

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINAS Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS

**ANÁLISIS GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y MINERALÓGICO
COMPARATIVO DE LOS PÓRFIDOS DE COBRE DE ANTAPACCAY
(CUSCO-PERÚ) Y MORENCI (ARIZONA-EE. UU.), 2025**

PRESENTADO POR:

Br. JOSE RAUL ZELA CONCHA

Br. LAIDY TAHISA JUIRO PALMA

**PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEOLOGO**

ASESOR:

Dr. JOSE DIONICIO CARDENAS ROQUE

CUSCO - PERÚ

2026



Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco

INFORME DE SIMILITUD

(Aprobado por Resolución Nro.CU-321-2025-UNSAAC)

El que suscribe, el Asesor JOSE DIONICIO CORDENAS ROQUE
..... quien aplica el software de detección de similitud al
trabajo de investigación/tesis titulada: ANÁLISIS GEOLOGICO, ESTRUCTURAL Y
MINERALOGICO COMPARATIVO DE LOS PORFIDOS DE COBRE DE
ANTOPACAY (CUSCO-PERU) Y MORENCI (ARIZONA-EE UU), 2025

Presentado por: JOSE PAUL ZELA CONCHA DNI N° 73038490 ;
presentado por: LADY TAHISA JURO PALMA DNI N°: 47260274
Para optar el título Profesional/Grado Académico de INGENIERO GEOLOGO

Informo que el trabajo de investigación ha sido sometido a revisión por 03 veces, mediante el Software de Similitud, conforme al Art. 6° del **Reglamento para Uso del Sistema Detección de Similitud en la UNSAAC** y de la evaluación de originalidad se tiene un porcentaje de 04.....%.

Evaluación y acciones del reporte de coincidencia para trabajos de investigación conducentes a grado académico o título profesional, tesis

Porcentaje	Evaluación y Acciones	Marque con una (X)
Del 1 al 10%	No sobrepasa el porcentaje aceptado de similitud.	X
Del 11 al 30 %	Devolver al usuario para las subsanaciones.	
Mayor a 31%	El responsable de la revisión del documento emite un informe al inmediato jerárquico, conforme al reglamento, quien a su vez eleva el informe al Vicerrectorado de Investigación para que tome las acciones correspondientes; Sin perjuicio de las sanciones administrativas que correspondan de acuerdo a Ley.	

Por tanto, en mi condición de Asesor, firmo el presente informe en señal de conformidad y **adjunto** las primeras páginas del reporte del Sistema de Detección de Similitud.

Cusco, 21 de SEPTIEMBRE de 2026


Firma

Post firma JOSE DIONICIO CORDENAS ROQUE

Nro. de DNI 23873595

ORCID del Asesor 0000-0002-5261-419X

Se adjunta:

- Reporte generado por el Sistema Antiplagio.
- Enlace del Reporte Generado por el Sistema de Detección de Similitud: **oid:** 27259:627135529

JOSE ZELA

ANALISIS GEOL ESTRUCT Y MINERALOG COMPARATIVO ANTAPACCAY MORENCI 2025.pdf

 Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco

Detalles del documento

Identificador de la entrega

trn:oid:::27259:627135529

Fecha de entrega

20 sep 2026, 6:38 p.m. GMT-5

Fecha de descarga

20 sep 2026, 7:04 p.m. GMT-5

Nombre del archivo

ANALISIS GEOL ESTRUCT Y MINERALOG COMPARATIVO ANTAPACCAY MORENCI 2025.pdf

Tamaño del archivo

24.6 MB

175 páginas

48.015 palabras

296.643 caracteres

4% Similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para ca...

Filtrado desde el informe

- Bibliografía
- Texto citado
- Fuentes de Internet
- Base de datos de Crossref
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

Exclusiones

- N.º de coincidencias excluidas

Fuentes principales

- 0%  Fuentes de Internet
- 0%  Publicaciones
- 4%  Trabajos entregados (trabajos del estudiante)

Marcas de integridad

N.º de alertas de integridad para revisión

-  **Caracteres reemplazados**
11 caracteres sospechosos en N.º de páginas
Las letras son intercambiadas por caracteres similares de otro alfabeto.
-  **Texto oculto**
19 caracteres sospechosos en N.º de páginas
El texto es alterado para mezclarse con el fondo blanco del documento.

Los algoritmos de nuestro sistema analizan un documento en profundidad para buscar inconsistencias que permitirían distinguirlo de una entrega normal. Si advertimos algo extraño, lo marcamos como una alerta para que pueda revisarlo.

Una marca de alerta no es necesariamente un indicador de problemas. Sin embargo, recomendamos que preste atención y la revise.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos expresar nuestro agradecimiento a todas las personas e instituciones que hicieron posible la realización de esta tesis.

En primer lugar, agradecemos profundamente a nuestro asesor Dr. José Dionicio Cárdenas Roque y a nuestro asesor externo Dr. Víctor Carlotto Caillaux, por su guía experta, sus valiosas observaciones y su constante apoyo académico durante todas las etapas de la elaboración de esta tesis. Sus conocimientos y sugerencias críticas mejoraron significativamente la calidad de esta investigación.

Agradecemos también a todos los colegas, amigos y familia por su amor incondicional, paciencia y por motivarnos siempre a continuar nuestros estudios y crecimiento personal.

A todas las personas que, de una u otra forma, aportaron con información, sugerencias, logística o ánimo, nuestro más profundo y sincero agradecimiento. Cualquier acierto en este trabajo es resultado del apoyo recibido.

Atentamente.

Jose Raul y Laidy Tahisa.

RESUMEN

Esta investigación desarrolla un análisis geológico, estructural y mineralógico comparativo de los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE.UU.). Ambos depósitos se formaron en márgenes convergentes asociados a magmatismo de arco; pero corresponden a diferentes intervalos metalogenéticos, presentan contrastes en edad, litología hospedante, evolución magmática, arquitectura estructural, alteración hidrotermal y mineralización hipógena-supergénica. El objetivo fue identificar similitudes y diferencias, evaluando la influencia tectónica, rocas hospedantes, pulsos intrusivos y procesos post-minerales en la geometría, distribución y preservación de la mineralización.

Los resultados muestran que Antapaccay y Morenci son sistemas magmático-hidrotermales polifásicos calcoalcalinos. Antapaccay inició con una serie gabro-diorita-cuarzodiorita-tonalita; mineralización asociada a pórfidos monzoníticos e intrusiones tardías. Morenci comenzó con dioritas porfiríticas preminerales, monzonitas y granitos porfiríticos laramídicos.

La diferencia litológica son el tipo de roca hospedante. Antapaccay se emplazó en secuencias sedimentarias cretácicas. Morenci en granitos y esquistos paleoproterozoicos. Estructuralmente ambos se formaron durante acortamiento y engrosamiento cortical. Antapaccay durante el evento Incaico y Morenci durante la orogenia Laramide.

Ambos registran alteración potásica temprana, en Antapaccay potásica-cálcico-silicatado y en Morenci cuarzo-sericita-pirita, la abundancia de pirita favoreció formación de extensos mantos supergénicos. En Antapaccay, este enriquecimiento es limitado.

Se concluye que Antapaccay y Morenci son pórfidos de cobre pero representan expresiones metalogenéticas diferentes. Antapaccay es un pórfido-skarn focalizado controlado por la interacción entre intrusivos-carbonatos-pliegues-fallas; Morenci un porfido extenso con fracturas, sobreimpresión sericítica y enriquecimiento supergénico excepcional. La geometría, mineralogía y preservación resultan de la interacción entre evolución magmática, litología hospedante, arquitectura estructural, alteración hidrotermal y procesos post-minerales.

Palabras clave: Pórfidos de cobre, Geología estructural, Alteración hidrotermal, Mineralización hipógena, Enriquecimiento supergénico.

ABSTRACT

This research develops a comparative geological, structural, and mineralogical analysis of the copper porphyry systems of Antapaccay (Cusco, Peru) and Morenci (Arizona, USA). Both deposits formed at convergent margins associated with arc magmatism; however, they correspond to different metallogenic intervals and exhibit contrasts in age, host lithology, magmatic evolution, structural architecture, hydrothermal alteration, and hypogene-supergene mineralization. The objective was to identify similarities and differences by evaluating the influence of tectonic setting, host rocks, intrusive pulses, and post-mineral processes on the geometry, distribution, and preservation of mineralization.

The results show that Antapaccay and Morenci are polyphase calc-alkaline magmatic-hydrothermal systems. Antapaccay initiated with a gabbro-diorite-quartz diorite-tonalite suite; mineralization is associated with monzonitic porphyries and late intrusions. Morenci began with pre-mineral porphyritic diorites, followed by Laramide porphyritic monzonites and granites.

The lithological difference lies in the host rock type. Antapaccay was emplaced into Cretaceous sedimentary sequences. Morenci is hosted in Paleoproterozoic granites and schists. Structurally, both formed during crustal shortening and thickening. Antapaccay developed during the Incaic event and Morenci during the Laramide orogeny.

Both deposits record early potassic alteration; in Antapaccay, potassic and calc-silicate assemblages predominate, whereas in Morenci, quartz-sericite-pyrite alteration is dominant. The abundance of pyrite at Morenci favored the formation of extensive supergene blankets. At Antapaccay, this enrichment is limited.

It is concluded that Antapaccay and Morenci are copper porphyries but represent different metallogenic expressions. Antapaccay is a focused porphyry-skarn system controlled by the interaction among intrusives, carbonates, folds, and faults; Morenci constitutes an extensive porphyry system characterized by fracture networks, sericitic overprinting, and exceptional supergene enrichment. The geometry, mineralogy, and preservation result from the interaction between magmatic evolution, host lithology, structural architecture, hydrothermal alteration, and post-mineral processes.

Keywords: Copper porphyries, Structural geology, Hydrothermal alteration, Hypogene mineralization, Supergene Enrichment.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD.....	2
1.2.1 UBICACIÓN	2
1.2.2 ACCESIBILIDAD	3
1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
1.3.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	5
1.4 OBJETIVOS	6
1.4.1 OBJETIVO GENERAL.....	6
1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
1.5 JUSTIFICACIÓN	6
1.5.1 VALOR TEÓRICO	7
1.5.2 UTILIDAD METODOLÓGICA	7
1.5.3 IMPLICANCIAS PRÁCTICAS	7
1.5.4 CONVENIENCIA	7
1.5.5 RELEVANCIA SOCIAL Y ACADÉMICA	8
1.6 HIPÓTESIS.....	8
1.6.1 HIPÓTESIS GENERAL.....	8
1.6.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICAS.....	8
1.7 VARIABLES	9
1.7.1 VARIABLE INDEPENDIENTE.....	9
1.7.2 VARIABLE DEPENDIENTE	9
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA	10
2.1 METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN.....	10
2.1.1 TIPO DE INVESTIGACIÓN	10
2.1.2 NIVEL DE INVESTIGACIÓN	10
2.1.3 CLASE DE INVESTIGACIÓN	10
2.1.4 ENFOQUE DE INVESTIGACIÓN	10
2.1.5 DISEÑO DE INVESTIGACIÓN	10
2.1.6 POBLACIÓN Y MUESTRA.....	10
2.1.7 INSTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN	10
2.2 MÉTODO DE TRABAJO	11
2.2.1 PRE-CAMPO.....	11

2.2.2	CAMPO	12
2.2.3	POST-CAMPO	13
CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO.....		15
3.1	MARCO REFERENCIAL.....	15
3.1.1	ANTECEDENTES INTERNACIONALES	15
3.1.1	ANTECEDENTES LOCALES Y NACIONALES	16
3.2	MARCO TEÓRICO.....	21
3.2.1	GEOLOGÍA DE LOS SISTEMAS PÓRFIDO DE COBRE.....	21
3.2.2	SISTEMAS PÓRFIDO DE COBRE	23
3.2.3	PÓRFIDO DE COBRE.....	23
3.2.4	ESTRUCTURAS EN LOS PÓRFIDOS DE COBRE	24
3.2.5	ALTERACIONES HIDROTERMALES.....	26
3.2.6	GEOMETRÍA DEL CUERPO MINERALIZADO.....	28
3.2.7	DEPÓSITOS MINERALES RELACIONADOS	29
3.2.1	ZONAMIENTO METÁLICO Y TIPOS DE ZONAS MINERALIZADAS.....	29
3.2.2	SERIES E ISOFORMAS DE LOS MINERALES	30
CAPÍTULO IV: RESULTADOS		33
4.1	ESTRATIGRAFÍA	33
4.1.1	YACIMIENTO ANTAPACCAY.....	33
4.2	YACIMIENTO DE MORENCI	37
4.1	COMPARACIÓN LITOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICO DE ANTAPACCAY-MORENCI	41
4.2	PULSOS MAGMÁTICOS	45
4.2.1	YACIMIENTO DE ANTAPACCAY.....	45
4.2.2	YACIMIENTO DE MORENCI	51
4.3	COMPARACIÓN PULSOS MAGMÁTICOS DE ANTAPACCAY-MORENCI	59
4.4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	62
4.4.1	YACIMIENTO DE ANTAPACCAY.....	62
4.4.2	YACIMIENTO DE MORENCI	76
4.5	COMPARACIÓN DEL CONTEXTO TECTÓNICO DE ANTAPACCAY – MORENCI	110
4.6	COMPARACIÓN ENTRE LA GEOQUÍMICA DE ANTAPACCAY-MORENCI..	112
4.7	ALTERACIONES HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN	115
4.7.1	YACIMIENTO DE ANTAPACCAY.....	115
4.7.2	YACIMIENTO DE MORENCI	131

4.8	COMPARACIÓN ENTRE MINERALIZACIÓN Y ALTERACIONES DE ANTAPACCAY-MORENCI	141
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN.....		144
5.1	CONTROLES LITOLÓGICOS.....	144
5.2	CONTROL ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO	146
5.3	ALTERACIONES HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN	148
5.4	SÍNTESIS COMPARATIVA E IMPLICANCIAS PARA LA EXPLORACIÓN	151
CONCLUSIONES		153
RECOMENDACIONES		156
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		157

CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los sistemas de pórfido de cobre constituyen una de las principales fuentes mundiales de cobre y aportan, además, cantidades significativas de molibdeno, oro y otros metales. Estos sistemas se caracterizan por presentar grandes volúmenes de roca hidrotermalmente alterada, asociados espacial y genéticamente con intrusiones porfiríticas emplazadas principalmente en arcos magmáticos vinculados con zonas de subducción. En conjunto, los depósitos tipo pórfido suministran aproximadamente las tres cuartas partes del cobre producido a escala mundial, por lo que poseen una importancia estratégica para la economía global y para la exploración minera (Sillitoe, 2010). Aunque se conocen sistemas porfiríticos desde el Arcaico, los ejemplos mesozoicos y cenozoicos son los más abundantes y mejor preservados (Singer et al., 2008).

En el sur del Perú, el cinturón Andahuaylas–Yauri constituye una de las principales provincias metalogenéticas de cobre. Este cinturón comprende aproximadamente 25 000 km² y se extiende por cerca de 300 km, albergando numerosos depósitos y prospectos de tipo pórfido y skarn relacionados con el magmatismo del Eoceno medio al Oligoceno temprano (Bellido & De Montreuil, 1972; Santa Cruz et al., 1979; Noble et al., 1984; Perelló et al., 2003). Los sistemas mineralizados de esta región presentan asociaciones de alteración potásica, propilítica, cuarzo–sericitica, sericitita–arcilla–clorita, cálcico–potásica y argílica avanzada, cuya distribución está condicionada por la composición de las rocas hospedantes, los pulsos intrusivos y la evolución estructural del cinturón (Perelló et al., 2003).

Dentro de este contexto se encuentra el yacimiento Antapaccay, ubicado en la provincia de Espinar, región Cusco. Antapaccay corresponde a un sistema de pórfido–skarn de cobre, con contenidos subordinados de oro, plata y molibdeno, relacionado con intrusiones monzoníticas emplazadas en secuencias sedimentarias cretácicas y en intrusivos preminerales. Las calizas de la Formación Ferrobamba desempeñaron un papel importante en el desarrollo de skarns y cuerpos mineralizados de contacto, mientras que los pliegues, fallas y zonas de fracturamiento condicionaron el emplazamiento de los intrusivos, la circulación de fluidos hidrotermales y la geometría de la mineralización.

Por otro lado, el yacimiento Morenci, localizado en Arizona, Estados Unidos, constituye uno de los sistemas de pórfido de cobre más grandes de Norteamérica. Su mineralización está relacionada con intrusiones porfiríticas del Paleoceno–Eoceno, desarrolladas durante la tectónica Laramide y emplazadas en un basamento cristalino proterozoico y en secuencias sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. El yacimiento presenta mineralización hipógena de cobre y molibdeno, extensas zonas de alteración hidrotermal y un importante perfil supergénico, conformado por una zona lixiviada superficial y un manto de enriquecimiento secundario dominado por sulfuros de cobre. Asimismo, el depósito está afectado por fallas de distintas orientaciones y edades, algunas de las cuales controlaron el emplazamiento de los intrusivos y la mineralización, mientras que otras influyeron posteriormente en la erosión, oxidación, lixiviación y preservación del enriquecimiento supergénico (Schumer et al., 2019).

Aunque Antapaccay y Morenci pertenecen a la categoría general de sistemas de pórfido de cobre desarrollados en márgenes convergentes, presentan diferencias importantes en edad, contexto tectónico, litologías hospedantes, evolución magmática, estilo estructural, alteración hidrotermal y grado de preservación. Antapaccay se caracteriza por la estrecha relación entre mineralización de pórfido y skarn, por la influencia de rocas carbonatadas y por el predominio de mineralización hipógena. Morenci, en cambio, está hospedado principalmente en rocas ígneas y

metamórficas antiguas y se distingue por el notable desarrollo de su enriquecimiento supergénico. Estas diferencias convierten a ambos yacimientos en casos adecuados para evaluar la influencia de la litología, las estructuras, los pulsos magmáticos y los procesos de erosión y alteración superficial en la formación y preservación de depósitos cupríferos de gran tamaño.

En este marco, el objetivo principal de la presente investigación es realizar un análisis estratigráfico-litológico, estructural y mineralógico comparativo de los pórfidos de cobre de Antapaccay, en Cusco, Perú, y Morenci, en Arizona, Estados Unidos. El estudio busca identificar sus principales similitudes y diferencias en relación con la estratigrafía, las rocas hospedantes, los pulsos magmáticos, el contexto tectónico, los controles estructurales, las asociaciones de alteración hidrotermal y los estilos de mineralización hipógena y supergénica.

La investigación se desarrolló mediante tres etapas principales: precampo, campo y postcampo. La etapa de precampo comprendió la recopilación y revisión crítica de artículos científicos, tesis, informes técnicos, mapas geológicos, secciones, información de perforaciones e imágenes satelitales. Durante el trabajo de campo se efectuó el registro geológico de testigos de perforación de Antapaccay, incluyendo la descripción de litologías, alteraciones, mineralización, venillas, brechas y estructuras. Asimismo, se realizaron observaciones geológicas y estructurales en sectores accesibles y zonas periféricas de ambos yacimientos, acompañadas de mediciones, registro fotográfico y ubicación mediante coordenadas geográficas.

En la etapa de postcampo se integraron y compararon los datos obtenidos en Antapaccay con la información publicada sobre Morenci. La comparación se realizó utilizando criterios equivalentes para ambos depósitos, considerando litología y estratigrafía, secuencia de pulsos magmáticos, evolución tectónica, controles estructurales, alteración hidrotermal, mineralogía, estilos de mineralización y geometría de los cuerpos mineralizados. También se analizaron mapas, secciones geológicas e imágenes satelitales con la finalidad de reconocer las relaciones espaciales entre las estructuras, los intrusivos y la mineralización.

Los resultados de esta investigación permitirán comprender de manera integrada cómo la evolución geológica y tectónica, la naturaleza de las rocas hospedantes, la arquitectura estructural y los procesos hidrotermales y supergénicos condicionaron las características actuales de Antapaccay y Morenci. Asimismo, el análisis comparativo permitirá reconocer criterios geológicos aplicables a la exploración de sistemas de pórfido de cobre y pórfido-skarn en otros cinturones metalogenéticos con condiciones geológicas semejantes.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

1.2.1 UBICACIÓN

1.2.1.1 YACIMIENTO ANTAPACCAY

El yacimiento minero Antapaccay se ubica aproximadamente a 256 km al sureste de la ciudad de Cusco a una altitud de 4100 m.s.n.m. en el Distrito de Yauri, Provincia de Espinar, Departamento del Cusco-Perú (Figura 1.1 y Tabla 1.1).

1.2.1.2 YACIMIENTO MORENCI

El yacimiento minero Morenci está ubicado en el condado de Greenlee, en el Estado de Arizona, Estados Unidos, aproximadamente a 80.47 km (50 millas) al noreste de Safford, al este de Arizona, cerca de la ciudad de Clifton a una altitud de unos 1370 m.s.n.m. (4495 pies) (Figura 1.1 y Tabla 1.1).

YACIMIENTO	ESTE	NORTE	ZONA
ANTAPACCAY	243615.00 m E	8344683.00 m S	18L
MORENCI	652575.00 m E	3661196.00 m S	12S

Tabla 1.1: Coordenadas UTM de los yacimientos Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.). Fuente: Elaboración propia.

1.2.2 ACCESIBILIDAD

1.2.2.1 YACIMIENTO ANTAPACCAY

El Yacimiento Antapaccay es accesible mediante vía terrestre y aérea desde:

Vía asfaltada y afirmada:

- Arequipa – Imata – Tintaya (255 km)
- Cusco – Sicuani – Tintaya (256 km)

Vía aérea:

- Aterrizaje en el aeródromo ubicado a 2.5 km al Este de Espinar – Yauri.

1.2.2.2 YACIMIENTO MORENCI

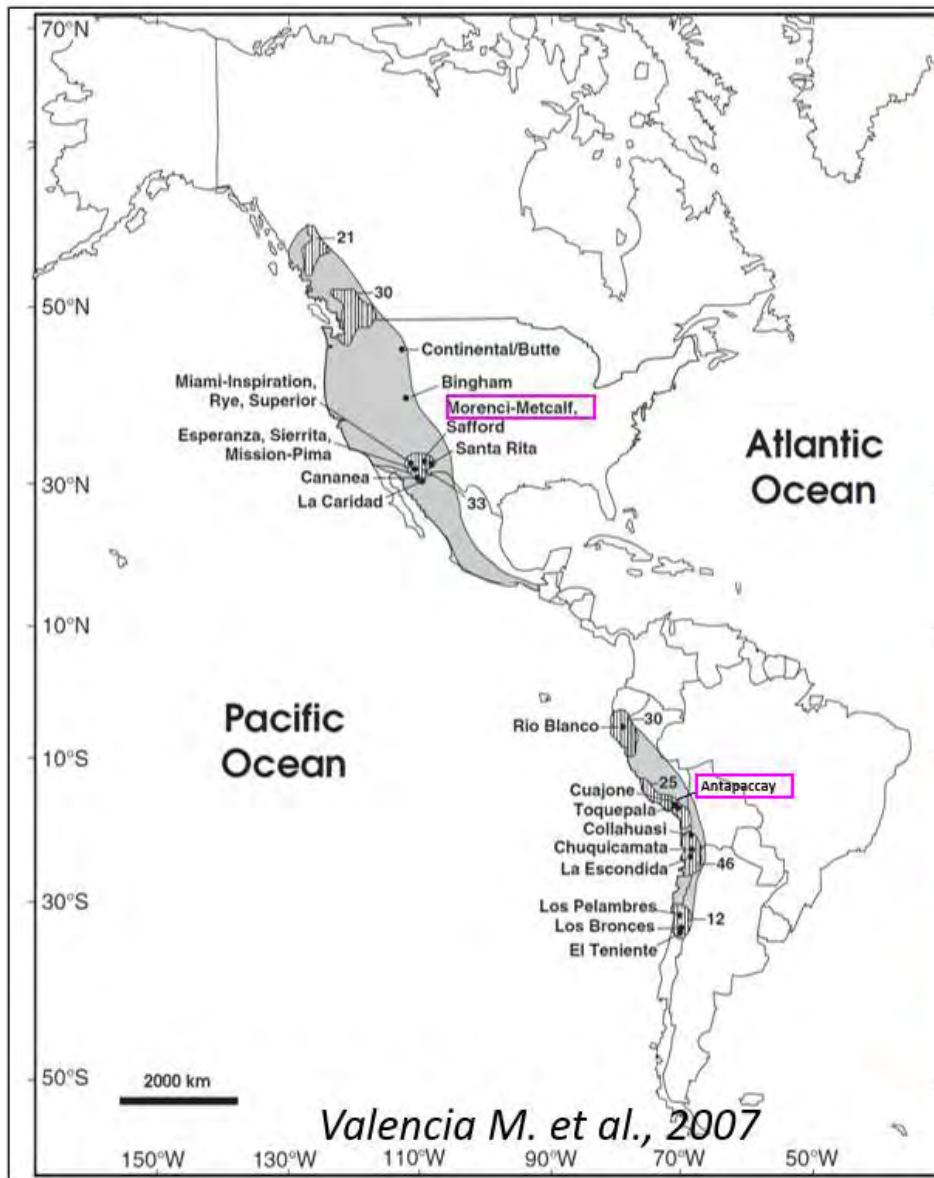
El acceso al Yacimiento Morenci se da a través de la carretera asfaltada U.S. Highway 191. Así mismo dentro de la mina existe una línea ferroviaria que permite el transporte de suministros y productos metalíferos.

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los yacimientos de Antapaccay localizado en Cusco, Perú; y Morenci, ubicado en Arizona, Estados Unidos, corresponden a sistemas de pórfido de cobre desarrollados en márgenes convergentes y relacionados con magmatismo de arco asociado a procesos de subducción. Ambos depósitos poseen gran importancia económica y constituyen ejemplos representativos de sistemas magmático-hidrotermales de gran escala. Sin embargo, se formaron en diferentes periodos geológicos y bajo contextos tectónicos, litológicos y estructurales particulares, lo que determinó diferencias importantes en su evolución, geometría, alteración hidrotermal, mineralización y grado de preservación. Otra de sus diferencias importantes es el endowment, mientras Antapaccay posee un tonelaje de 817 Mt con una ley de 0.52% de cobre; Morenci tiene un tonelaje de 12600 Mt con una ley de 0.23% de cobre (Cu), con mineralización supérgena importante.

Antapaccay forma parte del cinturón metalogenético Andahuaylas–Yauri y corresponde a un sistema de pórfido–skarn del Eoceno–Oligoceno. Su mineralización está relacionada con intrusiones monzoníticas emplazadas en secuencias sedimentarias cretácicas y en intrusivos preminerales. La presencia de calizas de la Formación Ferrobamba favoreció el desarrollo de skarns y mineralización de contacto, mientras que los pliegues, fallas regionales y estructuras transversales condicionaron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos y la circulación de los fluidos hidrotermales. En este depósito predomina la mineralización hipógena, asociada principalmente con alteración potásica y asociaciones de calcopirita, bornita y otros sulfuros de cobre.

Morenci, por su parte, pertenece a la provincia metalogenética Laramide del suroeste de Norteamérica. El sistema está relacionado con intrusiones porfiríticas del Paleoceno–Eoceno emplazadas principalmente en rocas ígneas y metamórficas proterozoicas y, localmente, en unidades sedimentarias paleozoicas. Además de su mineralización hipógena, Morenci presenta un perfil supergénico ampliamente desarrollado, constituido por zonas de oxidación, lixiviación y



Yacimiento Antapaccay



Yacimiento Morenci



Figura 1.1: Ubicación de los Yacimientos Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.). Fuente: Modificado de Valencia M. et al., 2007.

enriquecimiento secundario de cobre. Su evolución estuvo condicionada por fallas de distintas edades y orientaciones, así como por procesos posteriores de extensión cortical, erosión, circulación de aguas meteóricas y preservación del manto enriquecido.

Aunque ambos yacimientos comparten características generales propias de los sistemas de pórfido de cobre, difieren en la naturaleza de las rocas hospedantes, la composición y secuencia de los pulsos magmáticos, el estilo de deformación, la distribución de las alteraciones hidrotermales y la importancia relativa de los procesos hipógenos y supergénicos. En Antapaccay destaca la interacción entre los intrusivos mineralizantes y las rocas carbonatadas, así como el desarrollo de mineralización de tipo pórfido-skarn. En Morenci, en cambio, sobresalen el mayor volumen del sistema hidrotermal, la alteración cuarzo-sericítica ampliamente distribuida y el intenso enriquecimiento supergénico.

Estas diferencias plantean la necesidad de establecer de qué manera la litología, la evolución magmática, la arquitectura estructural, la alteración hidrotermal y los procesos post minerales controlaron la formación, distribución y preservación de la mineralización en cada depósito. Si bien existe abundante información sobre Antapaccay y Morenci de manera individual, no se ha desarrollado una comparación integrada que emplee criterios geológicos equivalentes para analizar ambos sistemas.

En consecuencia, la presente investigación busca caracterizar y comparar la geología, la evolución tectónico-estructural, la mineralogía, la alteración hidrotermal y los estilos de mineralización de Antapaccay y Morenci. Para ello se integrarán observaciones de campo, descripción macroscópica de muestras y testigos de perforación, análisis de mapas y secciones geológicas, fotointerpretación de imágenes satelitales y revisión crítica de publicaciones científicas e informes técnicos. Esta comparación permitirá reconocer los factores que explican las similitudes y diferencias entre ambos depósitos y evaluar su utilidad como criterios de exploración en otros sistemas de pórfido de cobre.

1.3.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

1.3.1.1 PROBLEMA GENERAL

¿Cuáles son las principales similitudes y diferencias geológicas, estructurales y mineralógicas entre los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay, Cusco-Perú, y Morenci, Arizona-Estados Unidos?

1.3.1.2 PROBLEMAS ESPECÍFICO

1. ¿Cuáles son las principales características litológicas, estratigráficas y magmáticas de los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay y Morenci, y qué similitudes y diferencias presentan?
2. ¿Cuáles son las características tectónicas y estructurales de Antapaccay y Morenci, y de qué manera controlaron el emplazamiento de los intrusivos y la distribución de la mineralización?
3. ¿Qué asociaciones mineralógicas, tipos de alteración hidrotermal y estilos de mineralización hipógena y supergénica se presentan en Antapaccay y Morenci, y cuáles son sus principales diferencias en distribución, intensidad y grado de preservación?

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 *OBJETIVO GENERAL*

Realizar un análisis geológico, estructural y mineralógico comparativo de los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay, Cusco–Perú, y Morenci, Arizona–Estados Unidos.

1.4.2 *OBJETIVOS ESPECÍFICOS*

1. Caracterizar y comparar la litología, la estratigrafía, las rocas hospedantes y los principales pulsos magmáticos relacionados con los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay y Morenci.
2. Analizar y comparar el contexto tectónico, la arquitectura estructural y los controles ejercidos por fallas, pliegues y zonas de fracturamiento sobre el emplazamiento de los intrusivos y la distribución de la mineralización en ambos yacimientos.
3. Caracterizar y comparar las asociaciones mineralógicas, los tipos de alteración hidrotermal y los estilos de mineralización hipógena y supergénica de Antapaccay y Morenci, considerando su distribución, intensidad, relaciones de sobreimpresión y grado de preservación.

1.5 JUSTIFICACIÓN

El estudio comparativo de los yacimientos de Antapaccay y Morenci es relevante porque ambos constituyen sistemas de pórfido de cobre de importancia económica, pero presentan diferencias significativas en edad, contexto tectónico, litología hospedante, evolución magmática, control estructural y procesos de enriquecimiento mineral. Su análisis bajo criterios equivalentes ofrece la posibilidad de comprender cómo diferentes historias geológicas pueden generar depósitos pertenecientes a una misma familia metalogenética, pero con geometrías, asociaciones minerales y volúmenes de mineralización contrastantes. A pesar de que ambos depósitos fueron ampliamente estudiados de manera individual, no existe hasta la fecha un estudio comparativo integrado que establezca como la litología, la evolución magmática, la arquitectura estructural, la alteración hidrotermal y los procesos post-minerales controlaron la formación, distribución y preservación de la mineralización en cada depósito.

Antapaccay representa un sistema de pórfido–skarn desarrollado en el cinturón Andahuaylas–Yauri, donde la interacción entre intrusiones monzoníticas y secuencias carbonatadas cretácicas favoreció la formación de skarns y mineralización hipógena de cobre. Morenci, en cambio, constituye un sistema de pórfido de gran volumen desarrollado durante la tectónica Laramide, hospedado principalmente en rocas cristalinas antiguas y caracterizado por la superposición de una importante mineralización supergénica sobre el sistema hipógeno. La comparación de ambos casos permitirá evaluar la influencia de las rocas hospedantes, los pulsos intrusivos, la estructura y los procesos postminerales en el tamaño y preservación de los depósitos. Las cifras empleadas en el borrador indican aproximadamente 817 Mt con 0,52 % de Cu para Antapaccay y 12 600 Mt con 0,23 % de Cu para Morenci. De corresponder ambas cifras a categorías equivalentes, Morenci tendría un tonelaje aproximado 15,4 veces mayor que Antapaccay. Sin embargo, estos valores deberán verificarse y citarse cuidadosamente, indicando para cada depósito la fuente, fecha, ley de corte y categoría de clasificación utilizada.

Por lo tanto, la presente investigación busca caracterizar y comparar la geología, la evolución tectónico-estructural, la mineralogía, la alteración hidrotermal y los estilos de

mineralización de Antapaccay y Morenci, y permitirá reconocer los factores que explican las similitudes y diferencias entre ambos depósitos y evaluar su utilidad el desarrollo de criterios de exploración más consolidados y aplicables a otros sistemas de pórfido de cobre en márgenes convergentes.

1.5.1 VALOR TEÓRICO

La investigación permitirá profundizar en la comprensión de los factores geológicos que controlan la formación y evolución de los sistemas de pórfido de cobre. La comparación de dos depósitos desarrollados en contextos tectónicos distintos contribuirá a evaluar el papel de la litología hospedante, la composición de los intrusivos, la arquitectura estructural, la alteración hidrotermal, la erosión y los procesos supergénicos en la generación y preservación de la mineralización.

Asimismo, el estudio permitirá diferenciar las características comunes inherentes al modelo general de pórfido de cobre de aquellas particularidades relacionadas con la evolución geológica específica de cada distrito. Esta diferenciación aportará una visión más integrada de los sistemas magmático-hidrotermales y de sus variaciones a escala regional.

1.5.2 UTILIDAD METODOLÓGICA

La investigación integrará información obtenida mediante descripción de testigos de perforación, observaciones de campo, análisis macroscópico de muestras, interpretación de mapas y secciones geológicas, fotointerpretación de imágenes satelitales y revisión crítica de literatura científica y técnica. La aplicación de criterios comparables a ambos yacimientos permitirá organizar la información en función de variables comunes, como litología, pulsos magmáticos, estructuras, alteración y mineralización.

Este procedimiento podrá ser utilizado como referencia metodológica para futuras investigaciones comparativas de depósitos minerales, especialmente cuando la disponibilidad y el tipo de información no sean equivalentes entre las áreas estudiadas.

1.5.3 IMPLICANCIAS PRÁCTICAS

Los resultados permitirán reconocer características litológicas, estructurales, hidrotermales y mineralógicas que pueden utilizarse como guías de exploración en sistemas de pórfido de cobre y pórfido-skarn. La identificación de relaciones entre intrusivos, rocas hospedantes, estructuras y asociaciones minerales contribuirá a definir sectores con mayor potencial prospectivo.

En particular, la comparación entre un sistema predominantemente hipógeno y pórfido-skarn, como Antapaccay, y otro con amplio desarrollo supergénico, como Morenci, permitirá reconocer indicadores útiles para evaluar tanto mineralización primaria en profundidad como zonas de oxidación y enriquecimiento secundario próximas a la superficie. No obstante, la investigación no pretende definir métodos de explotación ni tecnologías de procesamiento, debido a que dichos aspectos no forman parte de sus objetivos ni de la metodología propuesta.

1.5.4 CONVENIENCIA

La comparación entre Antapaccay y Morenci resulta conveniente porque ambos son depósitos de cobre de gran importancia, pero se desarrollaron en cinturones metalogenéticos y marcos tectónicos diferentes. Esta condición permite analizar, dentro de una misma investigación,

la influencia de la evolución andina del cinturón Andahuaylas–Yauri y de la tectónica Laramide del suroeste de Norteamérica.

No se ha identificado en la bibliografía revisada un estudio que compare de manera integral ambos depósitos mediante criterios litológicos, magmáticos, estructurales, mineralógicos e hidrotermales equivalentes. Por ello, la investigación proporcionará una síntesis comparativa que complementará los estudios individuales existentes y permitirá reconocer semejanzas y diferencias relevantes para la interpretación y exploración de sistemas porfiríticos.

1.5.5 RELEVANCIA SOCIAL Y ACADÉMICA

El cobre es un recurso esencial para la infraestructura, la electrificación y el desarrollo tecnológico. En este contexto, mejorar el conocimiento de los procesos que controlan la formación y preservación de sus principales yacimientos contribuye indirectamente al uso más eficiente de la información geológica y a una mejor orientación de la exploración minera.

Desde el punto de vista académico, el estudio fortalecerá la formación de estudiantes y profesionales en geología económica, geología estructural y exploración minera. Además, proporcionará un caso comparativo que podrá utilizarse como referencia para comprender la diversidad de los sistemas de pórfido de cobre en diferentes cinturones metalogenéticos.

1.6 HIPÓTESIS

1.6.1 HIPÓTESIS GENERAL

Los sistemas de pórfido de cobre de Antapaccay y Morenci presentan características comunes propias de los sistemas magmático-hidrotermales desarrollados en márgenes convergentes; sin embargo, difieren en su geología, arquitectura estructural, asociaciones mineralógicas, alteración hidrotermal y grado de preservación debido a las diferencias en sus litologías hospedantes, evolución magmática, contexto tectónico y procesos postminerales.

1.6.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICAS

1. Las diferencias litológicas y magmáticas entre Antapaccay y Morenci condicionaron el estilo de interacción entre los intrusivos y las rocas hospedantes, favoreciendo en Antapaccay el desarrollo de un sistema de pórfido–skarn asociado con secuencias carbonatadas y, en Morenci, un sistema de pórfido predominantemente hospedado en rocas ígneas y metamórficas antiguas.
2. La arquitectura estructural y el régimen tectónico de cada distrito controlaron de manera diferente el emplazamiento de los pulsos intrusivos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la geometría de la mineralización; en Antapaccay predominó la influencia de estructuras compresivas y transversales reactivadas, mientras que en Morenci se superpusieron estructuras mineralizantes laramídicas y fallas extensionales postminerales.
3. Antapaccay y Morenci presentan tipos generales de alteración hidrotermal comparables, pero difieren en su intensidad, extensión, relaciones de sobreimpresión y grado de preservación. Antapaccay conserva principalmente mineralización hipógena de tipo pórfido–skarn, mientras que Morenci presenta una alteración cuarzo–sericítica más extensa y un manto de enriquecimiento supergénico significativamente más desarrollado.

1.7 VARIABLES

1.7.1 VARIABLE INDEPENDIENTE

- Geología de los yacimientos de pórfido de cobre de Antapaccay y Morenci (Tabla 1.2).

1.7.2 VARIABLE DEPENDIENTE

- Comparación de los yacimientos de pórfido de cobre de Antapaccay y Morenci (Tabla 1.2)

	VARIABLES	DIMENSIONES	INDICADORES
INDEPENDIENTE	GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS DE PÓRFIDO DE COBRE DE ANTAPACCAY Y MORENCI	Geología	Litología Estratigrafía Fallas
		Geología estructural	Pliegues Fracturas Mineralogía
		Mineralización y Alteración	Textura Morfología Tipo de alteración
		Similitudes y diferencias geológicas	Análisis comparativo geológico de los yacimientos de Antapaccay y Morenci
DEPENDIENTE	COMPARACIÓN DE LOS YACIMIENTOS DE PÓRFIDO DE COBRE ANTAPACCAY Y MORENCI	Comportamiento geológico estructural	Análisis comparativo estructural de los yacimientos de Antapaccay y Morenci
		Características de la mineralogía y alteración	Análisis comparativo de las características de alteración y mineralización de los yacimientos de Antapaccay y Morenci

Tabla 1.2: Operacionalización de variables dependientes e independientes. Fuente: Elaboración propia.

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA

2.1 METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

2.1.1 TIPO DE INVESTIGACIÓN

El trabajo de investigación corresponde a una investigación Cualitativa cuando el tema del estudio ha sido poco explorado o no se ha hecho investigación alguna al respecto, en ningún grupo social específico (Marshall, 2011; Preissle, 2008). Se enfoca en la búsqueda de similitudes y/o diferencias entre los dos yacimientos a través de la interpretación y comprensión de las diferentes características geológicas.

2.1.2 NIVEL DE INVESTIGACIÓN

Es descriptiva porque se busca obtener información de manera independiente y se busca describir las variables y sus características, es correlacional porque tiene como finalidad conocer la relación entre las variables dependientes e independientes (Hernández & Mendoza, 2018).

2.1.3 CLASE DE INVESTIGACIÓN

Es comparativa porque dentro del estudio se realizó la comparación de las características geológicas, estructurales y mineralógicas de los yacimientos de Antapaccay y Morenci, a través de la revisión exhaustiva de la bibliografía, obtenida mediante documentos, artículos científicos, bitácoras, diarios para su posterior análisis (Hernández & Mendoza, 2018).

2.1.4 ENFOQUE DE INVESTIGACIÓN

El enfoque de la investigación es inductivo, debido a que se utilizó la recolección de datos para confirmar o revelar nuevas preguntas dentro del proceso de interpretación (Hernández & Mendoza, 2018). Se obtuvieron conclusiones posteriores al análisis de datos geológicos, estructurales, mineralógicos y de alteración.

2.1.5 DISEÑO DE INVESTIGACIÓN

Es de tipo no experimental porque estudiara la evolución de las variables y los cambios de las mismas en diferentes situaciones, se basa en el análisis documental y la observación directa (Hernández & Mendoza, 2018).

2.1.6 POBLACIÓN Y MUESTRA

Dentro del estudio se utilizó una selección de muestras no probabilísticas por conveniencia (Mertens, 2010). La población incluye a los yacimientos de Antapaccay y Morenci, mientras que la muestra se basa en datos de descripción macroscópicas de testigos, data de leyes, publicaciones de tesis y artículos científicos, secciones, mapas del INGEMMET, mapas de la USGS e imágenes satelitales.

2.1.7 INSTRUMENTOS DE RECOLECCIÓN

La recolección de datos se ha realizado a través de logeos de taladros, obtención de datos estructurales distales de fallas, pliegues y fracturas (Tabla 2.1), recopilación de información en campo (Tabla 2.2), mapeo de imágenes satelitales, revisión de artículos científicos y tesis. A

continuación, se detallan las fuentes y tipos de datos utilizados para el análisis de ambos yacimientos.

Yacimiento Antapaccay	Yacimiento Morenci
Descripción de Testigos de Perforación	Publicaciones
Planos y secciones	Reportes
Publicaciones de geología	Tesis doctoral
Mapeo estructural	Publicación de leyes
Datos de leyes	

Tabla 2.1: Recolección de datos de ambos Yacimientos mineros. Fuente: Elaboración propia.

Yacimiento Antapaccay	Yacimiento Morenci
Campo- Mapeo: fotos de zonas distales (fallas, pliegues, fracturas).	Campo-Mapeo: fotos de zonas distales (fallas, pliegues, fracturas).

Tabla 2.2: Recolección de datos en campo de ambos yacimientos mineros. Fuente: Elaboración propia.

2.2 MÉTODO DE TRABAJO

2.2.1 PRE-CAMPO

Primero se procedió a identificar el problema de investigación, continuando con la metodología de investigación, para posteriormente realizar un cronograma de actividades, seguido de la elaboración del presupuesto donde se incluyó la estimación de gastos de uso de instrumentos, de equipos, de material de escritorio, apoyo de personal en campo y movilidad.

Se procedió a la ubicación y delimitación de la zona de estudio, así como la delegación de tareas y roles a cada uno de los investigadores para asegurar un trabajo eficiente, como gestionar el permiso de los autores acerca del uso de información de data de leyes, uso de datos de testigos, uso información de datos estructurales.

2.2.1.1 PRE-CAMPO PARA EL YACIMIENTO DE ANTAPACCAY:

- **Delimitación de la zona de estudio:** Se determino la ubicación exacta del área de investigación, asegurando que se abarquen todas las características relevantes del yacimiento.

2.2.1.1.1 GEOLOGÍA:

- **Recopilación de información bibliográfica:** Se realizo una revisión exhaustiva de la literatura científica y técnica relacionada con el yacimiento de Antapaccay, incluyendo descripciones litológicas, estructurales y mineralógicas, que se compilara en una base de datos para su uso posterior. Se revisaron diversas publicaciones científicas y técnicas que abordaron los aspectos geológicos del yacimiento, proporcionando un contexto más amplio sobre su formación y características.

2.2.1.1.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL:

- **Mapeo estructural:** Se realizo una fotointerpretación de las estructuras geológicas principales del yacimiento, comparando estas observaciones con mapas geológicos

proporcionados por el Servicio Geológico del Perú. Esto nos permitió identificar patrones estructurales que influyen en la mineralización.

2.2.1.1.3 MINERALÓGICO:

- **Datos de leyes:** Se recopiló datos sobre las leyes minerales presentes en las muestras analizadas, lo que permitió evaluar el potencial económico del yacimiento y su viabilidad para la explotación.

2.2.1.1.4 ALTERACIÓN:

- **Tesis y papers:** Se realizó la revisión bibliográfica de papers y tesis donde se describa la mineralización y alteración del yacimiento de Antapaccay y/o del distrito minero de Tintaya.
- **Planos y secciones:** Se obtuvieron planos y secciones geológicas que facilitaron la visualización de las alteraciones hidrotermales presentes en el yacimiento, información fundamental para comprender los procesos mineralógicos.

2.2.1.2 PRE-CAMPO PARA EL YACIMIENTO MORENCI

2.2.1.2.1 GEOLOGÍA:

- **Publicaciones:** Se revisaron reportes y artículos científicos relevantes sobre la geología del yacimiento Morenci, incluyendo estudios previos y tesis doctorales que aporten conocimiento especializado.

2.2.1.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL:

- **Mapeo estructural:** Se realizó una compilación de datos de fotointerpretación similar a la de Antapaccay que fueron comparadas con mapas geológicos proporcionados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos para comparar las estructuras observadas.

2.2.1.2.3 MINERALÓGICO:

- **Reportes:** Se analizaron informes técnicos que proporcionaron datos sobre la producción, mineralización y características geológicas del yacimiento.

2.2.1.2.4 ALTERACIÓN:

- **Tesis doctoral y papers:** Se consultaron diversas tesis doctorales que ofrecieron información sobre el análisis detallado de las alteraciones hidrotermales en Morenci, enriqueciendo la información obtenida y mejorando el entendimiento del área.

2.2.2 CAMPO

2.2.2.1 CAMPO PARA EL YACIMIENTO DE ANTAPACCAY:

2.2.2.1.1 GEOLOGÍA:

- **Logueo geológico detallado:** Se llevó a cabo un registro exhaustivo de los testigos de perforación, describiendo litología, mineralización, alteraciones y estructuras presentes.
- **Preparación para la visita al campo:** Se preparó equipos e instrumentos necesarios para realizar observaciones en campo, así como organización del transporte.

2.2.2.1.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL:

- **Mapeo:** Se tomaron mediciones geológicas (rumbo y buzamiento) en áreas identificadas previamente mediante fotointerpretación llevando un registro detallado con códigos y puntos GPS.
- **Toma de datos en campo:** Se tomaron fotografías detalladas de zonas distales que incluyen fallas, pliegues y fracturas.

2.2.2.1.3 MINERALÓGICO

- **Recolección de datos en campo:** Se registraron datos relevantes sobre la mineralización observada durante el logueo geológico.
- **Alteración:** Se realizó una descripción de los ensambles de alteración y mineralización en los testigos de perforación diamantina, se considerará aspectos como la textura, relaciones de corte y distribución en el depósito.

2.2.2.2 CAMPO PARA EL YACIMIENTO DE MORENCI:

2.2.2.2.1 GEOLOGÍA:

- Se visitaron zonas adyacentes a la actual mina para describir la litología de las rocas hospedantes.
- **Preparación para la visita al campo:** Se verificó el estado y disposición de todos los equipos e instrumentos para su uso durante la visita al campo.
- **Toma de datos en campo:** Se realizó la toma de fotografías y mediciones geológicas en Morenci siguiendo un protocolo similar al aplicado para la realización de campo en Antapaccay.

2.2.2.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL:

- **Mapeo:** Se realizó la recopilación de fotografías en campo que registren fallas, pliegues y fracturas en Morenci siguiendo un protocolo similar al aplicado en Antapaccay.

2.2.2.2.3 MINERALÓGICO:

- **Mapeo:** Durante esta etapa, se tomaron fotografías de las zonas distales que incluyeron fallas, pliegues y fracturas.
- **Alteración:** Se visitaron zonas distales alrededor de la mina para describir las características de las alteraciones hidrotermales.

2.2.3 POST-CAMPO

2.2.3.1 GEOLOGÍA:

- **Comparación litológica:** Los datos obtenidos del logueo realizado con testigos de perforación de Antapaccay se compararon con las descripciones geológicas encontradas en la literatura sobre Morenci, analizando similitudes y diferencias en litología, estratigrafía, rocas hospedantes y mineralización.

2.2.3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL:

- **Mapeo satelital comparativo:** Las imágenes satelitales obtenidas fueron utilizadas para comparar el contexto tectónico, la arquitectura estructural y los controles ejercidos por fallas en ambos yacimientos para analizar similitudes y diferencias estructurales.

- **Análisis comparativo estructural:** Las secciones litológicas elaboradas para Antapaccay se contrastaron con las secciones litológicas disponibles sobre Morenci para evaluar diferencias o similitudes del comportamiento de la geología estructural de ambos depósitos.

2.2.3.3 MINERALÓGICO:

- **Mineralización y alteración:** Se realizó una comparación de la descripción de asociación mineralógica, los tipos de alteración hidrotermal y estilos de mineralización hipógena y supérgena de Antapaccay y Morenci, considerando su distribución, intensidad, relaciones de sobreimpresión y grado de preservación.

Finalmente, se procedió con la reacción del informe final del trabajo de investigación donde se reunió toda la información adquirida durante toda la metodología de trabajo, así como los resultados, conclusiones y recomendaciones.

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

3.1 MARCO REFERENCIAL

Sillitoe (2010), en el artículo científico **“Porphyry copper systems”**, constituye una referencia fundamental para comprender los sistemas de pórfido de cobre como uno de los tipos de mineralización más extensas dentro de placas convergentes. El autor, dentro de su trabajo maneja a los depósitos porfiriticos como sistemas los cuales incluyen el pórfido central y depósitos asociados como skarn, litocaps, depósitos carbonatados, depósitos epitermales de alta sulfuración y mineralización distal de minerales metálicos. Así mismo explica la estrecha relación de los sistemas porfiriticos con los plutones compuestos emplazados a profundidad vinculados a intrusiones porfiriticas verticales alargadas, donde se encuentran las zonas de alteración hidrotermal alrededor del centro intrusivo, y mineralización diseminada y en venillas. Esta distribución es uno de los rasgos más importantes para el reconocimiento y exploración de los depósitos porfiriticos. También destaca que la alteración potásica suele predominar el núcleo o áreas profundas, hacia la parte superior se destaca las alteraciones filica, argílica y propilítica, destacando la sericitización es más común en los sistemas de pórfido de cobre y molibdeno y la alteración cloritica-sericitica es más característica de los pórfidos de cobre y oro. Además su aporte incluye una amplia explicación sobre la relación entre la profundidad, alteración y la formación de metales, también incluye información sobre la evolución de los sistemas de pórfido de cobre, los cuales pueden evolucionar durante intervalos largos y en diferentes pulsos magmáticos e hidrotermales; debido a eso un mismo distrito puede registrar sobreimpresión de eventos, superposición de estilos mineralógicos y telescopamiento lo que indica la complejidad de muchos yacimientos porfiriticos gigantes y polimetálicos.

