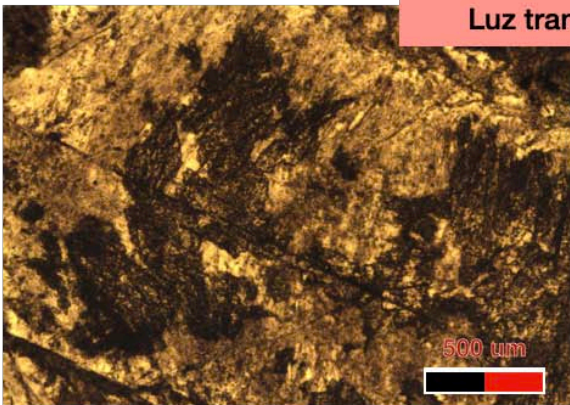
Minerales primarios: Plg cálcica (40%) con textura de tamiz, fds(<5%) augita (<3%), Qz (<3%)

Minerales accesorios: zircón, apatita, titanita.

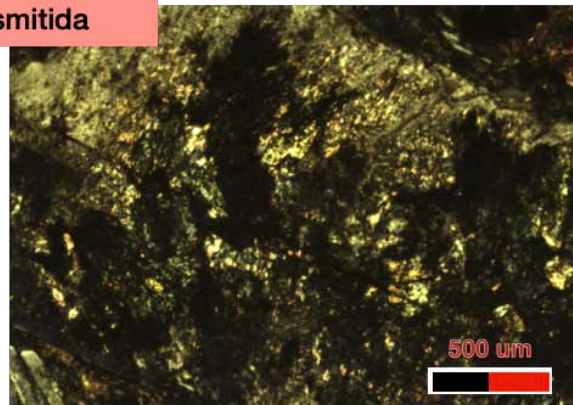
Minerales de alteración: chl, sericita, clinzoicita, clinocloro y qz hidrotermal. Tiene enclaves de otro intrusivo.

Diorita

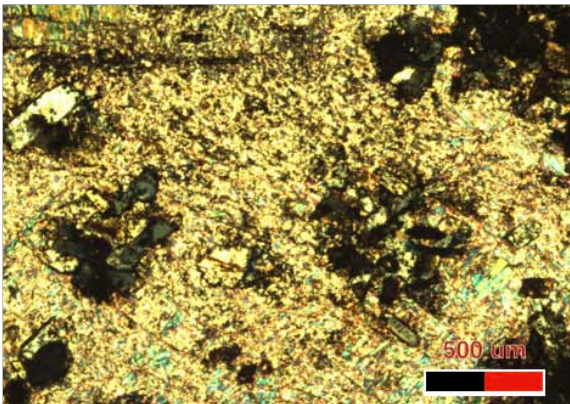
Luz transmitida



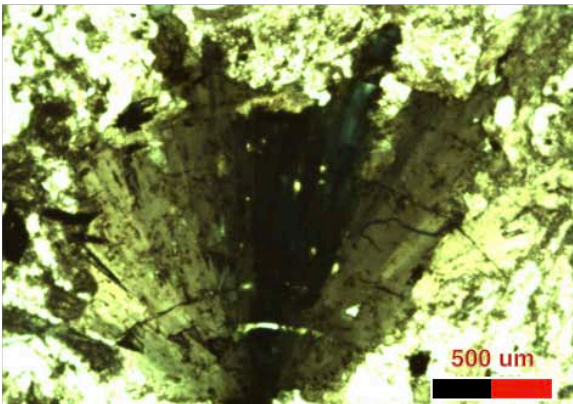
Clorita cortando plg con alteración filica NP

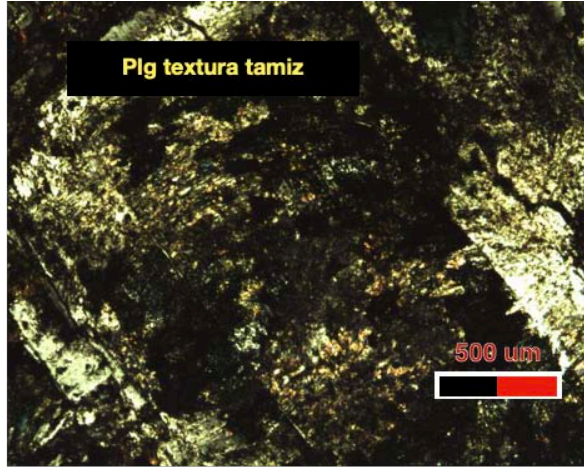
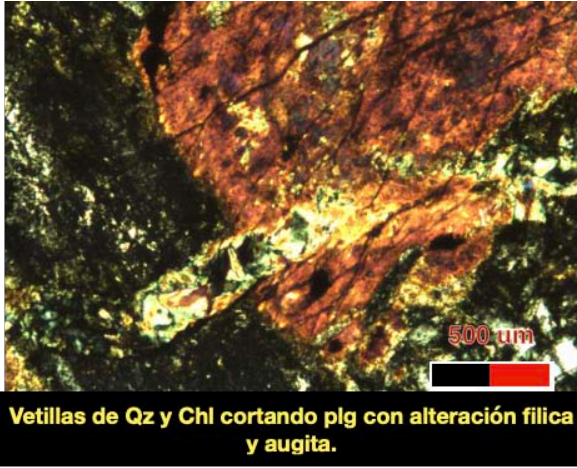


Clorita cortando plg con alteración filica NC

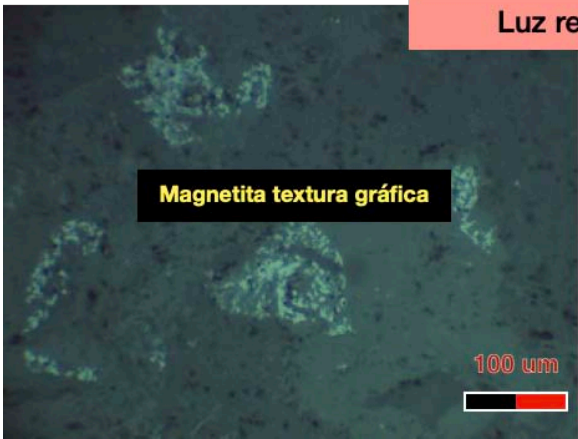


Alteración filica en fdp e islas de Clinoz NC





Luz reflejada



Muestra R8_3

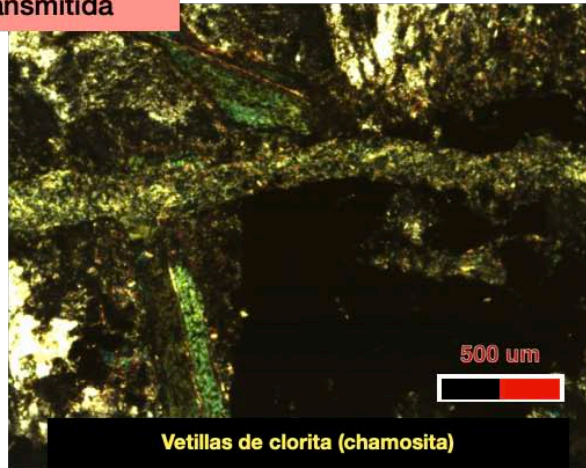
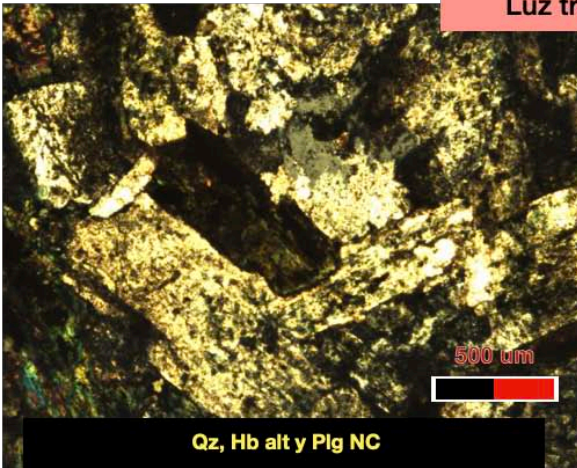


Textura: equigranular (holocristalina);
Minerales primarios: Plg (35%), kaersutita (15), augita (5%), fds (<5%), Qz (<3%)
Minerales accesorios: titanomagnetita

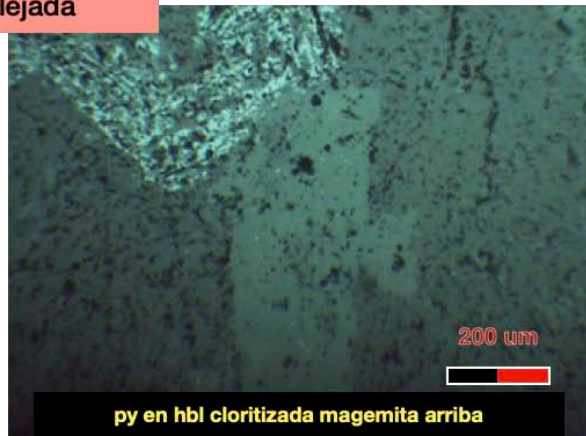
Minerales de alteración: chamosita, epidota, sericita, rutilo piritita.