3.1.1 ANTECEDENTES INTERNACIONALES

Valencia-Moreno et al. (2006), en el artículo científico **“Características metalogenéticas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial”**, realizan la comparación de los pórfidos cupríferos de México mencionando los sistemas de pórfido cupríferos chileno, ellos indican que durante la transición del Mesozoico al Cenozoico la intensa actividad magmática producida en la Cordillera oeste de Norte América, produjo múltiples emplazamientos de mineralización de pórfidos de cobre que se extendieron hacia el noroeste de México. Esta zona junto a las regiones del suroeste de EE. UU., Arizona y New México, constituyen uno de los depósitos cupríferos más importantes a nivel mundial, que rivalizan en tamaño con los famosos depósitos cupríferos a lo largo de la Cordillera oeste de América del Sur. En México, los depósitos se concentran en el cinturón magmático Laramide (90-40 Ma) con edades entre 75 y 50 Ma. Los depósitos más grandes y mejor preservados se posicionan al noreste de Sonora, Cananea (~30 Mt Cu) y La Caridad (~8 Mt Cu) contienen acumulaciones de recursos metálicos de gran relevancia mundial. La mineralización de cobre está usualmente acompañada de molibdeno, tungsteno y oro cuya distribución está aparentemente asociada a cambios geológicos regionales, se distinguen tres dominios principales: el dominio norte (basamento proterozoico asociado a terrenos Norte América y Caborca) con contenido de cobre, molibdeno y wolframio; hacia el centro (rocas Paleozoicas de cuenca marina profunda subyacidas por las rocas cristalinas del terreno Caborca - terreno Cortés) con mineralización similar al norte; y al sur (secuencias mesozoicas de arco de islas del Terreno Guerrero) con depósitos de cobre y oro de menor tamaño (El Arco y Santo Tomas). Los datos isotópicos de Sr y Nd disponibles indican que los plutones laramídicos en los dominios norte y central contienen firmas más evolucionadas

en comparación con las del dominio sur, lo cual sugiere que el basamento influyo de manera importante en la composición química de los magmas laramídicos, funcionando como un importante control en la distribución espacial de los metales asociados a los sistemas de tipo pórfido cuprífero del noroeste de México. Aunque los metales no están limitados geográficamente, se puede apreciar una predominancia de depósitos de Cu-Mo-W en la parte norte y central del cinturón subyacente por rocas antiguas de afinidad norteamericana, la cual hospeda los depósitos más importantes. Además, existen varias chimeneas brechoides con altas leyes de molibdeno en esta misma porción del cinturón, justo al sur de la región de Cananea y La Caridad, lo cual sugiere un levantamiento tectónico y erosión relativamente mayor. Hacia el sur, en el Terreno Guerrero, los centros mineralizados son menores y menos económicos, extendiéndose hasta Michoacán, Guerrero y Chiapas, aunque con menor potencial minero.

3.1.1 ANTECEDENTES LOCALES Y NACIONALES

Carlotto (2026), en la ponencia titulada “**Herramientas clave en la exploración de yacimientos: Aplicación al Batolito Andahuaylas-Yauri**”, menciona las herramientas clave utilizadas para la exploración de yacimientos incluyen el estudio de las alteraciones hidrotermales, petrología y mineralogía, teledetección, mapeo geológico, geoquímica (elementos guía en pórfidos: oro, molibdeno y cobre; pathfinders: arsénico, antimonio, bismuto, telurio, etc.), mapas de anomalías, relaciones elementales. Los pórfidos de cobre comparten diversas características las cuales condiciona la formación de estos yacimientos. Las características estructurales del Batolito Andahuaylas-Yauri (43-30 Ma) controlado por el sistema de fallas Cusco-Lagunillas y al S la falla Condoroma-Caylloma. Los yacimientos porfiríticos como Antapaccay (Perú) poseen una ley promedio de cobre total (CuT) de entre 0.37% y 0.52%, mientras que el proyecto Resolution Copper (Arizona, EE. UU.) cuenta con una ley superior cercana al 1.52%, superando a Antapaccay. El Yacimiento Resolution se encuentra a más de 1 km de profundidad, además es más del doble de tamaño de Antapaccay. Los descubrimientos realizados a través de la integración de diversos datos como geología, perforación, geoquímica, alteración hidrotermal, etc., como en la mina Resolution, demuestran que los grandes yacimientos de cobre pueden hallarse cubiertos y ocultos a profundidad y a su vez es clave para descubrir nuevos yacimientos de clase mundial. En el caso de Resolution la mineralización es hipógena.

Davies & Williams (2005), en el artículo científico “**The El Galeno and Michiquillay porphyry Cu–Au–Mo deposits: geological descriptions and comparison of Miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Peru**”, analizan en detalle los pórfidos de El Galeno y Michiquillay, ubicados al norte de Perú comparándolos con el complejo porfirítico aurífero Minas Conga, con el objetivo de reconstruir su evolución geológica magmática-hidrotermal, caracterizar alteración hidrotermal y mineralización, y explicar las diferencias y similitudes metalogenéticas entre cada sistema. Los yacimientos ubicados en el departamento de Cajamarca caracterizada por rocas sedimentarias marinas del Cretácico intensamente deformadas e intruidas por múltiples fases magmáticas, la actividad hidrotermal esta relaciona a dos grandes pulsos: el primero durante el Eoceno-Mioceno temprano, asociado a la formación de pórfidos de cobre, oro y molibdeno; el segundo ocurrió durante el Mioceno tardío, asociado a sistemas epitermales; este contexto geológico explica porque dentro de la misma franja se encuentran yacimientos de diferentes estilos de mineralización pero que están genéticamente relacionados. El Galeno se presenta como un yacimiento de pórfido de cobre, oro y molibdeno muestra múltiples fases intrusivas (al menos cuatro: las dos primeras directamente relacionadas a la mineralización

hipógena principal y las dos últimas son más tardías y menos mineralizadas), intensa alteración potásica temprana, varias etapas de mineralización hipógena y una manta de enriquecimiento supergénico de hasta ~120 m; las mayores leyes se asocian a las primeras fases potásicas, cuerpo principal de forma elíptica (NW-SE) depositado en cuarzitas y limonitas, con un fuerte control estructural sobre el emplazamiento. Michiquillay es un sistema de cobre, oro y molibdeno intrusivo que presenta un control estructural marcado, marcado por dos fases, mineralización principal asociada a alteración potásica bien desarrollada en sectores NE y SW, sobreimpresión filica en el núcleo y una clara supergénesis que genero mantos enriquecidos, la distribución de las alteraciones hidrotermales y de la mineralización están fuertemente relacionadas por una falla de rumbo principal de dirección NW. Minas Conga, de la misma edad, es más rica en oro y se asocia a mayor desarrollo de magnetita hidrotermal y condiciones que favorecieron mayor concentración aurífera. El análisis comparativo destaca que, pese a que los tres sistemas tienen edades relativamente cercanas y sus provincias metalogenéticas son similares, las diferencias en litología de la roca huésped, estructura, número y momento de intrusiones, y condiciones de los fluidos explican las variaciones en la mineralización y en la preservación del perfil supergénico.

3.1.1.1 YACIMIENTO ANTAPACCAY

Perelló et al. (2003), en el artículo científico titulado “**Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco Region, Perú**”, indican que el cinturón Andahuaylas-Yauri, caracterizado por 31 depósitos de estilo porfirítico y numerosas ocurrencias de mineralización tipo skarn con magnetita, está estrechamente relacionado con el batolito Andahuaylas-Yauri, un gran cuerpo calco-alcalino formado entre el Eoceno medio y el Oligoceno temprano (~48–32 Ma). Esta región se destaca por sus depósitos de cobre porfirítico, asociados con intrusiones multiperiódicas de composición dacítica y granodiorítica, y alteraciones hidrotermales típicas de los sistemas porfiríticos, como alteraciones potásicas, propilíticas y argílicas avanzadas. La mineralización en el cinturón varía desde depósitos ricos en oro y pobres en molibdeno, hasta sistemas con alto contenido de molibdeno y escaso oro. Los datos geocronológicos muestran que la mineralización porfirítica ocurrió principalmente entre ~40 y 35 Ma, coincidiendo con la colocación del batolito. Las deformaciones estructurales relacionadas con la orogenia Incaica (~40–32 Ma) jugaron un papel importante en la formación del cobre porfirítico, similar a otras regiones de los Andes centrales. Aunque el cinturón carece de un enriquecimiento importante de calcosita supergénica debido a varios factores geológicos y climáticos, las condiciones para su formación pueden darse bajo circunstancias específicas, lo que podría dar lugar a mineralización económicamente viable. Sin embargo, dada la prevalencia de rocas carbonáticas, los principales objetivos de exploración en este cinturón siguen siendo los depósitos de cobre porfiríticos y tipo skarn (Perello et al., 2003).

El artículo científico antes mencionado proporciona información relevante sobre el yacimiento Antapaccay, geológicamente se encuentra en la franja Andahuaylas-Yauri está compuesta principalmente por rocas ígneas plutónicas calco-alcalinas, que incluyen intrusiones de composición dacítica a granodiorítica (Eoceno–Oligoceno), así mismo está presente la Formación Ferrobamba, que contiene rocas carbonatadas asociadas a mineralización de tipo skarn. La evolución magmática dentro del Batolito Andahuaylas-Yauri fue escalonada y corresponde a un conjunto de pulsos magmáticos sucesivos, ha influido en la distribución de la mineralización de los depósitos minerales y está asociada a procesos tectónicos que han afectado las rocas mesozoicas y cenozoicas a través de diferentes fases de deformación que han contribuido a la formación de venillas y vetillas mineralizadas, las fases intermedias coinciden con la primera

mineralización porfírica. En cuanto a la mineralización y alteración, presentan mineralización diseminada, depósitos de tipo pórfido y skarn, siendo el pórfido el principal objetivo de exploración. La mineralización skarn se asocia principalmente con cuerpos carbonatados. Se han encontrado minerales como calcopirita, bornita y molibdenita en estructuras tipo stockwork, en cuanto a la alteración hidrotermal incluyen la alteración potásica, propilítica, cuarzo-sericita, sericita-arcilla-clorita, cálcico-potásica.

López (2010) dentro de la tesis titulada: “**Modelamiento geológico de brechas del pórfido-skarn de Antapaccay. Espinar – Cusco**” menciona que el Proyecto Antapaccay corresponde a un depósito tipo pórfido Skarn de cobre-plata-oro, que se encuentra dentro de la Franja Eocena-Oligocena de Andahuaylas-Yauri. El Batolito Andahuaylas Yauri y la suite Antapaccay son calco-alcalinos con alto contenido de Na-Al-Ca-Sr-V y bajo K-Ti-Y-Yb-Zr y composicionalmente va de gabro hornblenda a través de diorita a granodioritas. El magmatismo asociado con la mineralización porfírica en Antapaccay fue coincidente con un periodo de rápido crecimiento cortical de más de 10km de espesor en menos de 5MA, creando un proto-altiplano con 58 km de espesor en el Eoceno tardío. El Yacimiento de Antapaccay se encuentra en el extremo SE del cinturón Andahuaylas-Yauri cuya diversidad metalogenética fue puesta en evidencia por la presencia del ya conocido yacimiento tipo Skarn de Tintaya (cobre-oro-plata-molibdeno) y el proyecto Las Bambas (cobre-oro-plata-molibdeno) y confirmada por el descubrimiento de nuevos depósitos porfíricos de cobre potencialmente económicos, como son Quechuas (cobre-oro), Los Chancas (cobre-oro-plata-molibdeno), Antilla (cobre-oro), Trapiche (cobre-oro) y Haquira (cobre). La ocurrencia mineral en la zona Antapaccay obedece a datos desde 1935 que se recopilaron por las actividades mineras desarrolladas de la mina Atalaya. La mineralización principalmente está emplazada en rocas intrusivas de composición pórfido cuarzo monzonitas como diseminación, Stockwork, brechas hidrotermales y en contacto con las rocas pre minerales como dioritas y calizas de la Formación Ferrobamba, lutitas calcáreas y limolitas de la Formación Mara, y areniscas de la Formación Soraya (cuarcitas), formando brechas mineralizadas de contacto y Stockwork en sedimentarios. Las mayores leyes de cobre formados por minerales de calcopirita, bonita y calcocita se encuentran en el Skarn que es muy irregular su ocurrencia y en las brechas hidrotermales del mismo pórfido y de contacto con las rocas clásticas (hornfels y cuarcitas). Se han diferenciado diferentes tipos de brechas: brecha magmática hidrotermal (Bx 49), brecha freatomagmática (Bx 15), brecha mineralizada (StockWork), brecha calcárea y brecha Skarn (López, 2010).

El Proyecto de tesis indica que Antapaccay se encuentra en una región geológica dominada por rocas calco-alcalinas que van desde gabro hasta granodiorita. Las intrusiones magmáticas están compuestas principalmente por cuarzo monzonitas y se asocian con mineralización tipo pórfido-skarn. La zona está intruyendo en formaciones sedimentarias mesozoicas como las de Soraya, Mara y Ferrobamba, que incluyen areniscas cuarzosas, lutitas calcáreas y calizas margosas. Dentro de la geología estructura del área está influenciada por sistemas de fallas regionales como Abancay–Andahuaylas–Totos (AAT), Cusco–Lagunillas–Mañazo (CLM) y Urcos-Sicuaní-Ayaviri (USA). Estos sistemas han contribuido a la deformación intensiva y al engrosamiento cortical durante el Eoceno tardío. Los esfuerzos compresivos horizontales han atrapado magmas hidratados en profundidad, favoreciendo la fertilidad metalogénica. Con respecto a las leyes más altas de cobre en Antapaccay están formadas principalmente por minerales como calcopirita, bornita y calcocita. Estos minerales se encuentran concentrados en skarns irregulares y brechas hidrotermales asociadas a rocas intrusivas cuarzo monzoníticas y clásticas como hornfels y

cuarcitas. Dentro del Proyecto Antapaccay no presenta una alteración filica típica debido a condiciones geoquímicas locales específicas. En su lugar, la alteración está más relacionada a procesos hidrotermales asociados a brechas magmáticas-hidrotermales. Esto sugiere que los procesos metalogénicos locales han sido influenciados por factores distintivos que difieren del modelo ideal para depósitos pórfidos. En cuanto a los tipos de mineralización principal en Antapaccay es tipo pórfido-skarn rica en cobre-plata-oro-molibdeno. Se observa diseminación mineralizada, así como stockwork dentro de rocas intrusivas cuarzomonzoníticas. Además, hay brechas hidrotermales mineralizadas tanto dentro del pórfido como en contacto con rocas sedimentarias preexistentes. La presencia destacada de brechas freatomagmáticas también indica un potencial económico significativo debido a su contenido mineralizado elevado.

3.1.1.2 YACIMIENTO MORENCI

Freeport-McMoRan, (n.d.), en el informe técnico “**Technical Report Summary of Mineral Reserves and Mineral Resources for Morenci Mine**”, mencionan que el yacimiento Morenci es un complejo minero a cielo abierto ubicado en el condado de Greenlee, Arizona, y está en producción continua, operando 365 días al año. La propiedad está bajo un convenio no incorporado en el que FCX posee el 72%, mientras que el 28% restante es propiedad de Sumitomo Metal Mining Arizona, Inc. y SMM Morenci, Inc. Las reservas minerales se estiman a partir de un plan de vida útil del yacimiento (LOM), que evalúa los factores modificadores relevantes para convertir los recursos medidos e indicados en reservas probadas y probables, con los recursos inferidos considerados desechos en el plan. Los profesionales de Freeport-McMoRan Inc. (FCX) realizan estudios continuos para optimizar el valor económico y gestionar riesgos, asegurando que las estimaciones de reservas y recursos cumplan con las regulaciones de la SEC y las prácticas de la industria aceptadas.

El informe técnico indica que en un contexto geológico el yacimiento está dominado por un batolito granodiorítico del Cretácico Superior, con intrusiones de monzonita pórfirítica (Paleoceno–Eoceno). Este batolito está asociado con mineralización hipogénica que se encuentra en gran parte en granitos y esquistos proterozoicos, así como en carbonatos y lutitas paleozoicas. La geológica estructural de Morenci presenta dos estilos principales (incluye un sistema de fallas NNE-SSO): el primero es un juego de dilatación sinistral que controla la apertura de “ore shoot”, el segundo estilo incluye fallas oblicuas mineralizadas que se desprenden del sistema de falla principal, generando un patrón estructural tipo “horsetail” en la zona sur. En términos de mineralización y alteración, presenta depósitos diseminados, skarn en carbonatos (Paleozoicos) y vetas en zonas de fallas, incluye minerales como calcopirita, bornita y molibdenita, la alteración hidrotermal presenta alteraciones potásicas y propilíticas. Los datos de data de leyes muestran que contiene aproximadamente 3.2 mil millones de toneladas de mineral, lo que la convierte en uno de los mayores sitios de extracción de cobre en América del Norte.

Enders (2000), en su tesis titulada “**The evolution of supergene enrichment in the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee county, Arizona**”, el trabajo doctoral de Enders, (2000); sugiere que el enriquecimiento supergénico en el distrito de Morenci es geológicamente reciente y está relacionado con la evolución estructural de la región desde el Mioceno medio hasta el presente. La erosión, el tectonismo, y la vulcanismo y sedimentación asociados durante el Terciario jugaron un papel fundamental en la formación y preservación del depósito de cobre porfirítico de Morenci. Aunque se permitió que el enriquecimiento ocurriera antes de la actividad volcánica del Oligoceno, no hay evidencia en las rocas que respalde esta interpretación. La mayoría

del enriquecimiento parece haberse formado durante el Mioceno tardío (aproximadamente de 11 a 7 millones de años atrás), coincidiendo con la extensión de la cuenca y el rango en la región. Los procesos tectónicos y estructurales a todas las escalas son controles clave de los procesos supergénicos, con la migración lateral y enriquecimiento siendo procesos importantes en el distrito de Morenci. Además, las investigaciones microbiológicas y geológicas indican que las bacterias oxidantes de hierro ácido y las bacterias reductoras de sulfato contribuyen al lixiviado y enriquecimiento del cobre en el ambiente supergénico. Los datos de datación de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugieren que estos procesos han estado ocurriendo al menos desde el Mioceno tardío, destacando la influencia de los factores biológicos y geológicos en la mineralización de cobre a lo largo de varios ciclos supergénicos. Además del aporte de Enders, este resalta que a pesar del trabajo realizado en el distrito de Morenci durante los últimos 25 años, aún persisten importantes interrogantes y que el trabajo geológico realizado en el distrito ha proporcionado una base sólida para futuras investigaciones, que se beneficiarán del uso de nuevas tecnologías y metodologías analíticas.

La tesis mencionada indica que el depósito de Morenci se caracteriza por intrusiones ígneas de la era Terciaria, predominantemente monzonitas y dioritas (aproximadamente 55 millones de años), asociadas con la mineralización de cobre y molibdeno y se encuentran en contacto con rocas sedimentarias paleozoicas y proterozoicas. La geología estructural del área está marcada por un sistema de fallas que influye en la distribución de los depósitos minerales, destacando la importancia de estas estructuras en el control del flujo hidrotermal y la mineralización asociada. La mineralización y alteración en Morenci se caracteriza por depósitos diseminados y un notable desarrollo de un manto supergénico rico en calcocita formado a partir de la oxidación y posterior enriquecimiento de los minerales primarios, lo que resulta en una concentración significativa de cobre en las capas superiores del depósito. Además, se identifican venas mineralizadas en zonas de falla que contienen sulfuros primarios, las alteraciones potásicas y propiliticas han modificado las rocas originales, creando zonas enriquecidas donde los minerales primarios han sido reemplazados por minerales secundarios como la calcocita y covelina. Para los datos sobre leyes indica que el depósito presenta mineralización significativa, con concentraciones promedio de cobre que oscilan entre 0.4% y 1% en las zonas enriquecidas, también menciona que el depósito contiene una cantidad considerable de recursos minerales que han sido explotados a lo largo del tiempo, contribuyendo a su estatus como uno de los mayores depósitos pórfidos del mundo.

Schumer et al. (2019), en el artículo científico “**Mineralogical profile of supergene sulfide ore in the Western Copper area, Morenci mine, Arizona**”, es otro estudio ha examinado en detalle la química y las intercrecimientos de los minerales sulfurosos supergénicos en el yacimiento Morenci. Identificando tres texturas principales en los sulfuros: el reemplazo parcial o completo de la calcopirita, el reemplazo parcial de la pirita, y el reemplazo mutuo entre ellos. Las proporciones dominantes de (cobre+hierro y azufre) fueron de 1.80 ± 0.05 , 1.92 ± 0.03 y 1.10 ± 0.05 , siendo más altas en la parte superior de la capa mineralizada y en zonas cercanas a fallas. Los intercrecimientos minerales sugieren que la formación de minerales con altas y bajas proporciones de (cobre+hierro y azufre) está controlada por las concentraciones de Cu^{2+} , Fe^{3+} y Fe^{2+} en las soluciones supergénicas, el grado de acceso a estas soluciones, la ley del mineral hipogénico y la relación entre la pirita y la calcopirita (B. Schumer et al., 2019).

El trabajo de investigación de también menciona que el depósito de Morenci está alojado en un contexto geológico que incluye rocas ígneas intrusivas de la era Terciaria, principalmente monzonitas y dioritas, que se encuentran sobre rocas sedimentarias paleozoicas y proterozoicas;

han creado un sistema de depósitos pórfidos que contiene mineralización de cobre y molibdeno. La estructura geológica del yacimiento está marcada por un sistema de fallas que influye en la distribución de los depósitos minerales, el movimiento de fluidos hidrotermales, facilitando la mineralización en zonas específicas, también observaron patrones de fracturación que han sido cruciales para el control del flujo de estos fluidos y la posterior mineralización. La mineralización en el área occidental del depósito se caracteriza por la presencia de minerales sulfuros supergénicos, principalmente calcocita y bornita, destacando que los intercrecimientos y composiciones de estos minerales son complejas y varían significativamente dentro del depósito a lo largo de un sistema de venas y fracturas; La alteración hidrotermal incluye alteraciones potásicas y propilíticas que han dado lugar a la formación de un manto supergénico enriquecido en cobre, donde se han modificado los minerales primarios a formas más ricas en cobre.

La tesis titulada “**Análisis geológico, estructural y mineralógico comparativo de los pórfidos de cobre de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.), 2025**”, utilizo una revisión crítica de literatura tanto nacional como internacional para proporcionar un marco integral para entender las características geológicas de ambos depósitos de pórfidos. La revisión de la literatura nacional se centró en estudios geológicos locales, informes mineros y cartas geológicas regionales que resalten los procesos de mineralización específicos, los entornos tectónicos y los patrones de alteración del sistema pórfido de Antapaccay. Por otro lado, la revisión internacional incorporó estudios comparativos de depósitos de pórfidos a nivel global, especialmente de Morenci, Arizona, conocido por su mineralización similar de cobre. Este enfoque dual permitió realizar una comparación detallada de las características geológicas, técnicas de exploración y prácticas mineras en ambos sitios, contribuyendo a una comprensión más profunda de los factores que influyen en la formación de los pórfidos y facilitando la identificación de características comunes y diferencias regionales. Al sintetizar el conocimiento existente, la tesis busca llenar vacíos en la comprensión del tema y aportar valiosas perspectivas para futuras estrategias de exploración y minería en ambas regiones.

3.2 MARCO TEÓRICO

3.2.1 GEOLOGÍA DE LOS SISTEMAS PÓRFIDO DE COBRE

Los sistemas pórfido de cobre constituyen grandes volúmenes de roca hidrotermalmente alterada asociados espacial y genéticamente a intrusiones porfiríticas emplazadas en ambientes magmáticos relacionados con zonas de subducción (Figura 3.1). Estos sistemas representan uno de los principales productos metalogenéticos de los arcos magmáticos desarrollados en márgenes convergentes y constituyen la principal fuente mundial de cobre, además de aportar cantidades significativas de molibdeno, oro, plata y otros metales (Sillitoe, 2010).

Los sistemas pórfido se caracterizan por presentar una compleja interacción entre procesos magmáticos, hidrotermales y tectónicos, dando lugar a asociaciones mineralógicas y patrones de alteración hidrotermal distribuidos en amplios volúmenes de roca. Su desarrollo está estrechamente relacionado con plutones compuestos emplazados a profundidades aproximadas entre 5 y 15 km, los cuales actúan como reservorios parentales de los magmas y fluidos mineralizantes (Sillitoe, 2010).

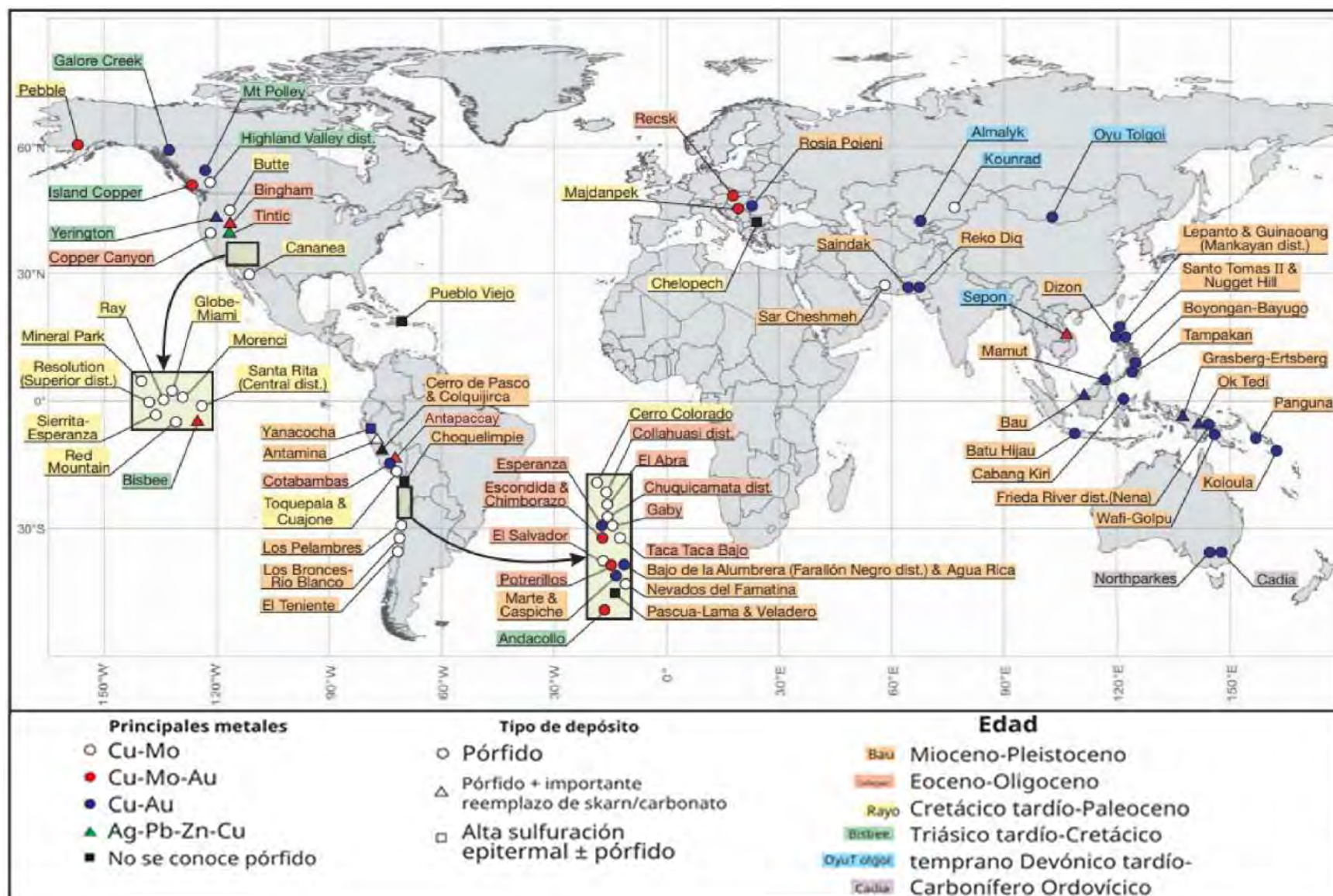


Figura 3.1: Ubicación mundial de los sistemas de pórfido de cobre. Fuente: Sillitoe (2010).

3.2.2 SISTEMAS PÓRFIDO DE COBRE

Los sistemas pórfido de cobre se definen como grandes volúmenes de roca alterada hidrotermalmente, generalmente entre 10 y más de 100 km³, centrados sobre stocks y enjambres de diques porfíricos. Estos sistemas pueden albergar depósitos de pórfido Cu ± Mo ± Au en profundidad y depósitos relacionados como skarns, reemplazamientos carbonatados y mineralización epitermal en posiciones periféricas y superficiales (Sillitoe, 2010).

La alteración y mineralización se distribuyen en forma zonada alrededor de las intrusiones porfíricas, reflejando la evolución progresiva del sistema magmático-hidrotermal. Los sistemas pórfido se desarrollan principalmente en arcos magmáticos asociados a zonas de subducción y muestran una fuerte tendencia a agruparse en cinturones metalogénicos lineales de escala regional (Sillitoe, 2010).

3.2.3 PÓRFIDO DE COBRE

Los depósitos tipo pórfido de cobre corresponden a cuerpos mineralizados asociados a intrusiones porfíricas de composición intermedia a félsica, predominantemente diorítica, cuarzodiorítica, granodiorítica y monzonítica. Las intrusiones relacionadas son de afinidad calcoalcalina, pertenecen a la serie de magnetita y presentan características de magmas tipo I (Sillitoe, 2010).

Los cuerpos mineralizados se emplazan principalmente en stocks verticales, diques o pequeños cuerpos intrusivos de geometría cilíndrica a elongada, donde la mineralización se presenta tanto en forma diseminada como en redes de venillas y brechas magmático-hidrotermales (Sillitoe, 2010).

3.2.3.1 TEMPERATURA

La evolución térmica de los sistemas pórfido comprende un amplio rango de temperaturas, desde superiores a 700 °C durante las etapas iniciales de cristalización magmática hasta menos de 250 °C en las etapas finales de alteración hidrotermal. Las fases tempranas de alteración potásica y mineralización principal se desarrollan a temperaturas elevadas, mientras que las alteraciones sericitica y argílica avanzada se generan durante el enfriamiento progresivo del sistema (Sillitoe, 2010).

3.2.3.2 ESTRUCTURA REGIONAL DE EMPLAZAMIENTO

Los sistemas pórfido de cobre muestran una marcada tendencia a emplazarse en cinturones paralelos a los arcos magmáticos. La localización de los depósitos está fuertemente controlada por fallas regionales, estructuras intra-arco y lineamientos corticales que facilitan el ascenso de magmas y fluidos hidrotermales (Sillitoe, 2010).

Los depósitos pueden disponerse formando agrupamientos o alineamientos controlados estructuralmente, reflejando la influencia de las estructuras profundas sobre la distribución espacial de los sistemas mineralizados (Sillitoe, 2010).

3.2.3.3 ETAPAS DE FORMACIÓN

3.2.3.3.1 ETAPA I: EMPLAZAMIENTO DE PLUTONES PARENTALES

La formación de un sistema pórfido comienza con el emplazamiento de plutones (Figura 3.2) compuestos en la corteza media a superior, los cuales constituyen las cámaras magmáticas parentales responsables de la generación de magmas y fluidos mineralizantes (Sillitoe, 2010).

3.2.3.3.2 ETAPA II: EXSOLUCIÓN DE FLUIDOS MAGMÁTICOS

Durante la cristalización del magma se produce la exsolución de fluidos acuosos ricos en metales, azufre y cloruros. Estos fluidos ascienden desde las cúpulas de los plutones parentales y originan las primeras etapas de alteración potásica y mineralización (Sillitoe, 2010).

3.2.3.3.1 ETAPA III: ENFRIAMIENTO DEL SISTEMA

El enfriamiento progresivo del sistema genera una transición desde fluidos hipersalinos bifásicos hacia fluidos monofásicos de baja a moderada salinidad, responsables del desarrollo de alteraciones clorita-sericita y sericitica (Sillitoe, 2010).

3.2.3.3.2 ETAPA IV: ETAPA TARDÍA Y POSTMINERAL

Las fases finales se caracterizan por el desarrollo de alteraciones argílicas avanzadas, litocapas, brechas freáticas y diatremas, acompañadas por intrusiones tardías generalmente pobres en mineralización económica (Sillitoe, 2010).

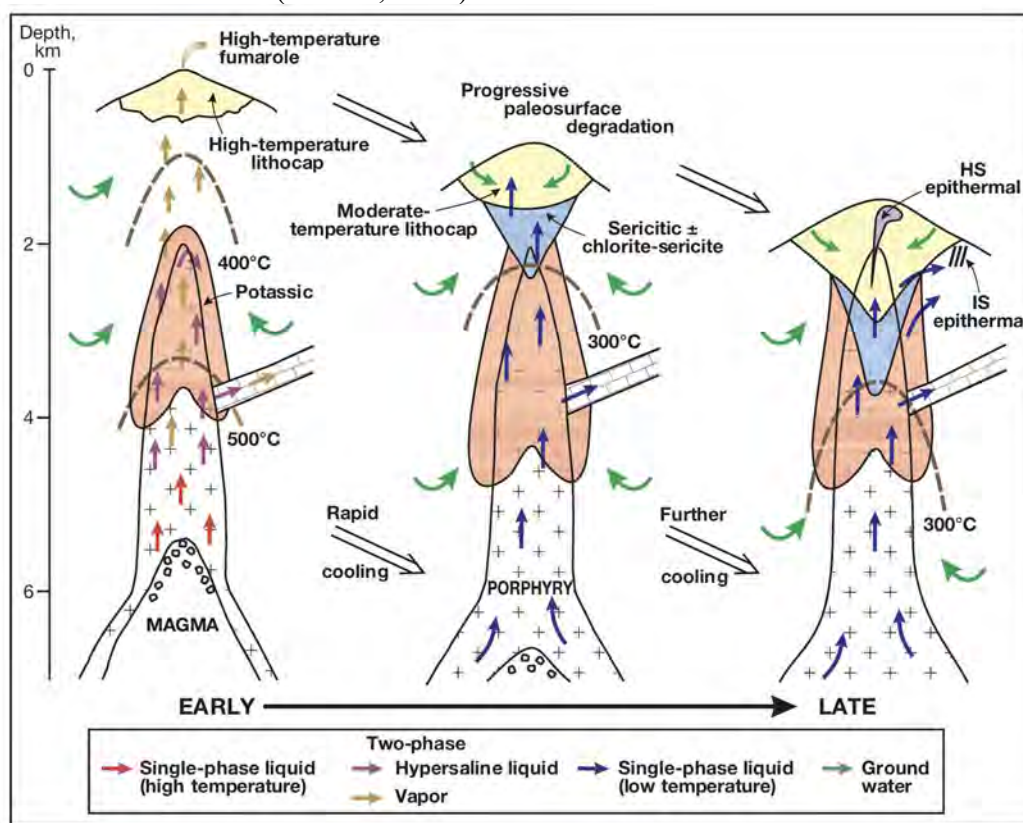


Figura 3.2: Evolución esquemática de un pórfido de cobre telescópico. Muestra el enfriamiento progresivo del magma, el desarrollo secuencial de alteraciones potásica, sericitica y argílica avanzada, y la formación potencial de depósitos epitermales de alta e intermedia sulfuración durante la degradación progresiva de la paleosuperficie. Fuente: Sillitoe (2010).

3.2.4 ESTRUCTURAS EN LOS PÓRFIDOS DE COBRE

3.2.4.1 STOCKWORK

La mineralización de los sistemas pórfido se presenta típicamente en forma de stockworks, definidos como redes densamente distribuidas de venillas mineralizadas (Figura 3.3) que atraviesan tanto a las intrusiones porfiríticas como a las rocas hospedantes. Estas venillas

constituyen uno de los rasgos diagnósticos más importantes de los depósitos pórfido (Sillitoe, 2010).

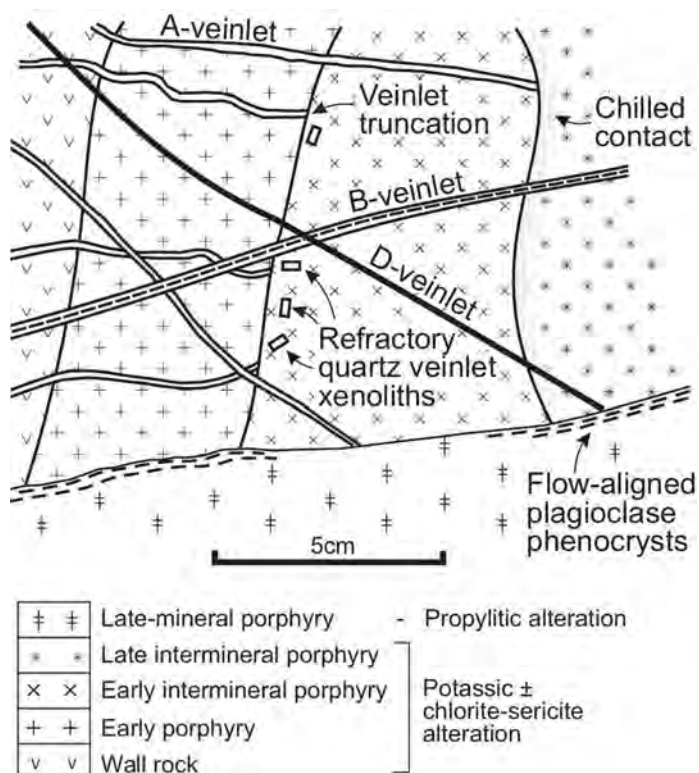


Figura 3.3: Diferentes fases de formación de venillas. Relaciones de corte entre las distintas fases intrusivas y generaciones de venillas en un sistema pórfido de cobre. Fuente: Sillitoe (2000).

3.2.4.2 VENILLAS EN PÓRFIDOS DE COBRE

Los sistemas pórfido contienen diversas generaciones de venillas (Figura 3.4) formadas durante la evolución del sistema hidrotermal.

3.2.4.2.1 VENILLAS TIPO A

Están constituidas por cuarzo con calcopirita ± bornita y se desarrollan principalmente durante la alteración potásica temprana. Presentan formas sinuosas e irregulares y constituyen las venillas mineralizadas más tempranas (Sillitoe, 2010).

3.2.4.2.2 VENILLAS TIPO B

Corresponden a venillas de cuarzo-molibdenita ± calcopirita ± pirita, caracterizadas por contactos rectos y continuos. Son posteriores a las venillas tipo A y representan una etapa transicional de mineralización (Sillitoe, 2010).

3.2.4.2.3 VENILLAS TIPO M

Son venillas tempranas dominadas por magnetita ± actinolitas asociadas a alteración sódico-cálcica profunda (Sillitoe, 2010).

3.2.4.2.4 VENILLAS TIPO EB

Comprenden venillas tempranas ricas en biotita asociadas al desarrollo de la alteración potásica (Sillitoe, 2010).

3.2.4.2.5 *VENILLAS TIPO EDM*

Corresponden a fracturas con halos oscuros ricos en biotita, sericita y feldespato potásico desarrolladas durante las primeras etapas de alteración potásica (Sillitoe, 2010).

3.2.4.2.6 *VENILLAS TIPO D*

Son venillas tardías compuestas por cuarzo-pirita $\pm$ calcopirita con halos de alteración sericitica, frecuentes en depósitos ricos en molibdeno (Sillitoe, 2010).

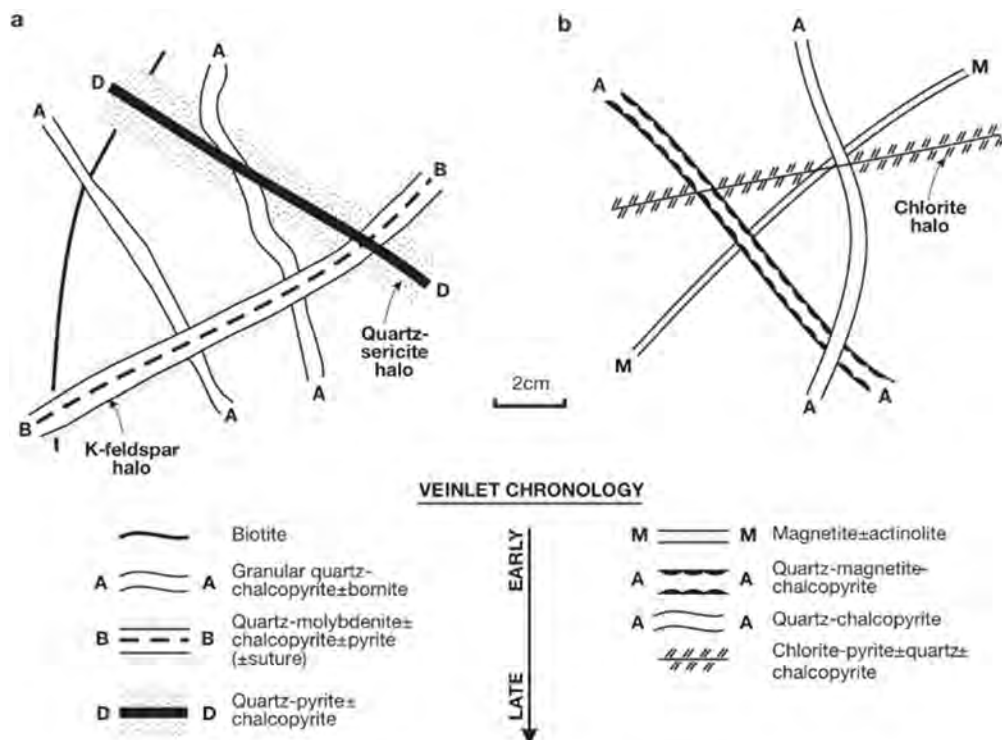


Figura 3.4: Venillas típicas en un pórfido de cobre. Se muestra: a) Depósitos de pórfido cobre-molibdeno con ausencia de venillas de tipos M, A con magnetita y venillas ricas en clorita; b) Depósitos de pórfido cobre-oro asociados con intrusiones calcoalcalinas con ausencia de venillas de tipo B y D. La nomenclatura de venillas se realizó en base. Fuente: Sillitoe (2010).

3.2.4.3 *DIATREMAS*

Las diatremas corresponden a conductos volcánicos generados principalmente por actividad freatomagmática. Generalmente se desarrollan durante las etapas tardías de evolución del sistema y suelen estar asociadas a ambientes epitermales y alteración argílica avanzada (Sillitoe, 2010).

3.2.4.4 *BRECHAS MAGMÁTICO-HIDROTERMALES*

Las brechas magmático-hidrotermales se originan por la liberación de fluidos magmáticos sobrepresurizados. Debido a su elevada permeabilidad, estas brechas pueden constituir importantes zonas de concentración mineral dentro de los depósitos pórfido (Sillitoe, 2010).

3.2.5 *ALTERACIONES HIDROTERMALES*

La alteración hidrotermal (Figura 3.5) en los sistemas pórfido presenta una distribución zonada controlada por la evolución térmica y química de los fluidos.

3.2.5.1 ALTERACIÓN SÓDICO-CÁLCICA

Caracterizada por albita, actinolita, epidota y magnetita, se desarrolla en niveles profundos y generalmente presenta escasa mineralización económica (Sillitoe, 2010).

3.2.5.2 ALTERACIÓN POTÁSICA

Constituye el núcleo del sistema y está caracterizada por feldespato potásico, biotita secundaria, cuarzo y magnetita. Esta alteración alberga la mayor proporción de mineralización económica de cobre y oro (Sillitoe, 2010).

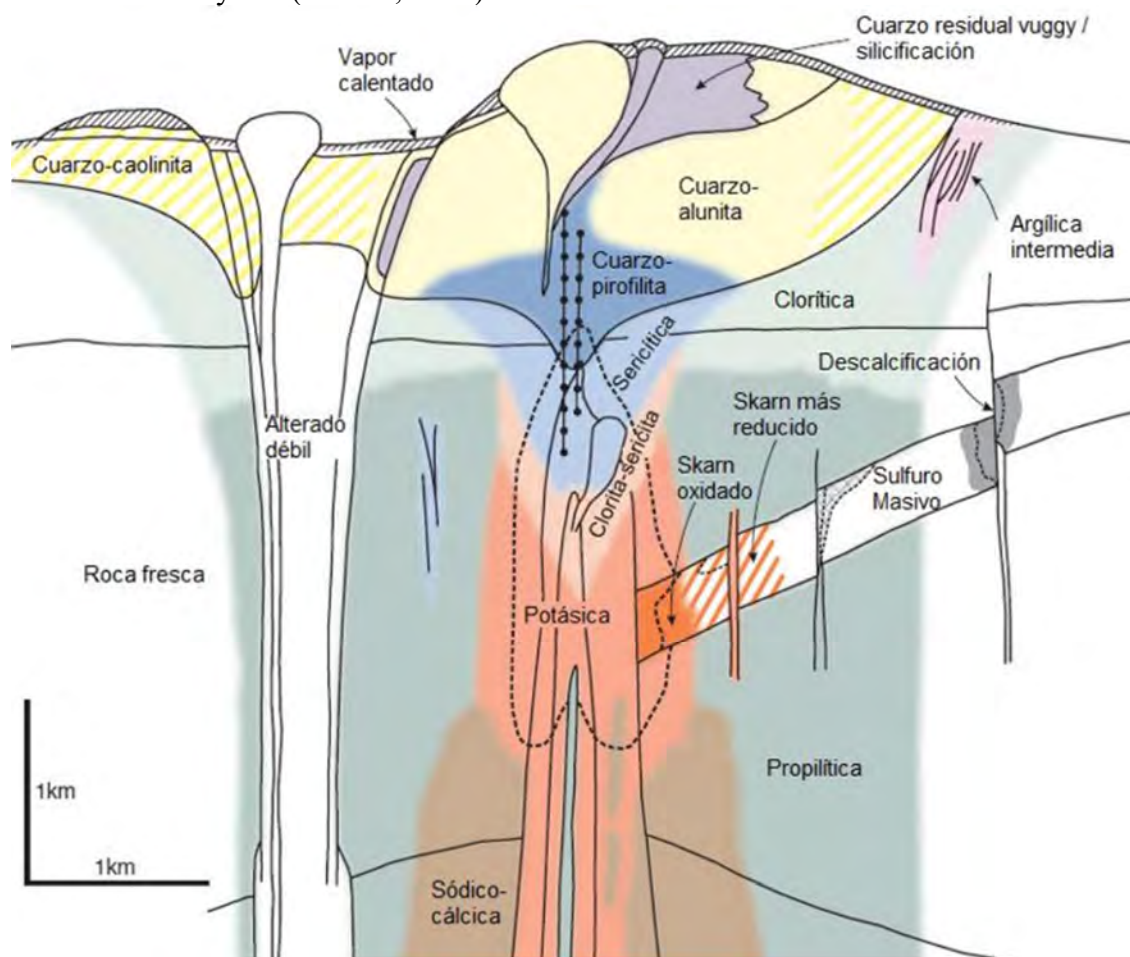


Figura 3.5: Zonación de alteración-mineralización en pórfidos de cobre. Fuente: Sillitoe (2010).

3.2.5.1 ALTERACIÓN PROPILÍTICA

Se desarrolla en las partes periféricas del sistema y contiene clorita, epidota, albita y carbonatos. Generalmente presenta baja ley metálica (Sillitoe, 2010).

3.2.5.2 ALTERACIÓN CLORITA-SERICITA

Se ubica principalmente en las partes superiores del núcleo del depósito y es particularmente común en depósitos ricos en oro (Sillitoe, 2010).

3.2.5.3 ALTERACIÓN SERICÍTICA

Caracterizada por cuarzo-sericita-pirita, se desarrolla sobre la alteración potásica y es especialmente abundante en depósitos ricos en molibdeno (Sillitoe, 2010).

3.2.5.4 ALTERACIÓN ARGÍLICA AVANZADA

Corresponde a ambientes superficiales altamente ácidos y está caracterizada por cuarzo residual, alunita, pirofilita, dickita y caolinita. Formas extensas litocapas sobre los depósitos pórfido (Sillitoe, 2010).

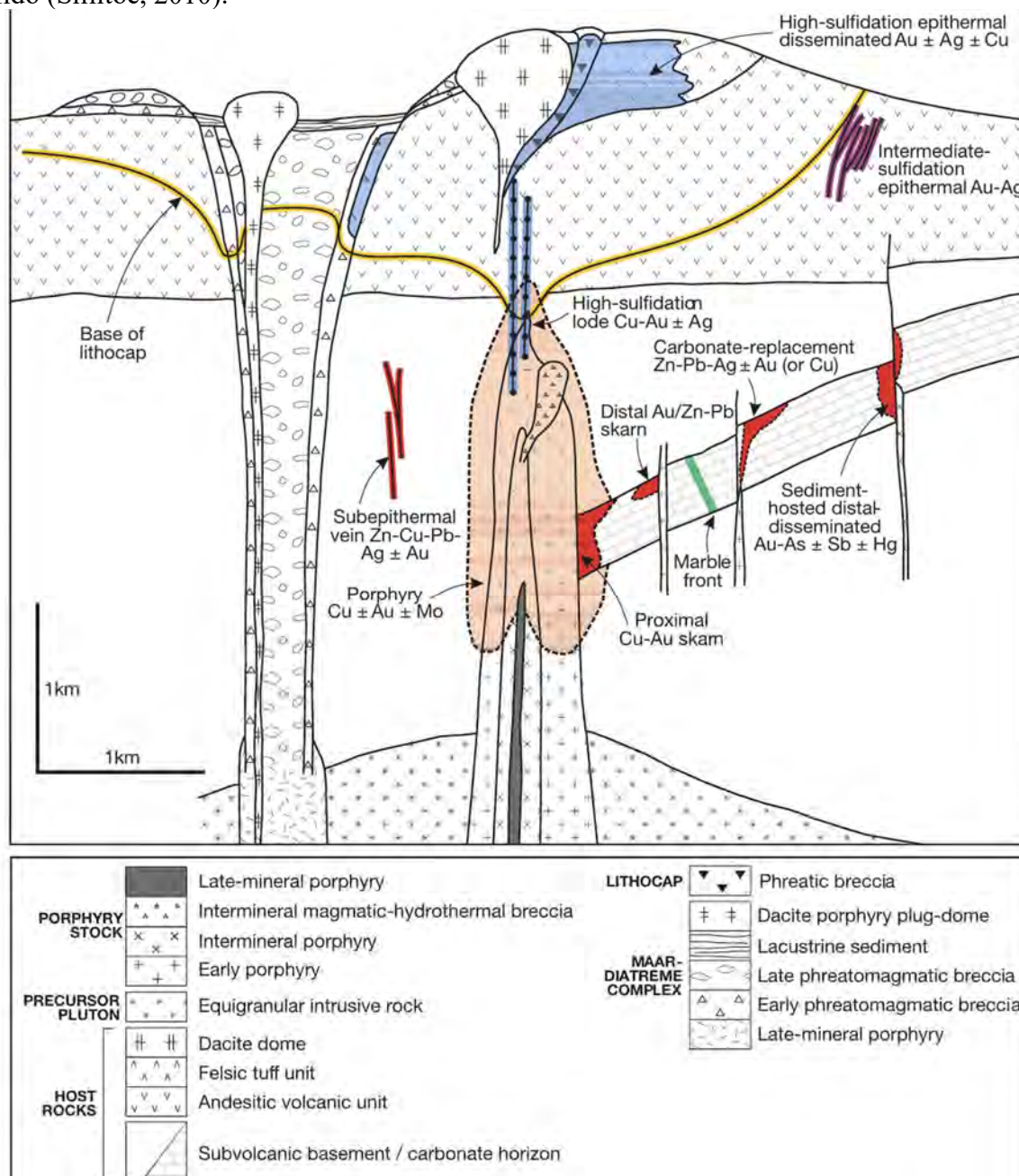


Figura 3.6: Depósitos relacionados a pórfidos de cobre. Fuente: Sillitoe (2010).

3.2.6 GEOMETRÍA DEL CUERPO MINERALIZADO

Los depósitos pórfido presentan geometrías variables, controladas principalmente por la forma de los stocks y complejos de diques hospedantes. Generalmente muestran formas cilíndricas, elongadas o tubulares con extensiones verticales superiores a varios kilómetros (Sillitoe, 2010).

3.2.1.3 ZONA DE SULFUROS HIPÓGENOS

La zona de sulfuros hipógenos corresponde a la mineralización primaria del sistema y está compuesta principalmente por calcopirita, bornita, pirita y molibdenita. La mineralización ocurre en forma diseminada, en stockworks y en brechas magmático-hidrotermales, constituyendo la principal fuente de cobre en los depósitos pórfido (Sillitoe, 2010).

3.2.2 SERIES E ISOFORMAS DE LOS MINERALES

3.2.2.1 GRANATES (NESOSILICATOS)

Forman parte de una serie isomorfa de nesosilicatos (Tabla 3.1 y Figura 3.8) con una fórmula general de $(\text{SiO}_4)_3\text{X}_3\text{Y}_2$, donde $\text{X} = \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$ y $\text{Y} = \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Cr}^{3+}$ y se divide en 2 series principales:

SERIE	MINERALES	FORMULA QUÍMICA	COLOR
Piralspita (Almandínica)	Piropo	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Rojo oscuro
	Almandino	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Rojo/marrón
	Espesartina	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Castaño/rojo
	Grosularia	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Blanco/verde/amarillo
Ugrandita (Andradítica)	Andradita	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	Negro
	Uvarovita	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$	Verde esmeralda

Tabla 3.1: Serie de los granates. Fuente: Elaboración propia.

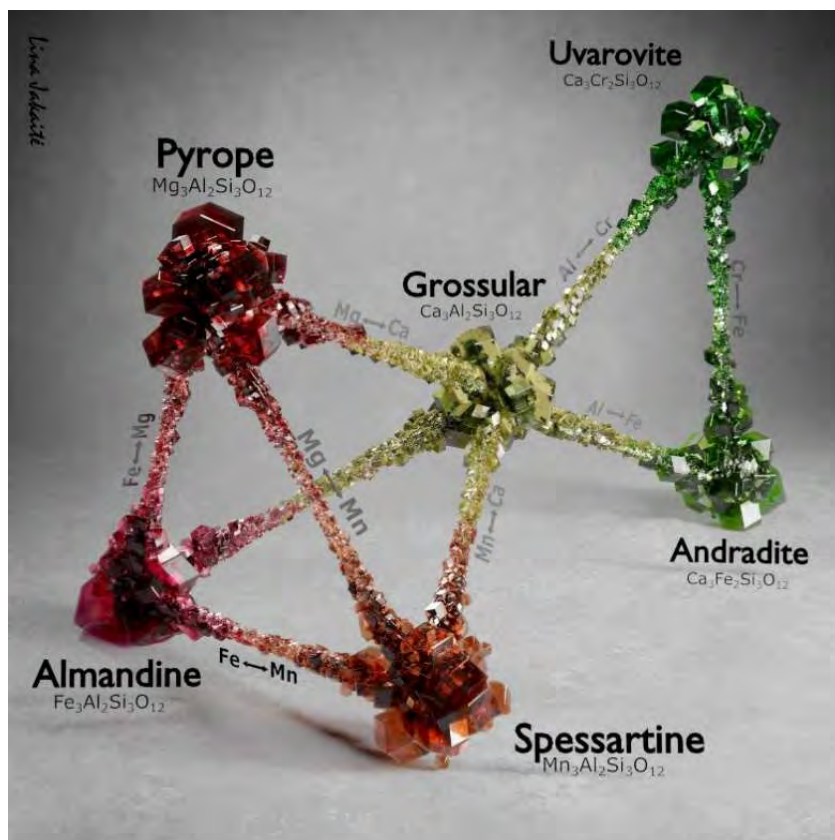


Figura 3.8: Serie de los granates. Fuente: R/geology, Reddit (2019).

3.2.2.2 *PIROXENOS (INOSILICATOS)*

Son inosilicatos de cadena sencilla las cuales cristalizan en el sistema monoclinico (clinopiroxenos) y ortorrómbico (ortopiroxenos) (Tabla 3.2):

SISTEMA	MINERALES	FORMULA QUIMICA	EXTREMO DE SERIE
CLINOPIROXENO (MONOCLÍNICOS)	Diópsido	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Ca-Mg
	Hedenbergita	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	Ca-Fe
	Augita	$(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$	Intermedio
	Jadeíta	$\text{Na}(\text{Al,Fe}^{3+})\text{Si}_2\text{O}_6$	Na-Al
	Egirina	$\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$	Na-Fe
ORTOPIROXENOS (RÓMBICOS)	Enstatita	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	
	Hiperstena	$(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	
	Ortoferrosilita	$\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	

Tabla 3.2: Serie de los piroxenos. Fuente: Elaboración propia.

TIPO DE ALTERACIÓN ² (NOMBRE ALTERNATIVO)	POSICIÓN EN EL SISTEMA (ABUNDANCIA)	MINERALES CLAVE	MINERALES ACCESORIOS POSIBLES	ASOCIACIONES DE SULFUROS PRINCIPALES (MENORES)	DE VETILLAS CONTEMPORÁNEAS (DESIGNACIÓN)	BORDES VETILLAS	DE POTENCIAL ECONÓMICO
Sódico-Cálcica	Zonas profundas, incluso bajo depósitos de pórfido de cobre (poco común)	Albita/Oligoclasa, Actinolita, Magnetita	Diópsido, Epidota, Granate	Típicamente ausente	Magnetita ± Actinolita (Tipo M)	Albita/Oligoclasa	Normalmente estéril, pero localmente portador de mena
Potásica (K-Silicato)	Zonas núcleo de depósitos de pórfido de cobre (ubicua)	Biotita, Feldespato K	Actinolita, Epidota, Sericita, Andalucita, Albita, Carbonato, Turmalina, Magnetita	Pirita-Calcopirita, Calcopirita ± Bornita, Bornita ± Digenita ± Calcosina	Biotita (Tipo EB), Feldespato K, Cuarzo-Biotita-Sericita-Feldespato K-Andalucita-Sulfuros (Tipo EDM/T4), Cuarzo-Sulfuros ± Magnetita (Tipo A), Cuarzo-Molibdenita ± Pirita ± Calcopirita (sutura central; Tipo B)	Tipo EDM con Sericita ± Biotita ± Feldespato K ± Andalucita + Diseminados de Calcopirita ± Bornita; otros ninguno, excepto localmente Feldespato K alrededor de Tipos A y B	Principal contribuyente de mena
Propilítica	Partes marginales de los sistemas, bajo lithocaps (ubicua)	Clorita, Epidota, Albita, Carbonato	Actinolita, Magnetita	Hematita, Pirita (± Esfalerita, Galena)	Pirita, Epidota	—	Estéril, excepto por vetas subepitermales
Clorita-Sericita (Sericita-Arcilla-Clorita [SCC])	Partes superiores de zonas núcleo de pórfido de cobre (común, y particularmente en depósitos ricos en Au)	Clorita, Sericita/Illita, Hematita (Martita, Especularita)	Carbonato, Esmectita	Epidota, Pirita-Calcopirita	Clorita ± Sericita ± Sulfuros	Clorita, Sericita/Illita	Contribuyente común de mena
Sericítica (Fílica)	Partes superiores de depósitos de pórfido de cobre (ubicua, excepto con intrusiones alcalinas)	Cuarzo, Sericita	Pirofilita, Carbonato, Turmalina, Especularita	Pirita ± Calcopirita (Pirita-Enargita ± Tennantita, Pirita-Bornita ± Calcosina, Pirita-Esfalerita)	Cuarzo-Pirita ± otros sulfuros (Tipo D)	Cuarzo-Sericita	Comúnmente estéril, pero puede constituir mena
Argílica Avanzada (Cuarcita secundaria en terminología rusa)	Por encima de depósitos de pórfido de cobre, constituye <i>lithocaps</i> (común)	Cuarzo (parcialmente residual, vuggy), Alunita, Pirofilita, Dickita, Caolinita	Diásporo, Zunyita, Dumortierita, Especularita	Andalucita, Corindón, Topacio, Pirita-Enargita, Pirita-Calcosina, Pirita-Covelina	Pirita-Enargita ± Sulfuros de cobre (incluye vetas)	Cuarzo-Alunita, Cuarzo-Pirofilita/Dickita, Cuarzo-Caolinita	Localmente constituye mena en <i>lithocaps</i> y sus raíces

Tabla 3.3: Características de los tipos alteración-mineralización principales en los pórfidos de cobre. Fuente: Sillitoe (2010).

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

4.1 ESTRATIGRAFÍA

La comparación estratigráfica entre los yacimientos Antapaccay y Morenci permite identificar las principales similitudes y diferencias en la evolución geológica de ambos depósitos, desde las unidades más antiguas hasta los depósitos más recientes. Aunque ambos corresponden a importantes sistemas de pórfidos de cobre, se desarrollaron en contextos geológicos distintos, lo que se refleja en la naturaleza, edad y distribución de sus unidades estratigráficas. En esta sección se comparan las secuencias sedimentarias, volcánicas y los principales eventos geológicos que caracterizan a cada yacimiento, con el propósito de establecer la relación entre su evolución estratigráfica y el desarrollo de la mineralización.

4.1.1 YACIMIENTO ANTAPACCAY

Se ha reconocido o identificado formaciones desde el Cretácico inferior (Figura 4.4) hasta depósitos cuaternarios, la información incluida se basa en los nuevos estudios geológicos realizados por Carlotto (2015) y Carlotto & Cárdenas (2023); de los yacimientos mineros de Tintaya-Antapaccay.

4.1.1.1 FORMACIÓN HUALHUANI O SORAYA (CRETÁCICO INFERIOR)

Se le atribuye la edad de Neocomiano por las correlaciones regionales realizadas con la formación Huancané (Vicente, 1984), también se le conoce como formación Soraya en Apurímac y algunas zonas de Cusco (Pecho, 1981), esta compuestas por areniscas cuarzosas con un espesor de 500m (Figura 4.4). La formación Hualhuani (Benavides, 1962; Vicente, 1981) aflora al noroeste de Antapaccay, a lo largo del anticlinal Quechua y en el núcleo del anticlinal Cayo Huinicunca, según las secciones estratigráficas (Carlotto & Cárdenas, 2024) y sondajes de perforación (Bernabé et al., 2008) se halla en las profundidades de Antapaccay Sur. El medio de depositación sedimentario de la formación pertenece a sistemas deltaicos y fluviales (Klinck et al., 1986).

4.1.1.2 FORMACIÓN MARA O MURCO (CRETÁCICO INFERIOR-SUPERIOR)

En la mayoría de las zonas la formación Mara (Jenks, 1948) se encuentra erosionada por las calizas de la formación Ferrobamba. Se le atribuye una edad de Aptiana (Pecho, 1981), constituida por areniscas rojas y lutitas (Figura 4.1 y Figura 4.4) de depósitos sedimentarios de



Figura 4.1: Lutita metamorfizada a hornfels de biotita-piroxeno, donde se observan relictos de la laminación original. También se aprecia un coágulo de anhidrita. Fuente: Elaboración propia.

medios litorales y lagunares, hacia la parte superior de la formación contiene niveles de yesos y el espesor aproximado es de entre 50m y 100m, esta formación sobreyace a la Formación Hualhuani (Carlotto & Cárdenas, 2024).

4.1.1.3 FORMACIÓN FERROBAMBA (CRETÁCICO INFERIOR-SUPERIOR)

Se le atribuye una edad de Albiano-Tironiano (Cretácico medio) debido a la fauna encontrada en la región (Pecho, 1981), y se correlaciona con la formación Arcurquina presente en Arequipa (Benavides, 1962) y la formación Ayabacas en el Altiplano (Carlotto, 1992; Carlotto et al., 1992), está compuesta por calizas de color gris oscuro de más de 600m de espesor, se presenta como estratos regulares o como brechas calcáreas interestratificadas o no con capas de calizas (Figura 4.2 y Figura 4.4); las brechas son depósitos sinsedimentarios enlazados a la gravedad, producidos como resultado de deslizamientos submarinos antiguos cuando las calizas se encontraban semilitificadas (Carlotto et al., 2006); el origen está relacionado con sinclinales o anticlinales disarmonicos y fallas inversas, la interpretación de estas estructuras han indicado un origen sinsedimentario, lo que indica que la sedimentación y el tectónica compresiva fueron simultaneas (Carlotto et al., 2023).

La Formación Ferrobamba constituye la principal roca caja de los cuerpos intrusivos del Batolito Andahuaylas-Yauri, compuesto por skarn de magnetita y calco-silicatos (Carlier et al., 1989), posee niveles de bancos calcáreos amarillentos, estas calizas son depósitos compactos y masivos (de tipo mudstone y wackstone) con estratificaciones que van desde 0.30m hasta 2m. En algunos casos las calizas se presentan nódulos de chert y agregados de calcedonia-calcita (Carlotto & Cárdenas, 2024), pueden estar bioturbadas con presencia de fósiles marinos en mal estado (Carlotto, 2015).



Figura 4.2: Caliza con venillas de calcita y halos de blanqueamiento (bleaching) por pérdida de materia orgánica debido a la circulación de fluidos hidrotermales. Fuente: Elaboración propia.

4.1.1.4 FORMACIÓN ANTA (EOCENO-OLIGOCENO)

En la zona de estudio la Formación Anta (Carlotto et al., 1996, 2005, 2011) tiene un espesor aproximado de 200m y 300m, se le asigna a una edad entre Eoceno medio y Oligoceno inferior debido a que sobreyace las unidades paleocenas y de acuerdo con dataciones radiométricas las edades varían desde 42 y 29 Ma (Carlotto, 2013; Carlotto et al., 2023), aflora al SE de Tintaya-Antapaccay. Está compuesta por conglomerados con clastos de areniscas provenientes de conos aluviales, intrusivos, calizas y cuarcitas que se encuentran intercalas con areniscas feldespáticas, limolitas rojas y algunas brechas, aglomerados y coladas volcánicas, su espesor regional es de entre 1000m y 2000m (Figura 4.4) (Carlotto, 2013).

4.1.1.5 GRUPO TACAZA (OLIGOCENO SUPERIOR)

La edad esta datada de 24.3 Ma (Klinck et al., 1986) en otras palabras Oligoceno superior, sobreyace en discordancia a la Formación Anta; está conformada por una secuencia volcánica (Figura 4.4) que abarca depósitos de flujos piroclásticos de ceniza volcánica ricas en cristales, con laminaciones de color gris. Este Grupo comprende estudios de las secuencias de los volcánicos Ichocollo (Cerpa et al., 2011). El Grupo Tacaza (Jenks, 1946) tiene un espesor aproximado de 200m.

4.1.1.6 FORMACIÓN YAURI (MIOCENO)

La edad se encuentra desde 22 Ma y 4 Ma, abarcando todo el Mioceno (Cerpa & Meza, 2001; Carlotto et al., 2013; Kar et al., 2016), está formado por conglomerados y areniscas fluviales; lutitas, diatomitas, calizas y yesos lacustres; ceniza volcánica provenientes de las erupciones volcánicas (Figura 4.4) ocurridas en la Cordillera Oriental paralelas a la sedimentación del Grupo (Kar et al., 2016) que se depositaban en la cuenca Descanso-Yauri, este Grupo se divide en tres miembros (A, B y C) (Cerpa & Meza, 2001; Cerpa et al., 2004).

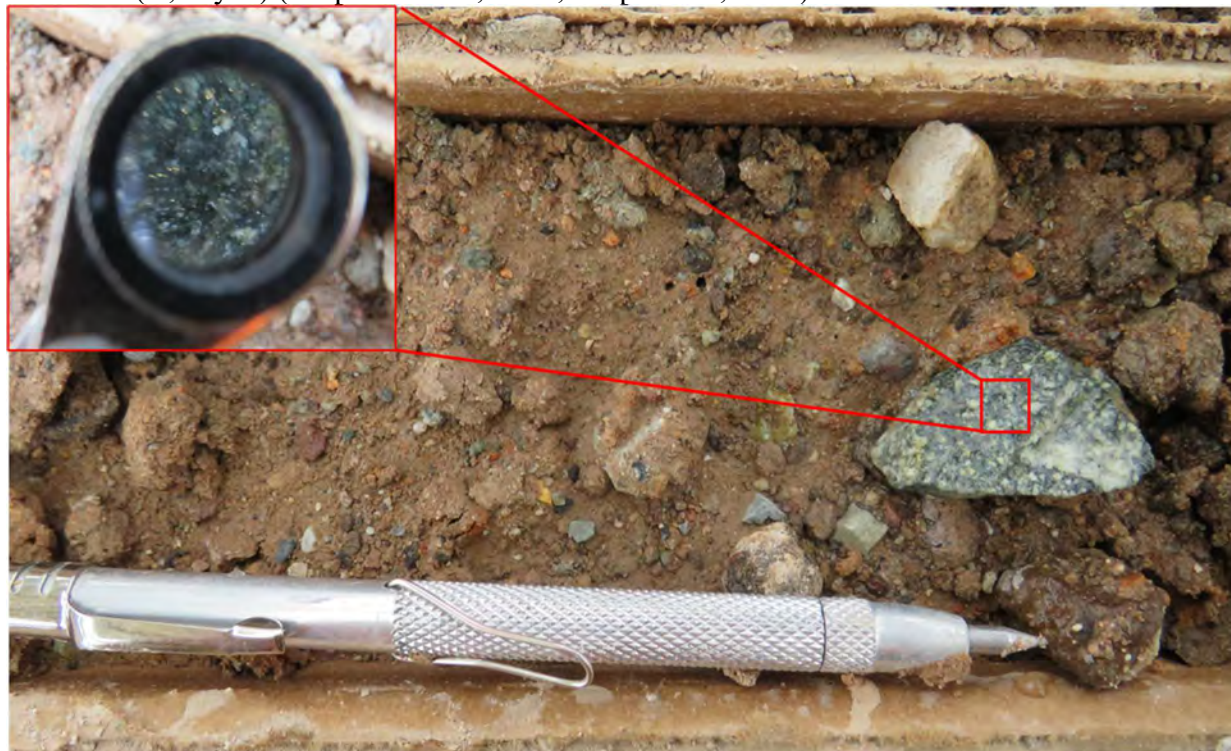


Figura 4.3: Lahar volcánico con clasto con mineralización de calcopirita y pirita de un pórfido diorita no identificado en el yacimiento de Antapaccay.

La formación Yauri contiene dos niveles de rocas volcánicas. La primera Toba Atunhuasi (al norte de Descanso), datan de 18.74 Ma (Boudesseul et al., 2000), son tobas riolíticas subalcalinas que al ser observados en microscopio están constituidas por fenocristales de cuarzo, plagioclasas, sanidinas y biotitas con mineralización de titanio, zircón y apatito empaquetados en una pasta fina (Cerpa & Meza, 2001). La segunda, Toba Yauri (al sur de la cuenca) son riolitas formadas por cuarzos, biotitas, sanidinas, plagioclasas, clastos de piedra pómez y fragmentos líticos, fueron datadas de entre 12.82 Ma, 12.09 Ma y 11.99 Ma (Cerpa & Meza, 2001; Cerpa et al., 2004).

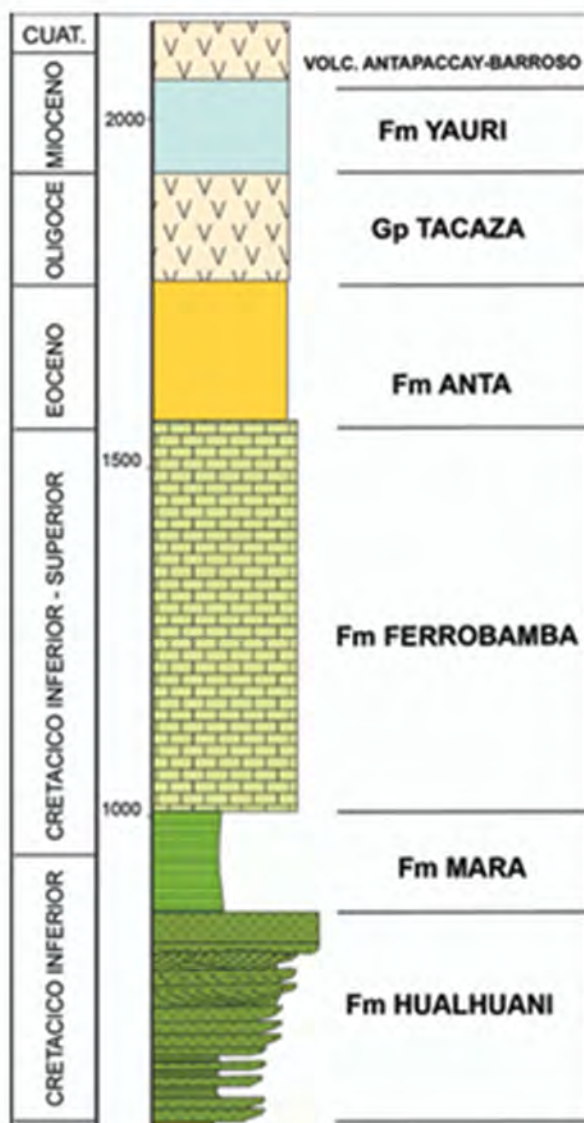


Figura 4.4: Columna Estratigráfica de la zona de Estudio. Fuente: Carlotto (2024).

4.1.1.1 VOLCÁNICOS ANTAPACCAY Y GRUPO BARROSO (MIO-PLIOCENO)

Carlotto & Cárdenas (2024), han denominado así a las rocas volcánicas (Figura 4.4) que afloran al borde norte de la Cordillera Occidental ubicadas al sur de las fallas Antapaccay y Atalaya. Constan de un flujo piroclástico de piedras pómez y cenizas volcánicas con líticos

monomíticos porfíricos, color gris violáceo, intercaladas con flujos de lavas porfíricas de aproximadamente 250m de espesor (INGEMMET, 2013).

4.1.1.2 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

El basamento mineralizado de Antapaccay esta parcialmente cubierto por rellenos cuaternarios conformados por depósitos fluvioglaciares, aluviales y coluviales (De La Cruz, 1995; Lytman et al., 2014). Los depósitos fluvio-aluviales y fluvioglaciares compuestos por gravas, arenas intercaladas con arcillas se encuentran en el cauce de los ríos, principales quebradas (Carlotto & Cárdenas, 2024).

4.2 YACIMIENTO DE MORENCI

La estratigrafía del yacimiento Morenci comprende unidades geológicas que abarcan desde el Paleoproterozoico hasta el Cuaternario. La descripción de estas unidades se basa principalmente en los estudios realizados por Enders (2000), quien documentó la evolución estratigráfica del distrito y las principales litologías que constituyen el marco geológico donde se emplazó el sistema de pórfido de cobre.

4.2.1.1 EL PRECÁMBRICO

El basamento Precámbrico en la región de Morenci está constituido por el Pinal Schist (Figura 4.7 y Figura 4.9), una secuencia de esquistos cuarzo-sericíticos y metacuarcitas, y por intrusivos graníticos a granodioríticos (Figura 4.5 y Figura 4.6). Estas rocas, de edad Paleoproterozoica, representan los cimientos más antiguos de la región y forman la base sobre la cual se depositaron las unidades paleozoicas (Enders, 2000).



Figura 4.5: Intrusivos granodioríticos. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1.2 FORMACIÓN CORONADO (CÁMBRICO)

La Formación Coronado (Figura 4.6) constituye la base de la secuencia paleozoica. Está formado por cuarcitas blancas a rojizas, bien cementadas, con estratificación cruzada y estructuras de oleaje. Se interpreta como depósitos de sistemas litorales y fluviales transgresivos del Cámbrico

inferior. Su espesor promedio es de 76 m y descansa en discordancia sobre el basamento Precámbrico (Enders, 2000).

4.2.1.3 FORMACIÓN LONGFELLOW (ORDOVÍCIO)

La Formación Longfellow (Figura 4.6, Figura 4.7 y Figura 4.9) consiste en aproximadamente 120 m de calizas dolomíticas y margas con intercalaciones arenosas. Su sedimentación ocurrió en ambientes marinos someros de plataforma carbonatada. Localmente, los carbonatos muestran karstificación que permitió el relleno posterior por lutitas cretácicas (Enders, 2000).

4.2.1.4 FORMACIÓN MORENCI (DEVÓNICO)

La Formación Morenci (Figura 4.7 y Figura 4.9) con un espesor de ~80 m, está compuesta por lutitas, areniscas y calizas interestratificadas. Representa un ambiente de plataforma marina abierta durante un episodio transgresivo del Devónico. Su importancia radica en la transición a depósitos más finos y profundos respecto al Ordovícico subyacente (Enders, 2000).

4.2.1.5 FORMACIÓN MODOC (MISSISSIPPIANO)

La Formación Modoc (Figura 4.7 y Figura 4.9) incluye aproximadamente 100 m de calizas grises masivas, en parte dolomitizadas, con abundante fauna fósil marina. Corresponde a un ambiente de plataforma carbonatada estable del Mississippiano. Su contacto superior registra un hiato estratigráfico antes de la depositación cretácica (Enders, 2000).

4.2.1.6 FORMACIÓN PINKARD (CRETÁCICO SUPERIOR)

La Formación Pinkard (Figura 4.9) descansa en discordancia sobre las unidades paleozoicas, con un espesor de hasta 779 m. Se compone de areniscas, lutitas y conglomerados depositados en ambientes continentales y marino-marginales. Las lutitas basales rellenan cavidades kársticas en el Modoc Formation, indicando erosión subaérea previa (Enders, 2000).

4.2.1.7 CLIFTON TUFF (OLIGOCENO, ~34 MA)

El Clifton Tuff (Figura 4.9) es una ignimbrita riolítica masiva, depositada durante el primer pulso volcánico del campo Mogollon–Datil. Aflora en Clifton y en el valle del río San Francisco. Este depósito marcó un cambio importante en el régimen volcánico regional (Enders, 2000).

4.2.1.1 LAVAS ANDESÍTICAS (OLIGOCENO TARDÍO–MIOCENO TEMPRANO, 30–23 MA)

Este paquete volcánico alcanza espesores de hasta 1 km y consiste en coladas de andesitas y basaltos andesíticos (Figura 4.9). Constituye el pulso volcánico más voluminoso de la región y se asocia con la extensión cortical del campo Mogollon–Datil (Enders, 2000).

4.2.1.1 FORMACIÓN GILA (MIOCENO–PLEISTOCENO)

La Formación Gila constituye la unidad sedimentaria más importante del Neógeno–Cuaternario en el distrito Morenci. Su espesor supera los 2 km en la cuenca de Duncan. Se compone de conglomerados polimícticos, areniscas y limolitas con clastos derivados tanto de rocas volcánicas oligoceno–miocenas como de rocas proterozoicas y paleozoicas. Se subdivide en:

- Conglomerado de Midnight Canyon (18–12 Ma): compuesto principalmente por clastos volcánicos (basaltos, andesitas, riolitas).



Figura 4.6: Vista panorámica de la estratigrafía de la zona de Morenci. El granito proterozoico constituye el paleorelieve sobre el cual se depositaron las secuencias sedimentarias paleozoicas, representadas por las formaciones Coronado, Longfellow y Morenci. En la parte inferior de la imagen se observa un intrusivo estéril de edad terciaria que corta dichas unidades estratigráficas. Asimismo, se identifican fallas normales con orientación predominante NW-SE, las cuales desplazan las secuencias sedimentarias. En el sector izquierdo de la fotografía se aprecian los bancos del tajo abierto (Open Pit) de Morenci. Fuente: Elaboración propia.

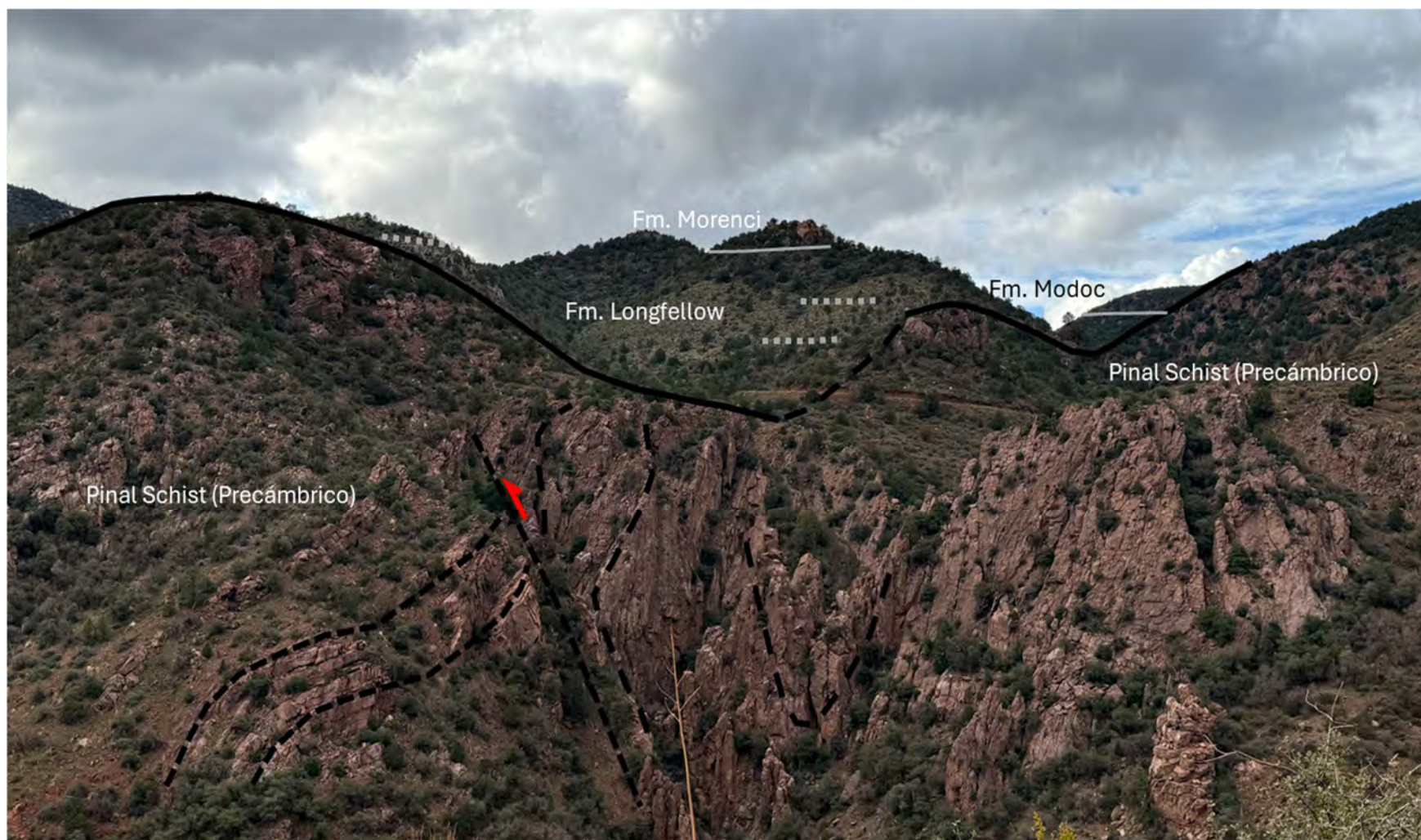


Figura 4.7: Vista Panorámica de la estratigrafía de la zona de Morenci. El Pinal Schist corresponde también al paleorelieve (junto con el granito Proterozoico) sobre el cual se depositaron las secuencias sedimentarias paleozoicas, representadas por las formaciones Coronado, Longfellow, Morenci y Modoc. En la parte inferior de la imagen se observa al Pinal Schist con un fuerte plegamiento y fallamiento y en la parte superior a las Series Paleozoicas sub-horizontales Fuente: Elaboración Propia.

- Unidad de Buzzard Roost Canyon (12–5 Ma): conglomerados con clastos paleozoicos, proterozoicos y fragmentos mineralizados de pórfidos.
- Unidad de Smuggler Canyon (5–1 Ma): depósitos aluviales mal consolidados, con clastos heterogéneos y fragmentos mineralizados (Figura 4.8).

Esta formación refleja la historia de erosión y exhumación progresiva del bloque Morenci, incluyendo el transporte de material mineralizado hacia las cuencas circundantes (Enders, 2000).



Figura 4.8: Conglomerado de la Formación Gila. La figura muestra un conglomerado clasto-soportado perteneciente a la Formación Gila, compuesto por clastos redondeados de rocas volcánicas, intrusivas y calizas. En la parte central de la imagen se observa un clasto de pórfido monzonítico de aproximadamente 10 cm de longitud, el cual presenta alteración argílica supérgena y mineralización secundaria de hematita y goethita relleno de fracturas. Fuente: Elaboración Propia.

4.1 COMPARACIÓN LITOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICO DE ANTAPACCAY-MORENCI

Se ha realizado un análisis comparativo entre los Yacimientos de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.) con datos obtenidos a través de la recopilación de bibliografía existente sobre la litología y estratigrafía (Tabla 4.1) de los depósitos que fueron enriquecidos con datos obtenidos en campo, lo que nos permitió identificar, corroborar y comparar la información existente para posteriormente dar como resultados las similitudes y diferencias entre ambos depósitos.

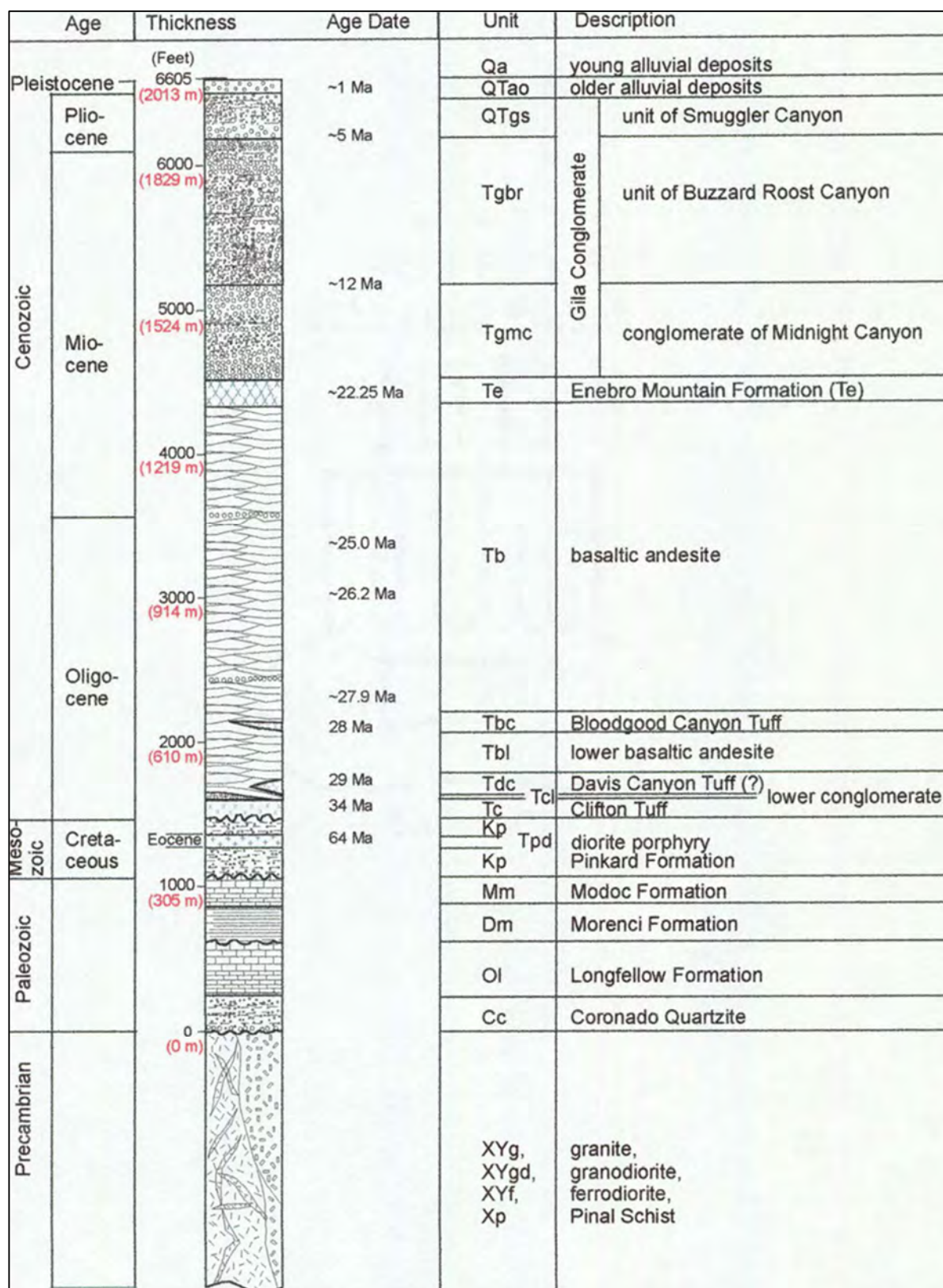


Figura 4.9: Columna estratigráfica compuesta de la sección del río San Francisco, que muestra las principales formaciones y unidades geológicas presentes en el sector occidental del distrito minero de Clifton–Morenci, incluyendo las edades asignadas a cada unidad. Fuente: Enders (2000).

ASPECTO	ANTAPACCAY (CUSCO, PERÚ)	MORENCI (ARIZONA, EE. UU.)	SIMILITUDES/DIFERENCIAS
Edad del basamento	No aflora ampliamente en el área del depósito; las unidades reconocidas inician en el Cretácico Inferior.	Basamento Paleoproterozoico compuesto por Pinal Schist e intrusivos granítico-granodioríticos.	Morenci presenta un basamento mucho más antiguo y expuesto, mientras que en Antapaccay predominan secuencias sedimentarias cretácicas.
Unidad sedimentaria más antigua reconocida	Formación Hualhuani o Soraya (Neocomiano). Areniscas cuarzosas depositadas en sistemas deltaicos y fluviales.	Formación Coronado (Cámbrico). Cuarcitas litorales y fluviales transgresivas.	Ambas contienen unidades siliciclásticas de ambientes continentales a litorales; sin embargo, Morenci registra una historia sedimentaria mucho más extensa.
Secuencias carbonatadas principales	Formación Ferrobamba (>600 m), compuesta por calizas marinas masivas y brechas calcáreas. Constituye la principal roca caja del depósito.	Formaciones Longfellow y Modoc, constituidas por calizas y dolomías depositadas en plataformas marinas someras.	Ambos depósitos contienen secuencias carbonatadas importantes; no obstante, en Antapaccay las calizas constituyen la principal roca hospedante del skarn y pórfido.
Ambiente sedimentario predominante durante el Mesozoico	Predominio de plataformas carbonatadas marinas con episodios litorales y lagunares.	Ambientes marinos someros de plataforma carbonatada y ambientes continentales-marino marginales durante el Cretácico.	Ambos registran sedimentación marina, aunque Antapaccay presenta una mayor continuidad de plataformas carbonatadas.
Presencia de evaporitas	La Formación Mara contiene niveles de yeso hacia la parte superior.	No se reportan evaporitas significativas.	Las evaporitas son características distintivas de Antapaccay.
Depósitos continentales cenozoicos	Formación Anta y Formación Yauri, compuestas por conglomerados, areniscas, limolitas y depósitos lacustres.	Formación Gila, integrada por conglomerados, areniscas y limolitas continentales.	Ambos presentan extensas secuencias continentales post-minerales relacionadas con relleno de cuencas intermontanas.
Actividad volcánica cenozoica	Grupo Tacaza, Formación Yauri y Volcánicos Antapaccay-Barroso; predominan tobas riolíticas, ignimbritas y flujos piroclásticos.	Clifton Tuff e importantes secuencias de lavas andesíticas y basaltos andesíticos.	Ambos presentan volcanismo cenozoico; Antapaccay exhibe mayor abundancia de depósitos piroclásticos, mientras que Morenci presenta extensos paquetes de lavas andesíticas.

Espesor de secuencias volcánicas	Generalmente entre 200 y 250 m en las unidades descritas.	Hasta 1 km en las secuencias andesíticas.	Morenci registra un volcanismo más voluminoso.
Depósitos cuaternarios	Depósitos fluvioglaciares, aluviales y coluviales cubren parcialmente el yacimiento.	Depósitos aluviales asociados principalmente a la Formación Gila y rellenos recientes.	Ambos depósitos presentan coberturas cuaternarias relacionadas con erosión y sedimentación reciente. Esta constituye una de las principales diferencias entre ambos depósitos: Antapaccay es un sistema pórfido-skarn hospedado en carbonatos, mientras que Morenci es predominantemente un pórfido hospedado en rocas ígneas y metamórficas.
Roca hospedante principal de la mineralización	Calizas de la Formación Ferrobamba, donde se desarrollan extensos cuerpos de skarn.	Basamento proterozoico (granitos y Pinal Schist) y localmente unidades sedimentarias paleozoicas.	Morenci posee una historia geológica considerablemente más larga y compleja.
Registro estratigráfico total	Desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario.	Desde el Paleoproterozoico hasta el Cuaternario.	

Tabla 4.1: Cuadro comparativo estratigráfico de los yacimientos de Antapaccay y Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.2 PULSOS MAGMÁTICOS

4.2.1 YACIMIENTO DE ANTAPACCAY

Las rocas intrusivas en el yacimiento de Antapaccay van desde dioritas pre minerales hasta pórfidos monzoníticos intra-minerales y diques post minerales (Figura 4.10).

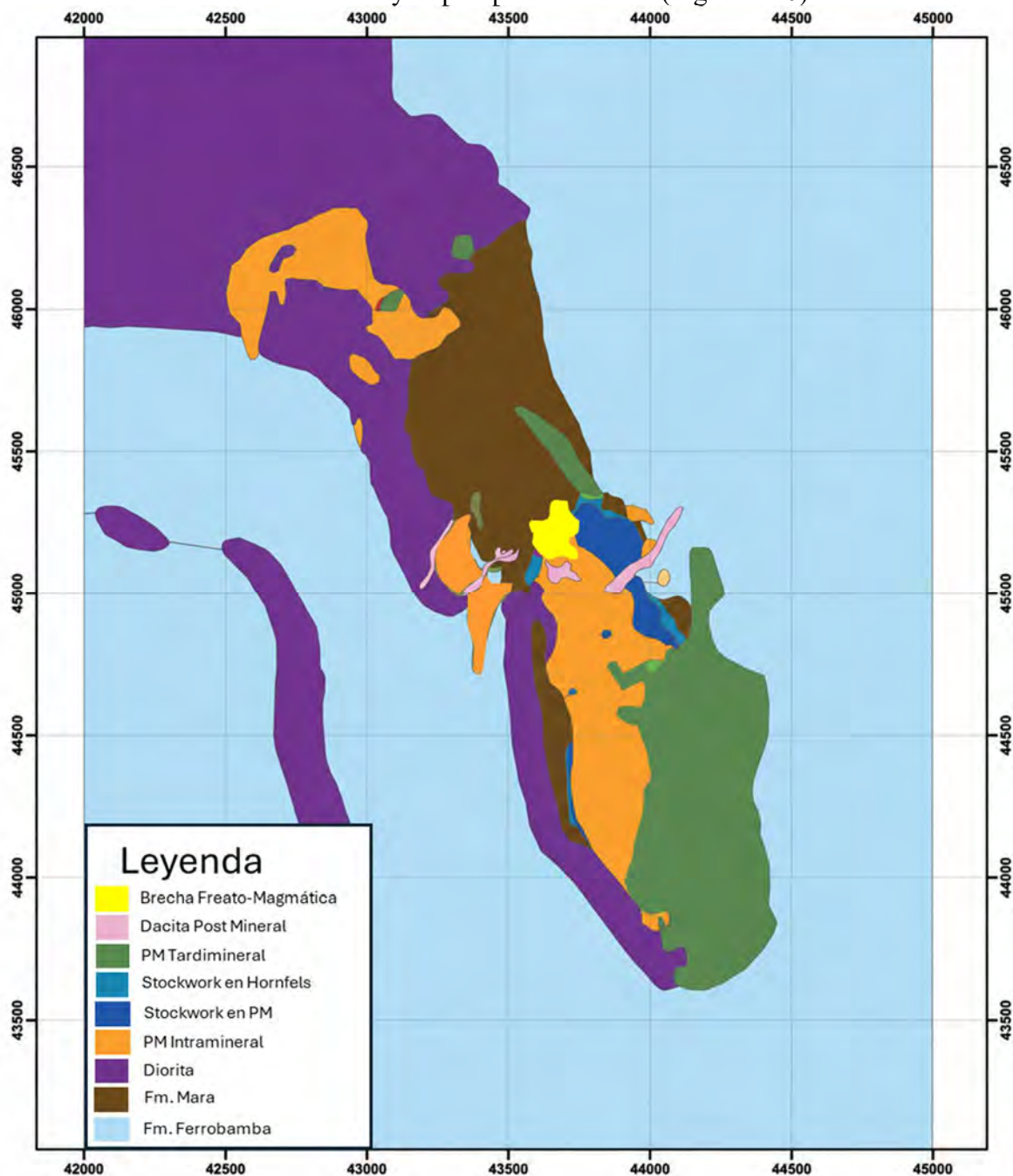


Figura 4.10: Muestra los intrusivos y rocas encajonantes del yacimiento de Antapaccay. Fuente: Xstrata (2009).

4.2.1.1 LA SERIE DE GABRO-DIORITA-CUARZODIORITA-TONALITA

Esta serie constituye más del 50% de las rocas intrusivas del yacimiento Antapaccay (Carlier et al., 1989; Perelló et al., 2003)) está comprendido por gabros, dioritas (Figura 4.18),

cuarzodioritas y tonalitas. Este pulso se formó a 40-35 km de profundidad entre 43-38 Ma (Carlotto et al., 2023), con dataciones eocenas medias-superiores: 40.8 Ma en Tintaya (Reitsma, 2012), 41.5-39.1 Ma en Antapaccay (Jones, 2006; Jones et al., 2007; Bernabé et al., 2008) y 40.4 Ma en Corocohuayco (Chelle-Michou, 2014). Las rocas máficas muestran texturas cumulativas dominadas por plagioclasa cálcica, augita, hiperstena (dos piroxenos principales) y opacos; seguidas en la secuencia de cristalización por hornblenda marrón, biotita y cuarzo, con hornblenda verde producto de la transformación de piroxenos. En el estudio de campo o post campo de Antapaccay hemos descrito dioritas (Figura 4.11) y cuarzodioritas, la augita persiste como relictos en hornblenda verde, asociada a la plagioclasa, biotita, magnetita, esfena, ilmenita y cuarzo (Figura 4.12).

Las tonalitas se distinguen por la presencia de hornblenda verde, biotita, magnetita, esfena, cuarzo y plagioclasa. El análisis geoquímico reveló que forman una serie calcoalcalina de potasio medio, enriquecida en elementos de tierras raras ligeras (LREE) son típicas de magmatismo de arco relacionado a la subducción (Carlier et al., 1989). En contactos con calizas de la Formación Ferrobamba (Cretácico), se desarrollaron skarns de magnetita y calcosilicatos.

En la Figura 4.11 se observa una diorita con textura equigranular de grano fino, la hornblenda está totalmente alterada a clorita (color verdoso) mientras la plagioclasa permanece relativamente fresca. Se observan venillas de cuarzo sinuosas con halos de biotita secundaria que traen mineralización de calcopirita y bornita.



Figura 4.11: Diorita mineralizada en la zona norte de Antapaccay con venillas de cuarzo con halos de biotita secundaria. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1.2 STOCK PORFIRITICO MINERALIZANTE EN ANTAPACCAY

El pulso porfirítico mineralizante en Antapaccay sur presenta una dirección NNW a SSW, mientras el pulso mineralizante en Antapaccay Norte es cilíndrico sin una dirección aparente. Presenta fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda verde, magnetita y esfena, con cuarzo corroído; la pasta es microgranular de cuarzo, ortosa y oligoclasa. Contienen xenolitos de rocas sedimentarias, intrusivos antiguos y skarns. Geoquímicamente son rocas calcoalcalinas con contenido medio de potasio medio con enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE) (Carlier et al., 1989).

Las mineralizaciones en Antapaccay Norte/Sur son pórfidos monzoníticos/monzodioríticos fechado en 35.5 Ma (Jones et al., 2007; Bernabé et al., 2008), Atalaya de edad 36.1 Ma (Bernabé et al., 2011).