Diorita subpropilitizada

Luz transmitida



Luz reflejada



Muestra R4_10



Textura: equigranular fanerítica (holocristalina);

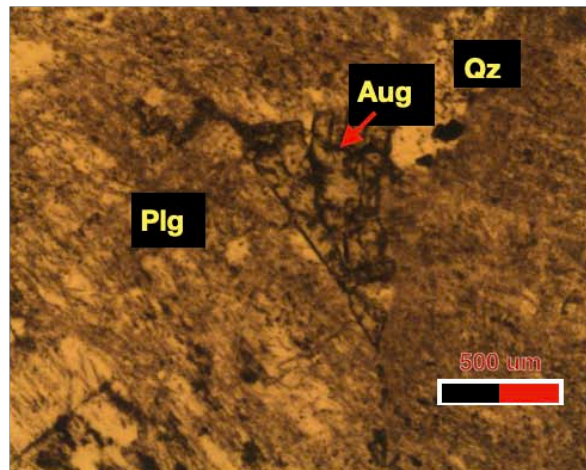
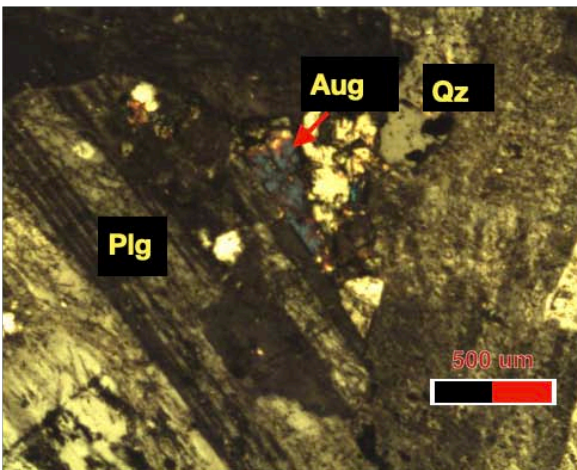
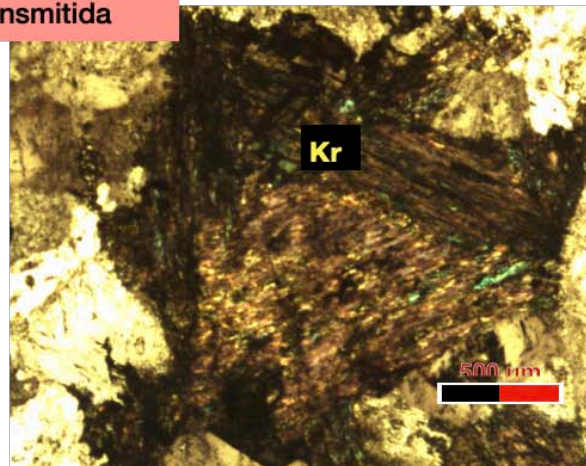
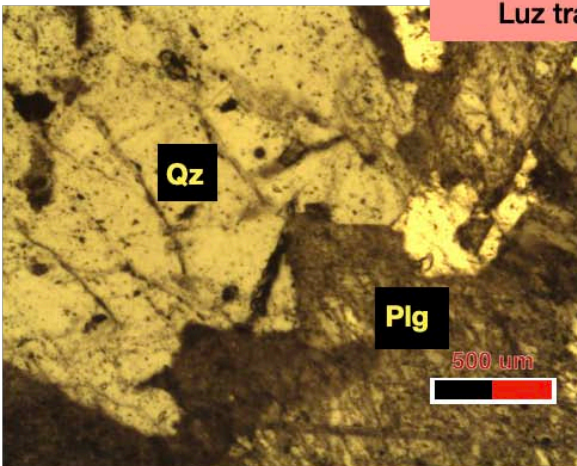
Minerales primarios: Plg (35%), kaersutita (15%) augita (5%), fds (<10%), Qz (8%)

Minerales accesorios: titanomagnetita, ilmenita, magnetita, zircón.

Minerales de alteración: chl

Cuarzomonzodiorita

Luz transmitida



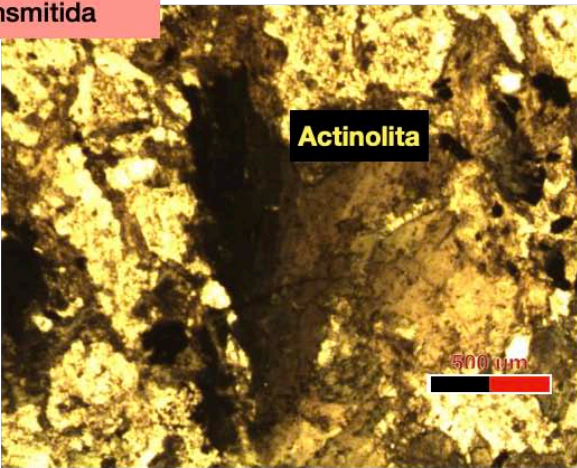
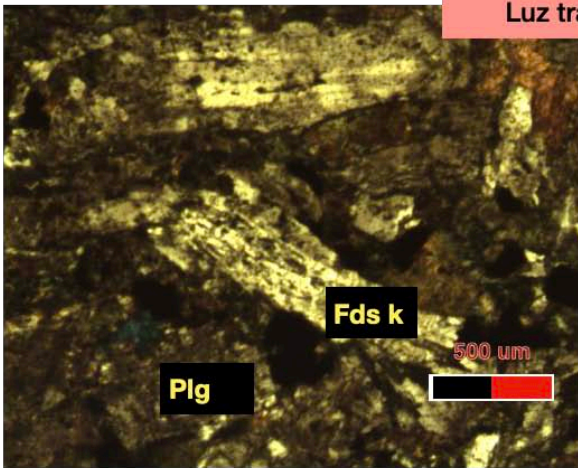


Textura: inequigranular porfídica (holocristalina);
Minerales primarios: plg (45%), fds k (20%), kaersutita.
 Minerales accesorios: Zircón, magnetita.
Minerales de alteración: sericita, clorita, actinolita.

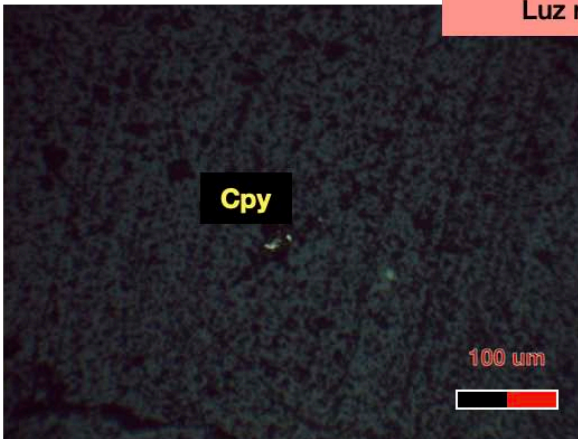
Tiene py y cpy disseminados.

Monzodiorita

Luz transmitida



Luz reflejada



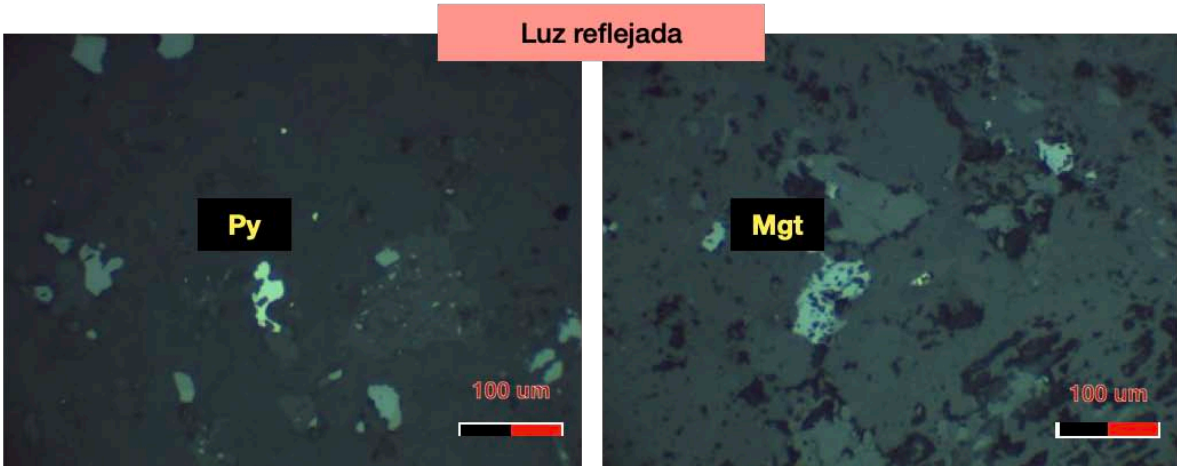
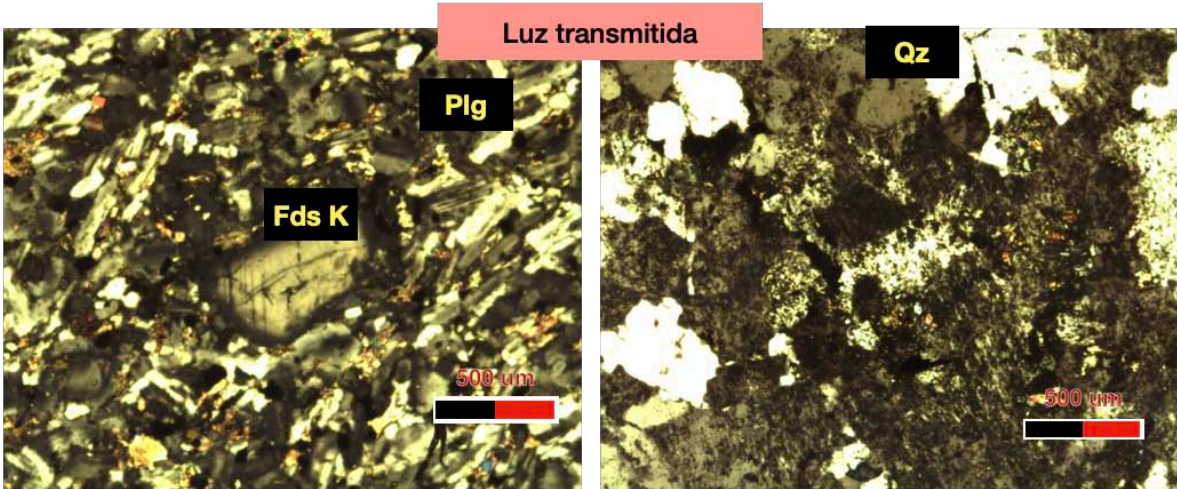


Textura: equigranular fanerítica (microholocristalina);
Minerales primarios: plg (35%), fds k (25%), qz (20%), hbl(15).

Minerales accesorios: zircón, magnetita.
Minerales de alteración: clorita.

Tiene pirita.

MDQ de granodiorita en diorita



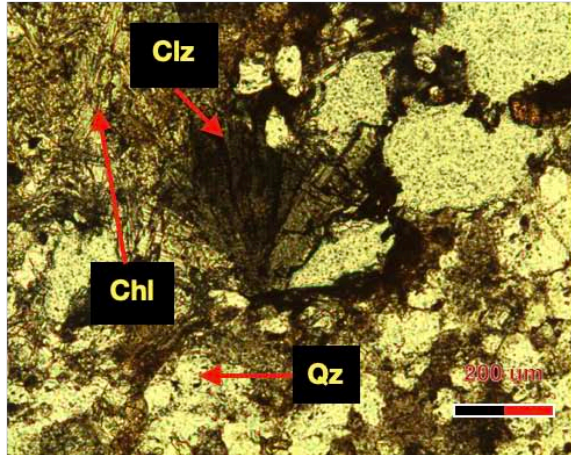
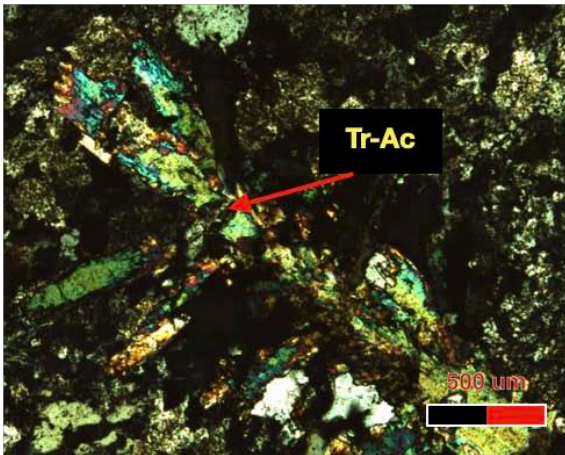
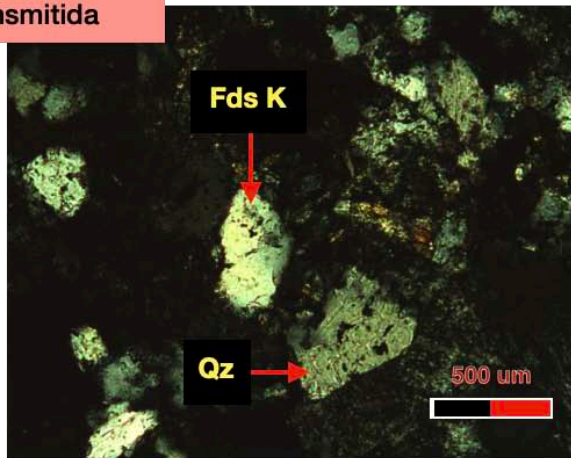
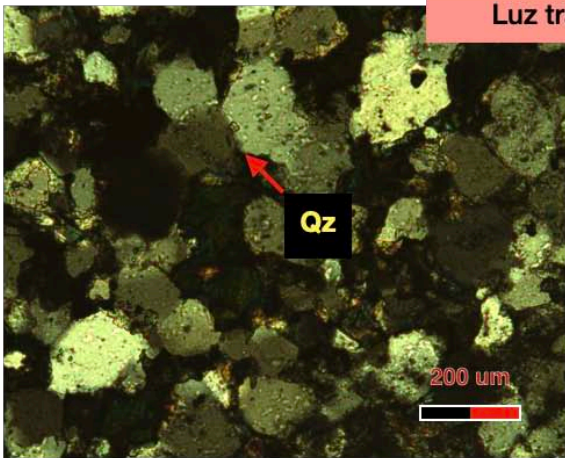


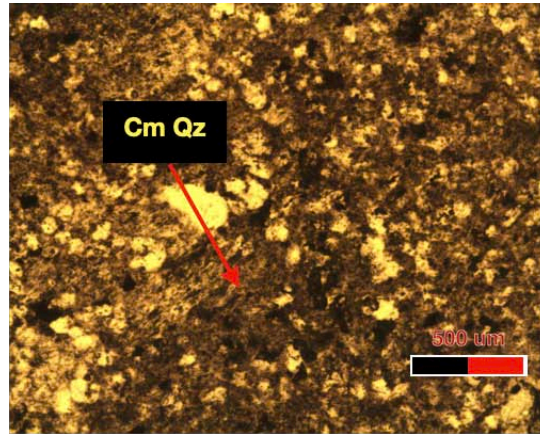
Tiene textura de mosaico mayormente constituida por qz microcristalino en puntos triples (40%) cementado por sílice, lo cual indica reemplazamiento metasomático. Tiene óxidos (5%), fds k, epidota, clinozoisita y tremolita-actinolita. Cuenta con sulfuros como cpy, py. Representa una parte brechificada del exoskarn. Tiene vetillas de óxidos y algunas de epidota.

Protolito: arcosa de grano fino

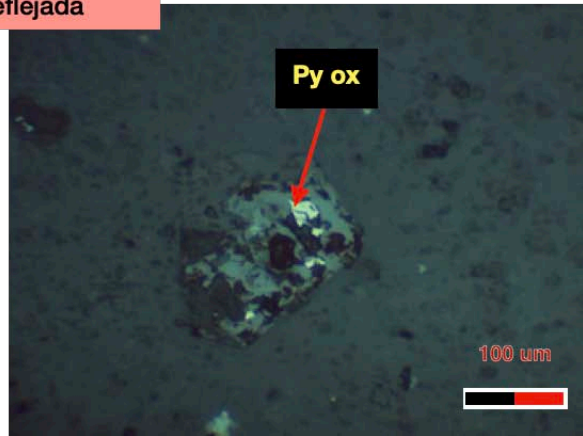
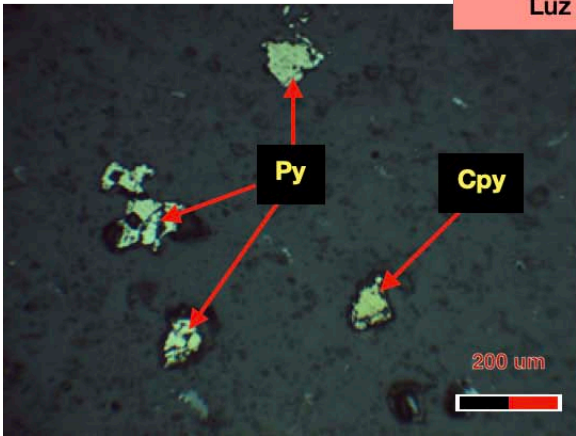
Skarnoide

Luz transmitida





Luz reflejada

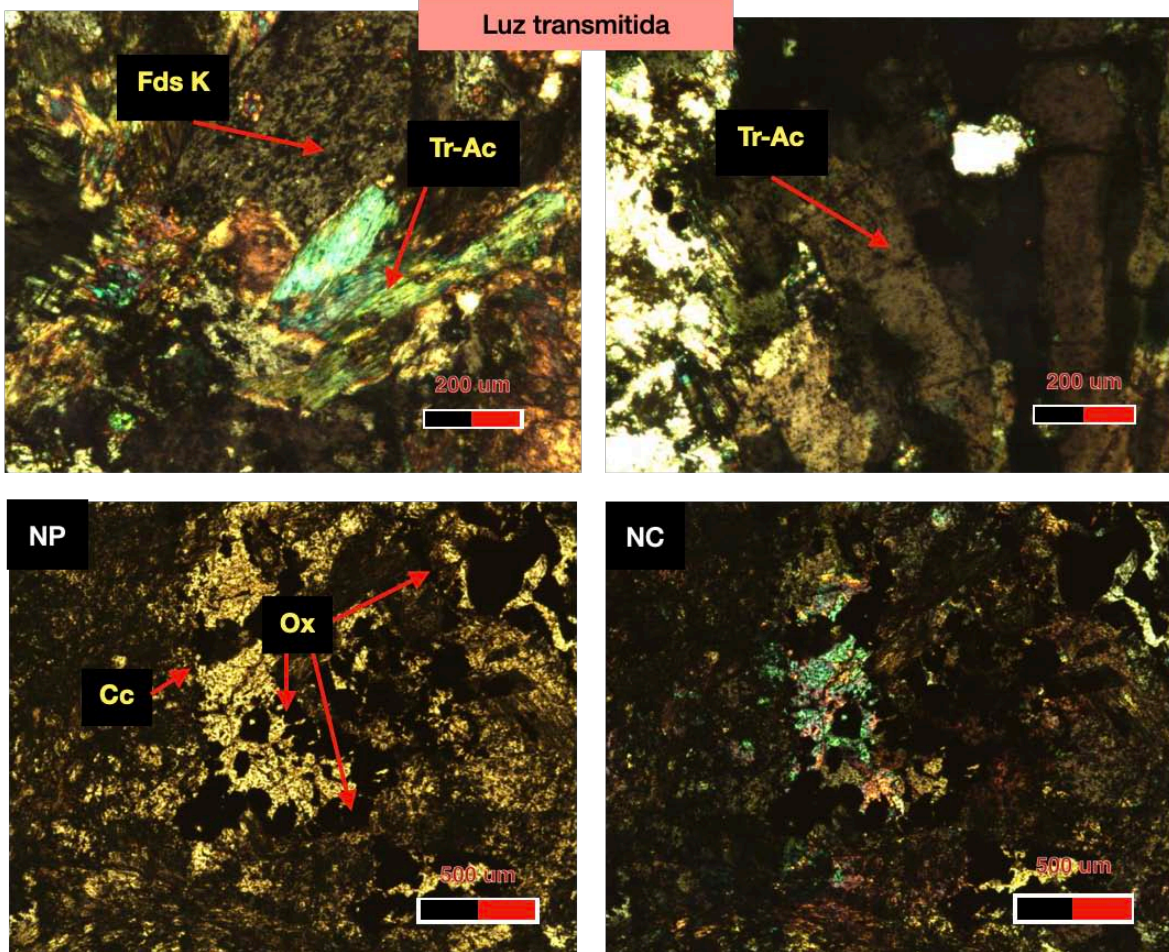


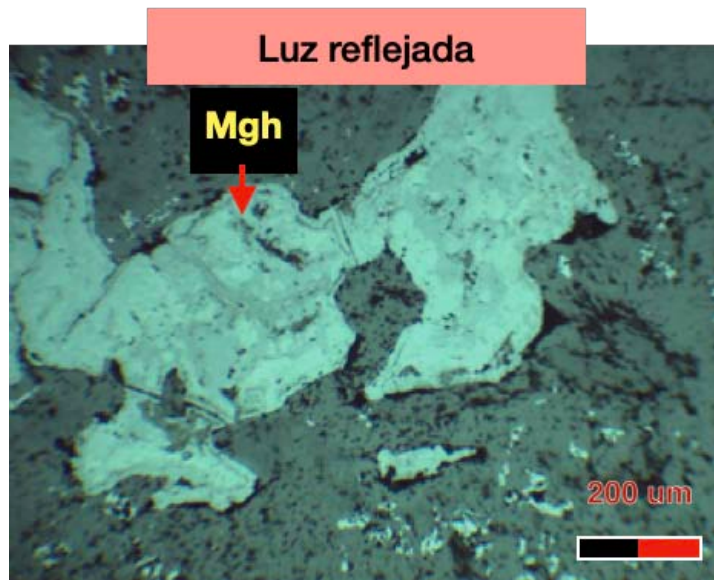
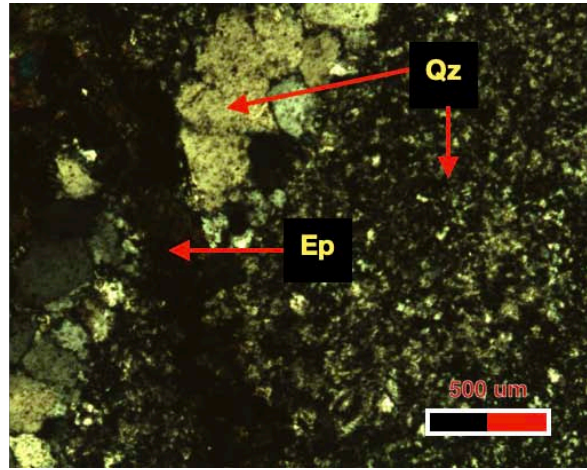
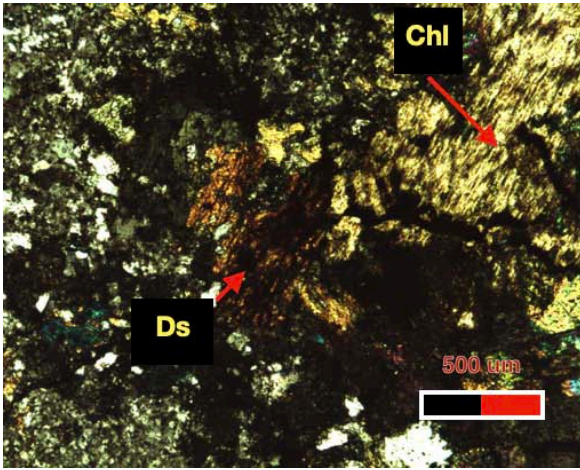


Tiene textura de mosaico mayormente constituida por qz microcristalino (70%) y algo de fds k cementada por sílice. Tiene sulfuros (3%) y hay calcita alrededor de óxidos. La tremolita-actinolita reemplaza a fds k durante el metasomatismo, la clorita reemplaza a la tremolita y a epidota. La maghemita reemplaza a la magnetita como resultado de la oxidación de los fluidos hidrotermales que intervinieron. Brechificación de arenisca de grano fino.