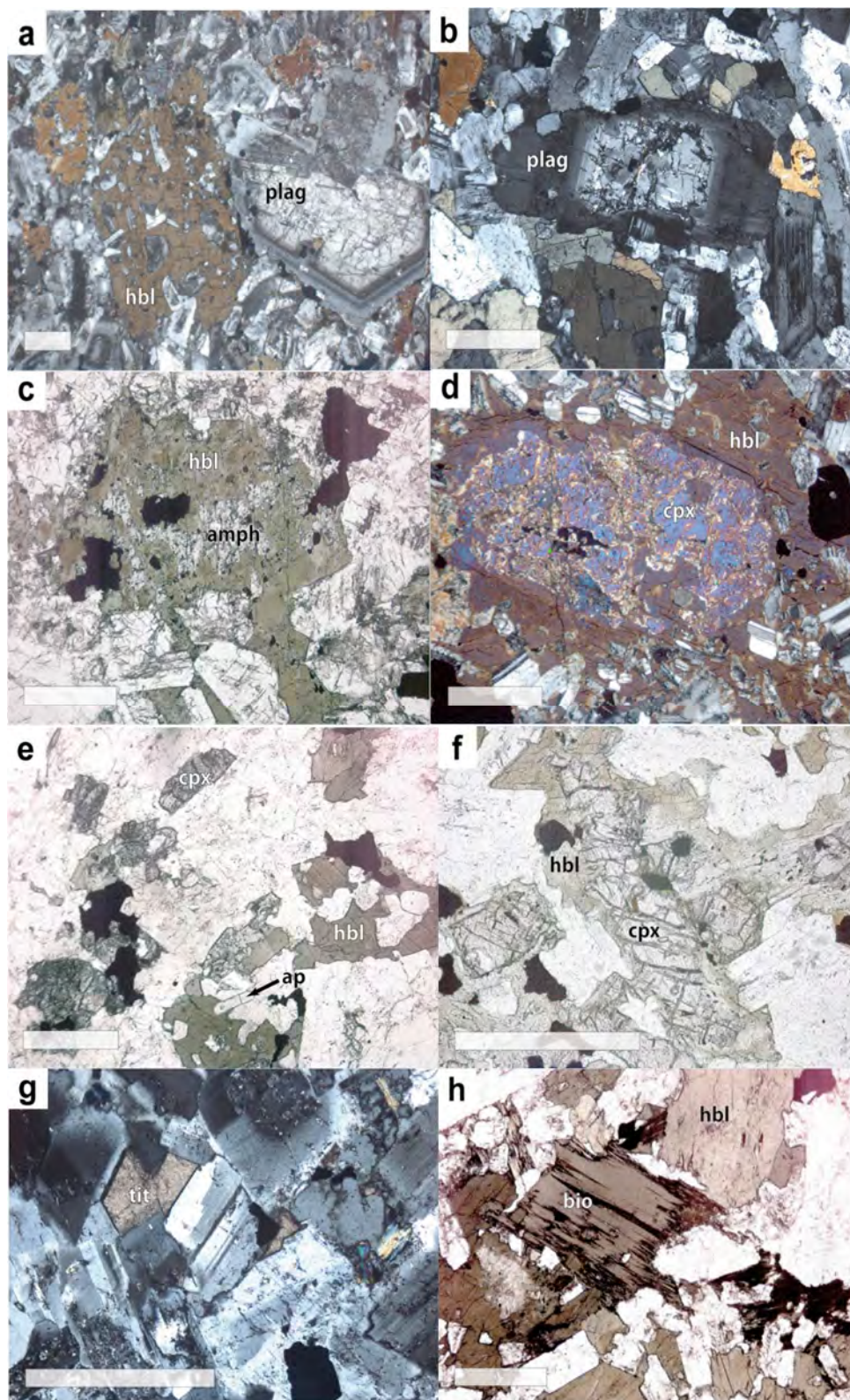


Figura 4.12: Microfotografía de diorita pre mineral vista microscópica con nicoles cruzados y paralelos de la zona de Antapaccay. Fuente: Compañía Minera Antapaccay.

La Figura 4.13 presenta un intrusivo monzonítico intramineral (Figura 4.18) de textura porfirítica, caracterizado por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa inmersos en una matriz microcristalina. Las plagioclasas presentan una distribución bimodal, con una población de cristales de aproximadamente 2–3 mm y otra menor a 1 mm. En la parte superior de la muestra se observa una fractura tardía rellena por calcita. Este pórfido constituye la principal unidad mineralizante del yacimiento de Antapaccay. Asimismo, se reconoce una alteración potásica selectiva, evidenciada por la presencia de biotita secundaria diseminada en la matriz y reemplazando minerales máficos primarios, así como por la presencia de magnetita secundaria en venillas.

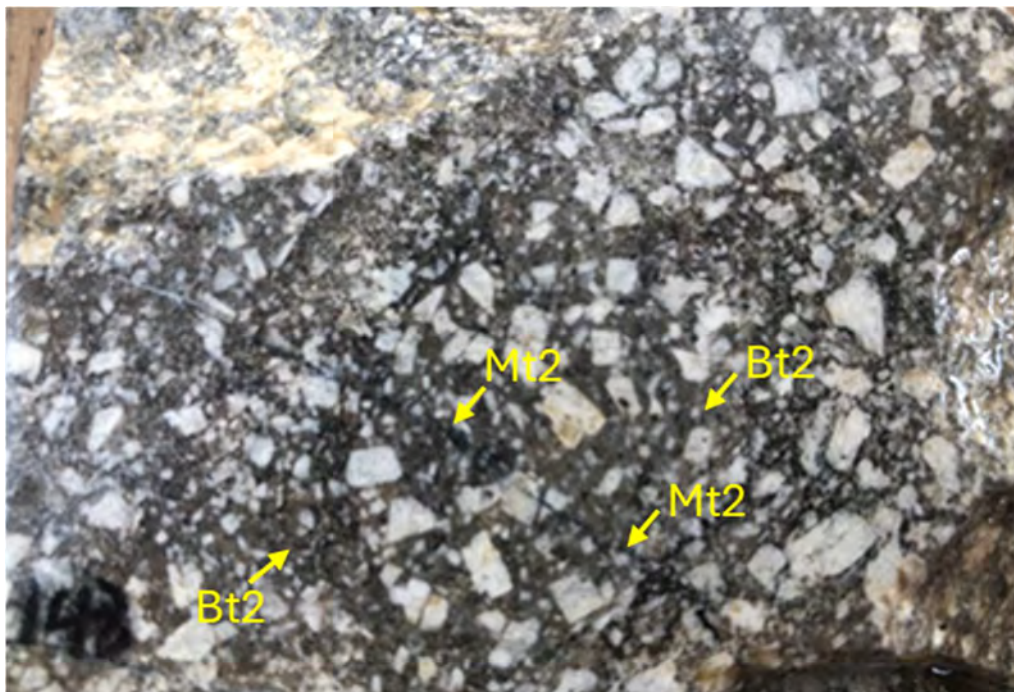


Figura 4.13: Pórfido monzonita intramineral mineralizante en Antapaccay, con textura bimodal porfirítica y alteración potásica de biotita secundaria y venillas de magnetita. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1.3 EL STOCK DE PÓRFIDO MONZONÍTICO TARDÍO

El tercer pulso magmático es un stock pórfido monzonítico (Figura 4.14) presenta alteración clorítica avanzada asociada a pirita, recortando diques del segundo evento (Carlier et al., 1989). Presenta fenocristales agilizados de plagioclasa, hornblenda y opacos en pasta microgranular cuarzo-feldespática; geoquímicamente se trata de rocas calcoalcalinas con contenido medio de potasio (Carlier et al., 1989). Ha sido datado en 34.5 Ma (Carlier & Bonhomme, inédito), por correlación con los intrusivos tardíos andesíticos de aportantes de la mineralización de Antapaccay (Jones et al., 2007) y con los diques subvolcanicos riodacíticos emplazados después en Coroccohuayco, datados en 35.2 Ma (Chelle-Michou et al., 2014), en un régimen de recarga magmática episódica.

La Figura 4.14 muestra al intrusivo tardimineral de composición monzonítica con textura porfirítica seriada, caracterizada por fenocristales de diferentes tamaños. Los fenocristales de plagioclasa son predominantemente subhedrales a anhedrales y se encuentran inmersos en una matriz microcristalina. Los minerales máficos primarios, principalmente biotita y hornblenda, han sido completamente reemplazados por clorita, evidenciando una intensa alteración clorítica. En la

parte superior izquierda de la muestra se observan venillas de feldespato potásico, las cuales indican la presencia de una alteración potásica temprana posteriormente sobreimpuesta por alteración clorítica. La pirita se presenta como diseminaciones finas, principalmente asociada al reemplazo de minerales ferromagnesianos.

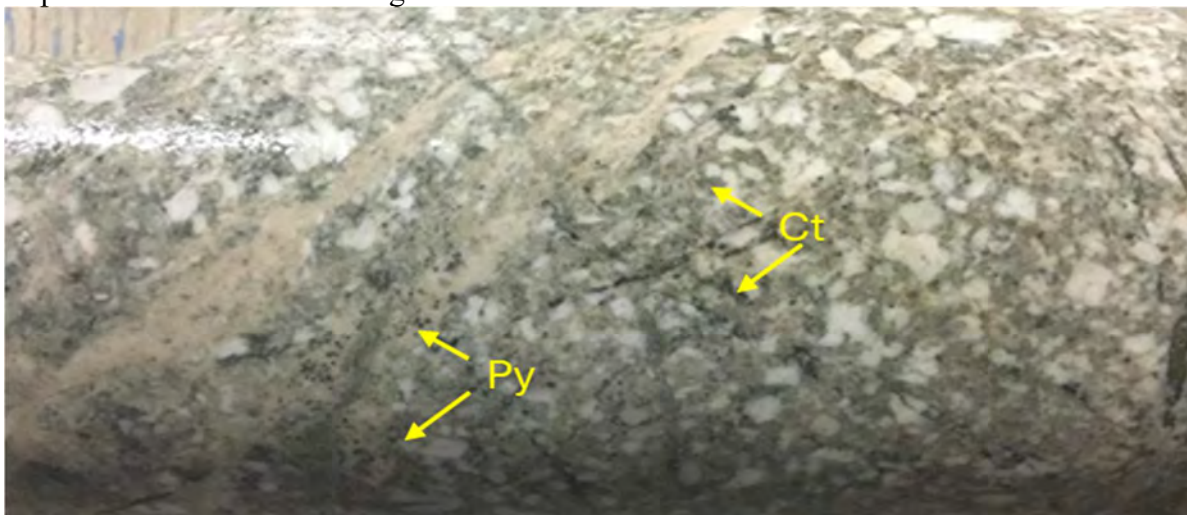


Figura 4.14: Pórfido monzonita tardi-mineral con alteración clorítica con venillas y diseminación de pirita. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1.4 DIQUES DE DACITA

Es un stock pórfido dacítico (Figura 4.15) emplazado al suroeste de Tintaya, con rocas porfíricas frescas: fenocristales de plagioclasa zonada (oligoclasa), hornblenda verde y minerales opacos en pasta cuarzo-feldespática finamente cristalizada. Varios diques de dacitas NE-SO cortan el pórfido cuarzomonzonítico de Tintaya (Carlier et al., 1989). Geoquímicamente son rocas calcoalcalinas de medio potasio, enriquecidas en LREE con una anomalía positiva de Eu (Carlier et al., 1989).

La Figura 4.15 muestra al dique postmineral (Figura 4.18) de composición dacítica y textura porfírica, caracterizado por fenocristales subhedrales de plagioclasa, biotita laminar, escasa hornblenda acicular y ojos de cuarzo, inmersos en una matriz microcristalina. La roca no presenta evidencias significativas de alteración hidrotermal y se encuentra prácticamente fresca, lo que sugiere su emplazamiento posterior a los principales eventos mineralizantes e hidrotermales del yacimiento.

4.2.1.5 LA SERIE DE MONZOGABROS Y BASALTOS ALCALINOS

El quinto y último pulso se caracteriza por la introducción de rocas alcalinas, son diques de monzogabros (Cerro Huancaruma) de edades entre 30.0 y 27.5 Ma (Carlotto, 1998, 2002) y diques basálticos alcalinos tardíos (Figura 4.16 y Figura 4.18)(Coroccohuayco) datados en 26.6 Ma (Chelle-Michou et al., 2015). Las rocas están compuestas por plagioclasa, augita, hornblenda verde, biotita, magnetita y apatito; el cuarzo y K-feldespato intersticiales, la ortosa se transforma en poikilitica en monzogabros. Geoquímicamente se trata de rocas alcalina-potásicas provenientes de fuentes profundas de la corteza, ligadas al sistema de fallas Cusco-Lagunillas (Carlier et al., 1996; Carlotto, 2002, 2013; Carlotto et al., 2023).

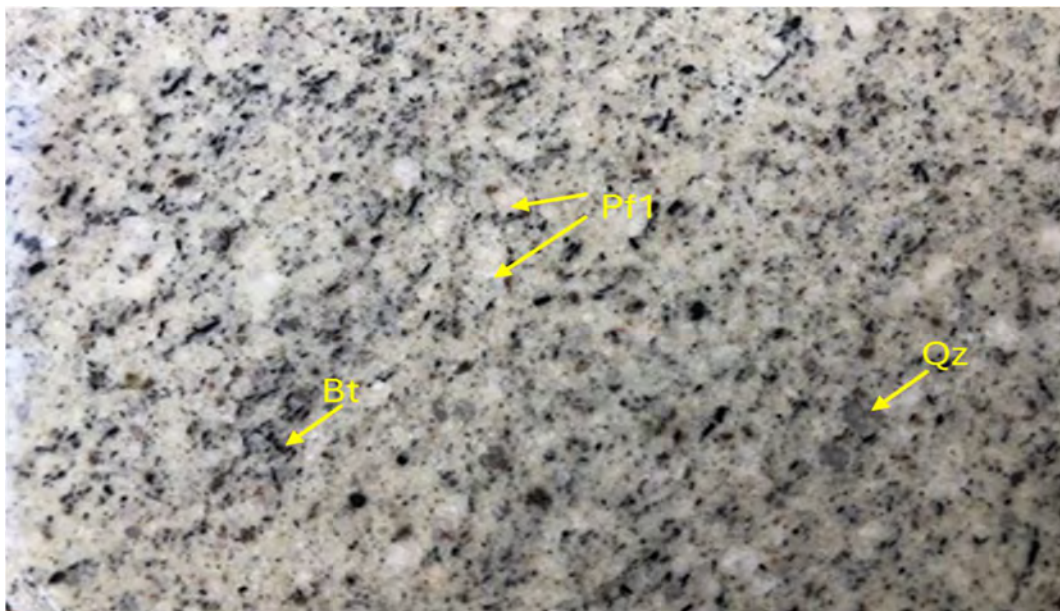


Figura 4.15: Dique de dacita con textura porfirítica seriada con fenocristales de biotita acicular y ojos de cuarzo. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.16 presenta al dique andesítico de textura afanítica, caracterizado por una matriz de color oscuro que contiene abundantes vesículas irregulares rellenas por calcita (amígdalas). La presencia de estas estructuras vesiculares sugiere una rápida descompresión y desgasificación del magma durante su emplazamiento en niveles corticales someros. Esta andesita representa uno de los últimos eventos magmáticos reconocidos en el distrito de Morenci.



Figura 4.16: Andesita con textura afanítica con amígdalas rellenas de calcita. Fuente: Elaboración propia.

4.2.1.1 BRECHA FREATO-MAGMATICA

Un cuerpo de brecha freatomagmática (Figura 4.17 y Figura 4.18) se localiza en el sector norte del cuerpo mineralizado correspondiente a la zona sur del yacimiento. Esta brecha está compuesta por una matriz de polvo de roca alterado a clorita y contiene clastos subangulosos a subredondeados de hornfels, diorita, mármol, pórfido intramineral y fragmentos de stockwork.

Cuando predominan los clastos de pórfido intramineral y stockwork, la brecha puede presentar leyes de cobre superiores a 0.5 %, debido a la mineralización asociada a estos fragmentos.

La Figura 4.17 muestra a la brecha freatomagmática compuesta por clastos subangulosos a angulosos de diferentes litologías, entre las que se reconocen stockworks mineralizados con bornita y calcopirita, mármol y diorita. La composición de los clastos depende de las unidades litológicas atravesadas por la brecha; por ejemplo, cuando esta se emplaza en contacto con los sedimentos de la Formación Mara, predominan clastos de hornfels. La mineralización se encuentra principalmente contenida en los clastos, mientras que la matriz está constituida predominantemente por harina de roca estéril sin mineralización significativa. En la muestra se observa una estructura estratificada, evidenciada por la orientación y disposición de los fragmentos, lo que sugiere un flujo y depositación sucesiva de la brecha durante su emplazamiento.

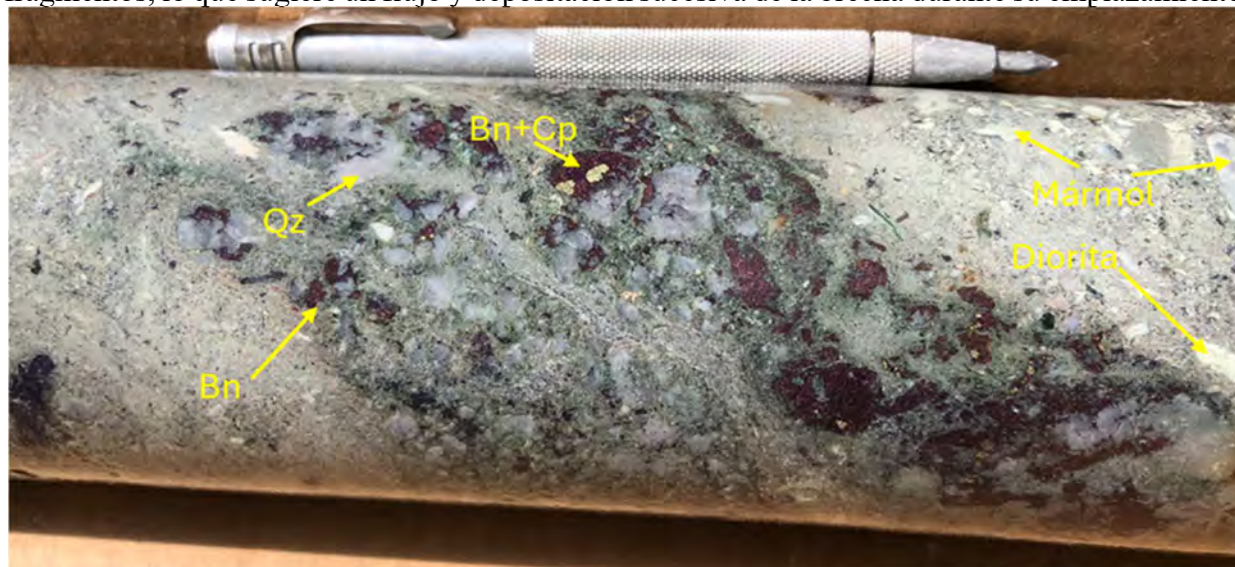


Figura 4.17: Brecha Freato-magmática con matriz de polvo de roca y clastos mineralizados de stockwork mármol y diorita. Fuente: Elaboración propia.

4.2.2 YACIMIENTO DE MORENCI

Las rocas intrusivas del yacimiento de Morenci varían desde Dioritas porfíricas hasta Monzonitas porfíricas (Figura 4.20).

4.2.2.1 DIORITA PORFÍRICA (~64 MA)

La diorita (Figura 4.19) porfírica es de color gris oscuro a verdoso, con textura porfídica. Contiene aproximadamente 45–50 % de plagioclasa, 15–20 % de hornblenda, 10–15 % de biotita, y accesorios de apatita, titanita, magnetita. Los fenocristales de plagioclasa (hasta 4 mm) están parcialmente alterados a sericita y epidota. (Enders, 2000).

Su textura sugiere un enfriamiento moderado en un ambiente subvolcánico. Localmente muestra metamorfismo de contacto (hornfels) en el contacto con las calizas de Longfellow, y desarrollo de skarn calc-silicatado con granate andradita–grossularia y piroxeno diopsídico. Los contenidos de sulfuros primarios son muy bajos (<0.1 % cobre total) y se restringen a trazas de pirita diseminada. (Enders, 2000).



Figura 4.18: Relaciones de Corte de las Rocas en Antapaccay. Foto del Tajo Sur de Antapaccay el cual muestra las rocas principales del yacimiento. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.19 muestra una diorita porfirítica pre-mineral de grano fino, caracterizada por fenocristales aislados de plagioclasa y hornblenda inmersos en una matriz fanerítica fina. La hornblenda se encuentra completamente reemplazada por clorita, indicando la presencia de alteración clorítica. La muestra fue colectada aproximadamente a 2 km del actual tajo.



Figura 4.19: Diorita porfirítica de grano fino con plagioclasas aisladas, con alteración clorítica. Fuente: Elaboración propia.

4.2.2.1 MONZONITA PORFIRITICA (~56–55 MA)

Es una roca de color gris claro, con textura porfídica marcada: 30–35 % de fenocristales de plagioclasa, 15–20 % de feldespato potásico, en algunos casos se observa ojos de cuarzo con menos de 5%, 5–7 % de biotita primaria (Figura 4.22), y trazas de anfíbol y magnetita (Figura 4.21) (Enders, 2000).

La alteración hidrotermal es muy intensa, con desarrollo de sericita fina que reemplaza totalmente a las plagioclasas y cuarzo microgranular secundario que sustituye la matriz. En zonas mineralizadas, la roca contiene entre 1.5 y 3.5 % de pirita, 0.15–0.25 % de calcopirita, y menores cantidades de esfalerita, molibdenita y bornita. (Enders, 2000).

El stockwork de vetillas cuarzo asociado se distribuye radialmente con densidad de 0.2 a 1 vetilla/cm². Las vetas contienen cuarzo, sericita, pirita y calcopirita, con halos de sericitización intensa y cloritización marginal. (Enders, 2000).

La Figura 4.21 muestra una monzonita porfirítica seriada de grano medio a fino con fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa inmersos en una matriz microcristalina. La muestra presenta una alteración hidrotermal incipiente.

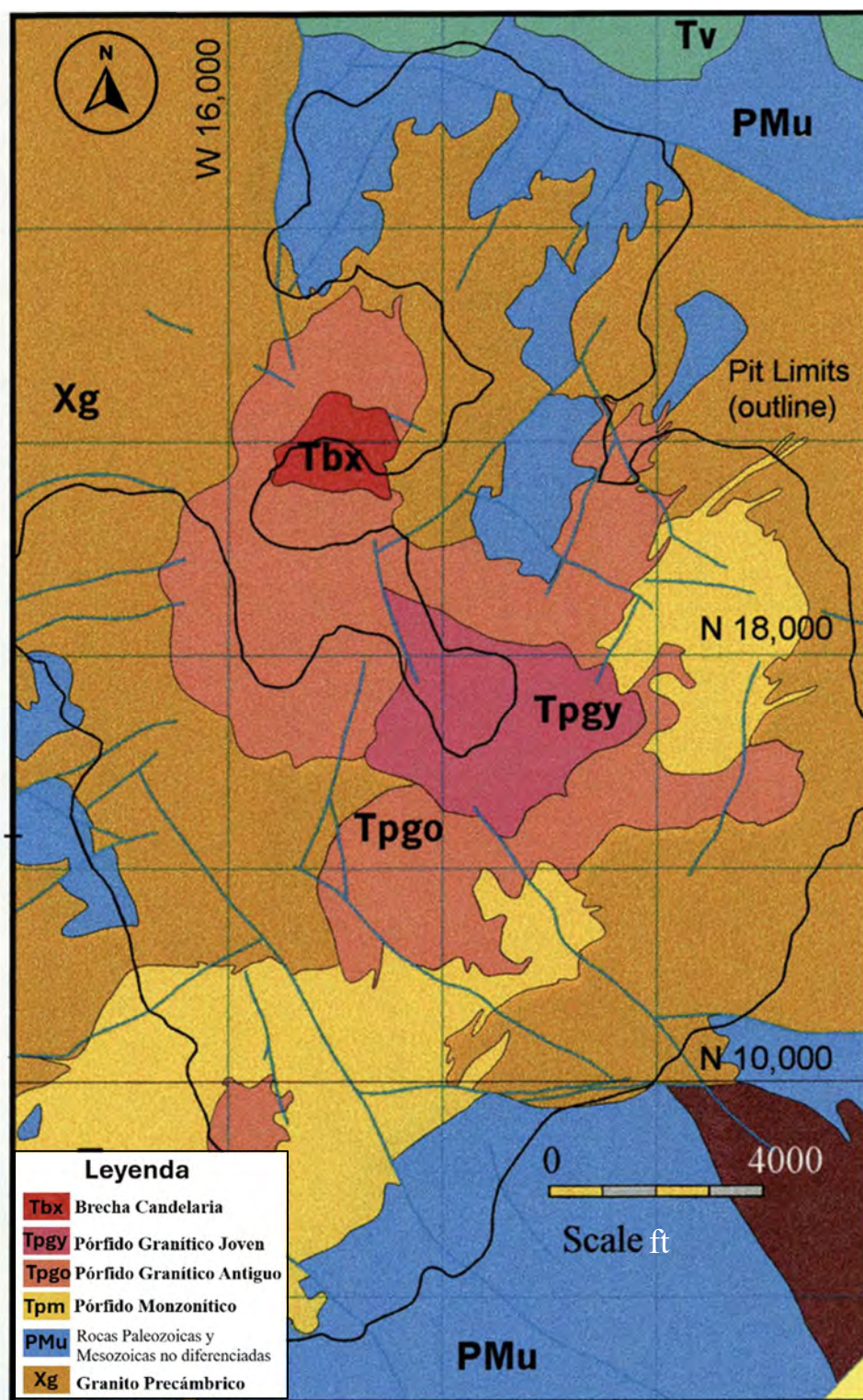


Figura 4.20: Mapa Geológico del Yacimiento de Morenci. Rocas hospedantes del depósito de Morenci. Xg = Granito Precámbrico, PMu = Rocas Paleozoicas y Mesozoicas no diferenciadas, Tpm = Pórfido Monzonítico, Tpgo = Pórfido Granítico Antiguo, Tpgy = Pórfido Granítico Joven, Tbx = Brecha Candelaria, Tv = Rocas volcánicas del Terciario medio no diferenciadas. Fuente: Enders (2000).



Figura 4.21: Monzonita porfírica de textura seriada de grano medio a fino con libros de biotita. Fuente: Dpto. Geología Morenci.

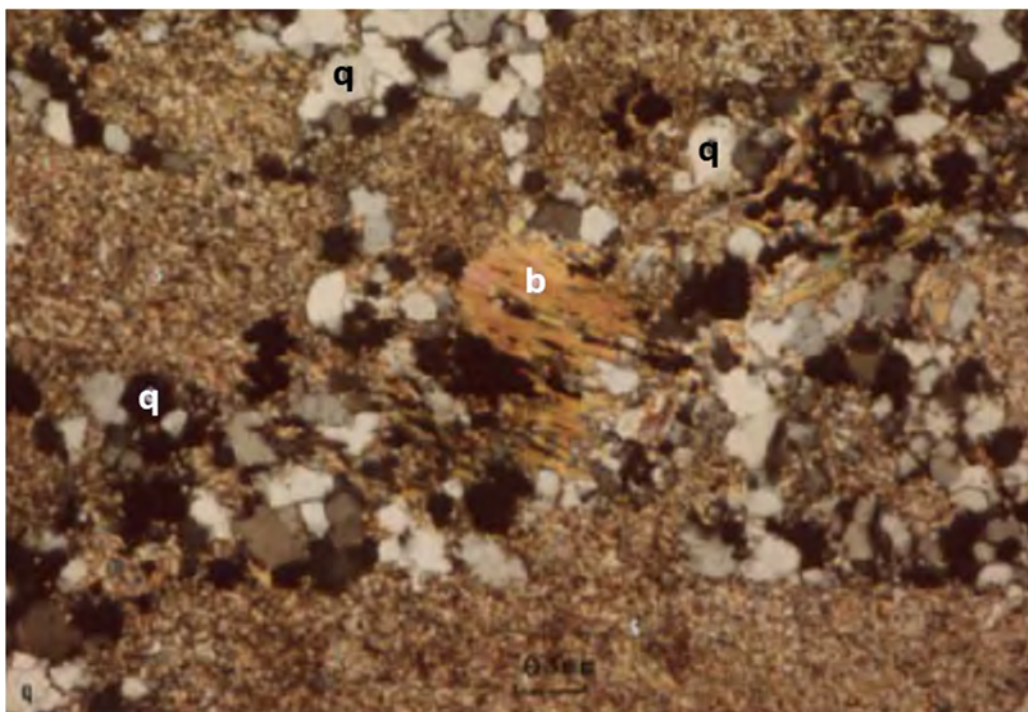


Figura 4.22: Microfotografía de monzonita Porfírica. Muestra feldespatos sericitizados (s) y parcialmente una biotita cloritizada (b). Fuente: Obtenido de Bennett (1975).

4.2.2.1 GRANITO PORFIRÍTICO ANTIGUO Y JOVEN (~55–54 MA)

El Granito Porfírico Antiguo (Figura 4.23 y Figura 4.24) es una intrusión porfírica félsica ampliamente distribuida en el distrito Morenci–Metcalf, y constituye el pórfido intramineral sobre la cual se desarrolló la alteración principal. Se caracteriza por fenocristales

anhedrales de cuarzo de 3–5 mm y fenocristales euhedrales a subhedrales de ortoclasa y plagioclasa de 1–2 mm, con biotita como accesorio. Estos cristales están contenidos en una matriz microcristalina de cuarzo, ortoclasa y albita. (Bennett, 1975).

La unidad muestra un grado variable de sericitización, especialmente en feldespatos, y está intensamente cortada por vetillas de cuarzo producto de la etapa de alteración potásica principal. (Bennett, 1975).

La Figura 4.23 muestra al Granito porfirítico antiguo con textura porfirítica de grano fino seriado. Se observan fenocristales de 1mm a 2mm de plagioclasa y otros aislados de 3mm a 4mm en menor cantidad, fenocristales de cuarzo ("ojos de cuarzo") de hasta aproximadamente 1 cm de longitud, algunos de los cuales conservan su hábito bipiramidal, como el cristal ubicado en la parte inferior derecha de la muestra (Qz1). La roca presenta una alteración potásica de intensidad moderada a fuerte, caracterizada por el reemplazo de la matriz y de algunos cristales de plagioclasa por feldespato potásico secundario (KF2). Asimismo, se observan venillas sinuosas de cuarzo tipo A (Qz2), las cuales cortan la roca y son consistentes con un evento temprano de mineralización asociado al sistema pórfido.

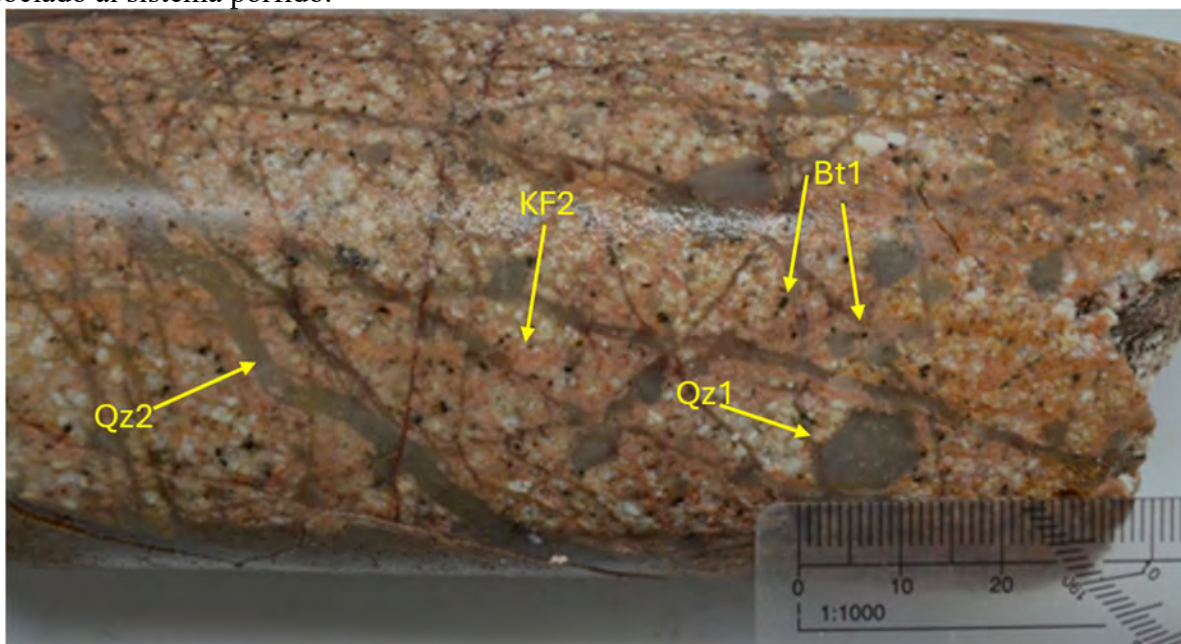


Figura 4.23: Granito Porfirítico Antiguo con fenocristales de cuarzo y venillas sinuosas Tipo A. Fuente: Dpto. Geología Morenci.

El Granito Porfirítico Joven (Figura 4.25 y Figura 4.26) constituye una intrusión posterior que corta al Granito Porfirítico Antiguo. Se distingue por presentar fenocristales grandes de cuarzo euhedrales bipiramidales, muchos de ellos con bordes parcialmente resorbidos, y fenocristales de plagioclasa intensamente sericitizados. Estos fenocristales se encuentran inmersos en una matriz microcristalina dominada por cuarzo y feldespato potásico, con textura fina a media. (Bennett, 1975).

A diferencia del Granito Porfirítico Antiguo, el granito joven prácticamente carece de vetillas de cuarzo y de fracturamiento interno, lo que evidencia que no sufrió la etapa principal de alteración hidrotermal. (Bennett, 1975).

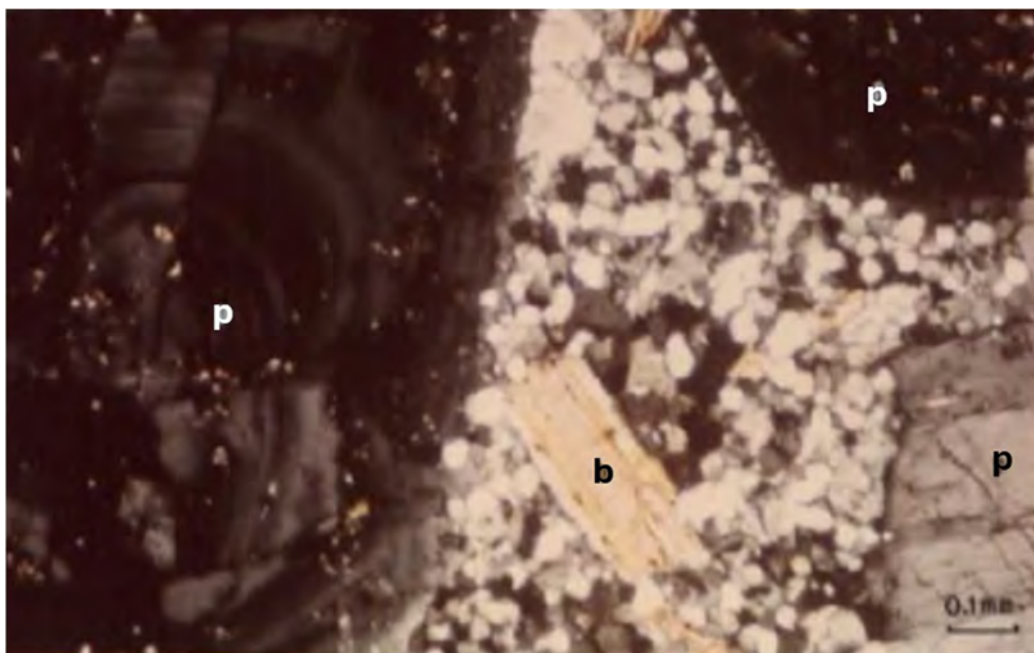


Figura 4.24: Microfotografía del granito Porfíritico Antiguo. Se observa plagioclasa (p) con zoneamiento, fenocristales de biotita (b), en una matriz microcristalina de cuarzo y feldespato, la alteración sericitica es leve. Fuente: Obtenido de Bennett (1975).

La Figura 4.26 muestra al granito porfíritico joven con textura porfírica bimodal, caracterizada por dos poblaciones de fenocristales de plagioclasa: una de cristales finos menores de 1 mm y otra de cristales con tamaños entre 2 y 3 mm, inmersos en una matriz de grano fino. También se observan fenocristales de biotita (m) distribuidos de manera dispersa. En la parte superior izquierda destaca un fenocristal euhedral de cuarzo (q) con hábito bipiramidal, rasgo petrográfico característico de esta unidad y evidencia de cristalización magmática temprana. La alteración hidrotermal es incipiente, conservándose en gran medida la mineralogía y textura ígneas originales, sin evidencias significativas de reemplazo por minerales secundarios.

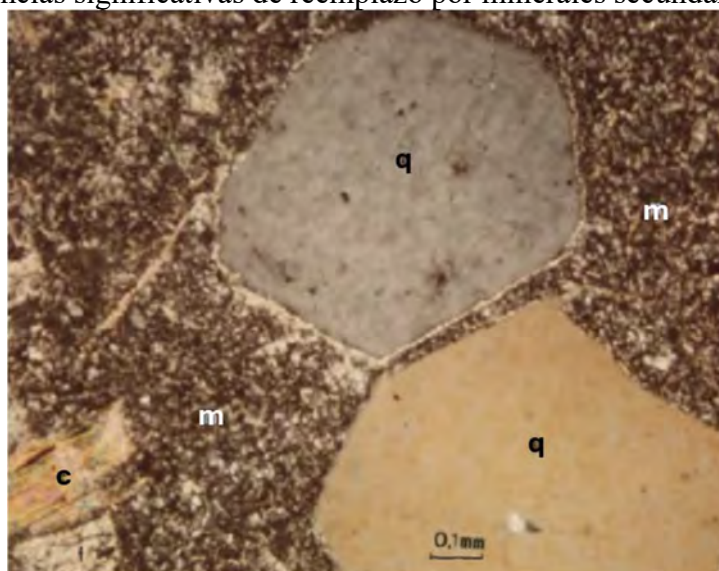


Figura 4.25: Microfotografía del Granito Porfíritico Joven. Se observa fenocristales cuarzo (q) bipiramidal, biotita cloritizada (c), la matriz microcristalina de cuarzo y feldespato se halla sericitizada. Fuente: Obtenido de Bennett (1975).

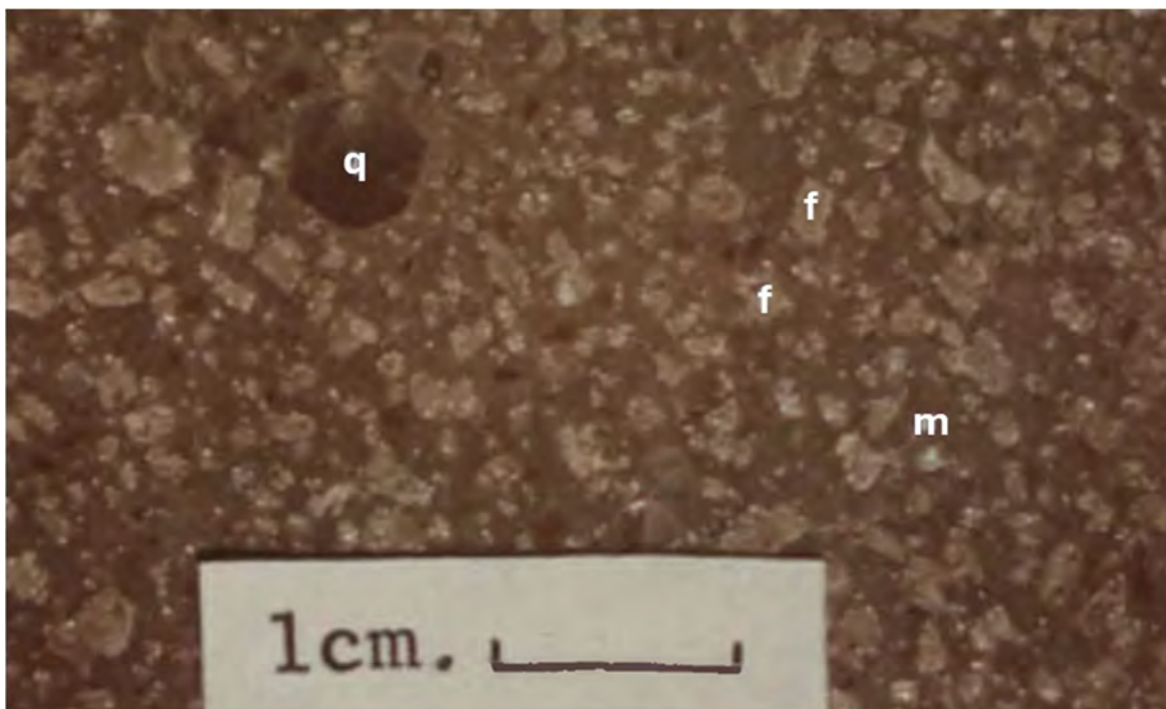


Figura 4.26: Granito Porfírico Joven con un fenocristal bien desarrollado de cuarzo bipiramidal, rodeado de plagioclasas bimodales en una matriz fina. Fuente. Obtenido de Bennett (1975).

4.2.2.2 **BRECHA**

La denominada Brecha Candelaria se encuentra en la parte norte del yacimiento de Morenci, en contacto neto con el pórfido granito viejo, tiene forma de cono invertido. La Brecha Candelaria está compuesta por fragmentos angulares a subangulares de tamaños muy variables, desde microscópicos hasta bloques de 30 m por 15 m, con un tamaño modal de 7 a 10 cm. Estos fragmentos representan entre 60 y 80% del volumen total, mientras que la matriz y los espacios abiertos constituyen el 20 a 40% restante. Los fragmentos provienen principalmente de: Granito Porfírico Antiguo (60%), granito precámbrico (25%), vetas de cuarzo (8%), aplita precámbrica (6%) y esquisto Pinal precámbrico (1%). Los clastos son angulares a sub-angulares. La matriz de la brecha contiene aproximadamente 40% sericita, 35% cuarzo, 5% especularita y cerca de 20% de espacios abiertos. (Bennett, 1975).

La Brecha Candelaria (Figura 4.27) se formó como resultado de un evento explosivo que ocurrió después de la intrusión del Granito Porfírico Antiguo, cuando una intensa alteración cuarzo-sericita desarrolló un stockwork en la zona de la cúpula. El aumento de presión provocado por la separación de volátiles y el fracturamiento progresivo superó la carga litostática, generando una explosión que produjo fragmentos equidimensionales cementados por una matriz de cuarzo-sericita-especularita con espacios abiertos. Finalmente, el sistema fue mineralizado por pirita diseminada débil y cantidades menores de calcopirita en vetillas y fallas. (Bennett, 1975).



Figura 4.27: Brecha candelaria con clastos angulosos a sub-angulosos de granito porfirítico antiguo en una matriz de cuarzo, sericita y especularita. Fuente. Obtenido de Bennett (1975).

4.3 COMPARACIÓN PULSOS MAGMÁTICOS DE ANTAPACCAY-MORENCI

Se ha realizado un análisis comparativo entre los Yacimientos de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.) con datos obtenidos a través de la recopilación de bibliografía existente sobre pulsos magmáticos (Tabla 4.2) de los depósitos que fueron enriquecido con datos obtenidos en campo, lo que nos permitió identificar, corroborar y comparar la información existente para posteriormente dar como resultados las similitudes y diferencias entre ambos depósitos.

ASPECTO	ANTAPACCAY (CUSCO, PERÚ)	MORENCI (ARIZONA, EE. UU.)	SIMILITUDES/DIFERENCIAS
Número de pulsos principales reconocidos	Cinco pulsos magmáticos principales, además de brechas freatomagmáticas.	Cuatro pulsos intrusivos principales y una brecha hidrotermal-explosiva.	Ambos depósitos muestran evolución magmática episódica y múltiples fases intrusivas.
Pulso premineral temprano	Serie Gabro–Diorita–Cuarzodiorita–Tonalita (43–38 Ma). Constituye >80 % de las rocas intrusivas.	Diorita porfírica (~64 Ma).	Ambos depósitos iniciaron con intrusiones intermedias de composición diorítica; sin embargo, la fase temprana de Morenci es significativamente más antigua.
Composición del magmatismo temprano	Gabros, dioritas, cuarzodioritas y tonalitas calcoalcalinas de medio K.	Dioritas porfíricas ricas en plagioclasa, hornblenda y biotita.	En ambos casos predominan magmas calcoalcalinos relacionados a arcos magmáticos de subducción.
Pulso mineralizante principal	Pórfidos monzoníticos y monzodioríticos intraminerales (~36–35.5 Ma).	Monzonita porfírica (~56–55 Ma) y Granito Porfírico Antiguo (~55 Ma).	Ambos depósitos presentan pórfidos intermedios a félsicos responsables de la mineralización principal Cu-Mo.
Pulsos tardíos	Stock monzonítico tardío (~34.5 Ma) y diques dacíticos.	Granito Porfírico Joven (~54 Ma), posterior a la etapa principal de alteración.	Ambos sistemas registran intrusiones tardías poco mineralizadas que cortan las fases anteriores.
Composición de los intrusivos tardíos	Monzonitas, dacitas, monzogabros y basaltos alcalinos.	Granitos porfíricos félsicos.	Antapaccay presenta una evolución hacia magmatismo alcalino, característica ausente en Morenci.
Magmatismo alcalino tardío	Presente. Monzogabros y basaltos alcalinos (30–26 Ma) relacionados al sistema de fallas Cusco-Lagunillas.	No reportado.	El magmatismo alcalino tardío constituye una diferencia importante de Antapaccay.
Desarrollo de skarn asociado	Extensos skarns de magnetita y calcosilicatos en contacto con la Formación Ferrobamba.	Skarns locales con granate andradita-grossularia y diópsido en contacto con calizas Longfellow.	El skarn es mucho más voluminoso y económicamente importante en Antapaccay.

Brechas magmático- hidrotermales	Brecha freatomagmática con clastos de diorita, mármol, skarn y stockwork.	Brecha Candelaria de origen hidrotermal explosivo, rica en cuarzo-sericita-especularita.	Ambos sistemas desarrollaron brechas explosivas asociadas a la evolución tardía del sistema hidrotermal.
Evolución temporal total del magmatismo	Aproximadamente entre 43 y 26 Ma.	Aproximadamente entre 64 y 54 Ma.	Morenci es más antiguo (Paleoceno), mientras que Antapaccay corresponde al Eoceno-Oligoceno.

Tabla 4.2: Cuadro comparativo entre los pulsos magmáticos de Antapaccay-Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

4.4.1 YACIMIENTO DE ANTAPACCAY

4.4.1.1 DOMINIOS TECTÓNICOS REGIONALES

El batolito Andahuaylas–Yauri (~25000 km²), es de composición calcoalcalina (Eoceno medio–Oligoceno inferior) se emplazó entre ~48–30 Ma, intruyendo el borde norte de la antigua cuenca de Arequipa, justamente en su contacto con el alto Cusco–Puno (Figura 4.28) (Perelló et al., 2003; Carlotto, 1998, 2013). Regionalmente, los dominios tectónicos están controlados por fallas inversas como los sistemas Cusco-Lagunillas (con vergencia noreste) y Condoroma-Caylloma (graben invertido), que delimitan el alto Cusco-Puno (proto-Altiplano) y que a su vez facilitaron el engrosamiento cortical durante la orogenia Incaica en un entorno de acortamiento y delaminación litosférica (Figura 4.29) (Carlotto et al., 2023).

El marco tectónico regional incluye tres dominios principales:

- Cordillera Occidental representa un dominio tectónico de acortamiento intenso (~366-555 km, 50-70%), con estructuras thick-skinned, donde la inversión tectónica de los grabens del mesozoico (Condoroma-Caylloma) y fallas inversas NW-SE que reactivaron fallas normales mesozoicas, produjeron un engrosamiento cortical y una delaminación eocena (Carlotto et al., 2023; Cerpa et al., 2004). Este dominio se vincula a la mineralización pórfido-skarn como Antapaccay cuya datación es de ~35.7-35.6 Ma según análisis de U/Pb y Re-Os, donde fallas transversales NE-SW (Alto Huarca, sinistral-normal) facilitan flujo hidrotermal (Chelle-Michou et al., 2015; Jordán et al., 2017).
- El Altiplano, una zona de subsidencia flexural, actúa como una cuenca de antepaís distal con sedimentación lacustre-aluvial paleocena-eocena (formaciones Quilque-Chilca, ~63-55 Ma) que fueron alimentadas por erosión de la Cordillera Occidental (Horton et al., 2015; Sundell et al., 2018), con paleo-elevaciones iniciales <0.3 km que aumentaron a ~3.3 km por la delaminación (Carlotto et al., 2023; Kar et al., 2023). Sus dominios estructurales incluyen fallas Urcos-Ayaviri y Cusco-Lagunillas, con rotaciones antihorarias ~60° ligadas al oroclino boliviano (Roperch et al., 2011). Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar (~29.8 Ma) marcan transiciones a vulcanismo post-delaminación (Fornari et al., 2002b).
- Antearco Moquegua (~52-23 Ma), con cuencas flexurales, controladas por fallas inversas NW-SE con vergencia suroeste (Incapuquio y Ataspaca-Arequipa) extendiéndose al norte de Chile (Carlotto et al., 2023; Decou et al., 2013). Composiciones químicas de sedimentos muestran procedencia de arcos volcánicos calcoalcalinos (Sr/Y altas ~60-55 Ma), con dataciones U/Pb ~43 Ma para inconformidades angulares que marcan compresión principal (Carlotto et al., 2023; Roperch et al., 2006). Este dominio refleja transpresión dextral eocena, con paleo-elevaciones ~3 km y denudación que alimentó cuencas de antearco (Carlotto et al., 2023).

La superposición de estas unidades tectónicas y su reactivación progresiva durante el Eoceno–Oligoceno condicionaron la localización del arco magmático, el desarrollo de cuencas de antepaís y el emplazamiento de los sistemas porfiríticos como Tintaya–Antapaccay (Carlier et al., 1989; Perelló et al., 2003; Carlotto et al., 2023a). Se reconoció dos etapas de actividad plutónica del batolito:

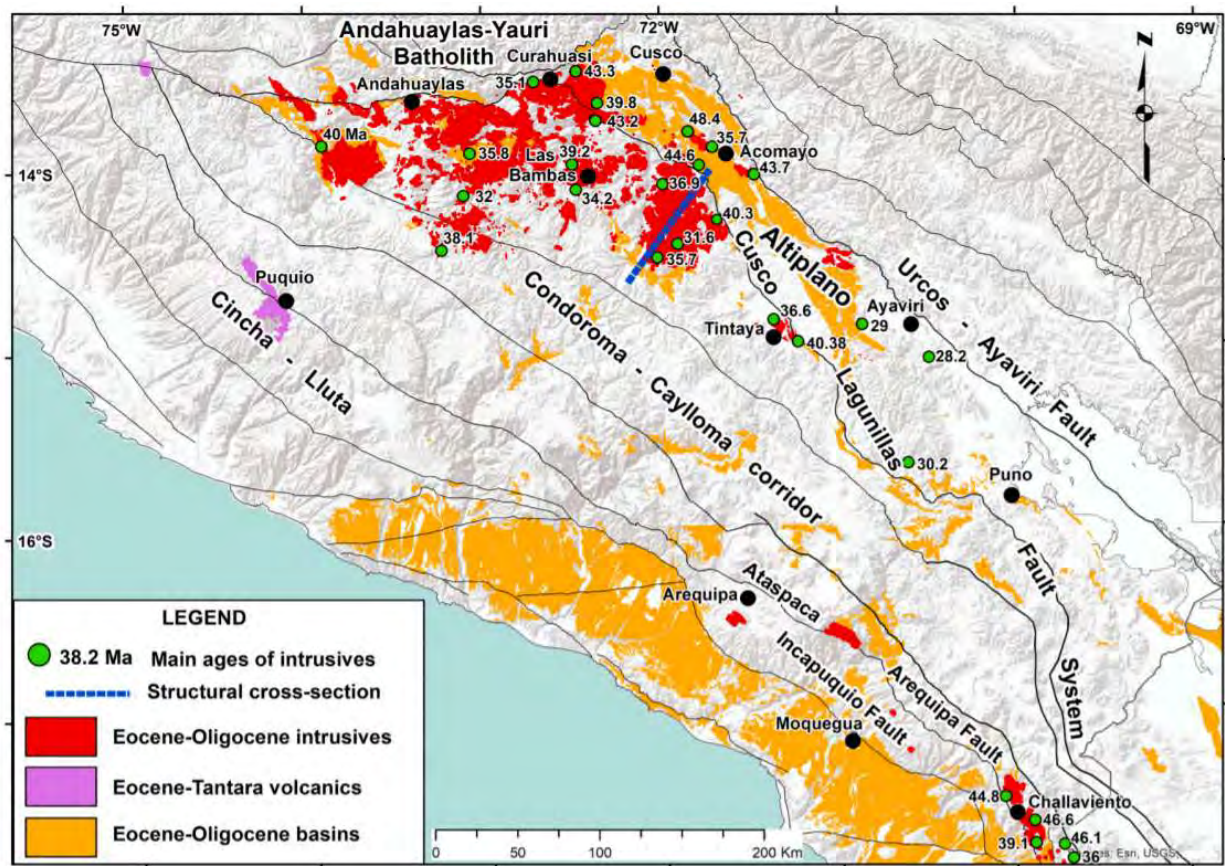


Figura 4.28: Dominios tectónicos regionales del batolito Andahuaylas-Yauri. Afloramientos del batolito Andahuaylas-Yauri (Eoceno-Oligoceno) ubicados entre el corredor Condoroma-Caylloma (graben invertido) y el Altiplano (antiguo alto Cusco-Puno). Fuente: Carlotto et al. (2023).