Protolito: arenisca de grano fino

Skarnoide







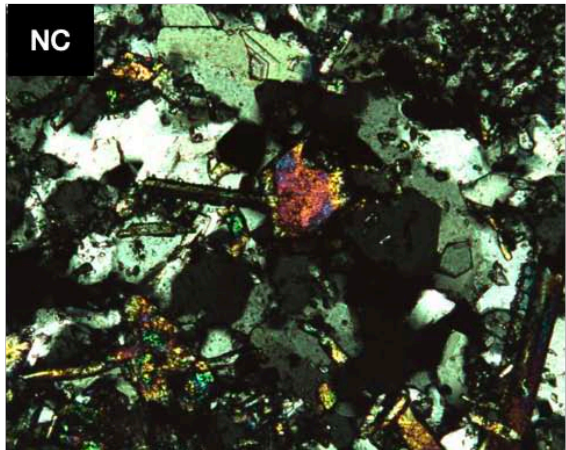
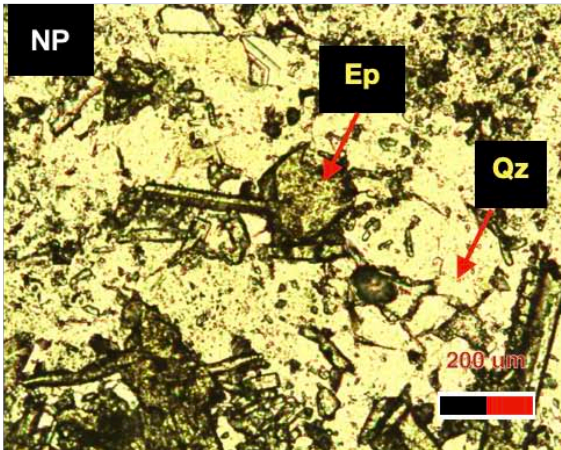
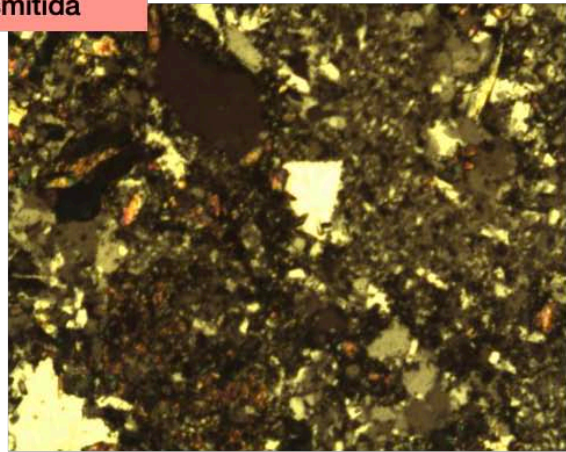
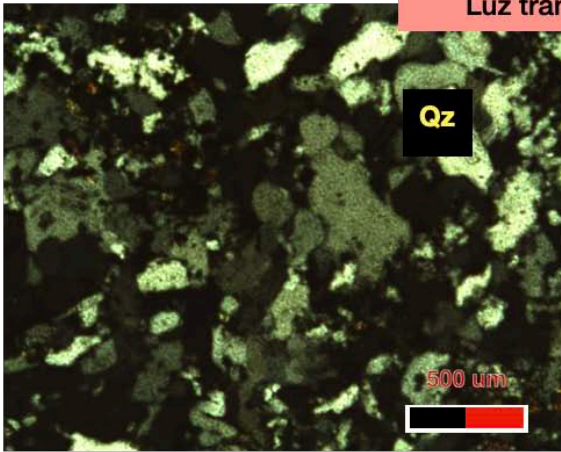
Tiene textura de reecristalización de cuarzo microcristalino y cristalino. Tiene py disseminada.

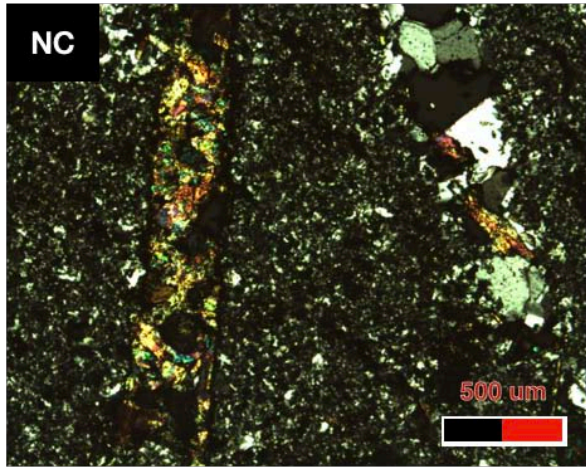
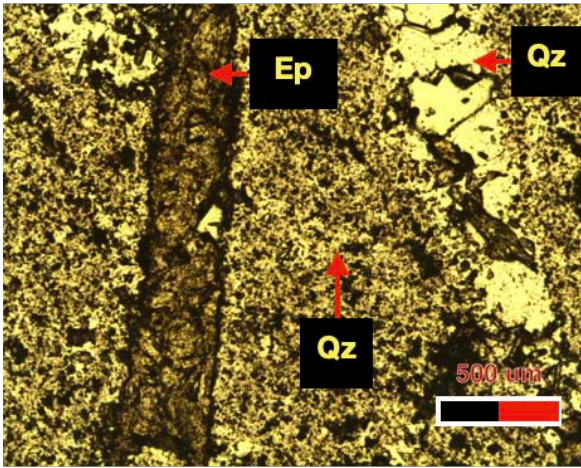
Presenta por vetilleo de cuarzo y epidota.

Protolito: arenisca de grano fino - limolita

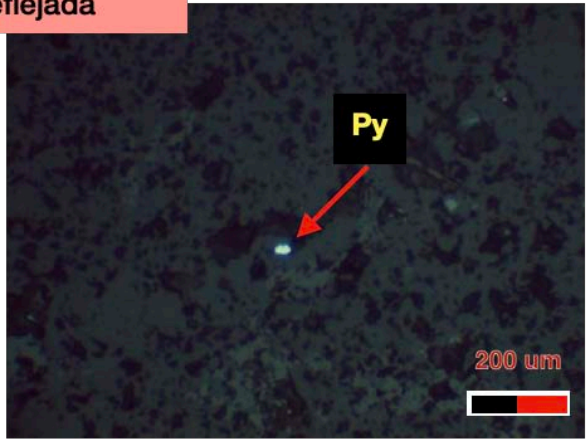
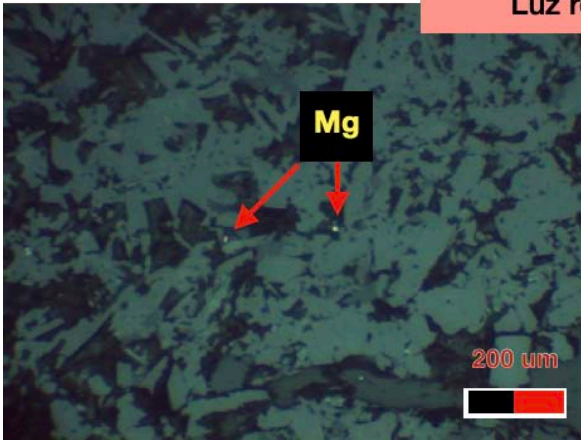
Skarnoide

Luz transmitida

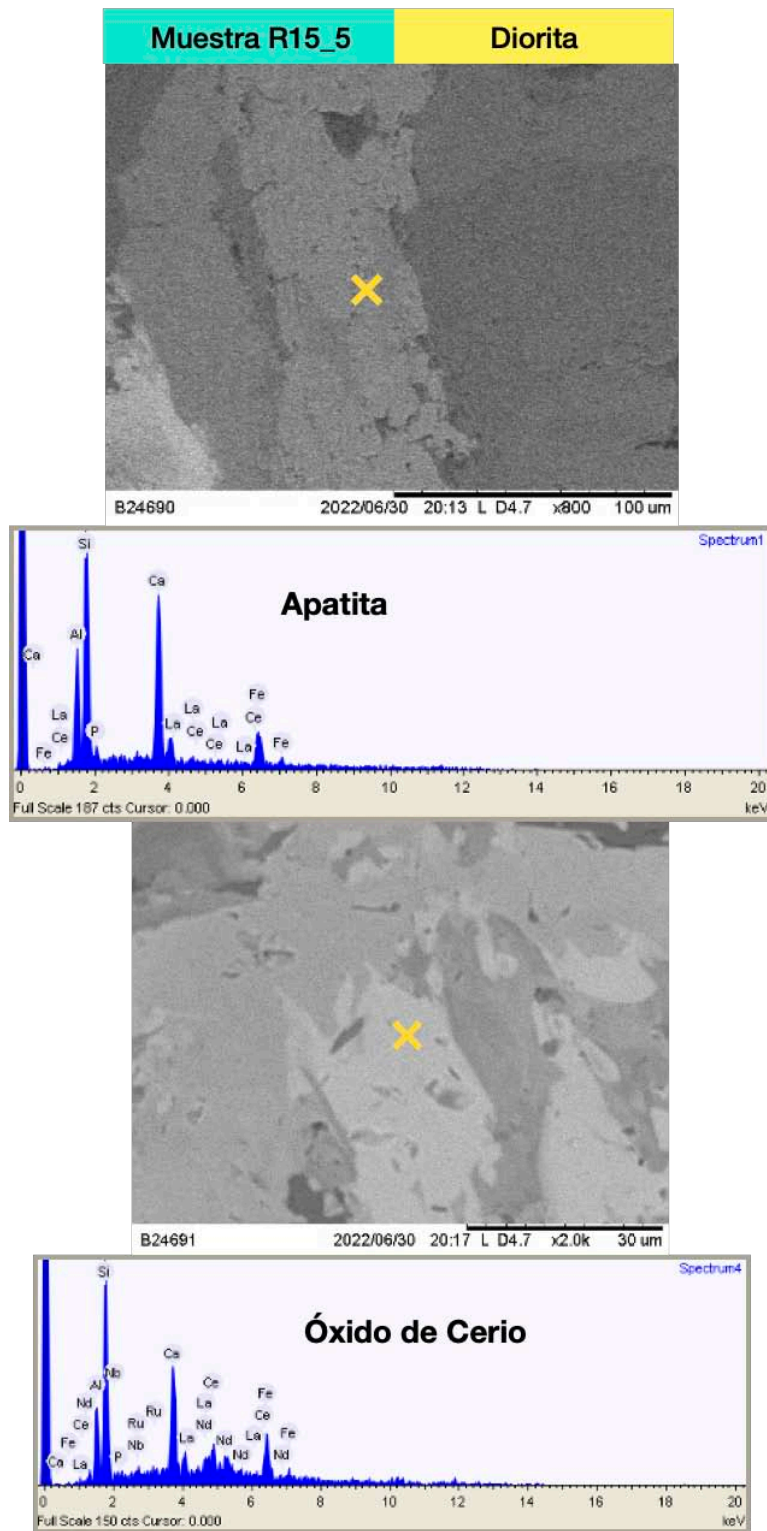




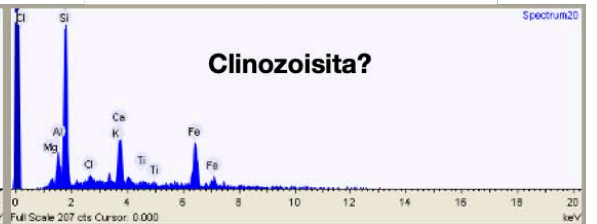
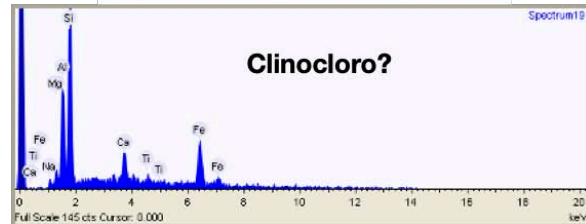
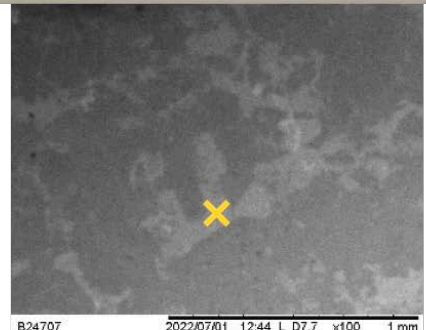
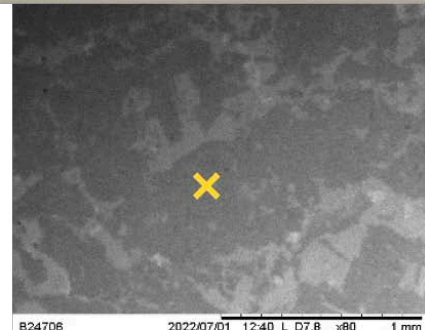
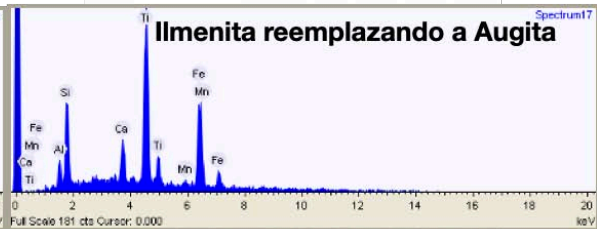
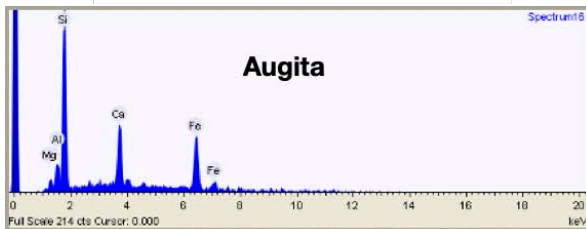
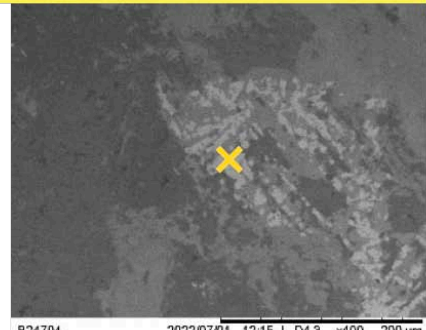
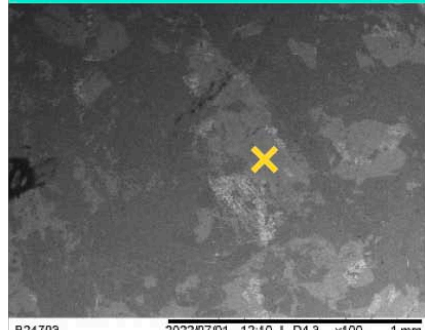
Luz reflejada

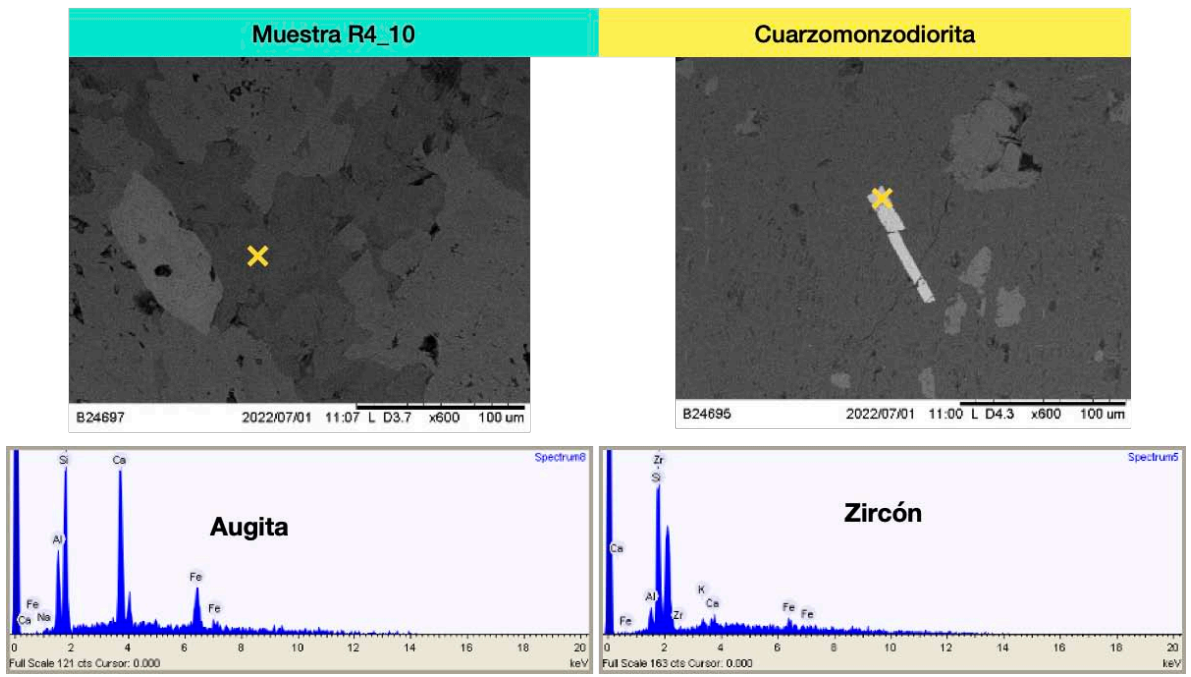
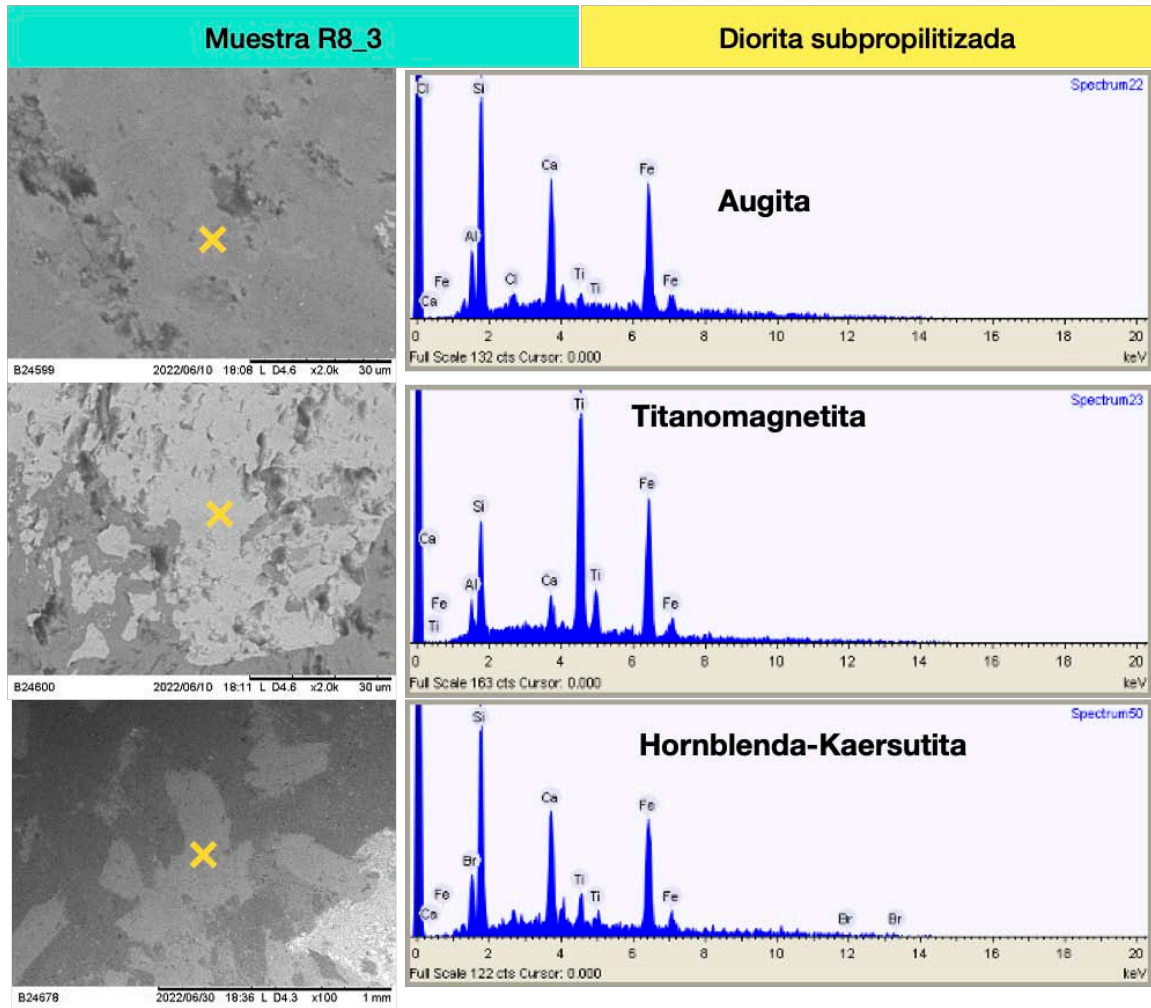