4.4.1.1.1 LA PRIMERA FASE (~48-43 MA)

Está caracterizada por algunas intrusiones maficas (gabros y troctolitas) estratificadas a nivel kilométrico, expuestas principalmente a lo largo del borde norte del batolito, las intrusiones Curahuasi, Acomayo y Colcha (Carlier et al., 1989; Ligarda, 1989), y aparentemente restringidas al período ~48-43 Ma (Bonhomme & Carlier, 1990; Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003).

Los depósitos se componen principalmente por secuencias de capas alternadas de troctolita, gabro olivino, gabro y gabro hornblenda. La petrología se caracteriza por el contenido de plagioclasa cálcica (An73-60), augita-diópsido (Mg#=86-80), ortopiroxeno (Mg#=78-71), olivino (Fo74-65), magnetita e ilmenita como fases acumuladas, acompañado de hornblenda-Ti (Mg#=76-71) y biotita (Mg#=82-71, TiO₂=3.4-5.4 wt%) intercumuladas; estas rocas cristalizaron a temperaturas de 1200-700 °C y presiones de 1.0-0.5 GPa (~40-30 km de profundidad) (Carlier et al., 1989; Carlotto et al., 2023).

4.4.1.1.2 LA SEGUNDA FASE (~43-38 MA)

Dentro de esta fase se generó rocas intermedias calcoalcalinas (gabro-dioritas y tonalitas) con composiciones que incluyen augita-diópsido (Mg#=79-71) y ortopiroxeno (Mg#=71-60) más enriquecidos en Fe, plagioclasa (An92-38) y hornblenda marrón (TiO₂=3-1.8 wt%), bajo presiones y condiciones similares (Bonhomme & Carlier, 1990; Perelló et al., 2003). La actividad magmática posterior (~38-30 Ma) estuvo marcada por una tendencia NW que produjo stocks subvolcánicos

durante el periodo ~36-32 Ma (Noble et al., 1984; Bonhomme & Carlier, 1990; Perelló et al., 2003; Maher, 2010; Chelle-Michou et al., 2014; Cernuschi et al., 2018; Garay, 2020), con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y magnetita $\pm$ ilmenita $\pm$ biotita $\pm$ cuarzo $\pm$ ortoclasa $\pm$ titanita fenocristales asociados a depósitos de pórfido de cobre-molibdeno como Las Bambas, Tintaya y Antapaccay, emplazados desde ~35 km hasta ~3 km (Chelle-Michou et al., 2014; Cernuschi et al., 2018).

El origen de este magmatismo se atribuyó a la fusión parcial del manto lherzolítico rico en Ca-Al, desencadenada por delaminación litosférica post-engrosamiento cortical >45 km (Figura 4.29) (Kay & Kay, 1993; Carlotto et al., 2023), con diagramas discriminantes confirmando afinidad MORB tipo E y toleítica (Meschede, 1986; Cabanis & Lecolle, 1989; Carlotto et al., 2023). Este engrosamiento generó una raíz cortical >45 km en un contexto de subducción plana, precursor de la delaminación litosférica (Carlotto et al., 2023). Las rocas plutónicas se extienden ampliamente hacia el sur y constituyen la parte principal del batolito Andahuaylas-Yauri.

El acortamiento cortical en dominios tectónicos regionales en los Andes Centrales se ha estimado en valores ~250-275 km post-eoceno entre los 17° y 21°S, disminuyendo a ~120 km al norte y sur, sin incluir la Cordillera Occidental ni la deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno (Oncken et al., 2006; Carlotto et al., 2023). En la Cordillera Occidental, el acortamiento total alcanza ~366-555 km (50-70%), impulsado por decollements corticales (fallas de desprendimiento basal) NW-SE con vergencia este (Cincha-Lluta con un desplazamiento de ~30 km hacia el noreste, formando nappes recumbentes con ventanas tectónicas); el graben invertido Condoroma-Caylloma; y el sistema de fallas Cusco-Lagunillas con dúplex (acortamiento local en Curahuasi de ~70%), reactivaron las fallas normales heredadas en un estilo thick-skinned (Carlotto et al., 2023; Carlotto, 2002; Vicente, 1989).

Los dominios estructurales incluyen sobrecabalgamiento con ventanas tectónicas y trishear (Cotabambas) produciendo engrosamiento >45 km por duplicado cortical en un contexto de subducción plana (Carlotto et al., 2023; Carlotto, 2002). El levantamiento superficial progresó desde ~1.7 km en el Paleoceno Tardío (Formación Chilca) hasta ~3.3 km en el Eoceno Tardío (Formación Soncco), inferido a partir de los isotópos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y la termocronología (Kar et al., 2023; Sundell et al., 2018). Las tasas de denudación alcanzaron hasta 700 m/Ma en bloques estructurales como Cotabambas (~36 Ma), evidenciadas por un enfriamiento diferencial por fallas, como ejemplo se tiene 50 °C en ~0.1 Ma, que equivale a ~600 m de denudación (Carlotto, 2023), datado mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en apatita y zircón han confirmado la cronología (Noury, 2014; Carlotto et al., 2023). Por lo tanto, se vinculan a un magmatismo calcoalcalino posterior a la delaminación, la subducción ablativa y la delaminación (Figura 4.29) explican las paleoelevaciones y el acortamiento total de ~650 km desde Cretácico Tardío (Gotberg et al., 2010; Carlotto et al., 2023).

La reconstrucción tectónica regional abarca desde el rift mesozoico (Rhaetian-Neocomian) hasta el Oligoceno, con el inicio de la compresión andina en el Albiano-Turonense (~100 Ma) mediante inversión positiva de grabens en estilo thick-skinned tectonics, controlada por fallas NW-SE (proto Cincha-Lluta, Condoroma-Caylloma, Cusco-Lagunillas) que generaron transgresiones marinas en la cuenca Arequipa (formaciones Arcurquina – Ferrobamba – Ayabacas) (Carlotto et al., 2023; Jaillard et al., 1993). Durante el Cretácico Tardío (~90 Ma), se produjo acortamiento inicial acompañado del magmatismo del Grupo Toquepala (~73-65 Ma, dataciones U/Pb en zircón), el engrosamiento inicial y la reactivación de fallas normales (Carlotto et al., 2023; Noury, 2014). El Paleoceno (~58-55 Ma) marcó el pico compresivo, con acortamiento de ~400-500 km, la formación de raíz cortical >45 km y el levantamiento ~1.7 km, dando lugar a la formación de cuencas distales como Quilque-Chilca (Carlotto et al., 2023; Kar et al., 2023). En el Eoceno

Temprano (~55-43 Ma), la delaminación litosférica se inició con un magmatismo profundo (~48-43 Ma), levantamiento hasta ~3.1 km y el desarrollo de cuencas romboédricas como Kayra y Moquegua Inferior en una estructura en flor transpresional NW – SE (Carlotto et al., 2023). En el Eoceno Medio – Tardío al Oligoceno Temprano (~43-30 Ma) representó la fase principal de la delaminación, con acortamiento NE, cuencas Anta – Soncco – Moquegua Superior, levantamiento ~3.3 km y denudación ~700 m/Ma (Carlotto et al., 2023; Horton et al., 2015). Finalmente, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno (~29-23 Ma) registró un peneplano regional y un magmatismo post-delaminación (~29-27 Ma), en un contexto de subducción plana y flexión del oroclino boliviano con rotaciones de hasta ~60° (Carlotto et al., 2023; Roperch et al., 2011).

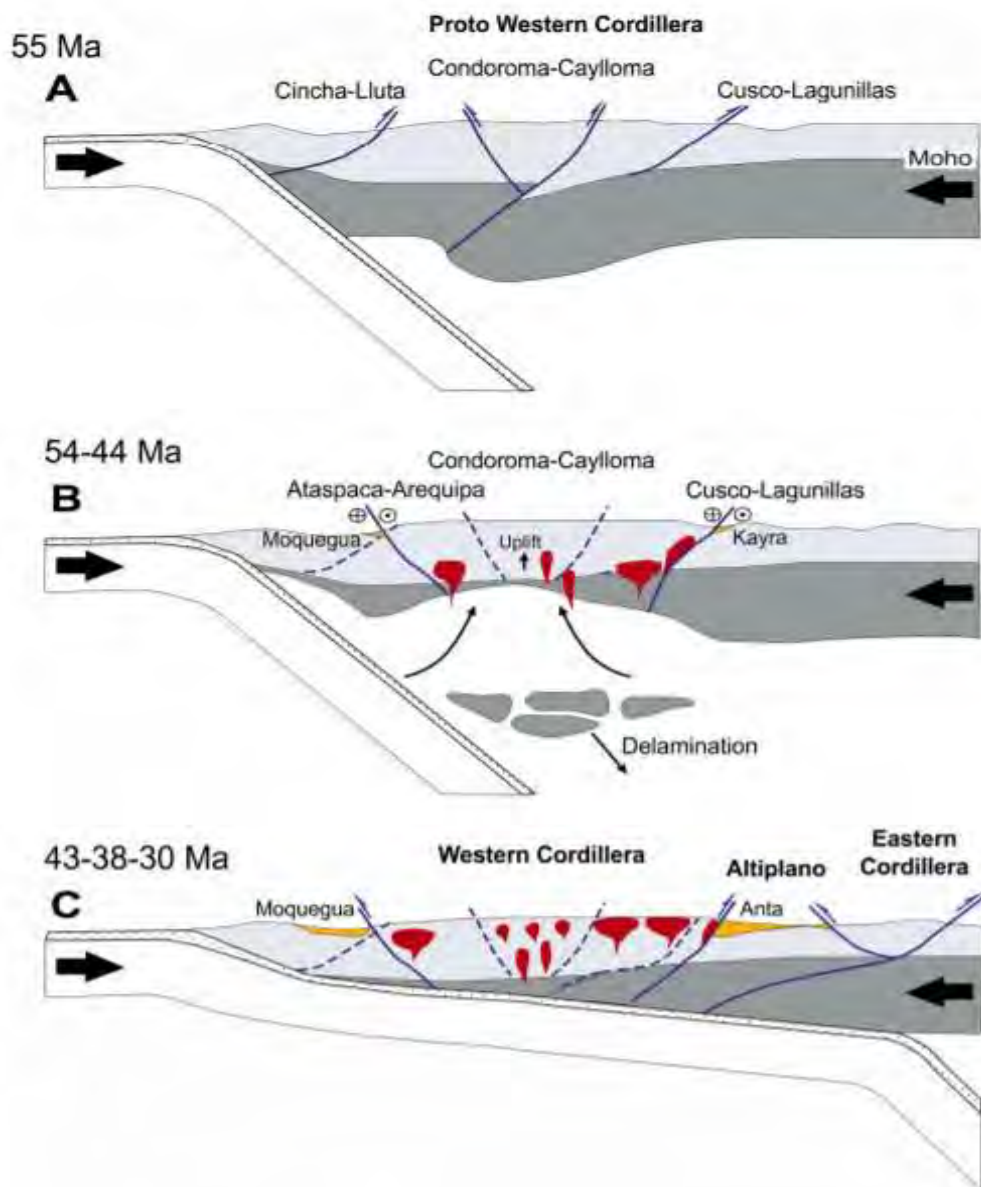


Figura 4.29: Modelo tectónico de la delaminación de la litosfera del manto en el Eoceno. A: La deformación contractiva del Cretácico Superior-Paleoceno produjo el acortamiento y el engrosamiento de la Cordillera Occidental proto-Occidental, con una densa raíz cortical generada como consecuencia de la eclogización metamórfica. Este mecanismo facilita considerablemente el desacoplamiento de la litosfera del manto y, posteriormente, el inicio de un evento de delaminación. B: Fragmentos de la raíz cortical se desprenden y, mucho más tarde, se rompen por completo

y se hunden; por lo tanto, son reemplazados por una surgencia astenosférica, lo que conduce al adelgazamiento litosférico y al magmatismo astenosférico del manto. Este proceso fue seguido por un rápido levantamiento superficial, que produce un domo topográfico sobre la parte central de la Cordillera Occidental que alcanza los 3,1 km de altitud. C. El proceso de delaminación continúa entre 43 y 30 Ma con las rocas plutónicas de la segunda etapa del batolito Andahuaylas-Yauri, lo que coincide con una importante deformación de los Andes. El levantamiento superficial y el domo topográfico de la Cordillera Occidental crecen hasta los 3,3 km de altitud, apoyados por la compresión continua que impide el desarrollo normal de fallas y, en cambio, produce el acortamiento de la corteza delaminada, todo ello en un contexto de subducción de “Flat Slab”, favorecida por el proceso de delaminación. Fuente: Carlotto et al. (2023).

La metalogénesis de cobre del pórfido Dexing (China del Sur) proporciona evidencia geoquímica comparativa: el depósito gigante de pórfido cobre derivaría por fusión parcial de corteza inferior delaminada, activado por ascenso de manto astenosférico donde los magmas interactuaron con peridotita de manto circundante durante su ascenso (Wang et al., 2006), con metalogénesis similar a fusión de placa, lo que valida el modelo de delaminación para Andahuaylas-Yauri. En conclusión, la geoquímica integrada confirma que las suites máficas tempranas (40-38 Ma) derivan de fusión parcial de manto astenosférico rico en Ca-Al, que el alto porcentaje de fusión es consistente con ascenso rápido post-delaminación litosférica, y que la evolución calcoalcalina no requiere subducción sino fluidos acuosos metamórficos, invalidando la derivación tradicional de subducción y apoyando el modelo alternativo de delaminación de litosfera inferior como mecanismo principal de generación magmática del batolito Andahuaylas-Yauri.

4.4.1.2 GEOQUÍMICA DEL BATOLITO ANDAHUAYLAS-YAURI

El análisis de las composiciones químicas realizadas, revelaron bajos contenidos de elementos de tierras raras (REE) en las rocas máficas ($\text{LaN} < 10$; $\text{LaN/YbN} = 1.0-8.9$) (

Figura 4.30) y un enriquecimiento marcado en elementos de tierras raras ligeros (LREE) en las rocas intermedias ($\text{LaN} > 10$; $\text{LaN/YbN} > 10$) (Figura 4.32), con isótopos Sr-Nd (10 muestras que incluyeron gabro, diorita, tonalita, granodiorita de etapas plutónicas y un stock subvolcánico) que indican una fuente astenosférica de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70419-0.70636$) y Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512524-0.512639$) (Figura 4.31) (Chapman et al., 2015; Carlotto et al., 2023), eso sugiere que están representadas por suites diferenciadas que derivan del mismo o de similares magmas que posteriormente generaron las rocas máficas primigenias del Batolito Andahuaylas-Yauri.

Los análisis isotópicos analizados de Sr y Nd presentaron ratios que trazan un arreglo distintivo dentro del campo definido por granulitas máficas, dioritas-gabros y clinopiroxenitas del volcán Rumicolca (Figura 4.31) (Chapman et al., 2015). Estos resultados isotópicos confirman derivación de fuentes astenosféricas del manto. La caracterización geoquímica mediante elementos traza altamente incompatibles (La, Nb, Y, Zr) en diagramas discriminantes (Meschede, 1986; Cabanis y Lecolle, 1989) revela que las suites máficas de 40-38 Ma son características de MORB tipo-E, tholeiitas y basaltos de arco volcánico en el plot Nb-Zr-Y, o MORB tipo-E y basaltos continentales en el plot Y-La-Nb (Figura 4.33). Las suites máficas posteriores a 38 Ma muestran datos dispersos en todos los campos del diagrama Ti-Zr-Y, y en los campos de tholeiitas de arco del diagrama Ti-Zr-Sr. Los diagramas de Pearce & Cann (1973) con Zr, Ti y Sr fallan en caracterizar suites máficas de 40-38 Ma, probablemente porque los contenidos de Ti y Sr reflejan integración en fases cumulativas como ilmenita y plagioclasa (Figura 4.34).

Las composiciones minerales de intrusiones máficas de 40-38 Ma indican que el clinopiroxeno está en la fase líquida seguido por plagioclasa, lo que sugiere que la fuente de manto es rica en Ca y Al (manto lherzolítico o clinopiroxenítico). Adicionalmente, el ratio La/Yb muy bajo (menor a 8) y el contenido de La menor a 10 ppm en rocas plutónicas máficas de 40-38 Ma indican un porcentaje de fusión relativamente alto del manto astenosférico (Kay & Kay, 1993).

Investigaciones recientes de Chapman et al. (2015) sobre xenolitos ultramáficos, máficos e intermedios en unidades volcánicas cuaternarias de Cusco-Sicuni confirman que los datos isotópicos Sr-Nd de xenolitos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704\text{--}0.709$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5126\text{--}0.5129$) se superponen con los de suites máficas de 40-38 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704\text{--}0.706$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5126\text{--}0.5129$), lo que valida el origen astenosférico.

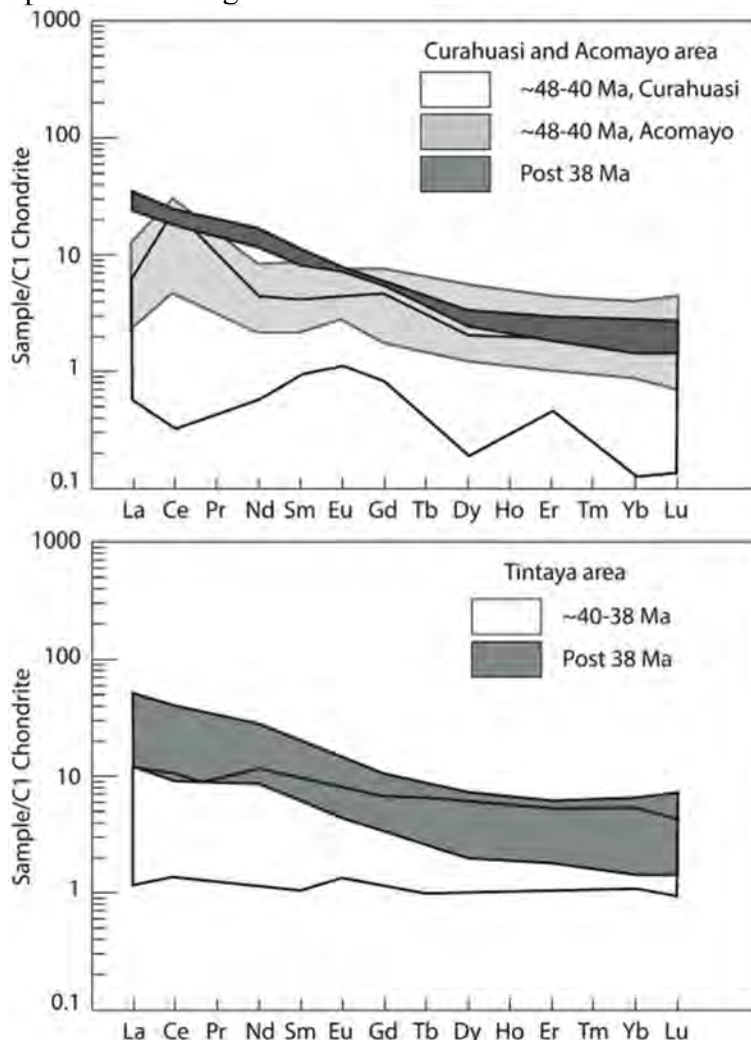


Figura 4.30: Patrones de tierras raras de Batolito Andahuaylas-Yauri. Patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a condrita C1 de las rocas plutónicas del batolito de Andahuaylas-Yauri (48-38 Ma) e intrusivos subvolcánicos posteriores a los 38 Ma. Valores de normalización C1 de Sun & McDonough (1989). Fuente: Carlotto et al. (2023).

La fuente de la suite magmática del batolito Andahuaylas-Yauri documentado por Soler et al. (1989), indicaron que los Andes peruanos (sur de Perú) y chilenos (Norte de Chile) poseen características sedimentarias, tectónicas y magmáticas únicas. Según estos autores, el vacío magmático en Cordillera de Costa y Cordillera Occidental (84-70 Ma), las fallas de cabalgamiento Cincha-Lluta sobre basamento precámbrico, y el rellenado de cuencas continentales de antepaís en Perú sur se explican por subducción y subyacencia magmática de "Mollendo bridge", equivalente al oriente de Manihiki del Pacífico occidental. Este modelo justifica la ubicación singular, características petroquímicas y metalogénicas del batolito Andahuaylas-Yauri, la corteza excepcionalmente gruesa generada por la subyacencia magmática del "Mollendo ridge", que provocó la horizontalización de la placa y el desplazamiento hacia el este del manto fértil (Soler

et al., 1989). Posteriormente, múltiples modelos han intentado explicar el oroclino boliviano (Martinod et al., 2020 y referencias citadas). Aunque divergen en la explicación de corteza gruesa, todos invocan desplazamiento al este de placa inclinada en el manto, pues el magmatismo calcoalcalino requiere liberación de fluidos $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ de placa subducida (sedimentos principales) (Stern, 2002). Así, placa inclinada bajo el batolito Andahuaylas-Yauri y depósitos Cu-Fe pórfido-skarn asociados coinciden con modelos andinos regionales.

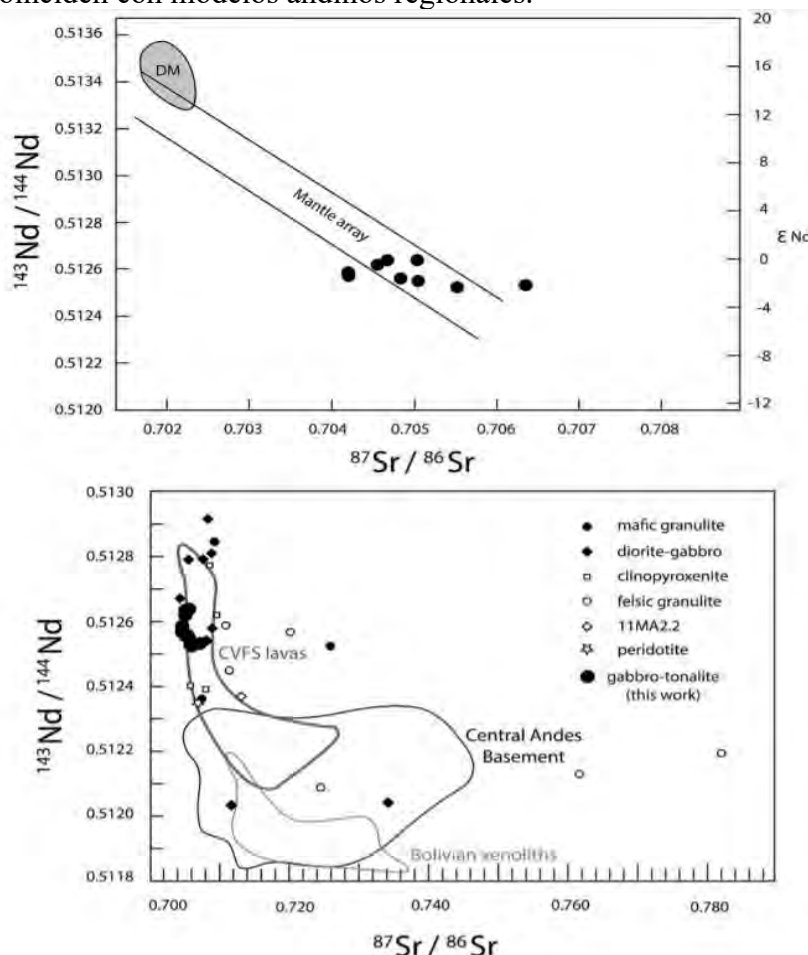


Figura 4.31: Composiciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas plutónicas del batolito de Andahuaylas-Yauri (48-38 Ma). DM: manto empobrecido (Zindler & Hart, 1986); datos isotópicos de rocas del basamento paleozoico expuestas a lo largo del sistema de fallas Cusco-Vilcanota o Urcos-Ayaviri (CVFS), basamento de los Andes centrales y el xenolito Boliviano en base a Lucassen et al. (2001), Worner et al. (2000), Loewy et al. (2004) y McLeod et al. (2013) correspondientemente. Datos para granulita mafica, diorita-gabro, clinopiroxenita, granulita félsica, peridotita y 11MA2.2 basado en Chapman et al. (2015). Fuente: Carlotto et al. (2023).

Sin embargo, el vínculo magmatismo calcoalcalino-subducción no es concluyente. Lachize et al. (1996) describen la diferenciación calcoalcalina en ofiolita de Oman sin influencia de zona de subducción, sugiriendo que diferenciación calcoalcalina vs. tholeiítica ocurre esencialmente por cristalización bajo alta presión de agua. Así, fluidos acuosos son requisito esencial para diferenciación calcoalcalina.

Aunque la evolución calcoalcalina del batolito podría parecer contradictoria con un origen no relacionado a subducción, la geoquímica explica este fenómeno: la diferenciación calcoalcalina depende esencialmente de la presencia de fluidos acuosos durante la cristalización de fundidos magmáticos, no necesariamente de subducción (Lachize et al., 1996). El plot de datos Ti, Zr, Y,

Sr de la secuencia plutónica del macizo Haylayn (Oman) se superpone con rocas máficas de 40–38 Ma del batolito Andahuaylas-Yauri (Figura 4.34), y Lachize et al. (1996) atribuyen la tendencia calcoalcalina de Haylayn como diferenciación de magma parental tholeiítico bajo condiciones ricas en agua y altamente oxidadas. Los fluidos acuosos ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) necesarios para la diferenciación calcoalcalina en suites de 40–38 Ma y post-38 Ma se originaron durante metamorfismo granulítico ($\pm 9-10$ kbar, $\pm 750^\circ\text{C}$, 42 Ma) de la base de corteza preservada (Chapman et al., 2015), que afectó secuencias del Grupo Mitú Triásico y posiblemente formaciones más jóvenes.

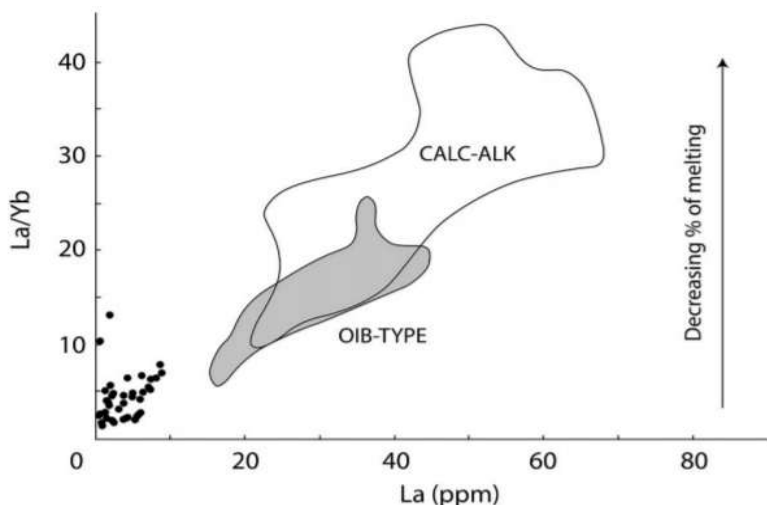


Figura 4.32: La/Yb vs La (ppm). Para yacimientos de basaltos y andesitas calcoalcalinas de tipo OIB de la Puna (Kay & Kay, 1993). Tanto las rocas plutónicas máficas de 40–38 Ma como las posteriores a 38 Ma se agrupan bajo el mismo símbolo. Fuente: Carlotto et al. (2023).

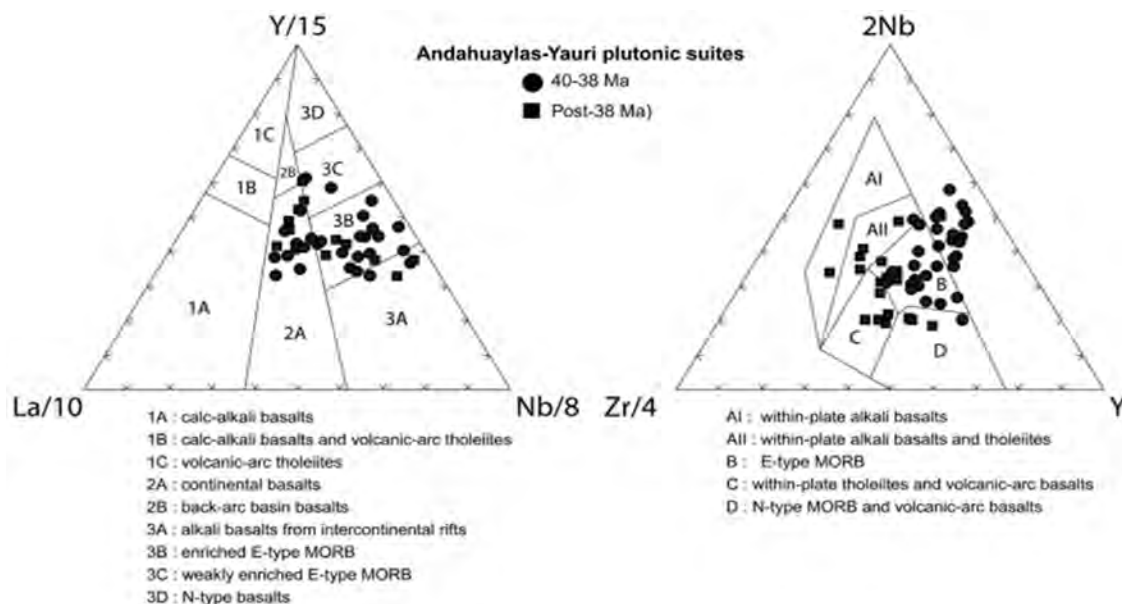


Figura 4.33: Diagrama de discriminación para basaltos. Izquierda: Y–La–Nb para basaltos (Cabanis & Lecolle, 1989) y derecha: Zr–Nb–Y (Meschede, 1986). Fuente: Carlotto et al. (2023).

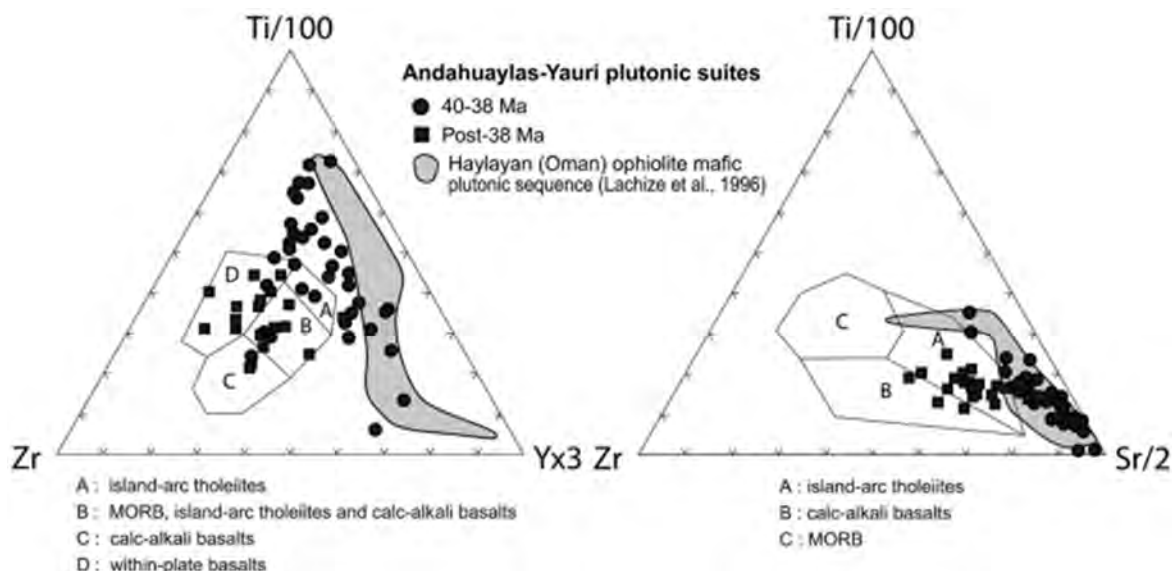


Figura 4.34: Diagrama de discriminación para basaltos. Diagrama de discriminación de Ti–Zr–Y y Ti–Zr–Sr para basaltos (Pearce & Cann, 1973). Fuente: Carlotto et al. (2023).

4.4.1.3 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE ANTAPACCAY

Morfoestructuralmente, Antapaccay se encuentra en la “planicie de Yauri”, un dominio de altiplano alto ($\approx 4000 - 4200$ m.s.n.m.) caracterizado por superficies suavemente onduladas, cerros de baja altura y valles de escasa incisión, desarrollados sobre rocas cretácicas plegadas e intrusivos del batolito Andahuaylas–Yauri (De La Cruz, 1995; Bernabé et al., 2008). Este relieve de meseta disectada responde al levantamiento sinorogénico durante el Eoceno – Oligoceno y a tasas de erosiones controladas por bloques estructurales limitados por las fallas NW–SE y NE–SW (Figura 4.35) (Carlotto, 2013; Carlotto et al., 2023a).

Dentro del ámbito inmediato del yacimiento Antapaccay se diferencian tres unidades morfoestructurales principales:

- Anticlinal Ancasmарca (>50 km x >10 km), controlado por falla trishear Cotabambas con vergencia norte, con núcleo en areniscas Soraya y flancos en calizas Ferrobamba (~ 700 m espesor) (Carlotto et al., 2006b; Jordán et al., 2014)
- Corredor estructural Condoroma – Caylloma, un graben invertido que actúa como alto estructural, controlando cuencas sinorogénicas como Anta (Carlotto, 2002).
- Fallas locales con enfriamiento diferencial (Cotabambas, ~ 36 Ma), coincidiendo con emplazamiento porfíritico (Chelle-Michou et al., 2015).

4.4.1.4 CONTROLES ESTRUCTURALES DE ANTAPACCAY

El yacimiento de Antapaccay, ubicado en el distrito minero de Tintaya, está controlado por estructuras tectónicas (Figura 4.37, Figura 4.38 y Figura 4.39) provenientes del rift mesozoico que fueron reactivadas durante la orogenia andina, específicamente en el Cretácico Tardío-Paleoceno y Eoceno-Oligoceno (Carlotto et al., 2023; Jordán et al., 2014). Se pueden identificar estructuras como fallas inversas de dirección NW-SE con vergencia noreste, grabens invertidos y fallas transversales en sentido NE-SW, donde la superposición de estructuras sinsedimentarias y estructuras compresivas andinas ha generado comportamiento muy favorable para la intrusión de pórfidos y la formación de skarn (Carlotto & Cárdenas, 2024; Jordan et al., 2014), estas estructuras facilitaron el emplazamiento magmático y la mineralización del pórfido skarn de cobre con oro, plata y molibdeno (Chelle-Michou et al., 2015).

A continuación, se describe cada falla o estructura principal, de acuerdo con su orientación, cinemática, rol en la mineralización y contexto regional.

4.4.1.4.1 SISTEMA DE FALLAS CUSCO-LAGUNILLAS

El sistema de fallas Cusco – Lagunillas con dirección NW-SE con vergencia noreste, que delimita el borde noreste de la Cordillera Occidental y el Altiplano (Carlotto et al., 2023). Esta falla se reactivó como inversa durante el Eoceno, controla el contacto entre las secuencias cretácicas de las formaciones Ferrobamba y Mara, y el batolito Andahuaylas - Yauri (Jordán et al., 2014). En el yacimiento Antapaccay, actúa como límite estructural que facilitó la intrusión de los stocks monzoníticos (~35.7-35.6 Ma) y la formación de skarns en contactos con calizas Ferrobamba (Chelle-Michou et al., 2015). Su cinemática transpresiva dextral durante el Eoceno Inferior (~55-43 Ma) generó cuencas como Kayra, con aportes sedimentarios de la proto-Cordillera Occidental (Carlotto et al., 2023). Este sistema contribuyó al engrosamiento cortical (>45 km), precursor de la delaminación litosférica eocena (Carlotto et al., 2023).

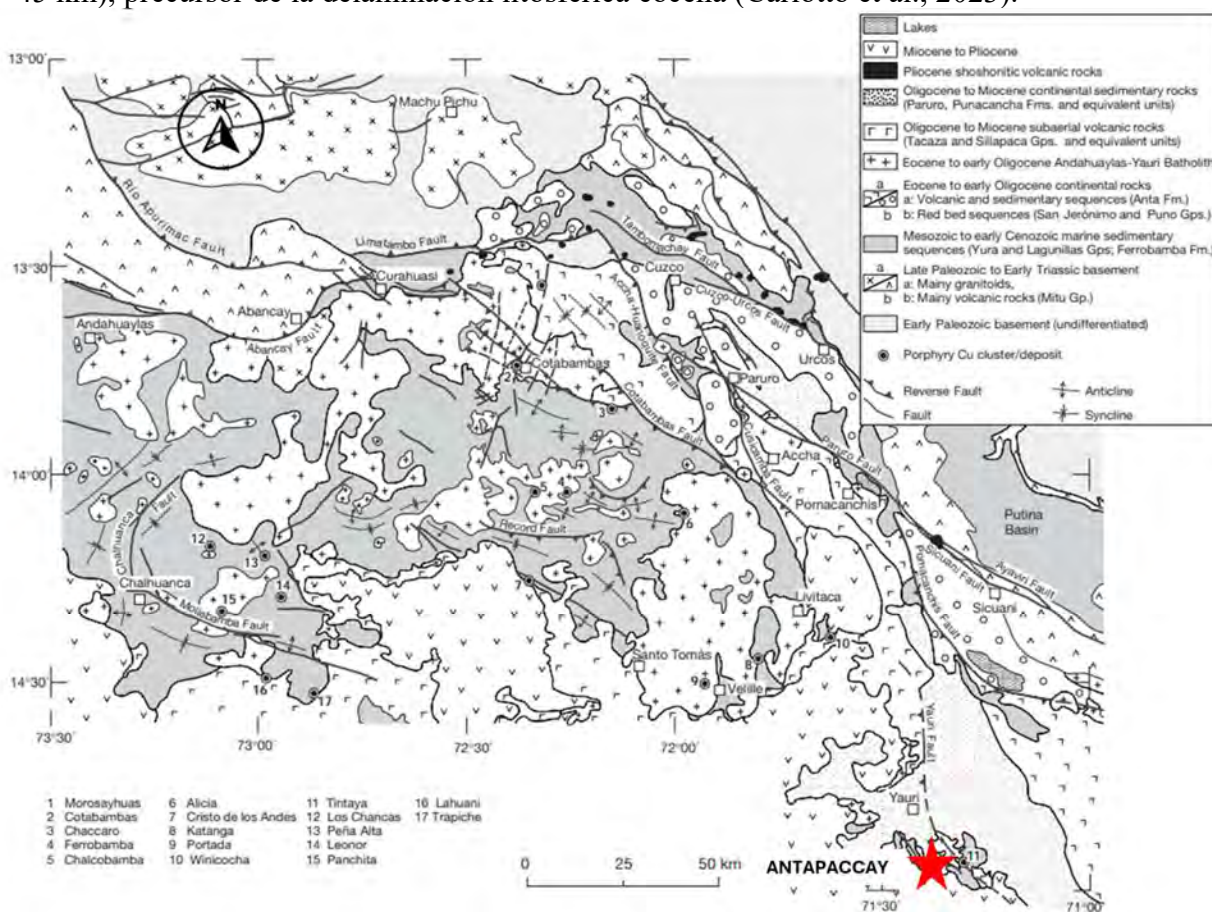


Figura 4.35: Sistema de fallas de Batolito de Andahuaylas-Yauri. Mapa Geológico Regional del Batolito Andahuaylas Yauri. Fuente: Perello et al. (2003).

4.4.1.4.2 FALLA CAÑIPIA (NW-SE)

La falla Cañipia (Figura 4.36) tiene una extensión regional, define el límite occidental del distrito Tintaya – Antapaccay con una orientación en dirección NW-SE, concordante con los ejes de pliegues regionales y cabalgamientos que afectan la secuencia Soraya – Mara – Ferrobamba (Jordan et al., 2014), forma parte del borde occidental del batolito Andahuaylas-Yauri y se asocia

al sistema Puquio–Condoroma, actuando como falla inversa durante la Fase Inca y contribuyendo al levantamiento del bloque occidental respecto al graben central donde se ubican Tintaya y Antapaccay (Carlotto & Cárdenas, 2024).

4.4.1.4.3 FALLA YAURI (NW–SE)

La falla Yauri (Figura 4.36) tiene también orientación NW–SE, paralela a la falla Cañipia y a los pliegues principales de la secuencia Soraya–Mara–Ferrobamba (Jordan et al., 2014). Esta estructura corresponde al borde oriental del batolito Andahuaylas – Yauri y se vincula con el sistema de fallas Cusco – Lagunillas–Mañazo, que controla el contacto entre la cuenca de Arequipa y el alto Cusco – Puno. La falla Yauri y Cañipia, encierran el corredor estructural donde se emplazan los intrusivos plutónicos (~48-30 Ma) (Carlotto et al., 2023; Cerpa et al., 2004) mineralizantes de Tintaya, Antapaccay, Quechua y Coroccohuayco. En el distrito Tintaya, las estructuras controlan la distribución hidrotermal y la mineralización pórfido-skarn (Chelle-Michou et al., 2015; Jordán et al., 2017). Su cinemática incluye componente dextral, contribuyendo a rotaciones antihorarias y acortamiento (Roperch et al., 2011).

4.4.1.4.4 FALLA CCAYO (NNE–SSW)

La falla de Ccayo (Figura 4.36) con dirección NNE–SSW, con desplazamiento de rumbo – normal, forma parte del límite norte del distrito, actúa como falla menor que está asociada a sistemas mayores, cortando el distrito y controlando los desplazamientos locales, segmenta tanto la secuencia sedimentaria como los intrusivos asociados (Jordan et al., 2014; Quispe Cuellar, 2014). En Antapaccay, esta falla influye en la distribución de la mineralización, intersectando fallas con dirección NW–SE y facilitando flujo hidrotermal en el área (Carlotto & Cárdenas, 2024). Los cores de perforación profunda muestran que los depósitos de Soraya – Mara – Ferrobamba aparecen a menor profundidad debajo el cerro Ccayo y se evidencia el salto vertical de la Formación Soraya, donde aparece a mayor profundidad debajo de Antapaccay Norte, evidenciando el hundimiento de la formación (Carlotto & Cárdenas, 2024).

4.4.1.4.5 FALLA ALTO HUARCA (NE–SW)

La falla Alto Huarca (Figura 4.36) con desplazamiento de rumbo NE–SW (sinistral – normal) es una estructura clave, que junto con la falla Tintaya son el límite de un corredor de tipo graben, el cual aloja los yacimientos de Tintaya y Antapaccay, actuando como uno de los controles estructurales más importantes (Jordan et al., 2014). Presenta cinemática sinistral–normal y un salto vertical de ~620–720 m, a través de las perforaciones DDH se ha verificado el hundimiento de los depósitos de Soraya – Mara – Ferrobamba en el corredor central respecto a los bloques laterales donde los depósitos. Así mismo, esta falla desplaza el eje del anticlinal NNW–SSE de Antapaccay, condiciona la posición de la charnela mineralizada y favorece el emplazamiento de pórfidos y brechas hidrotermales en el bloque hundido, generando escarpes y laderas estructurales que controlan tanto la estabilidad de los taludes de la mina, así como la circulación de aguas subterráneas hacia el valle Huinipampa y la comunidad de Alto Huarca (Carlotto & Cárdenas, 2024).

4.4.1.4.6 FALLA TINTAYA (NE–SW)

La falla Tintaya (Figura 4.36) de orientación NE–SW junto con la falla Alto Huarca, actúan como falla límite opuesto al graben de Tintaya – Antapaccay, ha causado localmente, la rotación en la zona de Tintaya a los pliegues andinos, tanto anticlinales y sinclinales en la dirección de rumbo ENE–WSW (Jordan et al., 2014). Esta falla ha favorecido la reorientación de contactos

Huinicunca, R-1. relavera de Huinipampa y R-2. Relavera Ccamacmayo. Fuente. Obtenido de Carlotto et al. (2024), basado en los mapas de Carlier et al. (1989) y Carlotto (2015).

4.4.1.4.7 FALLA COROCCOHUAYCO (NE–SW)

La falla Coroccohuayco (Figura 4.36) es una estructura con cinemática dextral, en dirección NE–SW que corta al noroeste a los depósitos de los yacimientos de Quechua y Coroccohuayco, facilitando la mineralización del skarn – pórfido (~35.7-35.6 Ma) en forma de “campana”, y junto con el sinclinal de sentido NNW–SSE, emplazan sills dioríticos y, posteriormente, pórfidos monzoníticos que completan el metasomatismo y la mineralización cobre–molibdeno (Maher, 2010; Jordan et al., 2014; ChelleMichou et al., 2015). Su actividad en contexto transgresivo favoreció la formación de un cuerpo de skarn en forma de “campana” alrededor del stock porfirítico. La falla Coroccohuayco divide el corredor estructural Tintaya – Antapaccay hacia el norte y generando zonas de cizalla donde se concentran brechas tectónicas y magmático–hidrotermales, que actúan como rutas preferentes para los fluidos mineralizantes (ChelleMichou et al., 2015).

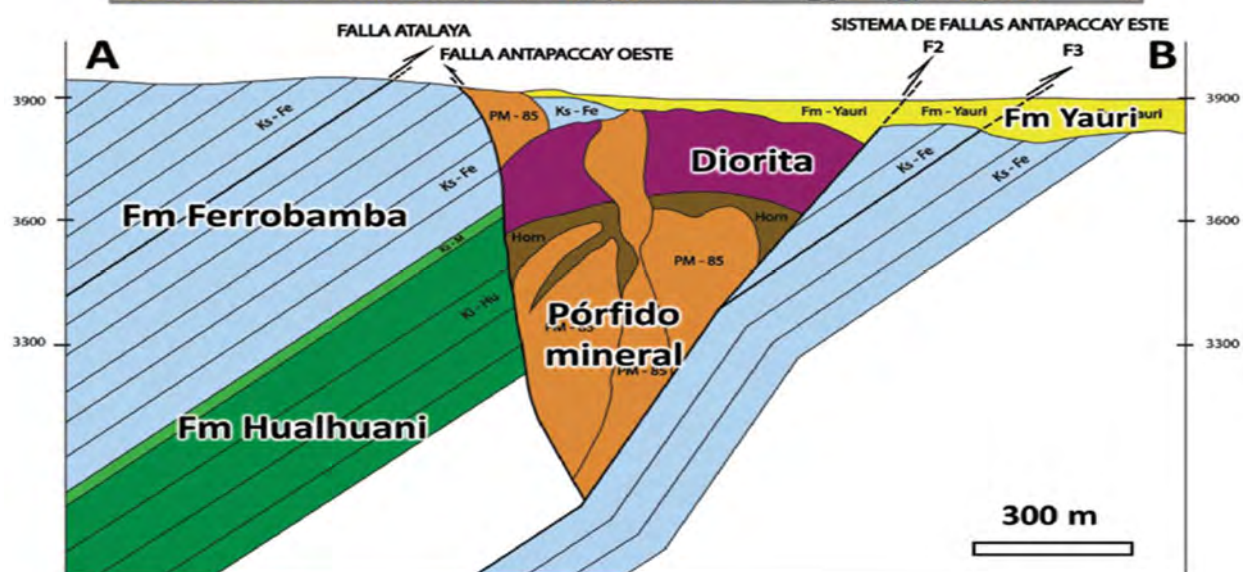
4.4.1.4.8 FALLA QUECHUA (E–W)

La falla Quechua (Figura 4.36), de rumbo E – W, con vergencia variable, marca el límite sur del distrito minero de Tintaya y corta tanto pliegues como fallas de direcciones NW – SE y NE – SW, marcando una zona de transferencia estructural vinculada a la deflexión de Abancay (Jordan et al., 2014). Se asocia a la reorientación del campo de esfuerzos durante la formación de la deflexión de Abancay y marca una zona de transferencia estructural que segmenta los dominios mineralizados. Su presencia explica cambios abruptos en la continuidad de estructuras y unidades litológicas hacia el sur de Tintaya–Antapaccay. El cambio regional en la dirección de estructuras de NO–SE a E – O se asocia a rotaciones antihorarias durante la Fase Inca, controladas por sistemas de fallas profundas como Cusco – Lagunillas – Mañazo y Urcos – Sicuani – Ayaviri (Carlotto, 2013; Roperch et al., 2006). La falla Quechua tiene implicancias en la distribución de cuencas intramontañas miocenas y en el drenaje regional hacia el sur del distrito (Cerpa et al., 2004).

4.4.1.4.9 ANTICLINAL DE ANTAPACCAY (NNW–SSE)

El anticlinal de Antapaccay (Figura 4.36) es la estructura plegada principal que controla la geometría del yacimiento, con eje NNW–SSE y vergencia noreste (Jordan et al., 2014), es un pliegue de propagación asociado a fallas, con núcleo en areniscas Soraya y flancos en calizas Ferrobamba (Carlotto, 2014; Jordán et al., 2017). La charnela del pliegue está cortada por los pórfidos PM2–PM3, que alojan la mineralización tipo pórfido, mientras que los flancos soportan skarn y brechas hidrotermales en contacto con calizas Ferrobamba y hornfels derivados de Mara y Soraya. Esta estructura representa una “Trampa” estructural óptimo, donde el acortamiento y el plegamiento pre–Incaico e Incaico generaron zonas de debilidad que fueron aprovechadas por los intrusivos mineralizantes. Controla exposición de hospederos mineralizados, con estratos de crecimiento eocenos (Carlotto & Cárdenas, 2024).

Estas estructuras reflejan inversión tectónica, acortamiento (~650 km) y delaminación, clave para mineralización en Antapaccay (Carlotto et al., 2023; Chelle-Michou et al., 2015).



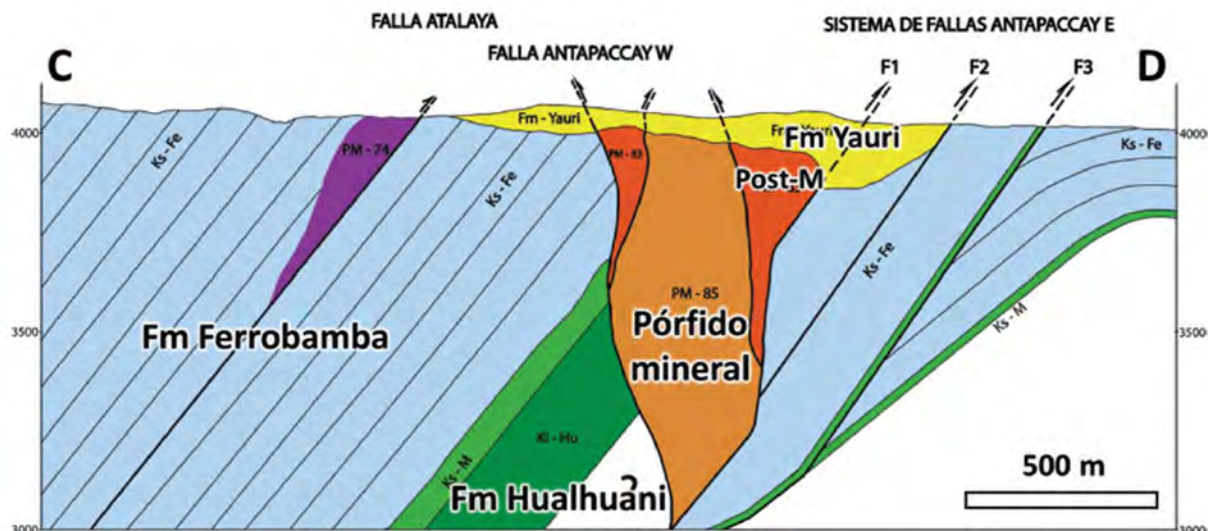


Figura 4.37: Mapa estructural del yacimiento de Antapaccay acompañado de secciones estructurales. Mapa estructural del yacimiento de Antapaccay junto con secciones estructurales que evidencian los sistemas de fallas Antapaccay Este (F1, F2 y F3), Antapaccay Oeste y Atalaya, así como la ubicación de los intrusivos pórfidos mineralizados correspondientes a **Antapaccay Norte** y **Antapaccay Sur**. Fuente: Carlotto (2015).

4.4.2 YACIMIENTO DE MORENCI

4.4.2.1 LA TECTÓNICA LARAMIDE

La síntesis desarrollada por Dickinson & Snyder (1978) constituye un aporte fundamental para comprender la Orogenia Laramide, pues integra evidencia estructural, magmática y geodinámica con el fin de proponer un modelo de interacción de placas capaz de explicar la migración hacia el interior del arco magmático y la deformación intracratónica distante del margen convergente (Figura 4.40). Los autores señalan que, previo a Laramide, el margen occidental de Norteamérica funcionaba bajo un régimen de subducción convencional con un arco volcánico mesozoico paralelo al margen y con deformación confinada a las cordilleras próximas a la trinchera. Sin embargo, entre 90 y 75 Ma el arco experimenta un desplazamiento significativo hacia el este, lo cual evidencia una reorganización profunda en la geometría de subducción que no puede ser explicada por modelos tradicionales. Esta observación constituye el punto de partida para plantear que la Orogenia Laramide (Figura 4.43) demanda una hipótesis tectónica distinta a la subducción inclinada típica.

En este contexto, Dickinson & Snyder (1978) proponen que la clave para explicar el comportamiento tectónico y magmático del intervalo Cretácico Superior–Paleógeno radica en un cambio drástico del ángulo de subducción, dando lugar a un modelo de subducción de bajo ángulo o “flat slab”. La comparación entre subducción convencional y subducción somera (Figura 4.40), muestra cómo la placa oceánica puede avanzar de manera casi horizontal bajo la litosfera continental, generando un fuerte acoplamiento mecánico entre ambas placas. Esta geometría permite transmitir esfuerzos compresivos a grandes distancias del margen convergente, explicando así la presencia de la deformación Laramide en regiones distales como Wyoming, Colorado y Arizona. La hipótesis de subducción plana, por tanto, emerge como la única explicación coherente para integrar migración magmática, deformación intracratónica y cese volcánico durante el Paleógeno (Dickinson & Snyder, 1978).



Figura 4.38: Falla Antapaccay E en la zona norte de Antapaccay, Mirando al Sur. Fuente: Elaboración propia.



Figura 4.39: Falla Antapaccay W en la zona norte de Antapaccay, Mirando al norte. Fuente: Elaboración propia.

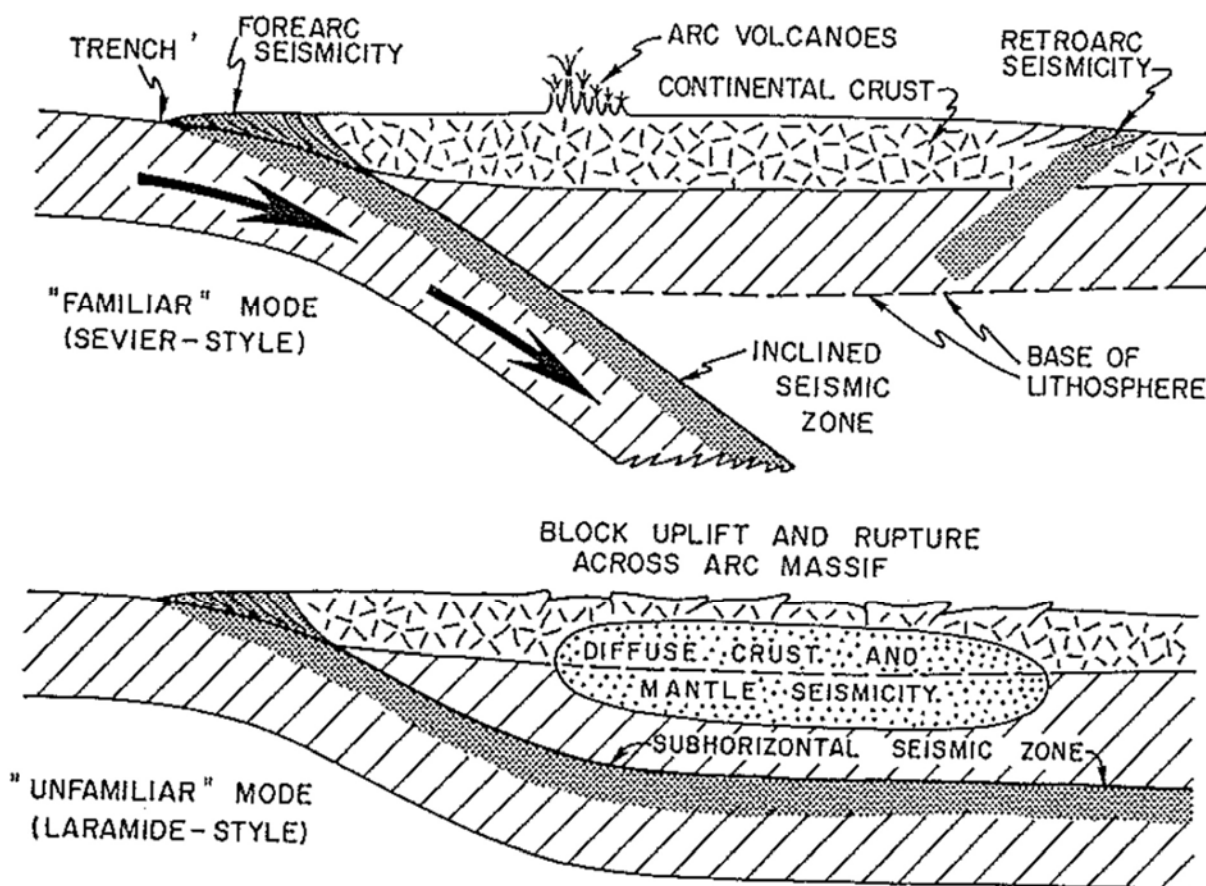


Figura 4.40: Tipos de arcos orogénicos asociados a modalidades de subducción. Imagen que muestra los dos tipos de arcos orogénicos en las dos modalidades de subducción de alto ángulo en la parte superior y horizontal de bajo ángulo en la parte inferior. Fuente. Dickinson & Snyder (1978).

La Figura 4.41 muestra la expansión progresiva del magmatismo de arco hacia el este durante el Cretácico tardío. Debido a que muchas de las rocas fechadas son plutónicas, las edades radiométricas reflejan más el enfriamiento que el emplazamiento, por lo que la distribución temporal del magmatismo no está completamente controlada. Sin embargo, la tendencia general indica que el arco migró tierra adentro, lo que sugiere que el ángulo de subducción bajo la Cordillera pasó de ser empinado a sub-horizontal entre 80 y 70 Ma. La formación del “*Paleogene magmatic null*” (una zona sin magmatismo) comenzó aproximadamente a los 70 Ma, probablemente cerca del límite entre Idaho, Nevada y Oregón. Entre 5 y 10 millones de años después, el magmatismo de arco ya había desaparecido en el locus de Nevada y gran parte del noroeste del Pacífico. La Figura 4.41 muestra cómo el magmatismo se reactivó a los 60Ma la brecha magmática cambia en tamaño y forma durante el Paleógeno. En el diagrama, dicha brecha está marcada por las representaciones más occidentales del magmatismo de arco en distintos momentos. (Dickinson & Snyder, 1978).

El reinicio del arco volcánico en el Eoceno tardío–Oligoceno, una vez que la placa colapsa y se hunde nuevamente en el manto (delaminación), refuerza la relación directa entre la geometría de subducción y la evolución del magmatismo (Figura 4.42) (Dickinson & Snyder, 1978).

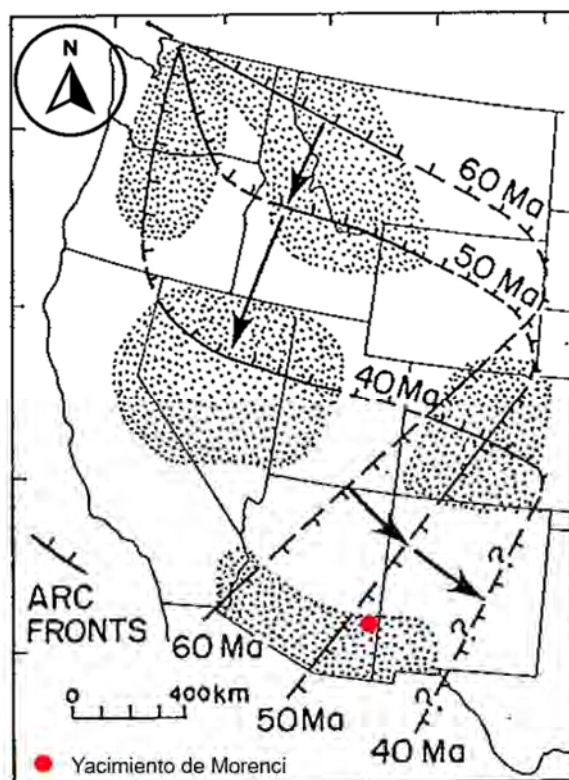


Figura 4.41: Migración del Arco Magmático en el Oeste de los EE. UU. entre 60 a 40 millones de años. Fuente. Dickinson & Snyder (1978).

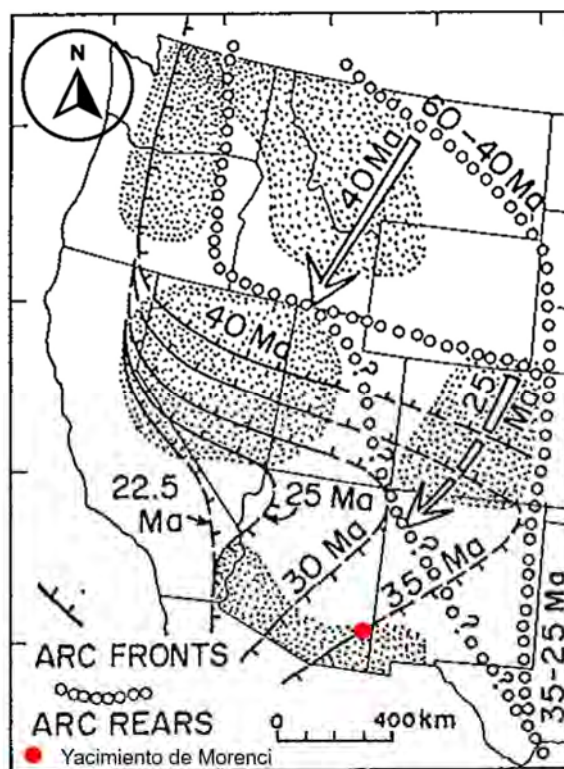


Figura 4.42: Migración del Arco Magmático en el Oeste de los EE. UU. entre 40 a 22.5 millones de años. Fuente. Obtenido de Dickinson & Snyder (1978).

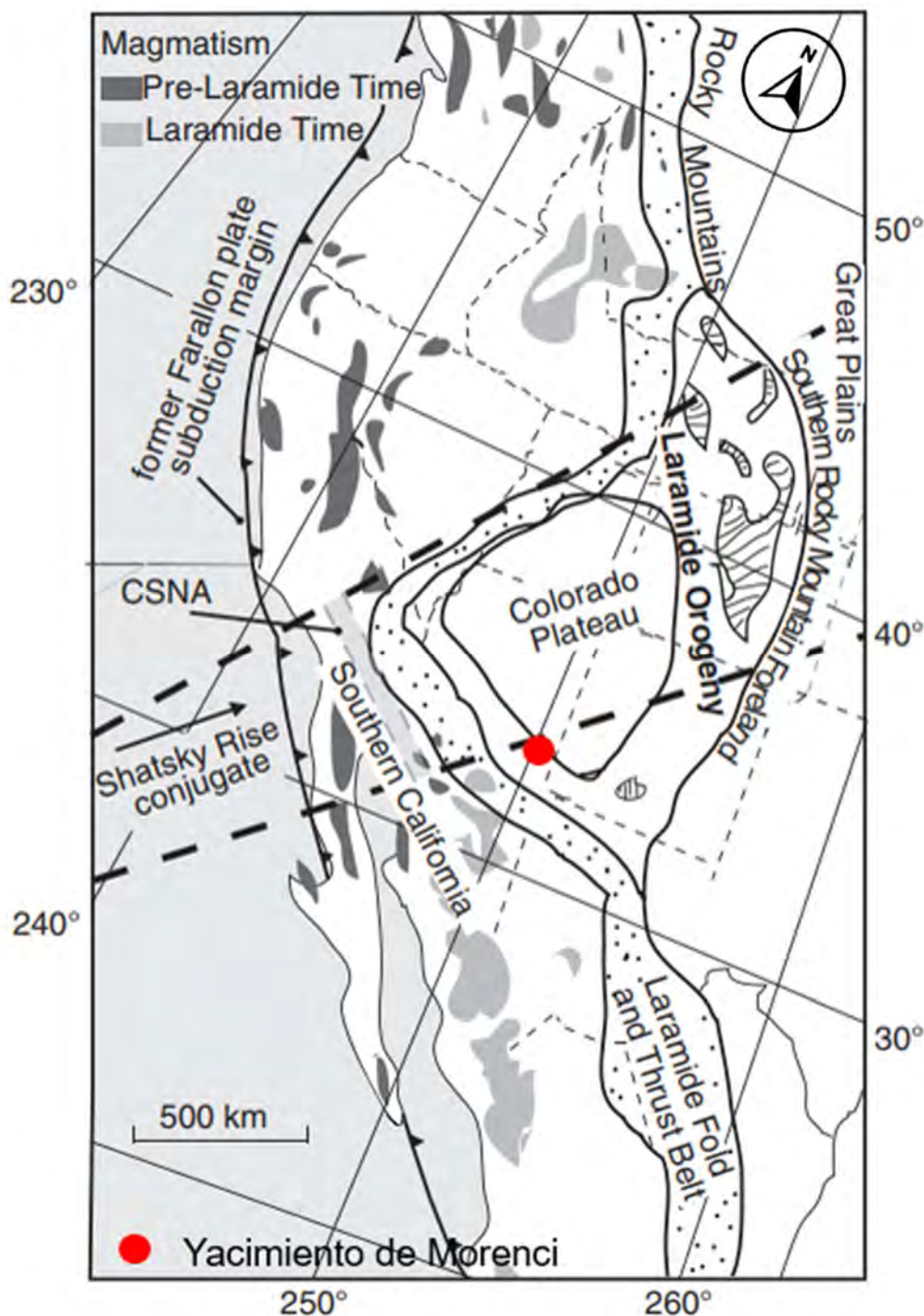


Figura 4.43: Mapa del presente mostrando los aspectos tectónicos asociados con la tectónica Laramide por la subducción de la placa de Farallón. Las líneas entrecortadas muestran la dirección inferida de la subducción de la dorsal oceánica Shatsky Rise. CSNA: Arco volcánico cretácico de Sierra Nevada. El basamento que involucró uplifts de bloques corticales durante la orogenia Laramide están dados por los polígonos rayados. Fuente, Obtenido de Liu & Currie (2016).

4.4.2.2 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

Las provincias fisiográficas Colorado Plateau, la Zona de Transición de Arizona y Basin and Range constituyen los principales dominios tectónicos del suroeste de Estados Unidos y

representan diferentes respuestas de la litosfera a la evolución geodinámica de la margen occidental de Norteamérica (Figura 4.44). Aunque actualmente presentan marcados contrastes en relieve, espesor cortical, deformación y actividad magmática, su configuración está estrechamente vinculada a la herencia estructural del basamento paleoproterozoico, particularmente a las provincias Yavapai y Mazatzal, así como a los procesos asociados con la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón durante la orogenia Laramide y a la posterior extensión cenozoica. La interacción entre estos procesos dio origen a una corteza altamente heterogénea, donde el Colorado Plateau preservó una litosfera relativamente estable, la zona de transición actuó como un corredor de transferencia entre dominios tectónicos contrastantes, y Basin and Range evolucionó hacia un régimen de extensión generalizada caracterizado por el desarrollo de fallas normales y el adelgazamiento cortical.



Figura 4.44: Distribución de las principales provincias fisiográficas del suroeste de Estados Unidos y ubicación del distrito de Morenci.

4.4.2.2.1 *COLORADO PLATEAU*

El Colorado Plateau constituye una de las provincias tectónicas más estables de América del Norte. Está conformada por una secuencia de rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas que se mantienen casi horizontales y con mínima deformación, a diferencia de las provincias adyacentes como Basin and Range o las Montañas Rocosas. Su estabilidad se explica por la persistente influencia de antiguos límites de acreción proterozoicos que controlaron la arquitectura litosférica del suroeste norteamericano (Karlstrom & Humphreys, 1998).

El levantamiento cenozoico del Colorado Plateau está relacionado con la heterogeneidad térmica y estructural de su litosfera. Estudios de tomografía sísmica revelan un manto relativamente frío y de alta velocidad en el interior del Plateau, con bordes caracterizados por zonas de baja velocidad asociadas a calentamiento y rejuvenecimiento litosférico. Este patrón sugiere que el levantamiento fue consecuencia de procesos profundos de debilitamiento y aporte térmico del manto durante el Cenozoico (Liu, 2011).

Las evidencias sísmicas y geoquímicas apuntan a que la base de la litosfera del Colorado Plateau ha experimentado procesos de delaminación desde el Mioceno. Este hundimiento parcial de la litosfera inferior habría favorecido el levantamiento y el magmatismo periférico. Se interpreta que el manto litosférico debilitado e hidratado durante la subducción Laramide se volvió inestable gravitacionalmente, generando una subsidencia localizada y reajuste isostático que elevó el bloque principal del Plateau (Levander et al., 2011).

El límite suroeste del Colorado Plateau con la provincia de Basin and Range presenta una transición abrupta, resultado de convección de borde (“edge-driven convection”) a pequeña escala. Esta convección lateral, inducida por el contraste de espesores litosféricos, explica el magmatismo neógeno, la incisión fluvial acelerada y el relieve diferencial del Plateau (Van Wijk et al., 2010).

Las estructuras proterozoicas, como los límites entre las provincias Yavapai y Mazatzal (Figura 4.45), actuaron como zonas heredadas de debilidad que condicionaron la respuesta del Plateau frente a los eventos tectónicos cenozoicos. Estas discontinuidades controlaron la localización de monoclinas laramídicas, zonas de magmatismo y la compartimentación litosférica interna. La herencia proterozoica, combinada con la dinámica del manto, explica la coexistencia de un núcleo estable con márgenes tectónicamente activos (Chapin, 2014).

4.4.2.2 PROVINCIA DE YAVAPAI.

La Provincia Yavapai constituye un dominio cortical paleoproterozoico ubicado en el suroeste de Norteamérica, integrado por varios bloques tectonoestratigráficos que fueron ensamblados aproximadamente hace 1.70 Ga durante la orogenia Yavapai. La provincia está compuesta principalmente por secuencias supracorticales del Supergrupo Yavapai, conformadas por rocas volcánicas máficas a intermedias, rocas volcanoclásticas y batolitos calcoalcalinos asociados, representativos de ambientes de arco magmático juvenil. La deformación y el metamorfismo registrados en estos bloques, junto con la acreción progresiva de grandes volúmenes de corteza juvenil, reflejan un proceso de crecimiento continental mediante la amalgamación de terrenos tectonoestratigráficos a lo largo del margen meridional de Laurentia durante el Paleoproterozoico (Karlstrom & Bowring, 1988).

El límite sur de la provincia Yavapai está definido por una zona de sutura tectónica que la separa de la Provincia Mazatzal, caracterizada por una mezcla de litologías metamórficas e intrusivas. En esta zona, las rocas muestran una fuerte imbricación estructural y evidencias de deformación dúctil, lo que indica una prolongada historia de convergencia cortical. Estudios geofísicos y geocronológicos han identificado que este límite fue reactivado durante eventos orogénicos posteriores (Figura 4.45, Figura 4.46, Figura 4.47 y Figura 4.48) actuando como una discontinuidad litosférica persistente (Magnani, 2004).

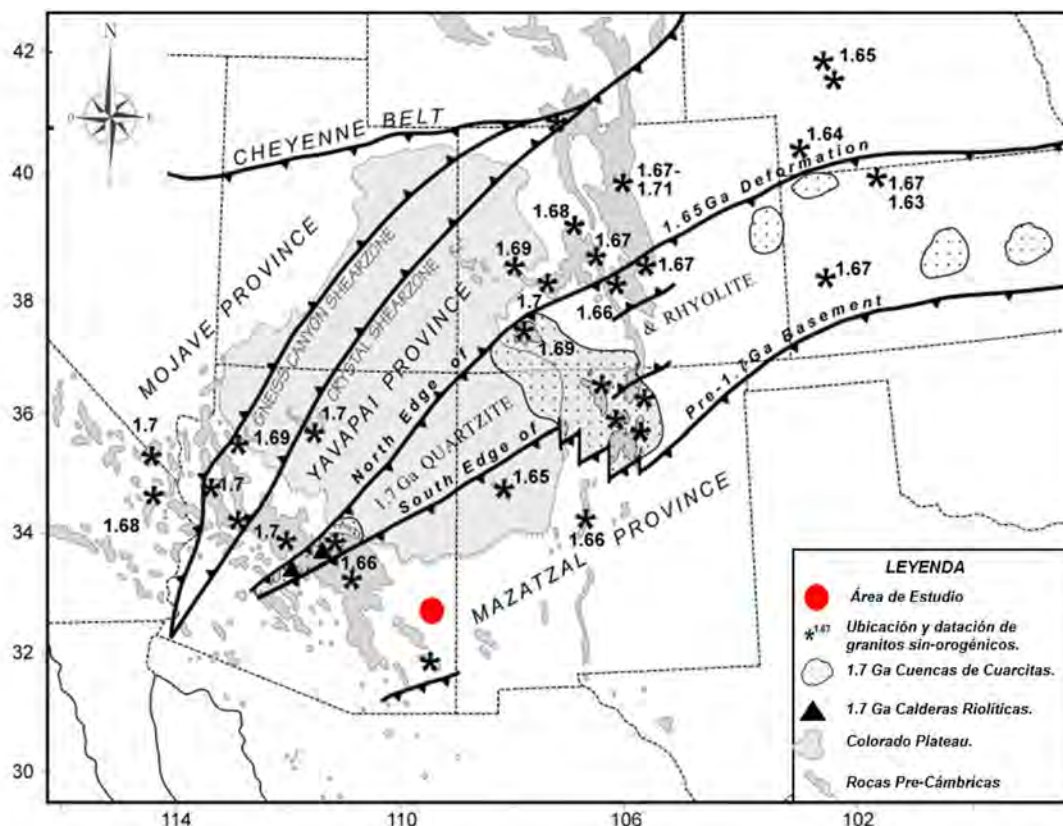


Figura 4.45: Amalgamación contraccional de la litosfera en el Sur Oeste de EE. UU. De 65 a 1.8 Ga Amalgamación contraccional de la litosfera en el Sur Oeste de EE. UU. produjo límites tectónicos de dirección noreste. Fuente: Ligeramente modificado de Karlstrom & Humphreys (1998).

En términos estructurales, la Yavapai se considera el núcleo de la corteza Proterozoica suroccidental, y su evolución influyó directamente en la formación de la posterior orogenia Mazatzal. Las evidencias isotópicas de Nd y Hf muestran una firma juvenil, con valores ϵ_{Nd} positivos, lo que sugiere un origen predominantemente mantélico de los magmas formadores. Estas características la diferencian de las provincias más jóvenes y le otorgan un papel fundamental en la construcción inicial del cratón del suroeste de Laurentia (Figura 4.48) (Karlstrom & Humphreys, 1998).

4.4.2.2.3 PROVINCIA DE MAZATZAL.

La Provincia Mazatzal se desarrolló posteriormente, entre 1.70 y 1.62 Ga, como resultado de la acreción de nuevos arcos volcánicos y cuencas marginales al margen sur de Laurentia, sobre la corteza preexistente de la Provincia Yavapai. Está constituida por secuencias metavolcánicas, metasedimentarias y cuerpos graníticos, entre los que destaca el Mazatzal Group, que registra una transición desde ambientes tectónicamente activos de arco hasta una configuración continental estable (Cox et al., 2002).

Estudios geocronológicos basados en dataciones de uranio-plomo (U-Pb) en circones y análisis isotópicos de samario-neodimio (Sm-Nd) revelan que el magmatismo y la deformación asociados a la orogenia Mazatzal ocurrieron entre 1.68 y 1.62 Ga, implicando la colisión de terrenos juveniles con el margen sur de Laurentia. Esta orogenia consolidó el crecimiento cortical del suroeste norteamericano y estableció una prolongada zona de sutura entre ambas provincias, posteriormente reactivada durante la orogenia Laramide (Figura 4.48) (Amato et al., 2008).

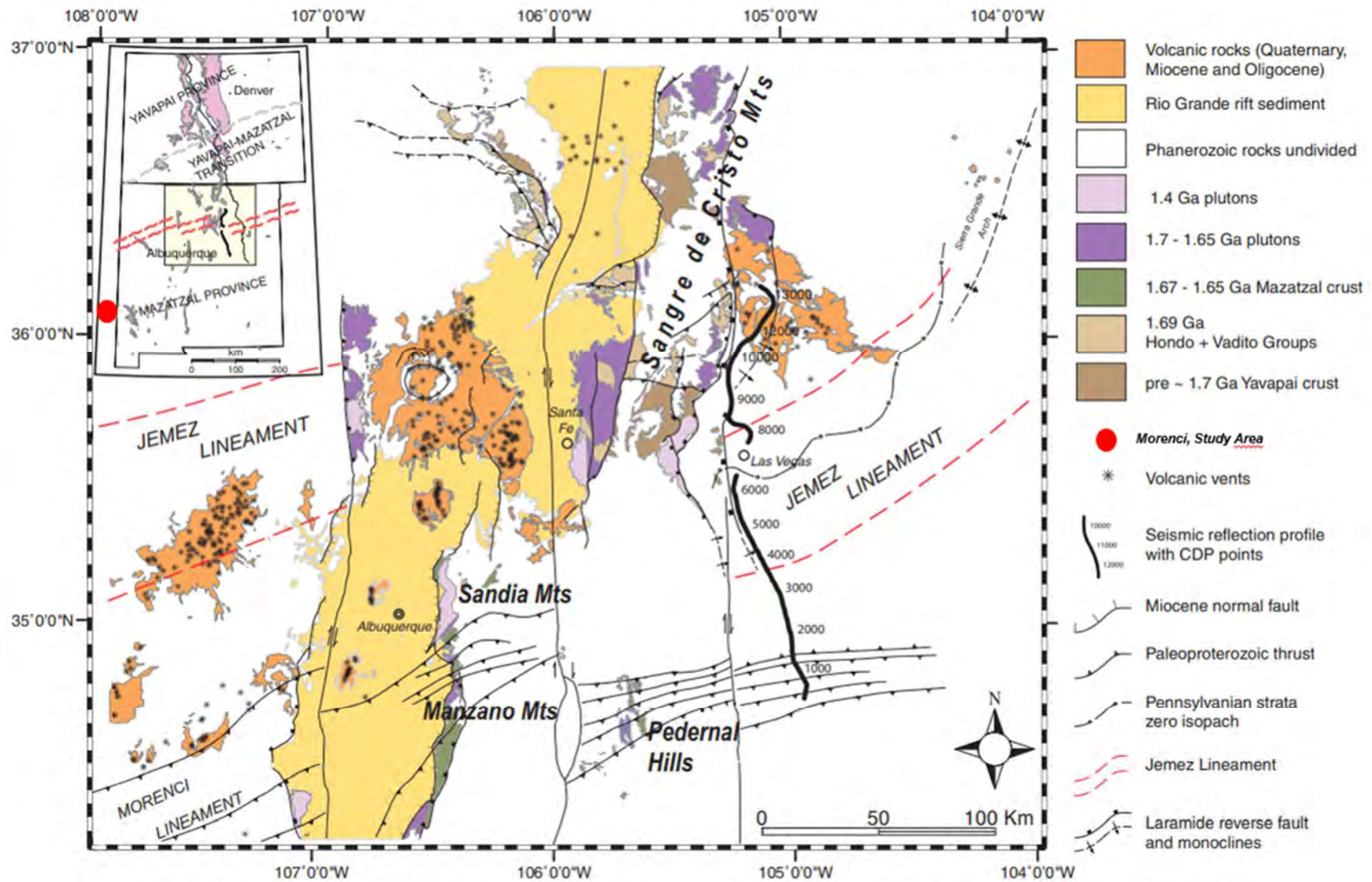


Figura 4.46: Mapa geológico simplificado del norte de Nuevo México. El área de estudio marcada con un punto rojo en la parte superior del mapa muestra rocas del basamento, así como centros volcánicos del terciario y cuaternarios. La línea gruesa negra en la derecha de la imagen muestra la línea del perfil sísmico. Fuente: Magnani (2004).

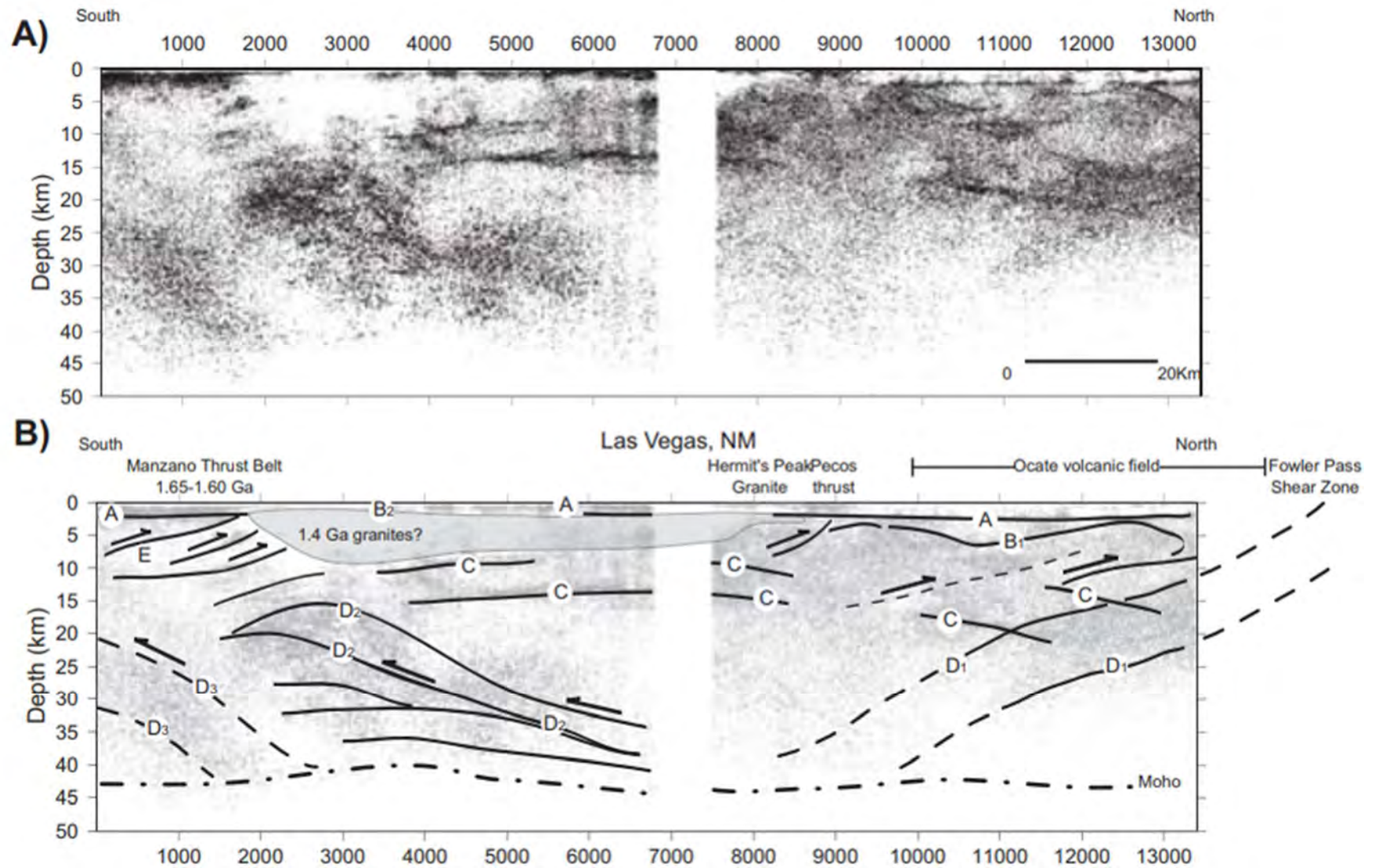


Figura 4.47: Perfil sísmico de reflexión. Se observa: B. Perfil sísmico interpretado, reflector A: Gran discordancia, B1 y B2: Rocas Proterozoicas supra- corticales, C: Siles máficos proterozoicos, D1 y D2: Sutura bivergente del paleo proterozoica (1.68 - 1.65 Ga) con buzamientos opuestos, E: Faja corrida y plegada de Manzano Fuente: Magnani (2004).

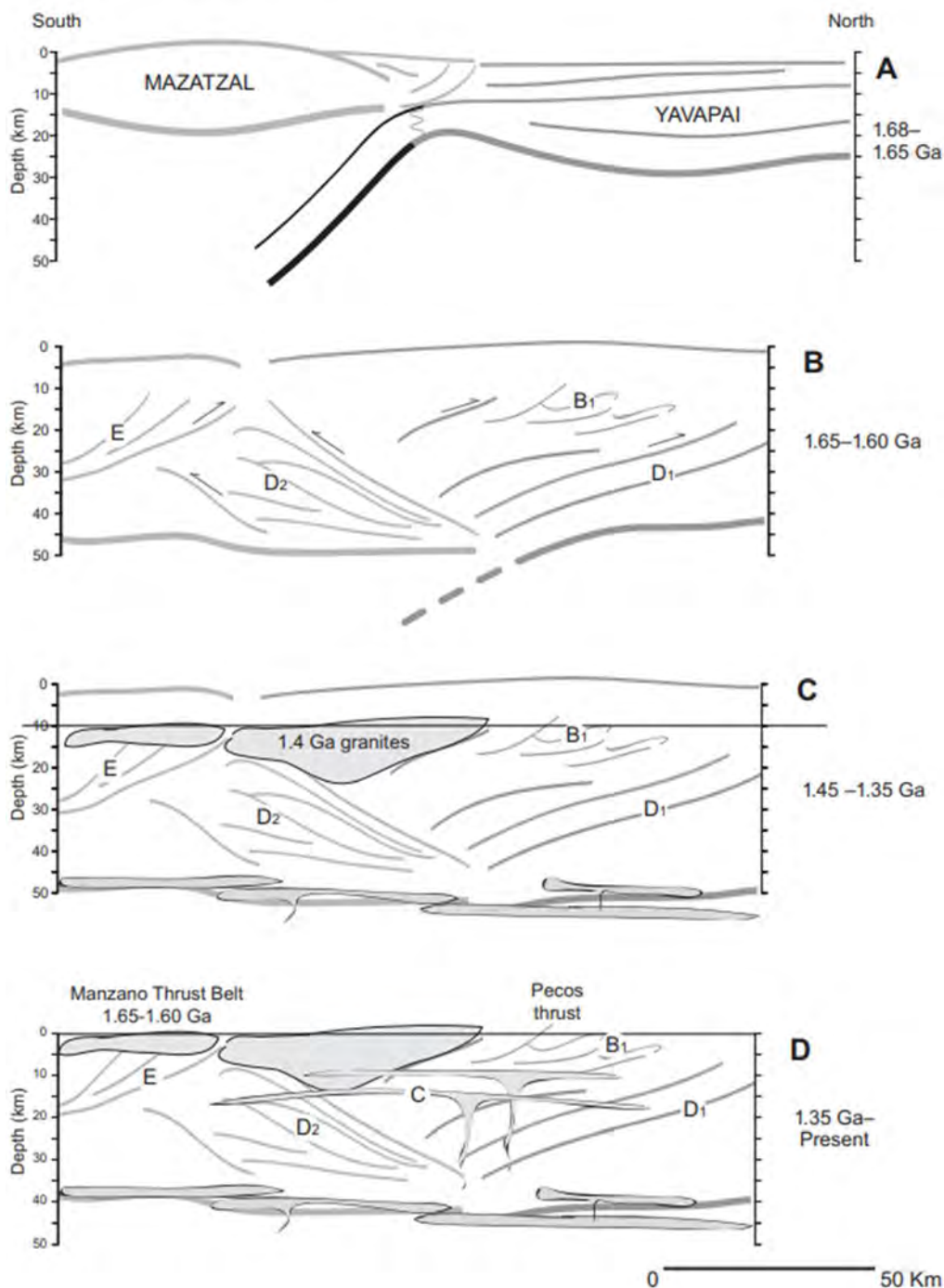


Figura 4.48: Modelo Tectónico del límite entre las provincias de Yapavai y Mazatzal. Se observa. A: Subducción del margen de Yapavai el cual genera el arco volcánico de Mazatzal. Los sedimentos de Mazatzal son depositados sobre el basamento Yapavai (1.70 Ga). B: El arco de Mazatzal colisiona con el margen de Yapavai, mientras la deformación progresa, estructuras con doble vergencia se nuclea (1.68 - 1.65 Ga). C: at 1.4 Ga magmatismo no relacionado a orogenia afecta a la litósfera estable, produciendo 10 km de up-lift y consecuente denudación y el emplazamiento de magma granítico y basáltico. D: Sills máficos intruyen la litósfera cratónica, posiblemente usando la sutura de la preexistente sutura Proterozoica (1.1 Ga al Holoceno). Fuente: Magnani (2004).

4.4.2.2.4 LA ZONA DE TRANSICIÓN.

La Zona de Transición (Transition Zone) de Arizona constituye una provincia fisiográfica de relieve abrupto que separa el sudoeste del Colorado Plateau de la provincia Basin and Range (Figura 4.49). Esta zona presenta características intermedias tanto en la magnitud de la deformación extensional del Oligoceno–Mioceno, como en el espesor cortical actual, el cual disminuye progresivamente hacia el suroeste desde aproximadamente 45 km hasta unos 25 km, así como en la elevación promedio del terreno (Tork Qashqai et al., 2016).

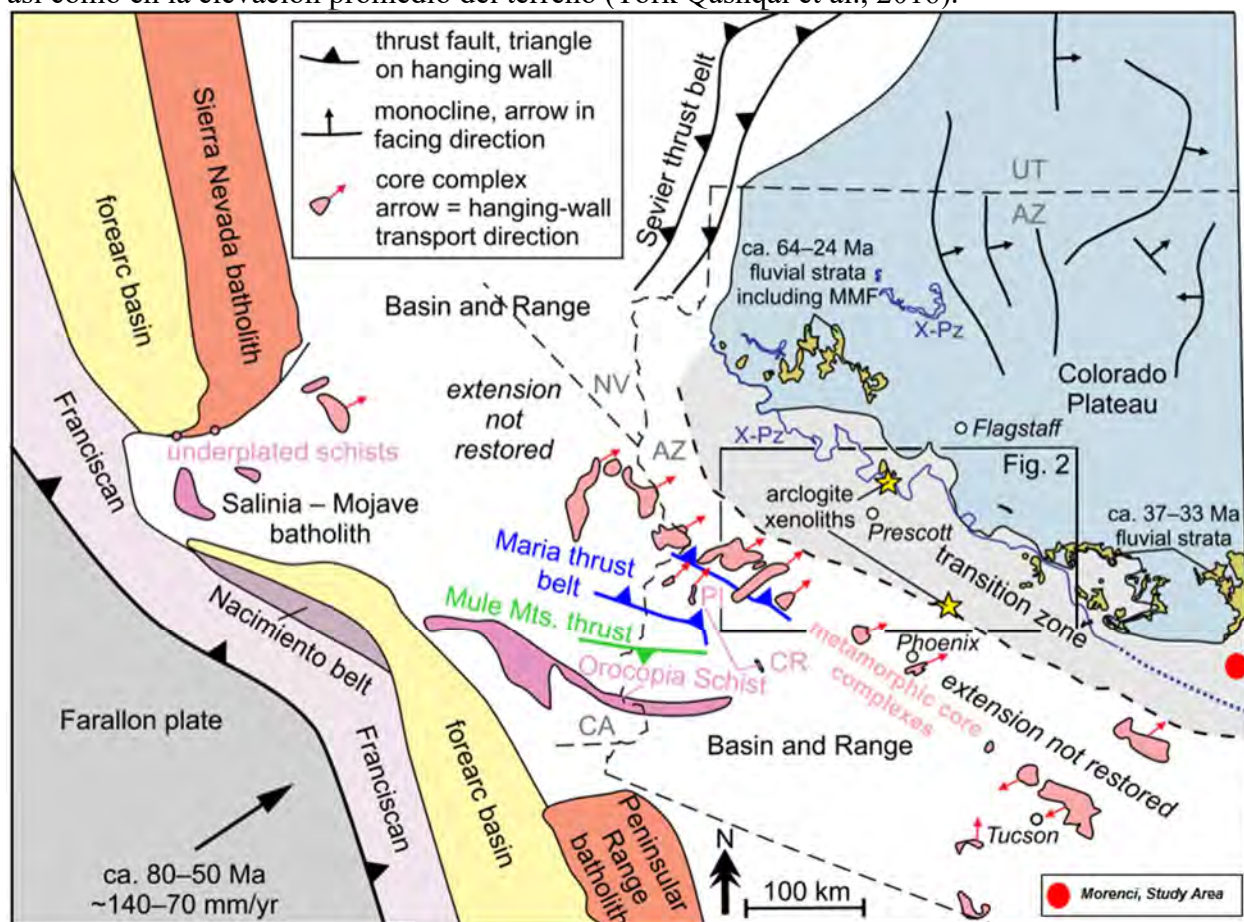


Figura 4.49: Reconstrucción del Cretácico tardío al Eoceno de la cordillera Norte Americana en el Sur Oeste de EE. UU. En el mapa se muestra la reconstrucción del Cretácico tardío al Eoceno de la cordillera Norte Americana en el Sur Oeste de Estados Unidos y mayores elementos tectónicos (Modificado después de Chapman, 2016; Saleeby, 2003). CR: Cementery Ridge; MMF: Formación Music Mountain; X-Pz: Discordancia entre rocas proterozoicas y estratos paleozoicos. Fuente: Kapp (2023).

La porción occidental de la Zona de Transición expone una secuencia compleja de rocas (meta)graníticas y metasedimentarias del Paleoproterozoico (1.8–1.6 Ga), intruidas por plutones de ~1.4 Ga y por stocks tonalíticos de edad Cretácico tardío a Paleoceno (80–65 Ma) (DeWitt et al., 2008). En varios sectores, las rocas proterozoicas están cubiertas por sedimentos sin- y post-extensionales del Neógeno, así como por rocas volcánicas asociadas (DeWitt et al., 2008).

Durante la orogenia Laramide, la Zona de Transición no experimentó un acortamiento significativo (Jenney & Reynolds, 1989), aunque sí actuó como una fuente proximal de sedimentos fluviales que formaron la Formación Music Mountain en el noroeste de Arizona hacia los ~64 Ma (Figura 4.49) (Young & Hartman, 2014; Hill et al., 2016).

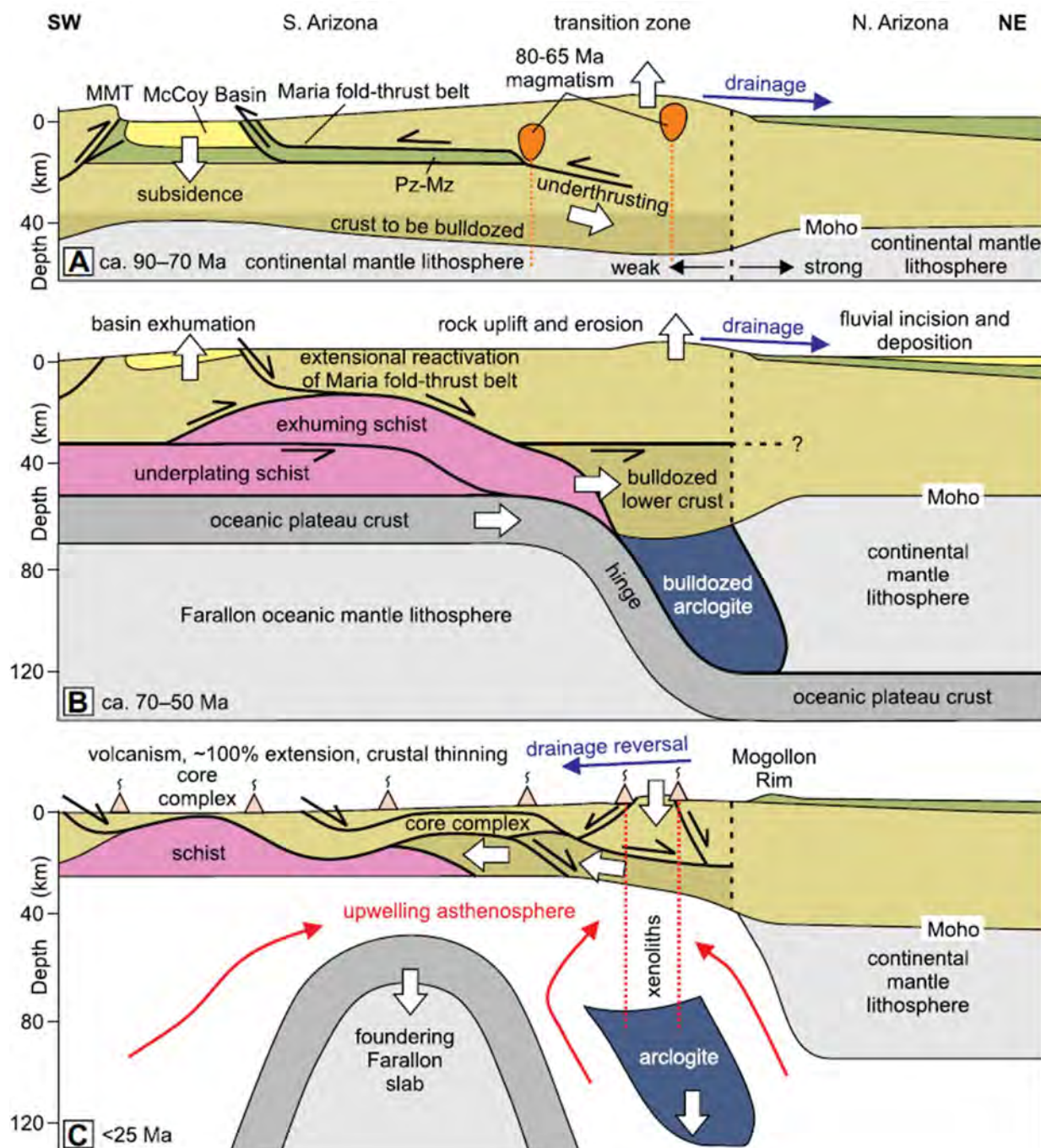


Figura 4.50: Sección esquemática interpretativa del Cretácico tardío al Neógeno del oeste de Arizona. Fuente. Obtenido de Kapp (2023).

Morfológicamente, la Zona de Transición se dispone aproximadamente a 90° al vector de convergencia relativo entre las placas del Farallon y Norteamericana (80–50 Ma) (Figura 4.49), ubicándose dentro del corredor donde se habría subducido una placa oceánica bajo el margen occidental del continente (Livaccari et al., 1981; Saleeby, 2003).

Los análisis que integran las tasas de deformación litosférica a lo largo del tiempo indican que, antes del inicio de la extensión miocena, la Zona de Transición presentaba una corteza con un espesor mínimo de 55 km, reflejando una configuración significativamente más gruesa que la

actual (Bahadori et al., 2018). Por su parte, los estudios geoquímicos de rocas ígneas concuerdan con esta interpretación, al sugerir que hacia los ~76 Ma, la corteza en la Zona de Transición alcanzaba espesores de aproximadamente 58 km, lo que evidencia un periodo previo de engrosamiento cortical vinculado a procesos compresivos y magmatismo Laramide (Chapman et al., 2020b).

Durante el Cretácico tardío (ca. 90–70 Ma), el inicio del Flat Slab de la placa Farallón generó un fuerte acoplamiento entre la placa oceánica y la base de la litosfera continental, provocando un empuje hacia el interior del continente o *lithospheric bulldozing*, bajo la Zona de Transición de Arizona (Figura 4.50A) (Kapp, 2023). Este proceso produjo un engrosamiento cortical considerable (≥ 55 –58 km) y exhumación sincrónica, coherente con la formación de un “hinge” en el punto donde la placa Oceánica comenzó a interactuar con una litosfera continental más rígida (Colorado Plateau) (Figura 4.50A) (Kapp, 2023).

La región situada al suroeste de la Zona de Transición presentaba una litosfera previamente debilitada por magmatismo mesozoico, rifting jurásico-cretácico y acortamiento laramídico, lo que facilitó el desplazamiento de material litosférico denso hacia el noreste bajo el margen más resistente del Plateau (Figura 4.50A) (Kapp, 2023). Este desplazamiento ocasionó una acumulación o “bulldozing” de litosfera bajo la Zona de Transición, que contribuyó a su enfriamiento progresivo entre 70–50 Ma, evento contemporáneo con la incisión inicial de los ríos y la sedimentación de la Formación Music Mountain en el noroeste de Arizona (Figura 4.50B) (Kapp, 2023).

Posteriormente, a partir de ~25 Ma, el colapso extensional generalizado resultó del hundimiento de la losa Farallón y la delaminación de la litosfera densa acumulada bajo la TZ. Este proceso generó extrusión dúctil de la corteza hacia el suroeste, reversión del drenaje fluvial y amplificación del magmatismo neógeno, marcando la transición hacia el régimen extensional del Basin and Range (Figura 4.50C) (Kapp, 2023).