II. IMAGENES DE ESEM Y ANÁLISIS EDS; INTRUSIVOS, SKARNOIDES.



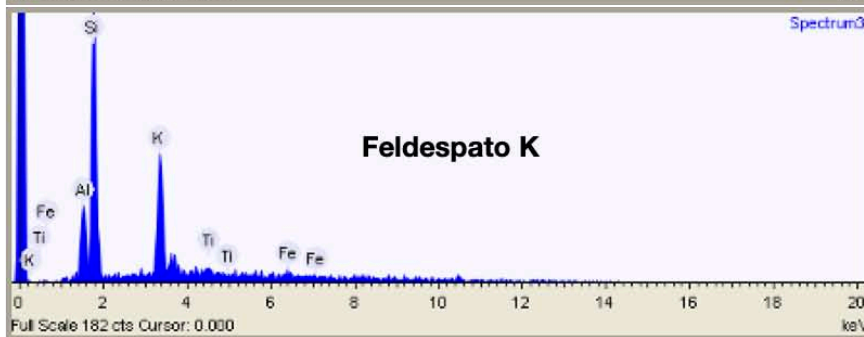
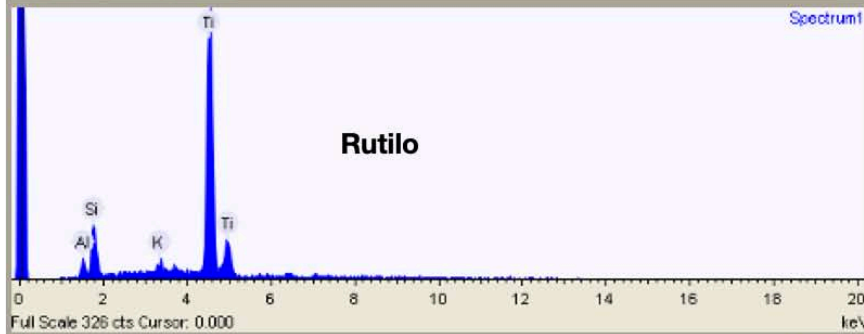
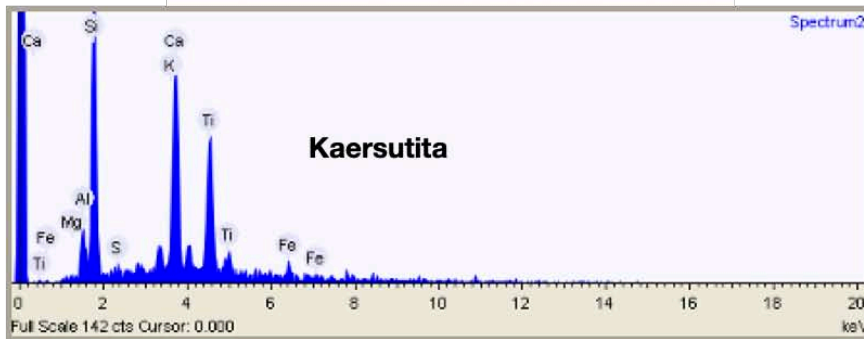
Muestra R3_12 Diorita





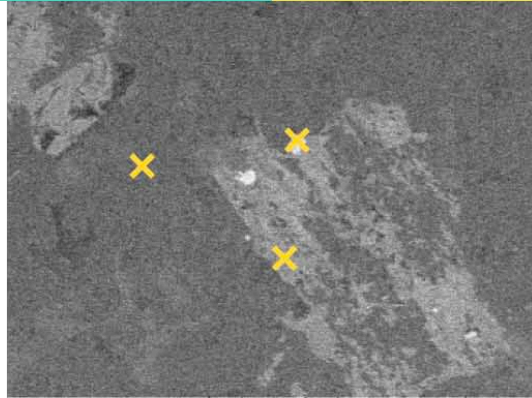


B24693 2022/07/01 10:46 L D4.5 x400 200 um

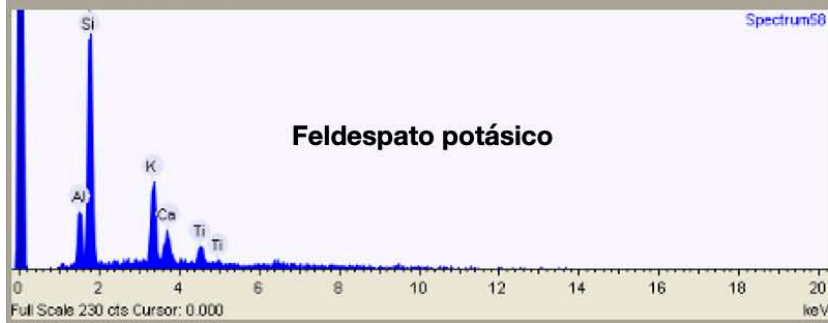
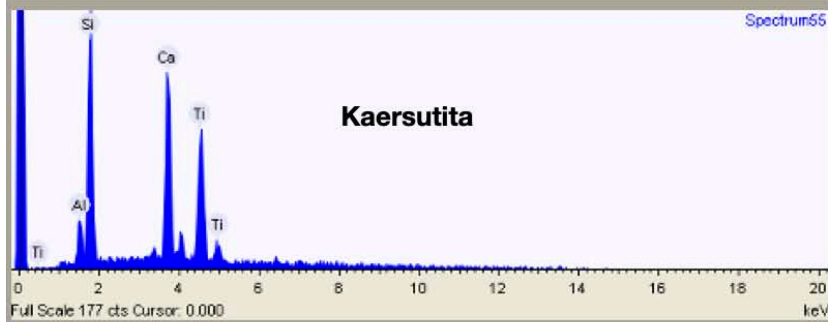
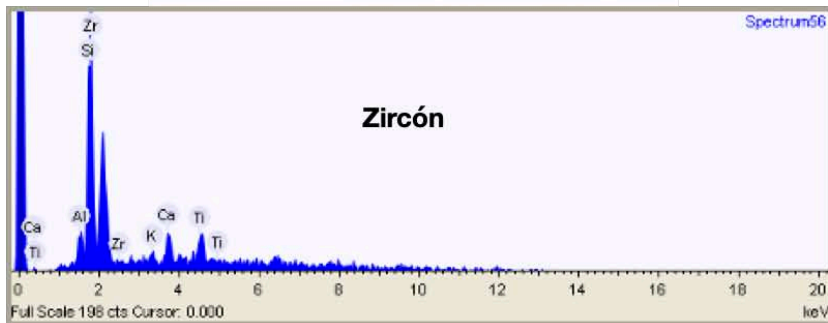


R8_12

Monzodiorita

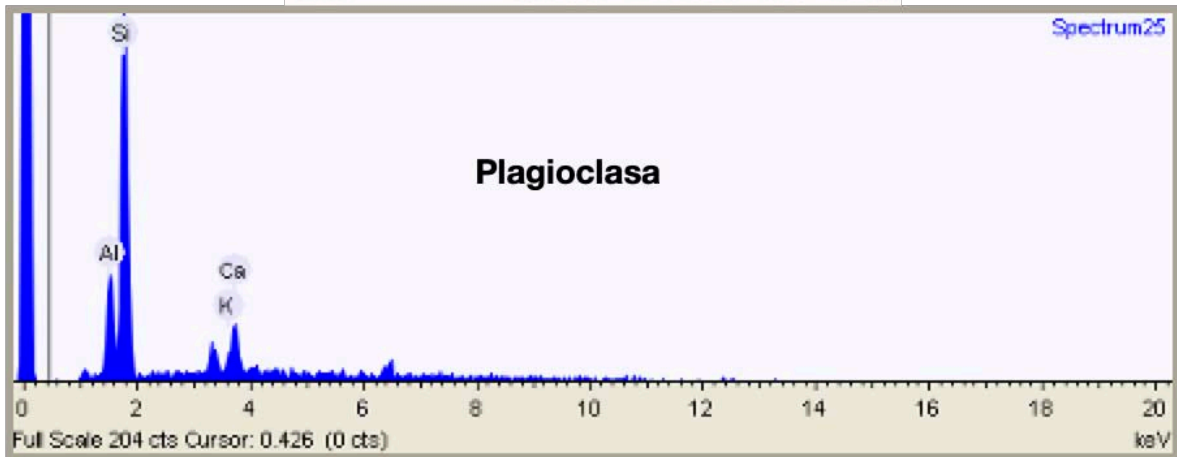
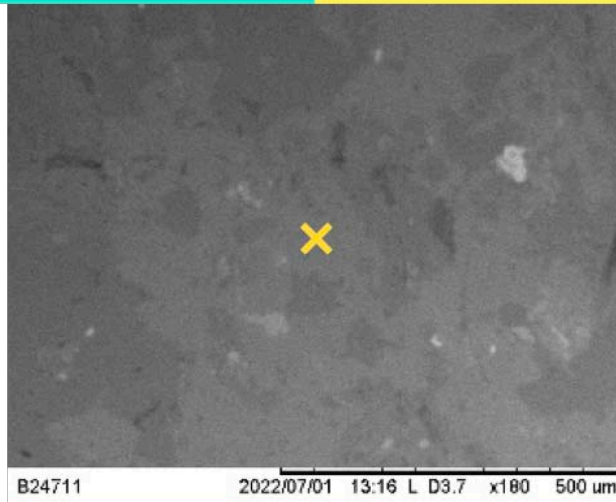