4.4.2.2.5 **BASIN AND RANGE**

La provincia Basin and Range es un dominio extensional cenozoico compuesto por bloques basculados separados por fallas normales que generan el relieve característico de sierras y valles con traza dominante N-S. En Arizona, la provincia de Basin and Range contrasta con la corteza relativamente poco extendida del Colorado Plateau, y la transición entre ambas provincias está marcada por un límite abrupto con fallas normales de alto y bajo ángulo y cuencas sinextensionales (Osborn, 2024).

La orogenia Laramide (~90–40 Ma) dejó una corteza engrosada y enfriada en Basin and Range de Arizona debido a la subducción plana de la placa Farallón. Trabajos recientes proponen un mecanismo de “bulldozing litosférico”: empuje hacia el NE de corteza inferior y litosfera mantélica por la subducción plana, lo que favoreció acortamiento, exhumación y alto espesor cortical previo al colapso extensional (Figura 4.50C). Datos geoquímicos regionales del suroeste de EE. UU. indican que durante la tectónica Laramide se alcanzaron espesores corticales ≥ 50 –60 km, (Kapp, 2023).

El paso de acortamiento laramídico a extensión Basin and Range no fue instantáneo; evidencia termocronológica y de proxies de espesor cortical sugiere un adelgazamiento protraído de la corteza con flujo dúctil de la corteza media-inferior entre ~50–30 Ma, previo al desarrollo de grandes despegues y fallamiento normal generalizado. Esta etapa preparatoria reduce el espesor del “Arizona-plano” y explica discrepancias entre el adelgazamiento total y la exhumación registrada antes de las grandes fallas de bajo ángulo del Mioceno (Jepson et al., 2022).

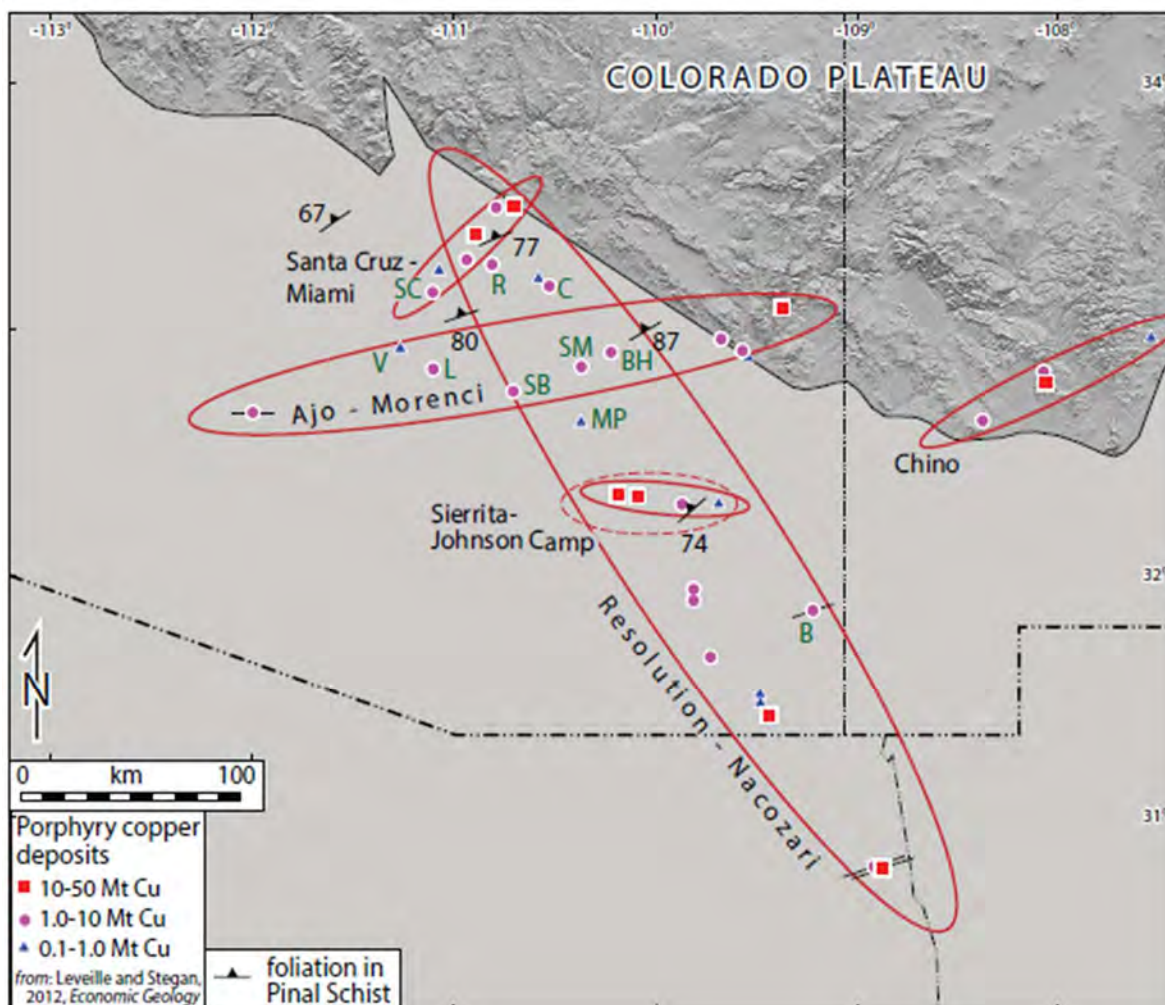


Figura 4.51: Ubicación de pórfidos de cobre después de la restauración anterior a la extensión Cenozoica. B = Bisbee; BH = Bunker Hill; C = Christmas; L = Lakeshore; MP = Marble Peak; R = Ray; SM = San Manuel; SB = Silver Bell; SC = Santa Cruz; V = Vekol. Fuente: Spencer, J. E. (2024)

La secuencia desde la tectónica Laramide hacia el colapso extensional del Basin and Range condicionó la dispersión de sistemas pórfido-cupríferos y la arquitectura de cuencas volcánico-sedimentarias. La reconstrucción puso 39 pórfidos cupríferos en cinco nuevos alineamientos, cuatro de estos muestran una tendencia este a noreste con alta fertilidad en producción de cobre, los cuales además son paralelos a la fábrica paleo proterozoica de la orogenia Yapavai-Mazatzal (Figura 4.51) (Spencer, 2024).

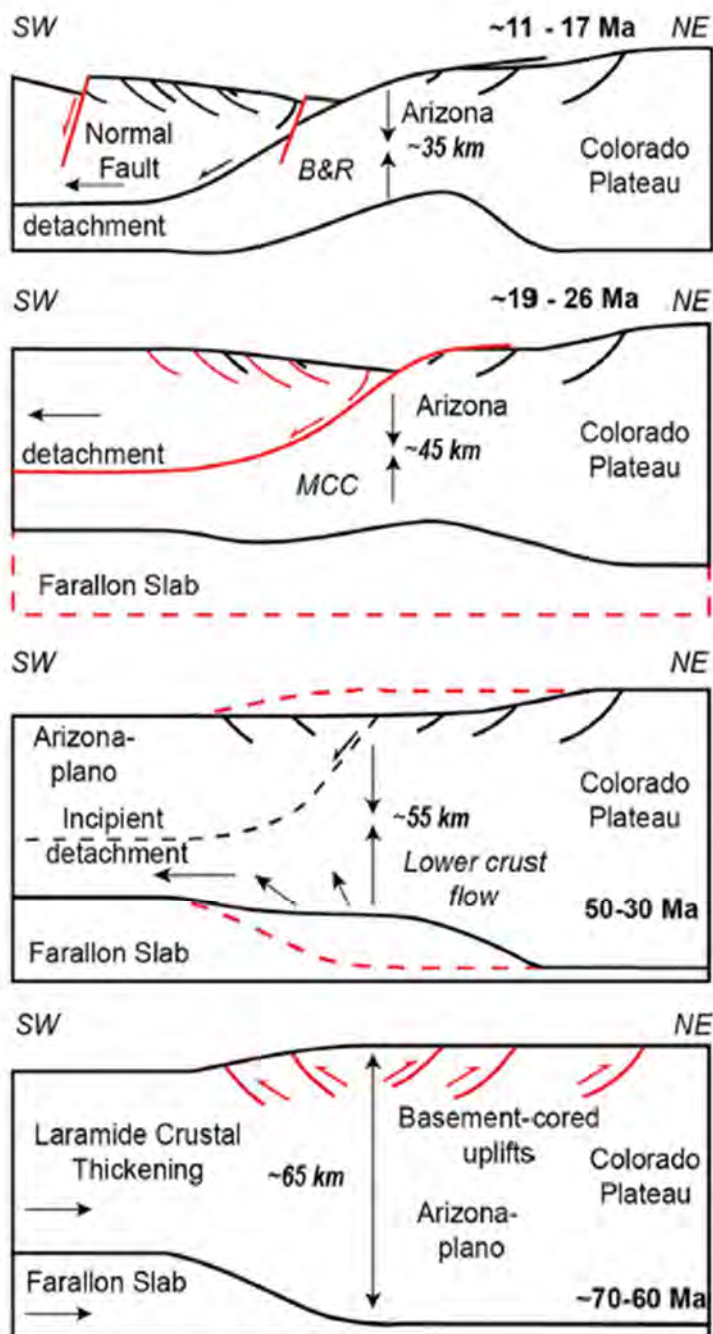


Figura 4.52: Diagrama esquemático que ilustra el proceso del acortamiento de la corteza anterior al fallamiento por detachment y la extensión del Basin and Range. Fuente: Jepson et al. (2022).

4.4.2.3 GEOQUÍMICA DE LA TECTÓNICA LARAMIDE

La provincia de pórfidos de cobre Laramide del suroeste de Estados Unidos representa uno de los ejemplos más importantes de formación de depósitos porfídicos asociados a procesos tectónicos intracontinentales. Este sistema se desarrolló entre aproximadamente 73 y 56 Ma durante la subducción de slab plano de la placa Farallon bajo América del Norte. La comprensión del origen de los magmas responsables de estos depósitos ha sido abordada mediante el análisis integrado de múltiples sistemas isotópicos, incluyendo Sr, Nd, Pb y Hf en circones. Estos sistemas

isotópicos permiten identificar las fuentes de los magmas y evaluar el papel relativo del manto y de la corteza profunda en la generación de magmas fértiles para la formación de pórfidos de cobre (Figura 4.53) (Lamont et al., 2024).

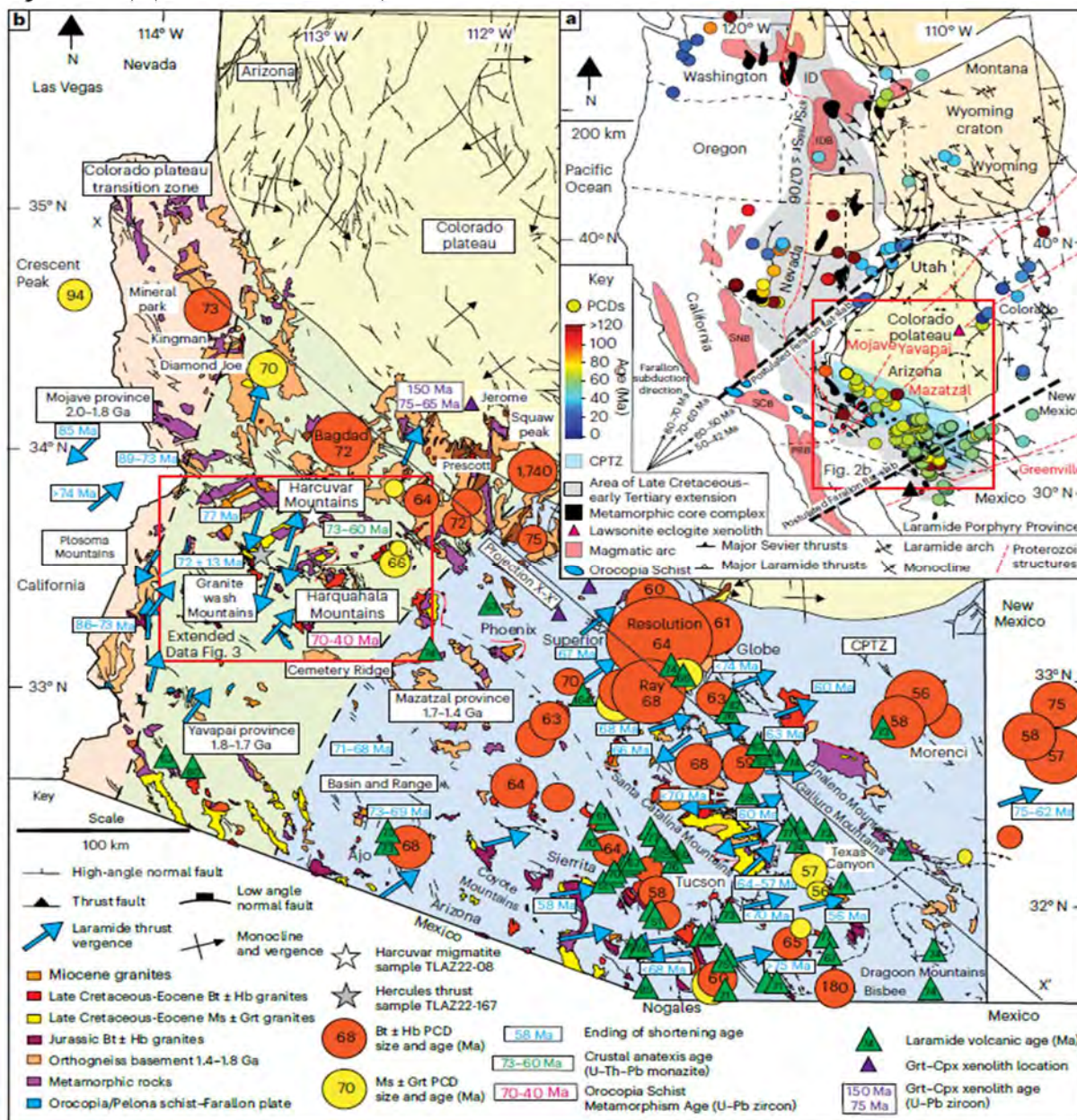


Figura 4.53: Geoquímica de la tectónica de Laramide. Se observa. (a) Configuración tectónica de los pórfidos de cobre en el oeste de Estados Unidos. Las siglas corresponden a los principales batolitos regionales: INB, Batolito de Idaho; SNB, Batolito de Sierra Nevada; SCB, Batolito del sur de California; y PRB, Batolito de Peninsular Range. (Lamont et al., 2024). (b) Distribución de granitos portadores de biotita ± hornblenda y de muscovita ± granate, así como de rocas metamórficas, granitoides del basamento proterozoico y las principales estructuras tectónicas regionales. Entre estas estructuras se incluyen fallas inversas (thrust faults), fallas normales de alto y bajo ángulo, y monoclinas. Fuente: Lamont et al. (2024).

Uno de los indicadores isotópicos más importantes utilizados para rastrear la fuente de los magmas Laramide es el sistema Sm–Nd. Los valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de los granitos asociados a los pórfidos muestran valores negativos que varían aproximadamente entre -0.2 y -18.4 . Estos valores

se superponen con los del basamento proterozoico del suroeste de Estados Unidos, lo que indica que la mayor parte del magma fue generado a partir de materiales corticales antiguos en lugar de derivarse directamente del manto juvenil. Además, los modelos de edad Sm–Nd indican que estas fuentes corticales tienen edades superiores a mil millones de años, lo que sugiere que el reservorio metalogénico que contribuyó a la formación de los pórfidos se estableció durante eventos geológicos mucho más antiguos que la propia orogenia Laramide (Lamont et al., 2024).

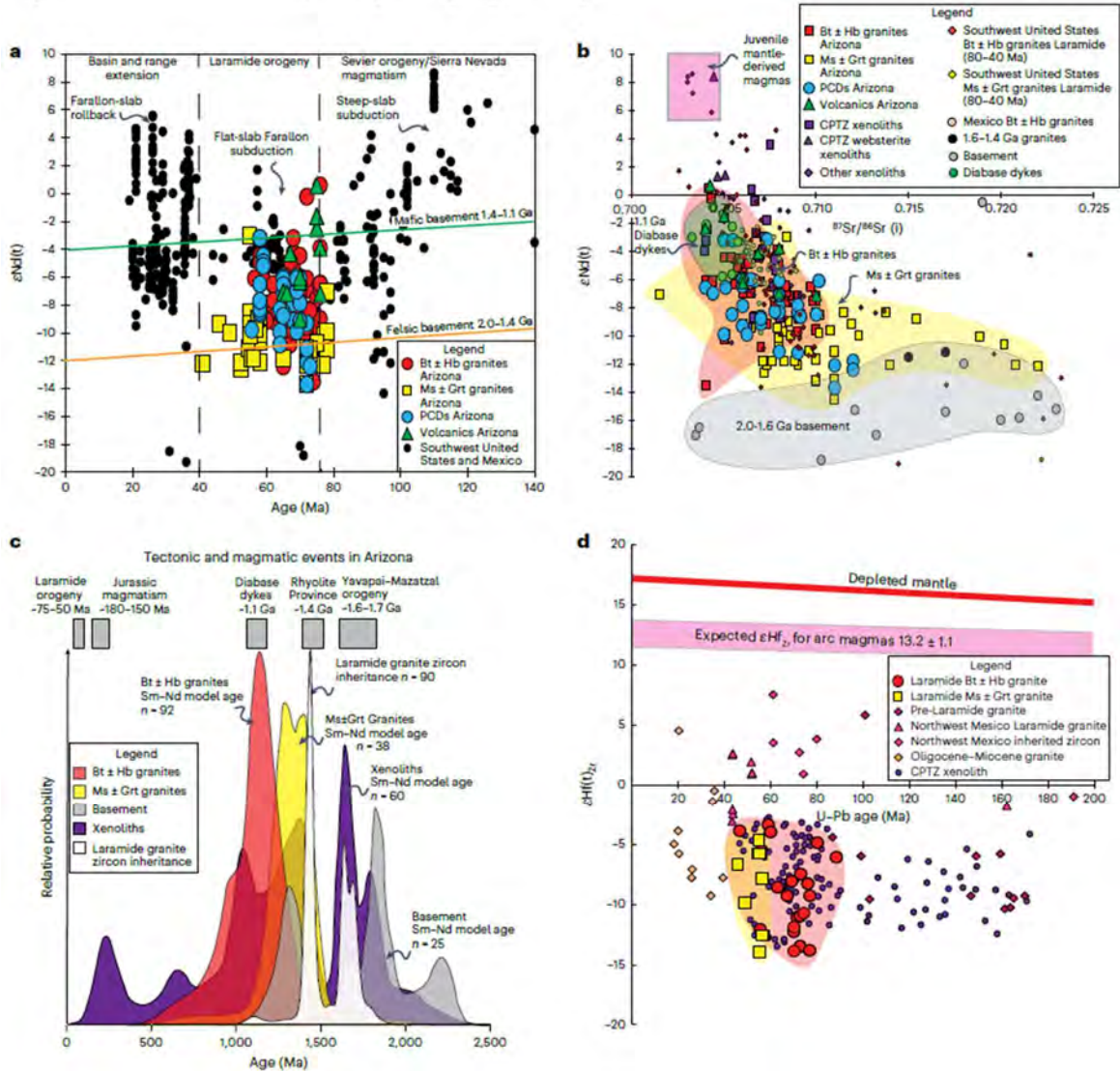


Figura 4.54: Análisis isotópico de rocas ígneas. En la figura: (a) Se muestra una recopilación de isótopos de Nd provenientes de rocas ígneas formadas desde aproximadamente 140 Ma hasta la actualidad, la cual evidencia la influencia de la subducción de slab plano de la placa Farallon entre aproximadamente 80 y 40 Ma en la petrogénesis magmática de la región. El rango de valores calculados de $\epsilon_{Nd}(t)$ para el basamento durante este intervalo refleja la presencia de litologías máficas relativamente jóvenes (alrededor de 1.1 Ga), tales como diques de diabasa, xenolitos de granate–clinopiroxeno y anfibolitas. En contraste, valores más no radiogénicos corresponden a litologías félsicas más antiguas (aproximadamente 1.4–2.0 Ga), entre las que se incluyen granitos proterozoicos y el Pinal Schist. (Lamont et al., 2024). (b) Se presentan datos de isótopos Sr–Nd en roca total correspondientes a granitos portadores de biotita ± hornblenda y muscovita ± granate, así como a depósitos tipo pórfido de cobre (PCDs) y litologías del basamento. Los valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ indican que todos estos granitoides poseen firmas isotópicas no radiogénicas, que se superponen con las registradas en diques de diabasa de aproximadamente 1.1 Ga, xenolitos de la Colorado Plateau Transition Zone (CPTZ) y el basamento proterozoico. Estas firmas isotópicas contrastan claramente

con las de magmas juveniles derivados del mantle wedge. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ corresponde al valor inicial calculado de esta razón isotópica en el momento de cristalización de la roca. (Lamont et al., 2024). (c) Se muestra un diagrama de densidad de probabilidad de edades modelo Sm–Nd de dos etapas para granitos Laramide con biotita $\pm$ hornblenda, granitos con muscovita $\pm$ granate, xenolitos, rocas del basamento y circones heredados. Este análisis permite identificar la edad de los reservorios fuente que contribuyeron a la generación de los magmas. (Lamont et al., 2024). (d) Finalmente, se presentan isótopos de Hf en circones provenientes de rocas graníticas del suroeste de Estados Unidos y del noroeste de México. Los granitos con biotita $\pm$ hornblenda, los granitos con muscovita $\pm$ granate y los xenolitos de granate–clinopiroxeno de la CPTZ muestran firmas isotópicas no radiogénicas superpuestas, lo que sugiere una fuente común relacionada con materiales corticales antiguos. Fuente: Lamont et al. (2024).

La evidencia isotópica (Figura 4.54) sugiere que el enriquecimiento en cobre del reservorio profundo que alimentó los pórfidos Laramide ocurrió mucho antes del magmatismo mineralizante. Los datos isotópicos indican que el magma se originó en litologías de la corteza inferior proterozoica que contienen cumulos máficos y rocas enriquecidas en sulfuros metálicos. Estos materiales se formaron entre aproximadamente 1.7 y 1.1 Ga durante episodios de magmatismo y acreción continental asociados a la evolución temprana del basamento de Norteamérica. Durante estos eventos se generaron cumulos máficos ricos en sulfuros que incorporaron cobre y otros metales, estableciendo así un reservorio metalogénico profundo que posteriormente sería reactivado durante la orogenia Laramide (Lamont et al., 2024).

La relación entre el enriquecimiento antiguo del reservorio metalogénico y la formación posterior de los pórfidos Laramide se evidencia también en los análisis de Hf en circones. Los valores de $\varepsilon\text{Hf}(t)$ obtenidos de circones en granitos Laramide presentan firmas isotópicas negativas que se superponen con las del basamento proterozoico regional. Además, los circones muestran edades heredadas que incluyen poblaciones de aproximadamente 1.1 Ga, 1.4 Ga y 1.6–1.7 Ga, coincidentes con los principales eventos magmáticos y orogénicos del basamento de la región. Estas edades heredadas indican que el magma que generó los pórfidos incorporó material derivado directamente de este basamento antiguo, reforzando la interpretación de que la fertilidad metalogénica estaba controlada por reservorios profundos previamente enriquecidos en metales (Lamont et al., 2024).

La evidencia petroquímica e isotópica también se complementa con observaciones directas de xenolitos de granate–clinopiroxenos presentes en la zona de transición del Colorado Plateau. Estos xenolitos representan fragmentos de la corteza inferior y contienen sulfuros ricos en cobre con concentraciones que pueden alcanzar hasta aproximadamente 1000 ppm de cobre. Tales litologías constituyen una evidencia directa de la existencia de reservorios profundos enriquecidos en cobre en la corteza inferior proterozoica. La presencia de estos reservorios sugiere que el cobre presente en los pórfidos Laramide fue reciclado desde estas litologías profundas durante los procesos de fusión cortical inducidos por la subducción de slab plano (Lamont et al., 2024).

El modelo de fertilización litosférica propuesto para la provincia Laramide ayuda a explicar la distribución regional de depósitos gigantes como Morenci. Durante el Paleoproterozoico, la subducción en los arcos magmáticos de Yavapai–Mazatzal produjo tanto depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) como pequeños sistemas tipo pórfido. Un ejemplo representativo es Squaw Peak, cuya edad Re–Os de aproximadamente 1.73 Ga demuestra que la mineralización porfídica ya estaba presente durante el Paleoproterozoico y que la firma metalogenética cuprífera de la región se estableció mucho antes de la orogenia Laramide (Figura 4.55). La formación de estos sistemas estuvo acompañada por procesos de metasomatismo que enriquecieron el manto litosférico y la corteza inferior en cobre y otros metales. Posteriormente, durante la orogenia Laramide (76–50 Ma), la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón promovió la fusión parcial de estos reservorios previamente fertilizados, generando magmas excepcionalmente ricos en

metales y favoreciendo la formación de grandes depósitos tipo pórfido. En consecuencia, la distribución de depósitos gigantes como Morenci refleja no solo los procesos magmáticos laramídicos, sino también la herencia metalogénica de una litosfera enriquecida desde el Paleoproterozoico. (Sillitoe et al. 2014)

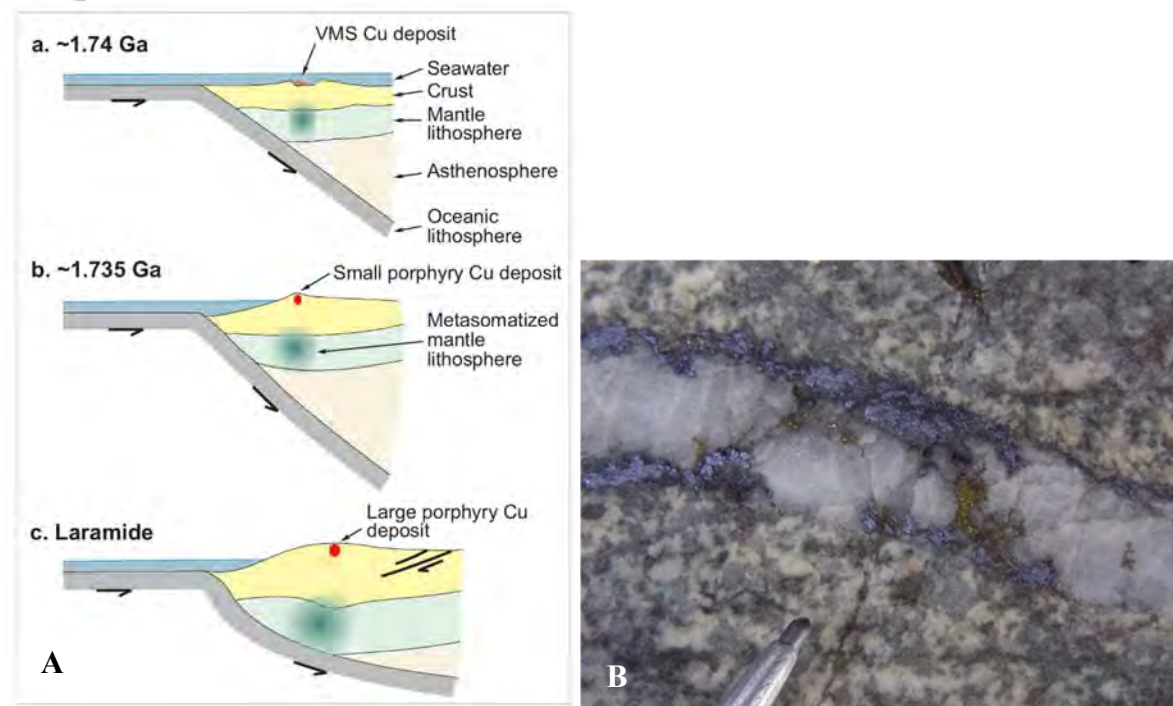


Figura 4.55: Evolución conceptual de la fertilización del manto litosférico durante el Paleoproterozoico y generación de depósitos tipo pórfido durante la orogenia Laramide. B. Muestra de la granodiorita porfirítica con una venilla de cuarzo tipo B con molibdenita, calcopirita y pirita del yacimiento Squaw Peak que se usó para la datación. Fuente: Sillitoe et al. (2014)

Durante la orogenia Laramide, la subducción de slab plano produjo una configuración tectónica en la que el mantle wedge fue reducido o eliminado bajo el suroeste de Estados Unidos. Como consecuencia, los fluidos liberados por la deshidratación del slab subducido pudieron migrar directamente hacia la base de la corteza continental. Este flujo de fluidos ricos en volátiles promovió la fusión hidratada de la corteza inferior proterozoica previamente enriquecida en metales, generando magmas ricos en agua capaces de transportar cobre hacia niveles superiores de la corteza. Este proceso de “water-fluxed crustal melting” explica la formación de magmas con características geoquímicas adakíticas, tales como altos valores de Sr/Y La/Yb (Figura 4.54), los cuales son indicadores típicos de magmas fértiles para la formación de pórfidos de cobre (Lamont et al., 2024).

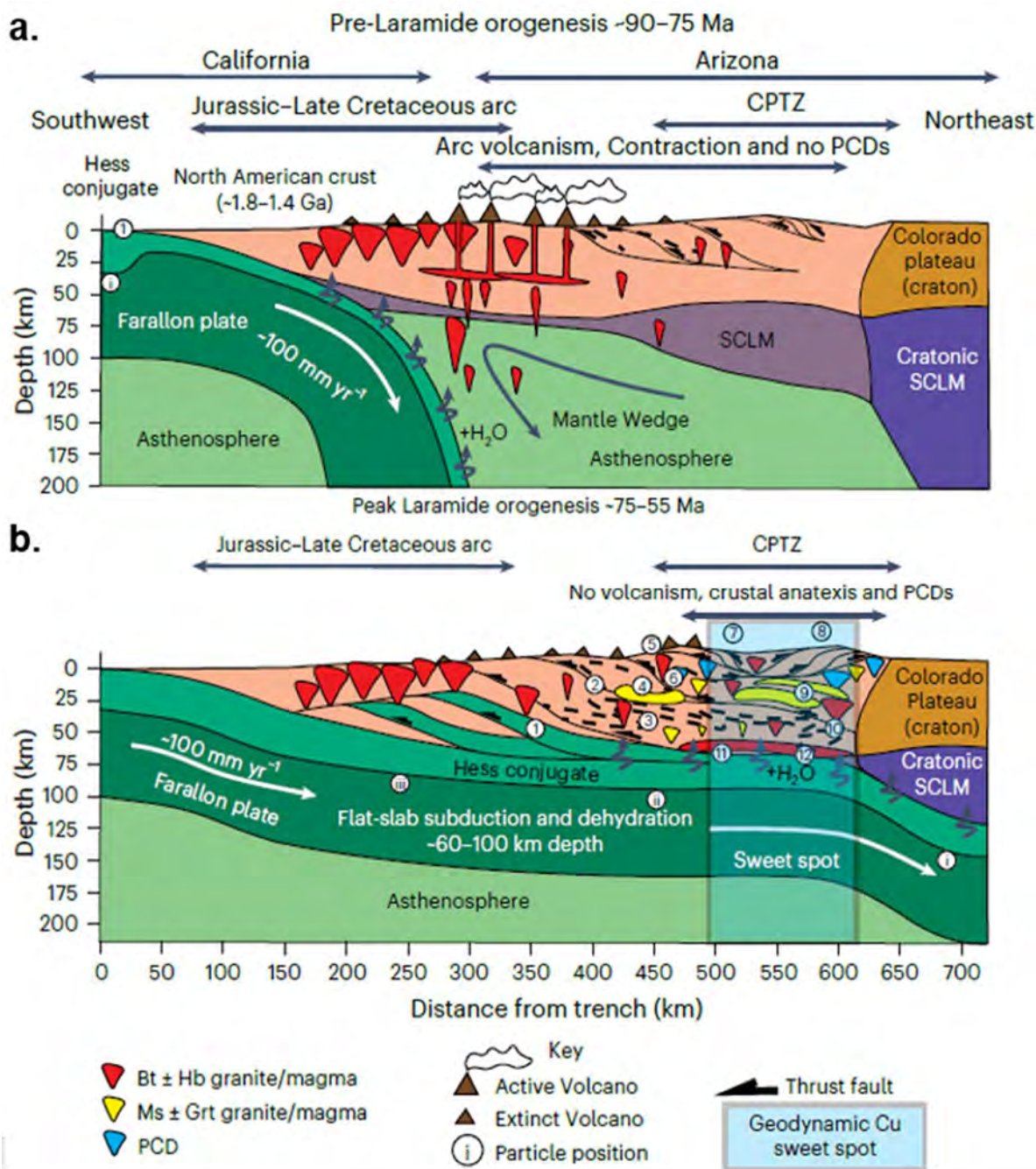


Figura 4.56: Orogenia de Laramide. En la figura: (a) La fase pre-Laramide de la orogenia (aprox. 90–75 Ma) estuvo caracterizada por un régimen de subducción con geometría inclinada, el cual favoreció el desarrollo de un arco magmático activo acompañado de volcanismo en el oeste de Arizona y California. (b) Durante el máximo desarrollo de la orogenia Laramide (aprox. 75–55 Ma), la subducción evolucionó hacia una geometría de slab plano. Este cambio tectónico provocó la reducción o desaparición del mantle wedge, lo que condujo al cese del volcanismo de arco. Al mismo tiempo, el aumento del acoplamiento tectónico entre las placas generó mayores esfuerzos compresivos en la placa superior, produciendo engrosamiento cortical y procesos de anatexis en la corteza continental. Fuente: Lamont et al. (2024).

Desde una perspectiva metalogénica, la integración de los sistemas isotópicos Sr–Nd–Hf demuestra que la fertilidad de los pórfidos Laramide no se originó exclusivamente durante el evento magmático del Cretácico tardío–Paleoceno (Figura 4.56). En cambio, el enriquecimiento

en cobre del reservorio profundo ocurrió principalmente durante la formación del basamento proterozoico, cuando procesos de magmatismo y acumulación de cumulos máficos incorporaron sulfuros ricos en metales en la corteza inferior. La orogenia Laramide actuó posteriormente como un mecanismo de reactivación tectono-magmática que permitió fundir estas litologías profundas y movilizar los metales hacia la corteza superior donde se formaron los depósitos porfídicos (Figura 4.56) (Lamont et al., 2024).

En conjunto, la evidencia isotópica demuestra que la fertilidad de la provincia de pórfidos Laramide es el resultado de un proceso metalogénico de múltiples etapas. Primero, durante el Proterozoico se formaron reservorios profundos enriquecidos en cobre en la corteza inferior. Posteriormente, durante la orogenia Laramide, la subducción de slab plano de la placa Farallon facilitó la liberación de fluidos que desencadenaron la fusión hidratada de estas litologías profundas. Este proceso produjo magmas ricos en volátiles y metales capaces de generar algunos de los depósitos porfídicos de cobre más importantes del mundo, incluyendo aquellos de Arizona como Morenci, Ray y Resolution (Lamont et al., 2024).

4.4.2.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL YACIMIENTO DE MORENCI

Durante la Orogenia Laramídica ($\approx 80\text{--}50$ Ma), el distrito de Morenci se formó bajo un régimen compresivo asociado a la intrusión de cuerpos félsicos paleocenos–eocenos, los cuales se emplazaron en el basamento proterozoico y en las secuencias paleozoicas y mesozoicas preexistentes, generando fracturamiento y alteración cuarzo–sericita–pirita en un área de aproximadamente 20 km^2 . Estas estructuras, inicialmente compresivas (Figura 4.57, Figura 4.58, Figura 4.59, Figura 4.60, Figura 4.61 y Figura 4.65), controlaron la circulación hidrotermal y la mineralización de tipo pórfido cuprífero. Posteriormente, durante el Mioceno medio, la región experimentó un cambio hacia un régimen extensional, vinculado a la evolución del Transition Zone y la formación del Basin and Range, que reactivó las antiguas estructuras laramídicas como fallas normales (Eagle Creek, San Francisco, Kingbolt y Chase Creek), generando bloques basculados y cuencas tipo half-graben. Este proceso de extensión favoreció el reexhumamiento del sistema mineralizado, la erosión de las coberturas volcánicas y la exposición del yacimiento a la meteorización supergénica, lo cual permitió el desarrollo de múltiples fases de enriquecimiento secundario y la preservación final del depósito cuprífero de Morenci (Enders, 2000).

4.4.2.4.1 FALLA CORONADO

La falla Coronado (Figura 4.61, Figura 4.62, Figura 4.63, Figura 4.65 y Figura 4.64) constituye una de las estructuras más destacadas del distrito de Morenci y limita el bloque al noroeste. Presenta un rumbo E–O ($\approx 080^\circ$) y un buzamiento de $80\text{--}85^\circ$ hacia el sur. Su traza se extiende por más de 5 km, con una zona de falla que alcanza hasta 46 m de ancho. Está caracterizada por una brecha (Figura 4.62) fuertemente silicificada con clastos de granito proterozoico y cuarcita cámbrica, mostrando alteración pervasiva de cuarzo–sericita–pirita–hematita (Figura 4.63), producto de la circulación de fluidos hidrotermales durante la mineralización laramídica. Esta falla fue un importante conducto de soluciones mineralizantes, su movimiento principal ocurrió durante la tectónica Laramide, con evidencias de fallamiento oblicuo e inverso y reactivación durante la extensión miocena. Estructuralmente se interpreta como una falla transpresiva con desplazamiento lateral izquierdo, luego reactivada como normal en régimen extensional (Walker, 1995).

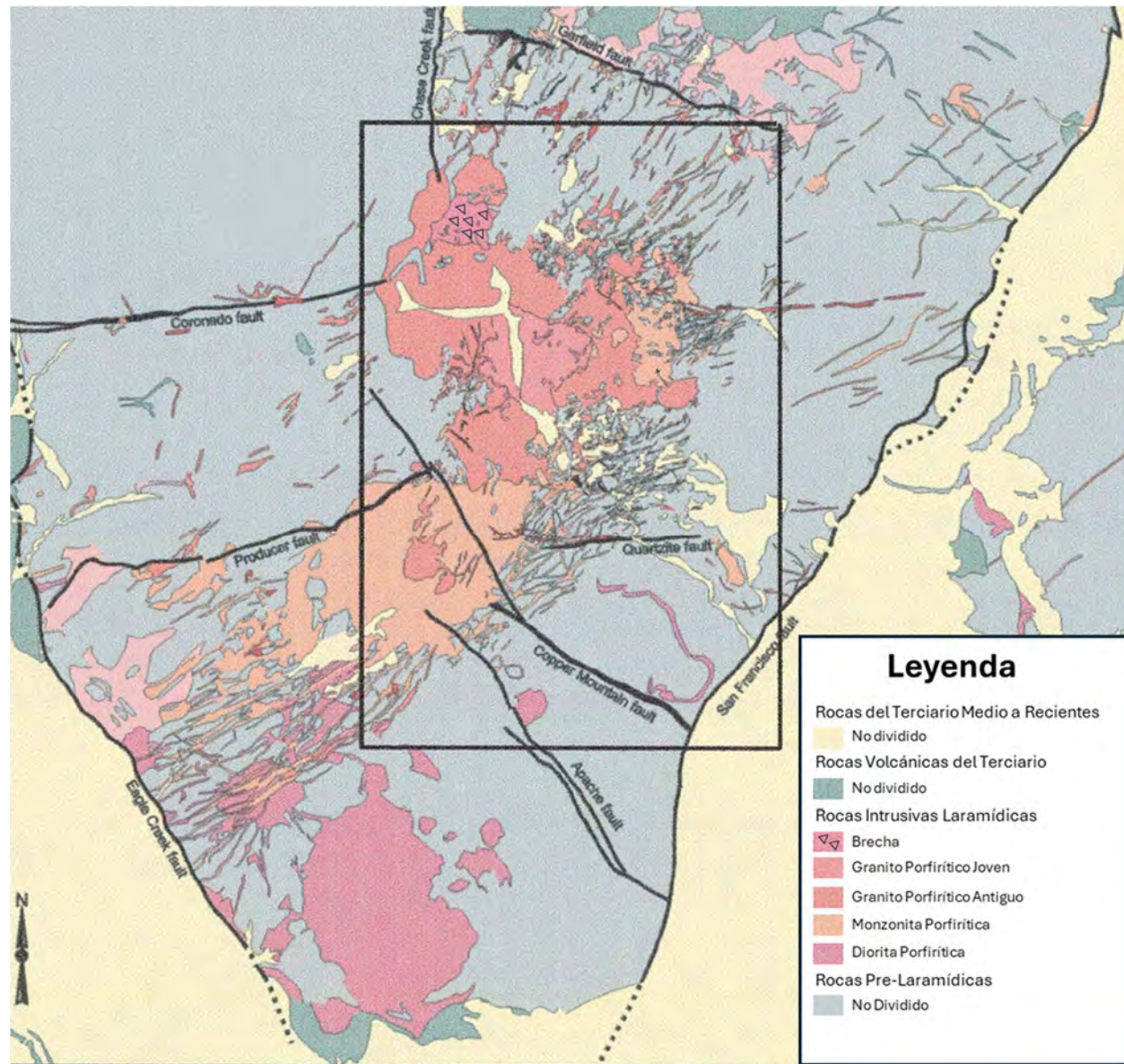


Figura 4.57: Mapa geológico local del Yacimiento de Morenci. Distribución espacial de las rocas pertenecientes al complejo intrusivo de Morenci, emplazadas durante la orogenia Laramide. Fuente: Enders (2000).

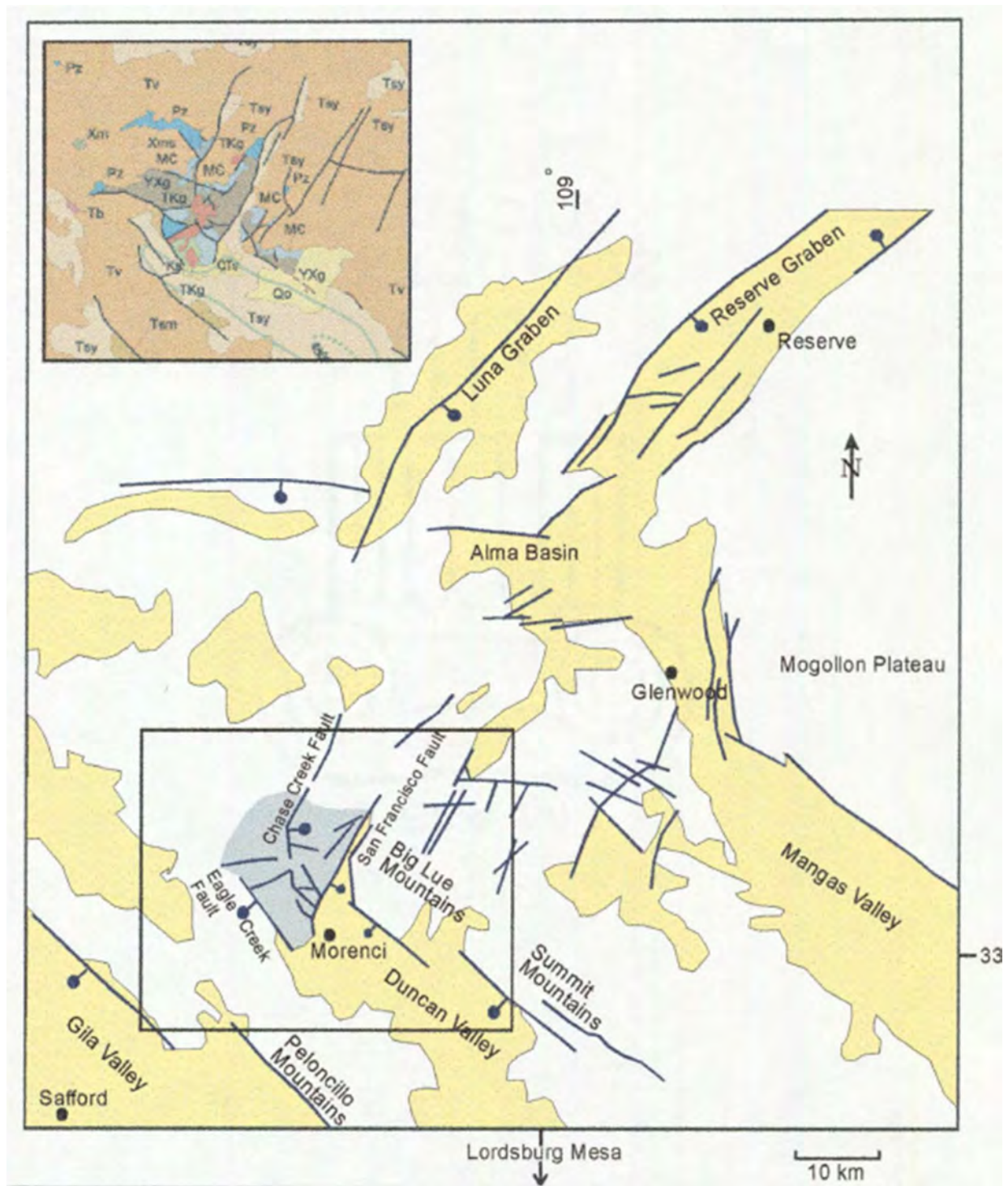


Figura 4.58: Estructuras mayores en el Área de Morenci. Los polígonos amarillos muestran las cuencas Cenozoicas tardías. Fuente: Enders (2000).

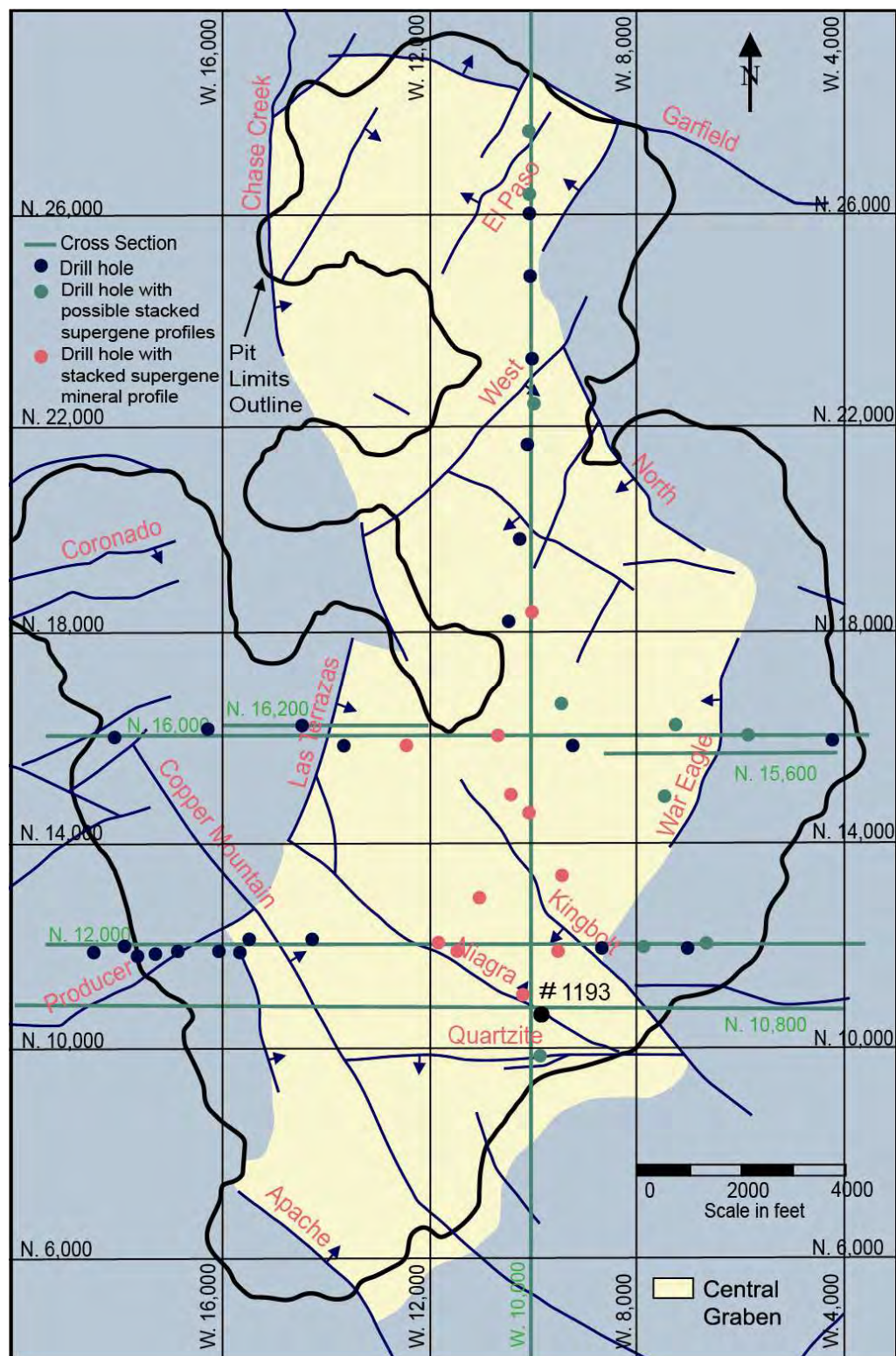


Figura 4.59: Estructuras mayores del yacimiento de Morenci mostrando las fallas principales y el graben de Chase Creek. Fuente: Enders (2000).

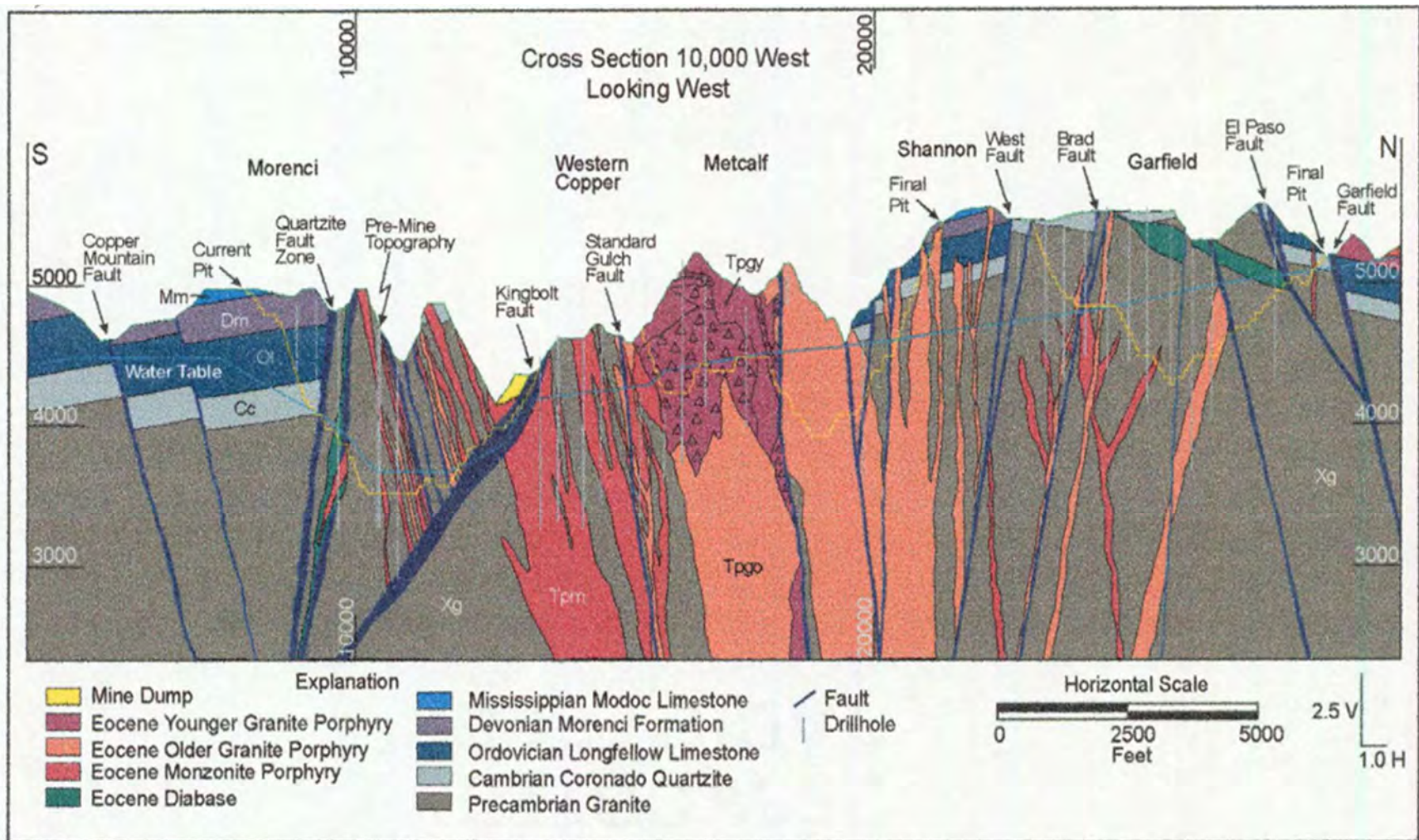


Figura 4.60: Sección Geológica NS. Sección transversal 10 000 W. Vista hacia el oeste de las áreas de Morenci, Western Copper, Metcalf, Shannon y Garfield. Fuente: Enders (2000).