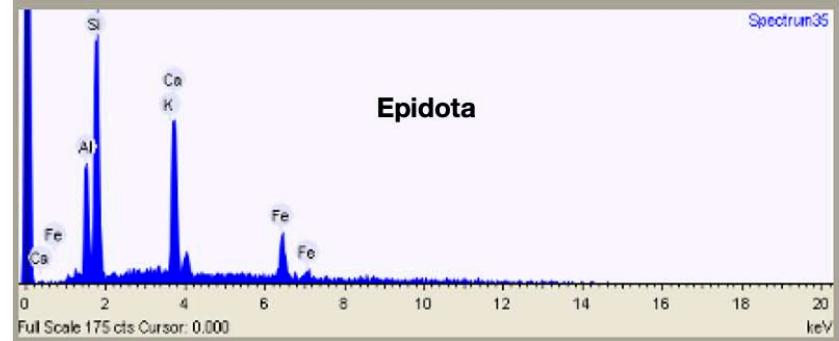
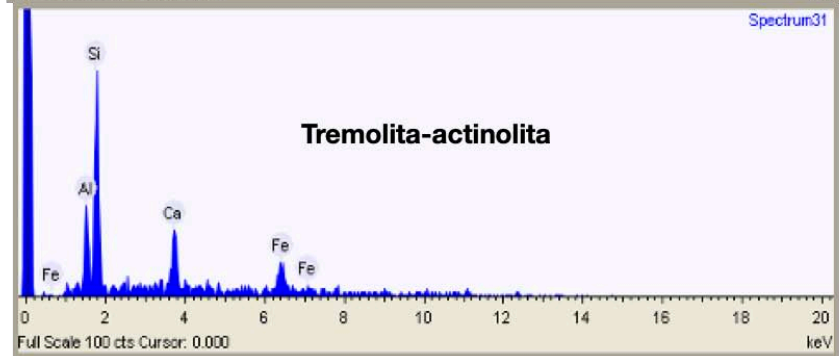
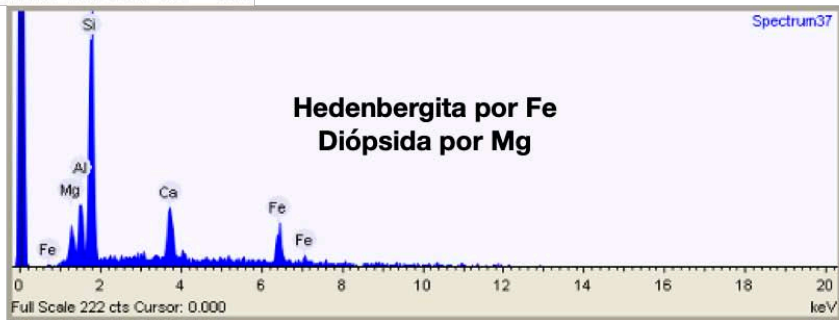
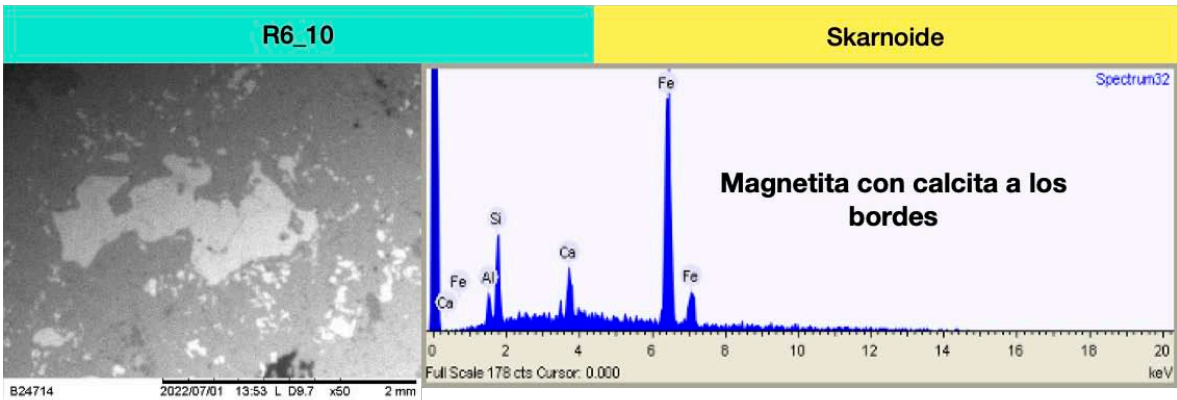
B24684 2022/06/30 19:13 L D4.3 x1.0k 100 um



R_MDQ

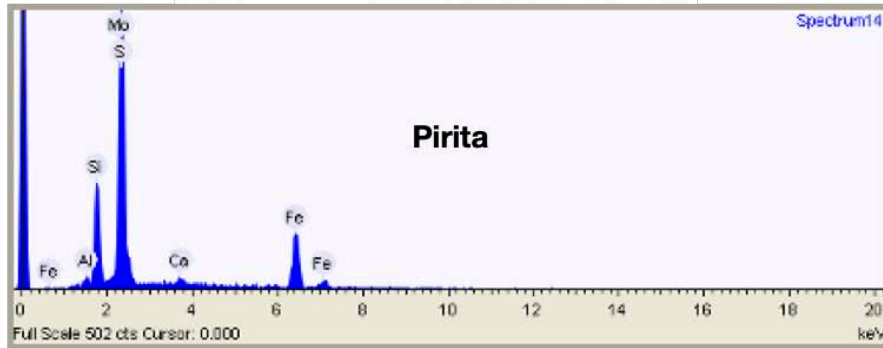
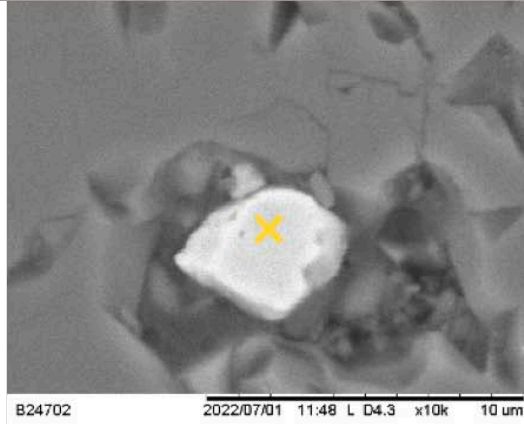
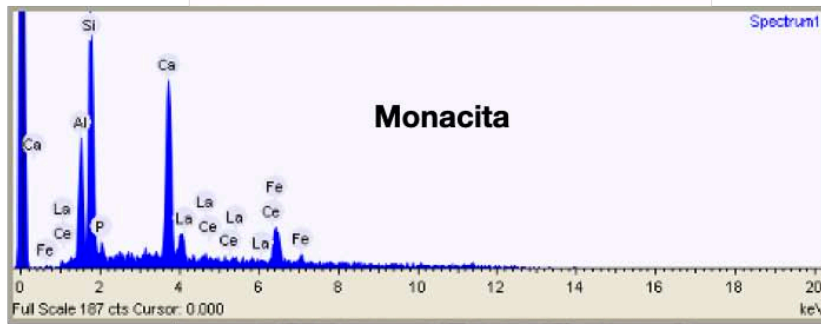
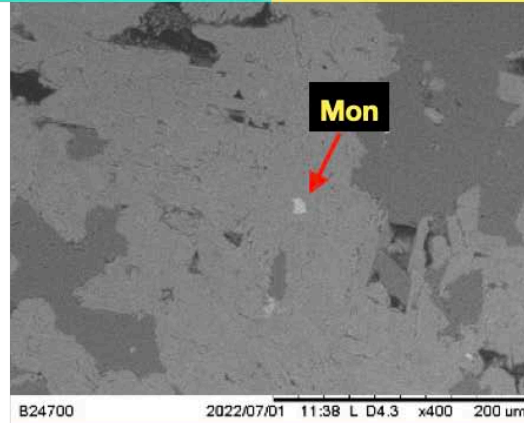
MDQ de granodiorita en diorita





R10_8

Skarnoide



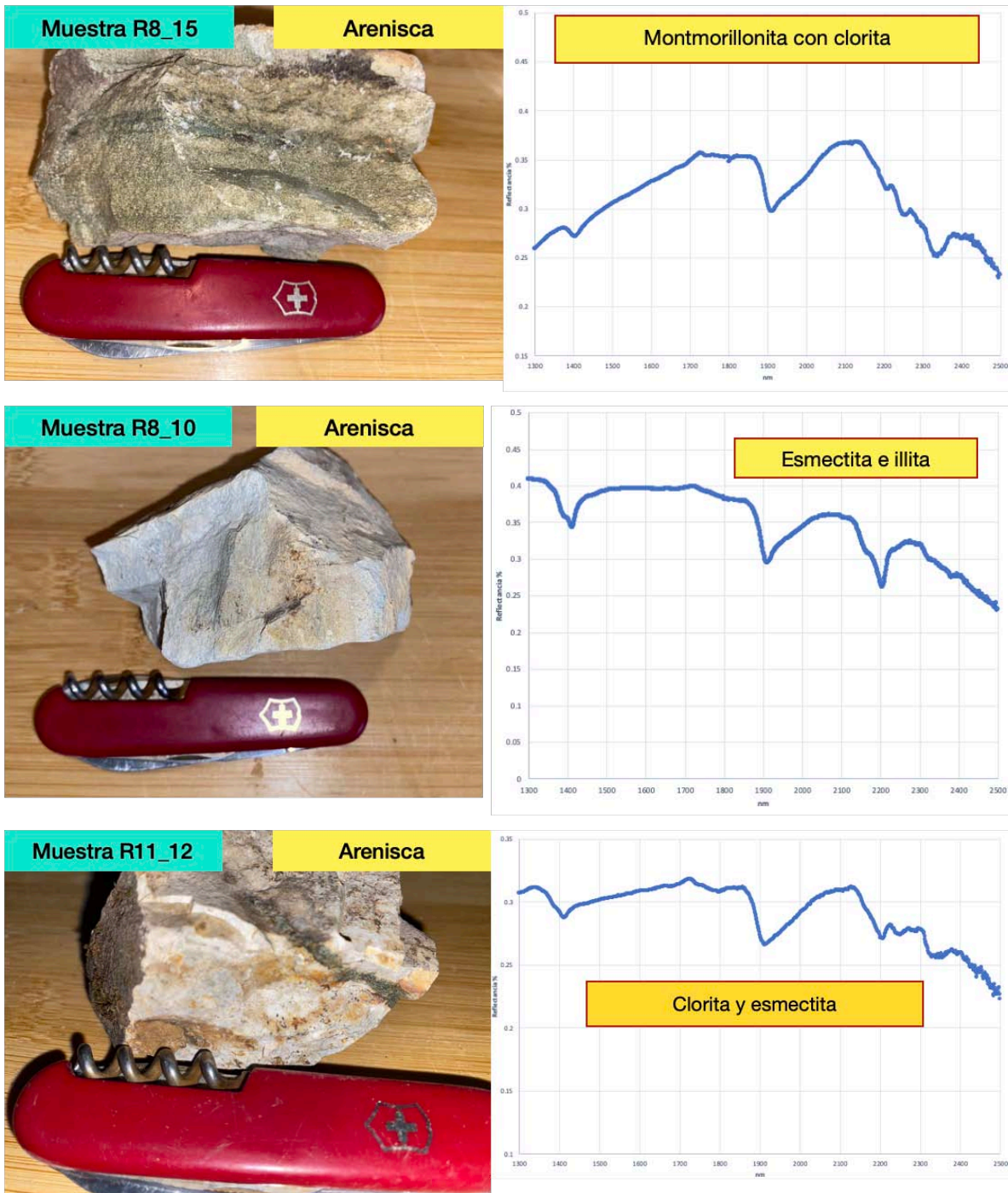
ANEXO B

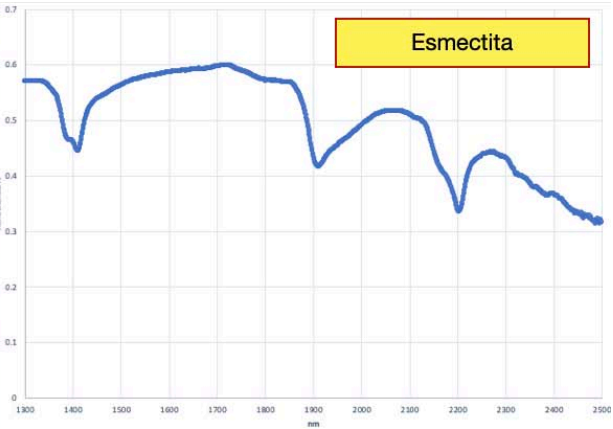
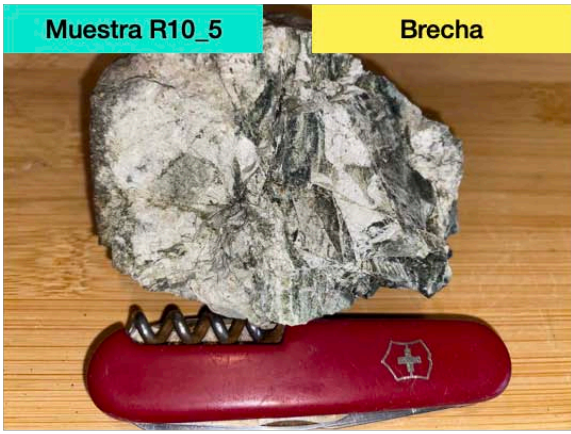
I. ZANJEO EN VETA PSEUDO BANDEADA DE CUARZO



ANEXO C

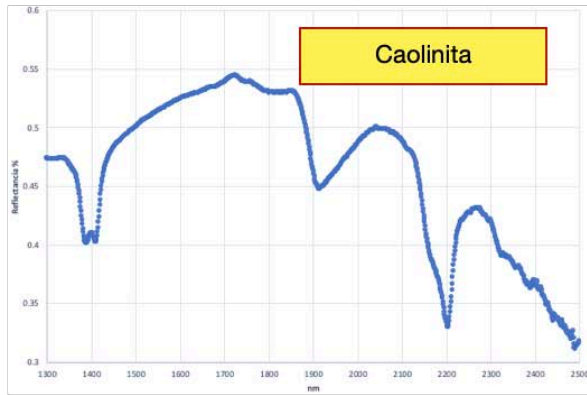
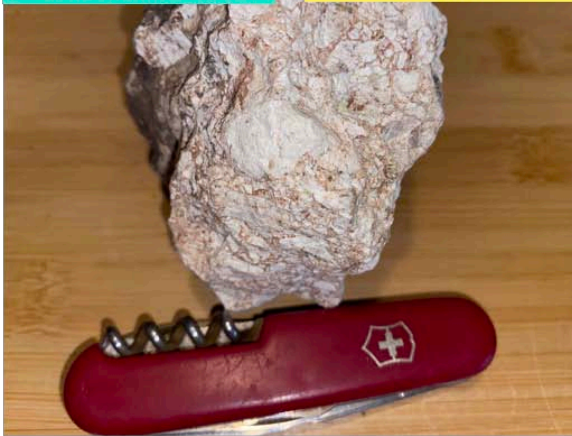
I. MUESTRAS CON RESULTADOS DE ANÁLISIS SWIR DE ALTERACIONES HIDROTERMALES; ARGILIZACIÓN, PROPILITIZACIÓN.





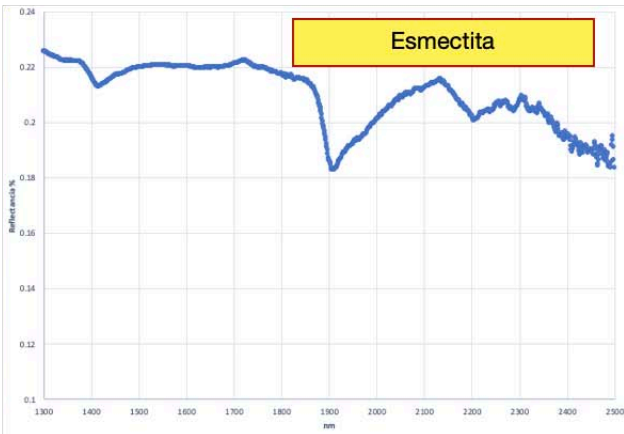
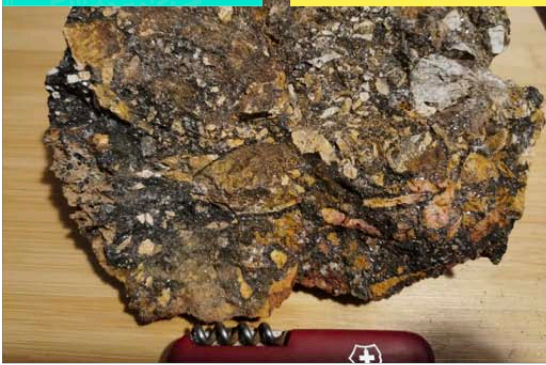
Muestra R18_11

Brecha

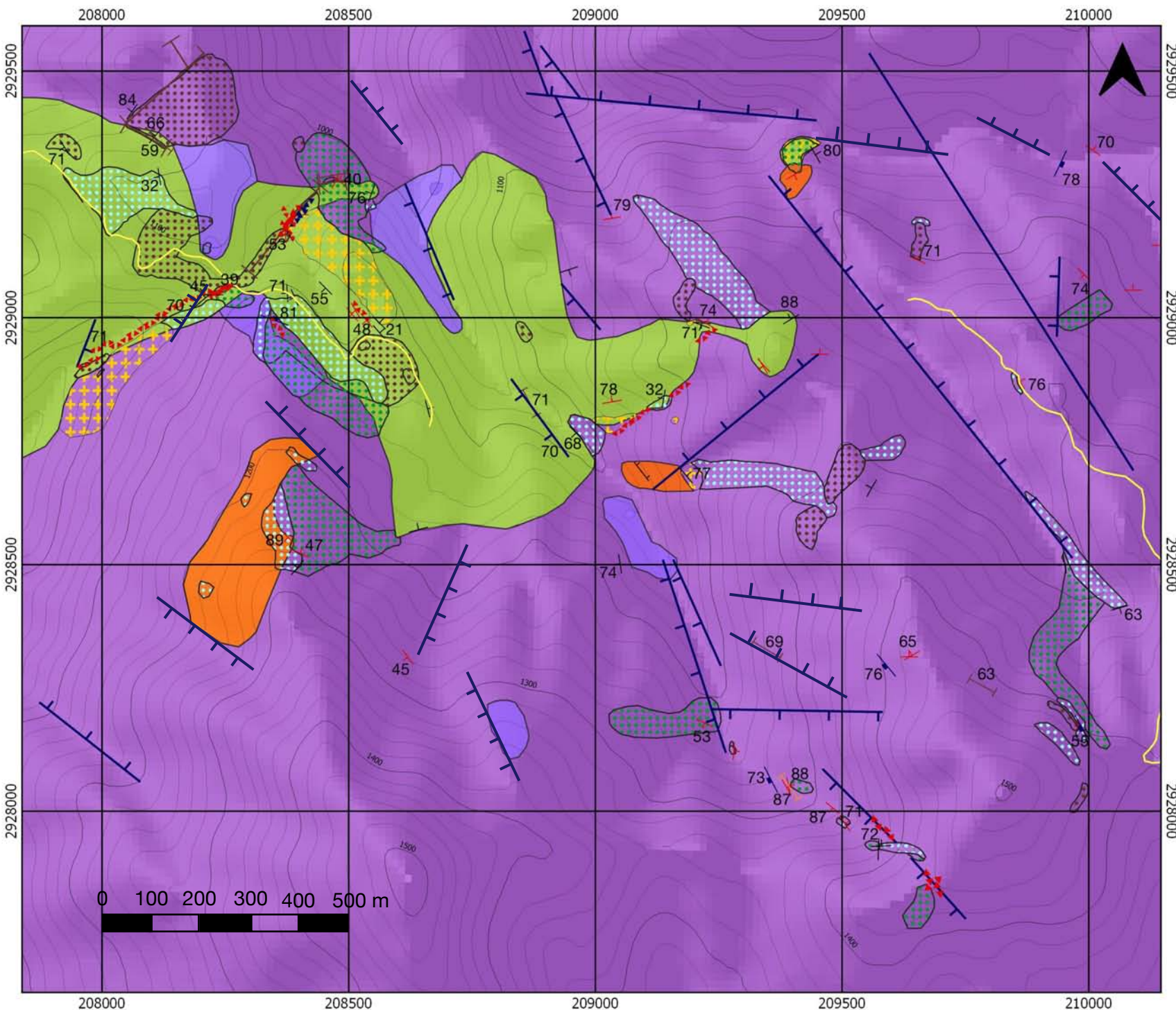


Muestra BG

Brecha



EL RENGUITO



Simbología

Camino

Litología

Monzodiorita porfídica

Diorita porfídica

Diorita fanerítica

Vulcanosedimento

Propilitización

Argilización

Oxidación

Skarnoide

Dique andesítico

Microdique granodiorítico

Estructuras

Brecha hidrotermal

Brecha mecánica

Falla normal

Fractura

Estratificación

Veta

Lineamiento

ESCALA

1:10,000

0 100 200 300 m