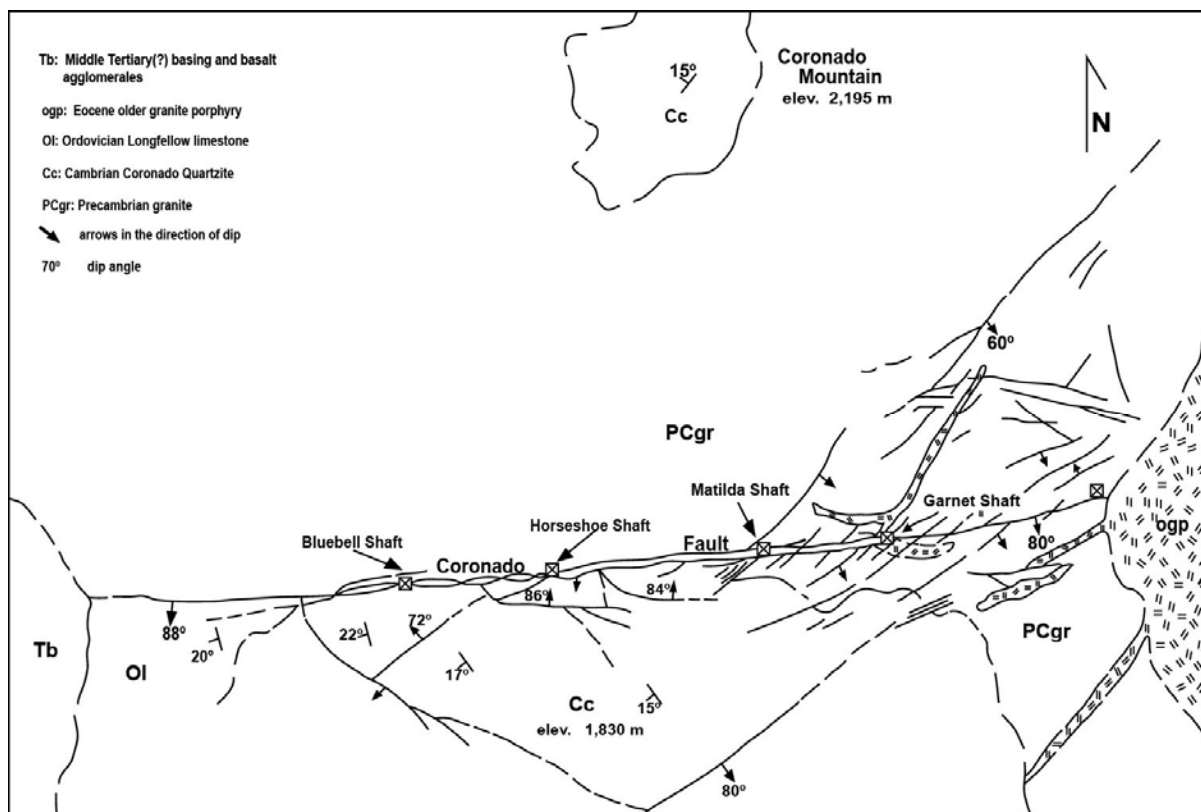


Figura 4.61: Mapa Geológico de la falla Coronado al Oeste del yacimiento. Fuente: Walker (1995).



Figura 4.62: Brecha de falla con relleno hidrotermal de óxidos de hierro y clastos de pórfidos. Fuente: Walker (1995).



Figura 4.63: Zona brechada en el trazo de la falla Coronado. La zona de falla es aproximadamente 25 metros. Morenci open pit aparece en el fondo. Fuente: Walker (1995).



Figura 4.64: Falla Coronado proyectada en el tajo, se observa que la falla controla el emplazamiento del Pórfido Granítico Antiguo.

4.4.2.4.2 FALLA PRODUCER

La falla Producer (Figura 4.65) es una estructura de orientación noreste-suroeste ($N40^{\circ}E$) y buzamiento al sureste que forma parte del sistema estructural principal del distrito de Morenci. Según Walker (1995), esta falla se originó durante la orogenia Laramide ($\approx 75\text{--}50$ Ma) como una fractura de alto ángulo asociada a la intrusión porfírica y a la generación del sistema mineralizado.

Durante este evento compresivo, la Falla Producer funcionó como una zona de debilidad y fracturamiento dentro del bloque de Morenci, controlando la emisión de fluidos magmático-hidrotermales y la localización de vetas mineralizadas. Su geometría y orientación paralela a otras estructuras como las fallas Chase Creek y Kingbolt indican que estas respondieron a esfuerzos regionales NE–SW relacionados con el acortamiento laramídico y la intrusión de los cuerpos porfíricos que dieron origen al sistema cuprífero de Morenci (Walker, 1995).

Posteriormente, durante el Mioceno temprano a medio (≈ 23 – 16 Ma), la Falla Producer fue reactivada en un régimen extensional, transformándose en una falla normal que limitó el graben central del distrito de Morenci. Según Enders (2000), esta reactivación provocó el hundimiento del bloque central y la exposición diferencial de los niveles profundos del yacimiento, lo que favoreció la redistribución supergénica del cobre. Además, la Falla Producer, junto con las fallas Chase Creek y Kingbolt, facilitó la circulación de aguas meteóricas y el desarrollo de zonas de lixiviación y enriquecimiento secundario, marcando la transición entre la deformación compresiva laramídica y la posterior extensión del Basin and Range. En conjunto, la Falla Producer representa un elemento estructural clave que actuó tanto en la etapa de mineralización laramídica como en los procesos de reactivación extensional y supergene enrichment posteriores (Enders, 2000; Walker, 1995).

4.4.2.4.3 FALLA GARFIELD

La falla Garfield limita el bloque de Morenci al norte y constituye una estructura de rumbo E–O con buzamiento hacia el norte. Coloca rocas volcánicas del terciario medio y sedimentarias paleozoicas sobre el basamento granítico proterozoico. La falla evidencia movimientos normales con desplazamiento hacia el norte, generando un contraste topográfico significativo. Su actividad está vinculada a la fase extensional del mioceno medio, en la cual se desarrollaron grabens internos dentro del distrito. El desplazamiento diferencial asociado a esta falla influyó en la preservación de las zonas de enriquecimiento supergénico en los niveles superiores del depósito (Figura 4.66) (Enders, 2000).

4.4.2.4.1 FALLA EAGLE CREEK

La falla Eagle Creek (Figura 4.65 y Figura 4.67), con rumbo NO, constituye el límite occidental del distrito y forma parte de la estructura regional asociada al complejo metamórfico pinaleno–santa teresa. Representa el margen occidental de un bloque basculado vinculado al sistema de fallas de bajo ángulo. Su actividad principal corresponde al mioceno medio–tardío, actuando como una falla normal de gran rechazo que limitó el horst pinal–Eagle Creek. Esta estructura controló la deformación extensional que reexhumó el pórfido cuprífero y definió la morfología del borde occidental del distrito de Morenci (Enders, 2000).

4.4.2.4.1 FALLA SAN FRANCISCO

La falla san francisco (Figura 4.68), con rumbo NE (040 – 030°) y buzamiento de 70 – 85° SE, representa el límite oriental del bloque de Morenci y el contacto con el graben de la cuenca de Duncan. Forma parte del sistema Morenci–reserve fault zone, una franja de fallas normales de tendencia noreste (NE) desarrolladas durante la extensión del mioceno medio. Esta falla definió un medio graben asimétrico que separa el bloque de Morenci del bloque big lue y permitió la acumulación de sedimentos del Gila group en su depresión asociada. Su reactivación fue clave para la exhumación progresiva del sistema pórfido y para el control de la topografía actual del distrito (Enders, 2000).

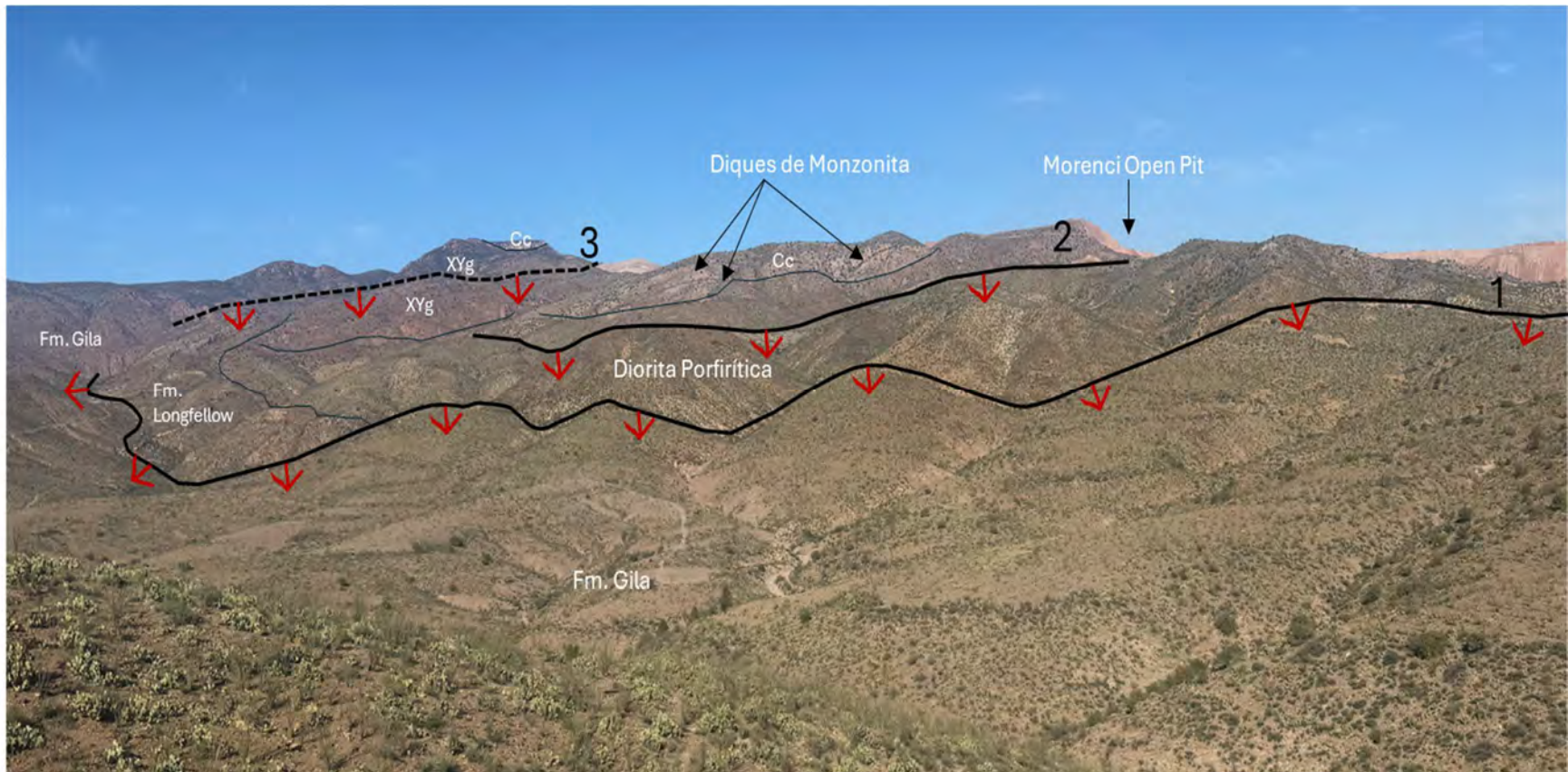


Figura 4.65: Fallas en la zona oeste del yacimiento de Morenci. 1. Falla Eagle Creek, 2. Falla Producer 3. Falla Coronado, Cc: Formación Coronado, XYg: Granito Proterozoico. Fuente: Elaboración propia.

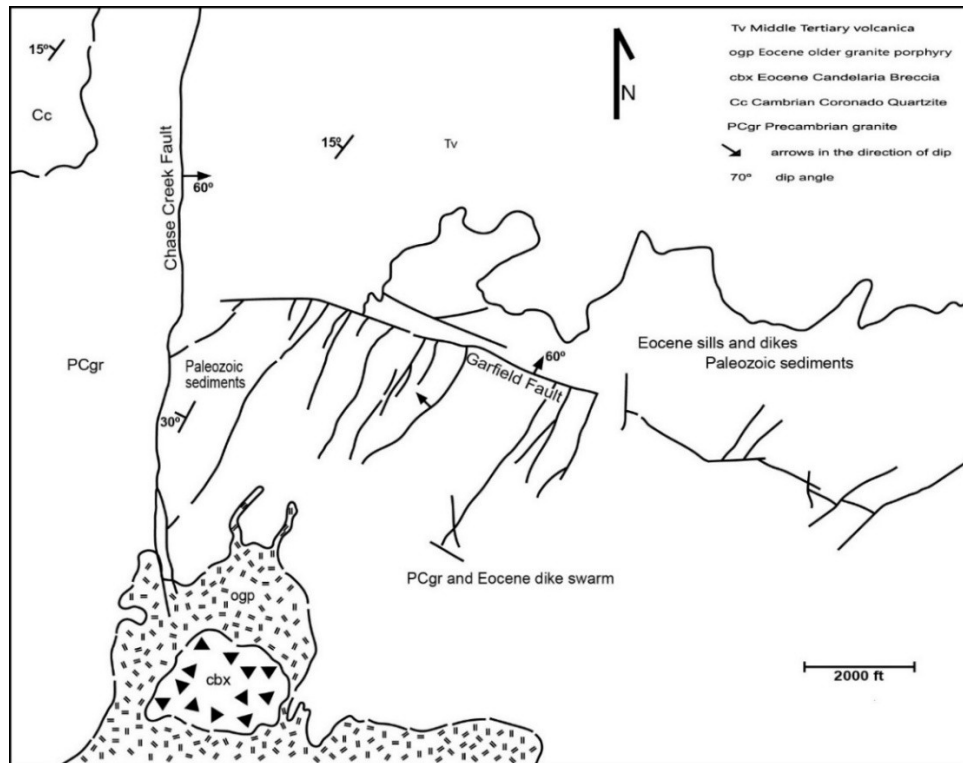


Figura 4.66: Trazo de la falla Garfield y su relación con la geología cercana. Fuente: Walker (1995).

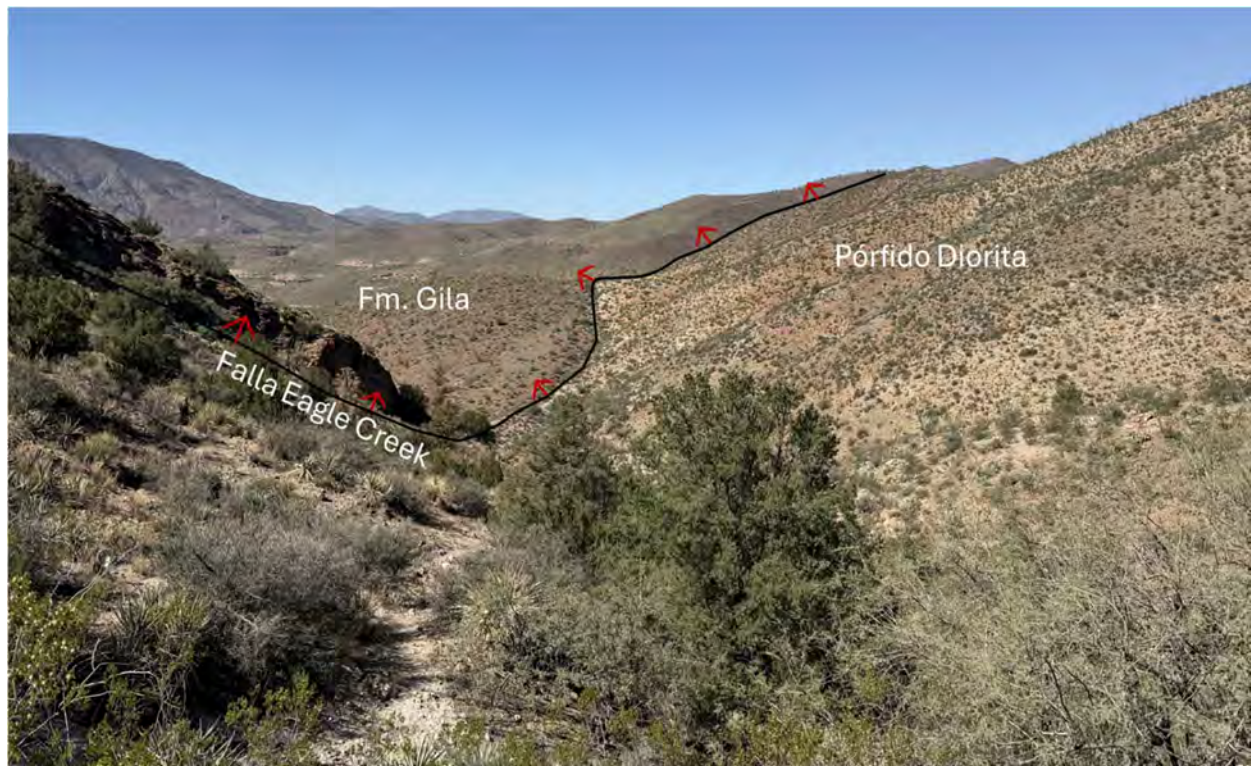


Figura 4.67: Falla Eagle Creek en la zona Oeste del tajo Morenci, la falla pone en contacto al pórfido Diorita con la Fm. Gila.



Figura 4.68: Falla San Francisco que limita la parte sur del yacimiento de Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.4.2.4.2 *FALLA CHASE CREEK*

La falla Chase Creek es una falla normal ubicada en la parte norte-central del distrito Morenci, con un rumbo norte-sur que se desvía hacia el noreste (Figura 4.69) cerca del arroyo Chase Creek. Presenta un buzamiento hacia el este y un desplazamiento estratigráfico máximo de aproximadamente 310 m. Su traza se prolonga hacia el norte, cortando unidades jóvenes como el Grupo Gila, mientras que hacia el sur actúa como una zona de transferencia tectónica que conecta



Figura 4.69: Falla Chase Creek que separa a depósitos volcánicos terciarios del Granito Proterozoico. Fuente: Elaboración Propia.

el movimiento de las fallas Coronado, Producer y Quartzite. Esta estructura constituye el límite oriental del graben de Chase Creek, un rasgo tectónico clave que controla la distribución de la mineralización supergénica en el depósito de Morenci. Su actividad se asocia a la extensión del Mioceno medio-tardío, aunque la zona de falla aprovecha debilidades estructurales heredadas de la tectónica Laramide, evidenciando una historia polifásica de movimiento y reactivación. (Enders, 2000)

4.4.2.4.3 *FALLA APACHE*

La Falla Apache es una estructura con un rumbo N145° con buzamiento al noreste. De acuerdo con Walker (1995), esta falla se originó durante la orogenia Laramide (≈ 75 –50 Ma), actuando como una estructura transcurrente con componente inverso, que acomodó el acortamiento oblicuo regional y controló la emisión de fluidos magmático-hidrotermales asociados a la intrusión porfírica. Durante este periodo compresivo, la Falla Apache definió el límite suroccidental del bloque mineralizado, participando activamente en la segmentación estructural del distrito y en la generación de conductos para la mineralización de cobre y la alteración hidrotermal.



Figura 4.70: Plano de la falla Apache. Viendo al sur, plano de la falla Apache, en la izquierda se muestra un dique de pórfido monzonítico altamente argilizado. Fuente: Walker (1995).

En el Mioceno temprano a medio (≈ 23 –16 Ma), la Falla Apache fue reactivada bajo un régimen extensional, transformándose en una falla normal de alto ángulo con desplazamiento dominante hacia el noreste (Figura 4.70). Según Enders (2000), esta reactivación favoreció el hundimiento del graben central de Morenci, la exhumación de niveles profundos y la infiltración de aguas meteóricas que promovieron procesos de lixiviación y enriquecimiento supergénico.

4.4.2.4.4 *FALLA COPPER MOUNTAIN*

La falla Copper Mountain es una estructura normal con rumbo noreste ($\approx 040^\circ$ – 060°) y buzamiento hacia el noreste, que limita el flanco occidental del graben de Chase Creek y define junto a la falla Kingbolt el eje estructural principal del distrito Morenci. Formada durante la orogenia Laramide y reactivada durante la extensión del Mioceno, presenta un desplazamiento vertical de alrededor de 85 metros, evidenciado por el corrimiento del manto supergénico (Figura

4.71). Su plano de falla contiene brechas de pórfidos y rocas sedimentarias con fragmentos de calcosina, lo que demuestra que parte del enriquecimiento supergénico se había desarrollado antes de los últimos movimientos tectónicos. Esta estructura actuó tanto como canal para la circulación hidrotermal durante el emplazamiento de las intrusiones monzoníticas, así como barrera estructural que concentró los fluidos y favoreció la formación del manto de enriquecimiento de alta ley en el Yacimiento de Morenci (Enders, 2000).



Figura 4.71: Falla Copper Mountain en la pared Este del Tajo de Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.5 COMPARACIÓN DEL CONTEXTO TECTÓNICO DE ANTAPACCAI-MORENCI

Se ha realizado un análisis comparativo entre los Yacimientos de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.) con datos obtenidos a través de la recopilación de bibliografía existente sobre el contexto tectónico (Tabla 4.3) de los depósitos que fueron enriquecido con datos obtenidos en campo, lo que nos permitió identificar, corroborar y comparar la información existente para posteriormente dar como resultados las similitudes y diferencias entre ambos depósitos.

ASPECTO	ANTAPACCAY (CUSCO, PERÚ)	MORENCI (ARIZONA, EE. UU.)	SIMILITUDES/DIFERENCIAS
Marco tectónico regional	Andes Centrales del Sur del Perú, asociado al Batolito Andahuaylas–Yauri y a la orogenia Andina.	Suroeste de Norteamérica, asociado a la Orogenia Laramide.	Ambos se desarrollaron en márgenes convergentes relacionados con la subducción de la placa Farallón.
Contexto geodinámico	Acortamiento cortical, inversión tectónica de grabens mesozoicos y delaminación litosférica.	Subducción plana (<i>flat slab</i>) de la placa Farallón y deformación intracratónica Laramide.	Ambos sistemas evolucionaron bajo subducción de bajo ángulo y fuerte compresión cortical.
Edad principal de deformación	Cretácico Superior–Oligoceno (~100–30 Ma).	Cretácico Superior–Paleógeno (~90–40 Ma).	Los dos depósitos registran deformación compresiva durante el Cretácico tardío–Paleógeno.
Régimen tectónico durante la mineralización	Compresivo, asociado a la orogenia Incaica y al engrosamiento cortical andino.	Compresivo durante la Orogenia Laramide.	Ambos depósitos se formaron bajo regímenes compresivos vinculados a subducción.
Evolución tectónica posterior	Continuidad de compresión, levantamiento regional y delaminación cortical.	Cambio a extensión Miocena asociada al Basin and Range.	Morenci presenta una importante fase extensional post-mineral, ausente en Antapaccay.
Espesor cortical estimado	>45 km debido al acortamiento y duplicación cortical.	55–58 km durante la tectónica Laramide.	Ambos experimentaron importante engrosamiento cortical.
Dominios tectónicos principales	Cordillera Occidental, Altiplano y Antearco Moquegua.	Colorado Plateau, provincias Yavapai y Mazatzal, Transition Zone y Basin and Range.	Ambos presentan compartimentación tectónica regional compleja controlada por estructuras heredadas.
Control de suturas y fallas regionales sobre la mineralización	La reactivación de los sistemas de fallas Cusco–Lagunillas y Condoroma–Caylloma controló el emplazamiento del Batolito Andahuaylas–Yauri y de los pórfidos Cu–Mo.	La reactivación de las suturas Paleoproterozoicas Yavapai–Mazatzal controló el emplazamiento del magmatismo Laramide y de los pórfidos cupríferos.	En ambos depósitos, estructuras regionales heredadas actuaron como zonas de debilidad que favorecieron el ascenso de magmas y fluidos hidrotermales.
Estilo estructural predominante	Tectónica <i>thick-skinned</i> con sobrecabalgamientos, dúplex, fallas inversas y grabens invertidos.	Deformación del basamento, bloques levantados y posterior extensión Basin and Range.	Antapaccay está dominado por compresión; Morenci por reactivación extensional posterior.

Orientación estructural dominante	Sistemas NW–SE y NE–SW.	Sistemas E–O, NE–SW y NW–SE.	Ambos presentan múltiples familias estructurales favorables para la circulación hidrotermal.
Tipo de estructuras predominantes	Fallas inversas, transcurrentes, grabens invertidos y pliegues.	Fallas normales, transpresivas, grabens y bloques basculados.	Morenci presenta mayor influencia extensional post-mineral.
Control estructural principal sobre la mineralización	Intersección de fallas Alto Huarca, Tintaya, Yauri y Coroccohuayco dentro del corredor Tintaya–Antapaccay.	Intersección de fallas Coronado, Producer, Kingbolt y Chase Creek.	La intersección de estructuras actuó como principal conducto para magmas y fluidos mineralizantes en ambos depósitos.
Corredor estructural mineralizado	Graben Tintaya–Antapaccay delimitado por las fallas Alto Huarca y Tintaya.	Graben de Chase Creek asociado a la extensión miocena.	Ambos depósitos se emplazan en corredores estructurales tipo graben.
Pliegues asociados a la mineralización	Anticlinal de Antapaccay controla la geometría del depósito y el emplazamiento de skarn y pórfidos.	No se reconocen pliegues regionales significativos asociados a la mineralización.	El plegamiento constituye un control estructural distintivo de Antapaccay.
Control hidrotermal	Fallas transversales, zonas de cizalla y contactos intrusivo-carbonato canalizaron los fluidos mineralizantes.	Fallas laramídicas, brechas de falla y estructuras reactivadas controlaron la circulación hidrotermal.	Las fallas profundas actuaron como conductos preferenciales para los fluidos mineralizantes en ambos sistemas.
Reactivación estructural post-mineral	Reactivación limitada de estructuras heredadas durante la compresión andina.	Reactivación intensa de estructuras laramídicas como fallas normales durante el Mioceno.	La reactivación extensional es una característica distintiva de Morenci.

Tabla 4.3: Cuadro comparativo del Contexto Tectónico entre Antapaccay-Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.6 COMPARACIÓN ENTRE LA GEOQUIMICA DE ANTAPACCAY-MORENCI

Se ha realizado un análisis comparativo entre los Yacimientos de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.) con datos obtenidos a través de la recopilación de bibliografía existente sobre pulsos magmáticos (Tabla 4.4) de los depósitos que fueron enriquecido con datos obtenidos en campo, lo que nos permitió identificar, corroborar y comparar la información existente para posteriormente dar como resultados las similitudes y diferencias entre ambos depósitos.

ASPECTO	ANTAPACCAY (CUSCO, PERÚ)	MORENCI (ARIZONA, EE. UU.)	SIMILITUDES/DIFERENCIAS
Afinidad magmática predominante	Calcoalcina con afinidades toleíticas y MORB tipo E en las fases máficas iniciales.	Calcoalcina de alto K con características adakíticas asociadas a la orogenia Laramide.	Ambos sistemas corresponden a magmatismo de arco continental relacionado con subducción.
Fuente principal del magma	Fusión parcial del manto astenosférico lherzolítico rico en Ca-Al, inducida por delaminación litosférica.	Fusión hidratada de la corteza inferior proterozoica enriquecida en metales, inducida por fluidos provenientes del slab subducido.	Antapaccay presenta mayor contribución mantélica, mientras Morenci registra mayor participación cortical.
Contribución cortical	Moderada; las firmas isotópicas indican derivación principalmente mantélica con limitada contaminación cortical.	Alta; los magmas incorporaron abundante material del basamento proterozoico.	Morenci muestra una influencia cortical significativamente mayor.
Patrones de tierras raras (REE)	Enriquecimiento marcado en LREE ($\text{LaN/YbN} > 10$) en rocas intermedias y bajos contenidos en rocas máficas ($\text{LaN} < 10$).	Magmas enriquecidos en LREE con altas relaciones La/Yb características de magmas fértiles.	Ambos presentan enriquecimiento en tierras raras ligeras, típico de magmas fértiles para pórfidos Cu.
Relación Sr/Y y La/Yb	Relaciones variables; las rocas máficas presentan bajos La/Yb indicando altos grados de fusión parcial.	Altas relaciones Sr/Y y La/Yb, propias de magmas adakíticos fértiles.	Morenci exhibe señales geoquímicas adakíticas más pronunciadas.
Geoquímica isotópica Sr-Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70419\text{--}0.70636$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512524\text{--}0.512639$, compatibles con fuentes mantélicas astenosféricas.	Valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-0.2 a -18.4) y firmas Sr-Nd superpuestas al basamento proterozoico.	Ambos presentan firmas no juveniles; sin embargo, Morenci refleja una mayor participación de corteza antigua.
Geoquímica isotópica Hf	No se dispone de estudios isotópicos Hf regionales detallados para el batolito.	Valores negativos de $\epsilon\text{Hf}(t)$ y circones heredados de $1.1\text{--}1.7$ Ga evidencian reciclaje cortical.	El sistema Hf constituye una herramienta clave para identificar la fuente cortical profunda en Morenci.
Reservorio metalogenético	Manto astenosférico enriquecido y corteza inferior engrosada durante la delaminación.	Corteza inferior proterozoica enriquecida en sulfuros metálicos y acumulados máficos.	En ambos depósitos la fertilidad magmática depende de reservorios profundos enriquecidos en metales.

Proceso generador de fertilidad magmática	Delaminación litosférica posterior al engrosamiento cortical >45 km.	Fusión cortical hidratada (water-fluxed crustal melting) durante la subducción de slab plano.	Ambos procesos están relacionados con modificaciones importantes de la geometría de subducción.
Indicadores de fertilidad para pórfidos	Magmatismo oxidado, enriquecimiento en LREE y afinidad calcoalcalina.	Altos Sr/Y, altos La/Yb, magmas hidratados y enriquecimiento cortical profundo.	Ambos sistemas generaron magmas ricos en volátiles y capaces de transportar cobre.
Contexto tectono-magmático	Delaminación litosférica y engrosamiento cortical en los Andes Centrales.	Subducción de slab plano y reducción del mantle wedge durante la orogenia Laramide.	Ambos se desarrollaron en escenarios de subducción de bajo ángulo.
Origen del cobre	Derivado principalmente de fuentes mantélicas y de la corteza inferior engrosada.	Reciclaje de cobre almacenado en cumulos máficos y sulfuros de la corteza inferior proterozoica.	Morenci evidencia un control cortical profundo más importante sobre la fertilidad metalogenética.

Tabla 4.4: Cuadro comparativo de la Geoquímica entre Antapaccay-Morenci. Fuente: Elaboración propia.

4.7 ALTERACIONES HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN

4.7.1 YACIMIENTO DE ANTAPACCAY

4.7.1.1 ALTERACIONES HIDROTERMALES

En los procesos hidrotermales en el yacimiento Antapaccay, se observa un patrón irregular en la zonación de las alteraciones, influenciado por las variaciones litológicas de las rocas huésped, principalmente debido a la presencia de pliegues irregulares con inclinación hacia el este, combinados con estructuras de fallas que guiaron la ubicación de las intrusiones magmáticas. Hasta ahora, se han identificado siete conjuntos principales de alteraciones asociadas a sistemas pórfido-skarn, y se continúa refinando la distribución detallada en las unidades sedimentarias. Se estima que tanto los procesos de alteración como la deposición de minerales en Antapaccay se vinculan principalmente a la fase tardimagmática del magmatismo félsico (Figura 4.82) (Perelló, 2003; Maldonado, 2006; Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008; Villon, 2009).

4.7.1.1.1 ALTERACIÓN POTÁSICA

Mediante perforaciones diamantinas (Bernabé et al., 2008) se distinguieron dos fases de alteración potásica, separadas por el ensamble mineral característico y su vínculo con la mineralización de cobre.

La fase inicial, conocida como Potásica I (feldespato potásico, magnetita y cuarzo), con presencia de sulfuros de cobre-hierro (0.5% de cobre total); esta se concentra en el corazón de los pórfidos sinmineral (PM2 y PM3). Por otro lado, la Potásica II (feldespato potásico, biotita, cuarzo +/- magnetita), mostrando una mineralización moderada de sulfuros de cobre-hierro (como calcopirita y bornita en venillas y diseminados), con leyes cercanas al 0.7% de cobre total; esta se localiza en los márgenes de los mismos pórfidos (PM2 y PM3). La diorita muestra esta alteración cuando se encuentra en contacto con los pórfidos sinmineral (Figura 4.72 y Figura 4.73) (Villón, 2007; Bernabé, 2008).

La Figura 4.72 muestra un pórfido monzonítico intramineral con textura porfirítica bimodal, caracterizado por fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa, acompañados por biotita laminar y hornblenda acicular, inmersos en una matriz microcristalina. La alteración potásica presenta un ensamble mineralógico bien desarrollado, evidenciado por la presencia de biotita secundaria reemplazando a la hornblenda y diseminada en la matriz, así como por el reemplazo de la matriz y de las plagioclasas por feldespato potásico secundario. Asimismo, se reconoce la presencia de magnetita secundaria diseminada. Aunque la mineralización no es visible en la fotografía, la bornita y la calcopirita se presentan de manera diseminada y se encuentran principalmente asociadas a la biotita secundaria.

La Figura 4.73 muestra el pórfido monzonítico intramineral descrito en la sección anterior, caracterizado por la presencia de venillas sinuosas de cuarzo (Qz2) con mineralización de bornita y calcopirita (Tipo A). Estas venillas no presentan halos de alteración desarrollados y son cortadas por venillas de biotita secundaria tipo EB, las cuales contienen calcopirita asociada. Asimismo, se observa un moderado reemplazo por feldespato potásico secundario, el cual afecta tanto a las plagioclasas como a la matriz de la roca.

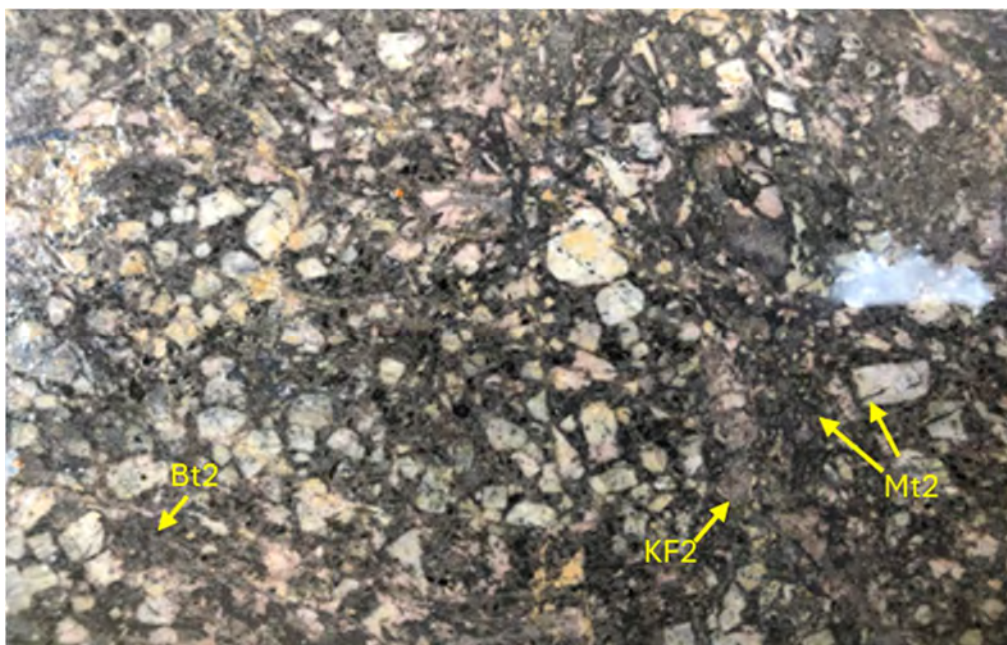


Figura 4.72: Pórfido intramineral con alteración potásica fuerte biotita secundaria reemplazando a horblenda y feldespato potásico en matriz y reemplazando a plagioclasas. Fuente: Elaboración propia.

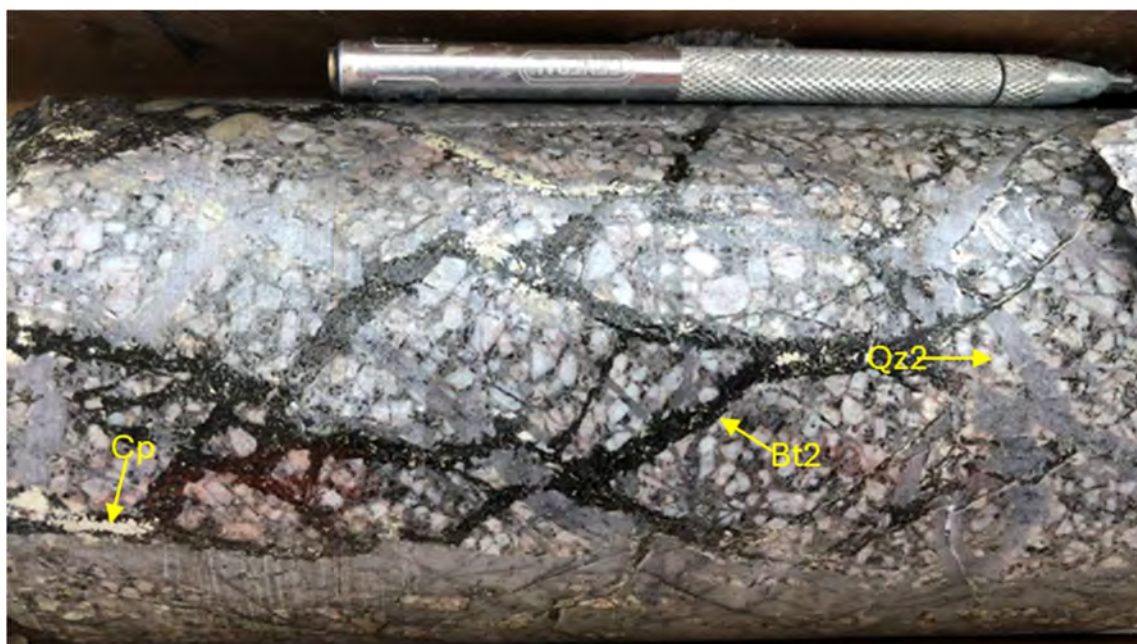


Figura 4.73: Pórfido intramineral con venillas de cuarzo con bornita cortadas por venillas de biotita secundaria con calcopirita. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.1.2 SILICIFICACIÓN

Se han delimitado zonas extensas con un denso venilleo o "stockwork" de cuarzo grisáceo, que contienen cantidades significativas de calcopirita, bornita y molibdenita, con cantidades superiores de 1% de cobre total. Esto parece corresponder a la ebullición inicial dentro del sistema porfírico, donde las fracturas hidráulicas frágiles en un entorno predominantemente quebradizo, han sido rellenados con residuos silíceos y sulfuros; estas zonas están limitadas por los bordes de

la alteración potásica, como resultado de esa primera ebullición (Figura 4.74 y Figura 4.75) (Perelló, 2003; Cerpa, 2004, Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008).

La Figura 4.74 muestra al pórfido monzonítico intramineral afectado por una intensa silicificación, la cual oblitera parcialmente la textura ígnea original de la roca. Se observan venillas tipo A, constituidas por cuarzo (Qz2) con halos de biotita secundaria y bornita diseminada asociada. Asimismo, en la parte inferior derecha de la muestra se reconoce una venilla tipo B de cuarzo con sutura central de bornita. La biotita secundaria se presenta diseminada en la matriz, evidenciando una alteración potásica pervasiva.

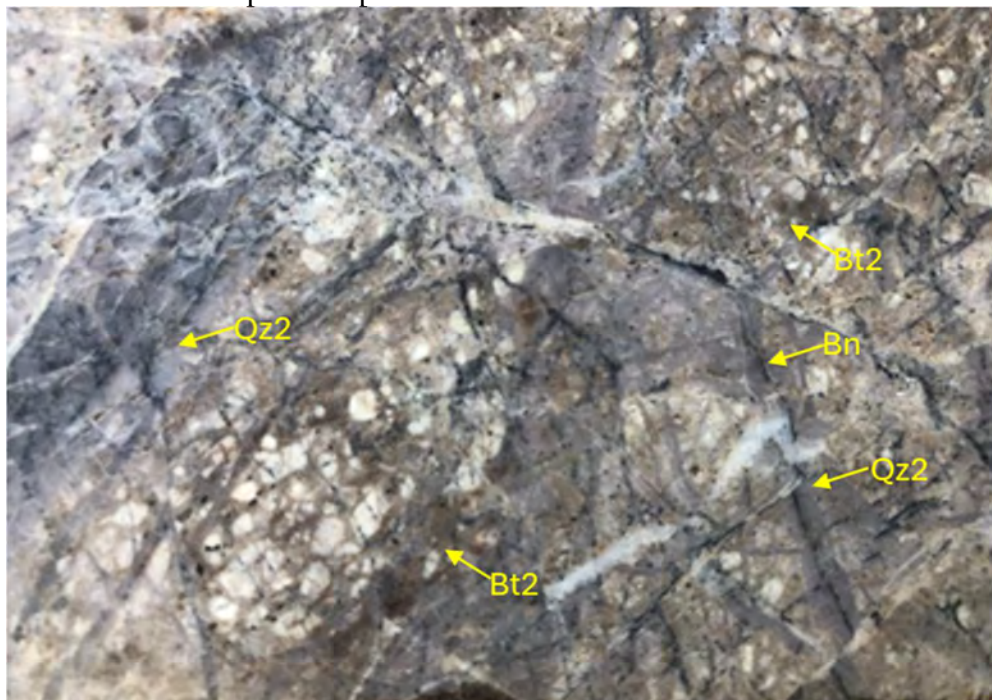


Figura 4.74: Silicificación con bornita +/- calcosina reemplazando la matriz del pórfido intramineral se observan relictos de plagioclasa. Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.75 muestra una arenisca cuarzosa perteneciente a la Formación Soraya, afectada por un intenso stockwork de venillas sinuosas de cuarzo (Qz2). Las venillas contienen bornita diseminada asociada. Asimismo, se observan relictos de la laminación sedimentaria original de la arenisca, preservados y resaltados por la presencia de biotita secundaria (Bt2), la cual se dispone paralelamente a la estratificación y probablemente reemplaza minerales detríticos máficos o fases ferromagnesianas presentes en la roca. La presencia de biotita secundaria indica el desarrollo de alteración potásica en la unidad sedimentaria hospedante.

4.7.1.1.1 ENDOSKARN

El ensamble característico de esta zona es anortita +/- albita +/- epidota; se manifiesta en la diorita (mayor cantidad de anortita), y en los pórfidos principales de Antapaccay Norte y Sur, con una menor cantidad de sulfuros de cobre-hierro, sobre todo calcopirita. Cabe resaltar que el endoskarn (Figura 4.76) con anortita dominante sobre albita en el pórfido "Atalaya" muestra concentraciones significativas de plata (Bernabé et al., 2008).

La Figura 4.76 muestra el desarrollo de un endoskarn en el pórfido monzonítico intramineral, caracterizado por la presencia de granate marrón (andradita) y piroxeno, minerales típicos del metasomatismo cálcico asociado a la interacción entre el intrusivo y las rocas carbonatadas hospedantes. La clorita se presenta de manera diseminada, mientras que algunas plagioclasas exhiben un intenso blanqueamiento, sugiriendo procesos de albitización selectiva.

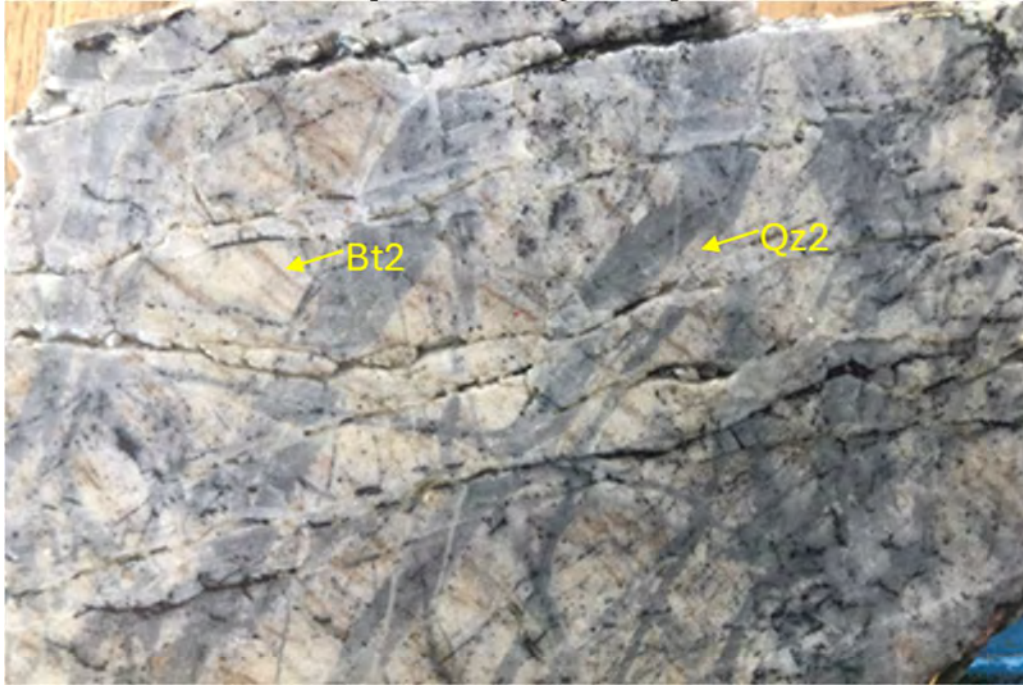


Figura 4.75: Silicificación. Venillas de cuarzo con bornita y calcopirita cortando una arenisca cuarzosa, se observan relictos de la laminación reemplazada por biotita secundaria. Fuente: Elaboración propia.

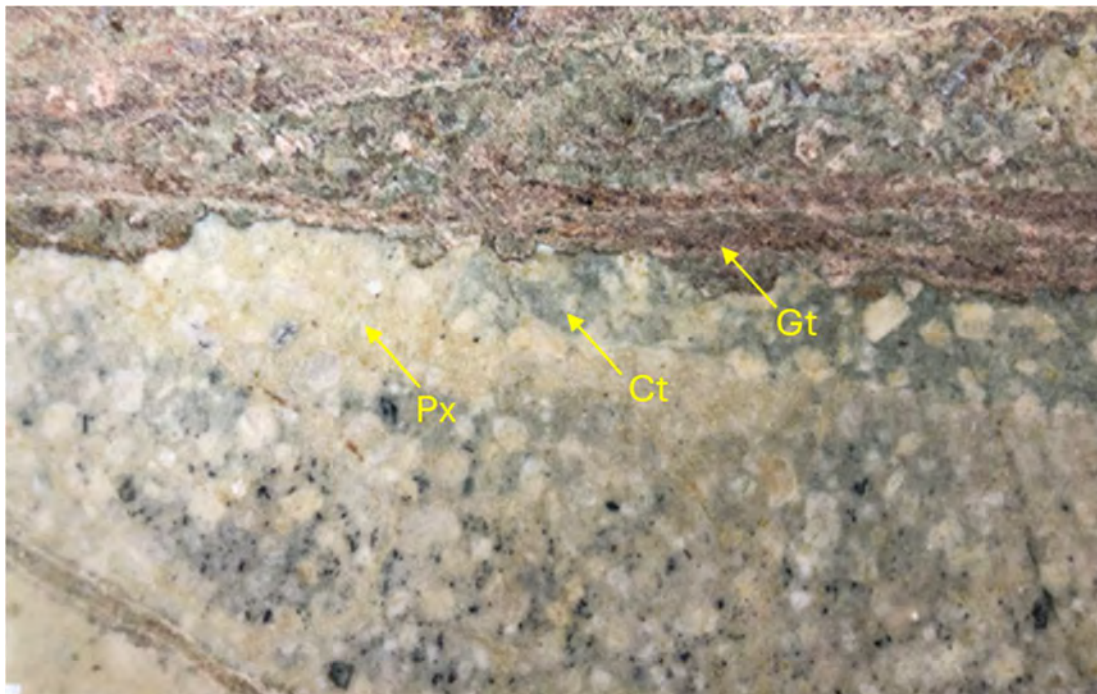


Figura 4.76: Endoskarn en pórfido intramineral con matriz de clorita y venillas de granate marrón (andradita) y piroxenos(hedenbergita). Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.1.2 EXOSKARN

El ensamblaje típico de esta zona involucra granate+/-magnetita+/-piroxeno en diversas proporciones. El exoskarn está ligado a los pórfidos sinmineral principales (85, 82, 75 y 79) con magnetita > piroxeno > granate, con calcocina > calcopirita > bornita en parches y diseminado (con 0.9% de cobre total). En contraste, el exoskarn conectado al pulso principal del pórfido "Atalaya" contiene granate > magnetita +/- piroxeno y calcopirita > calcocina > bornita (Figura 4.77 y Figura 4.78) (Perelló, 2003; Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008).

La Figura 4.77 muestra un exoskarn de magnetita en el que el protolito carbonatado ha sido prácticamente reemplazado en su totalidad por magnetita masiva. La mineralización está constituida por diseminaciones y agregados irregulares de pirita (Py) y calcopirita (Cp), los cuales se distribuyen siguiendo la laminación relictas de la caliza hospedante. La preservación parcial de la estratificación sedimentaria original sugiere un reemplazo metasomático selectivo durante el desarrollo del skarn.

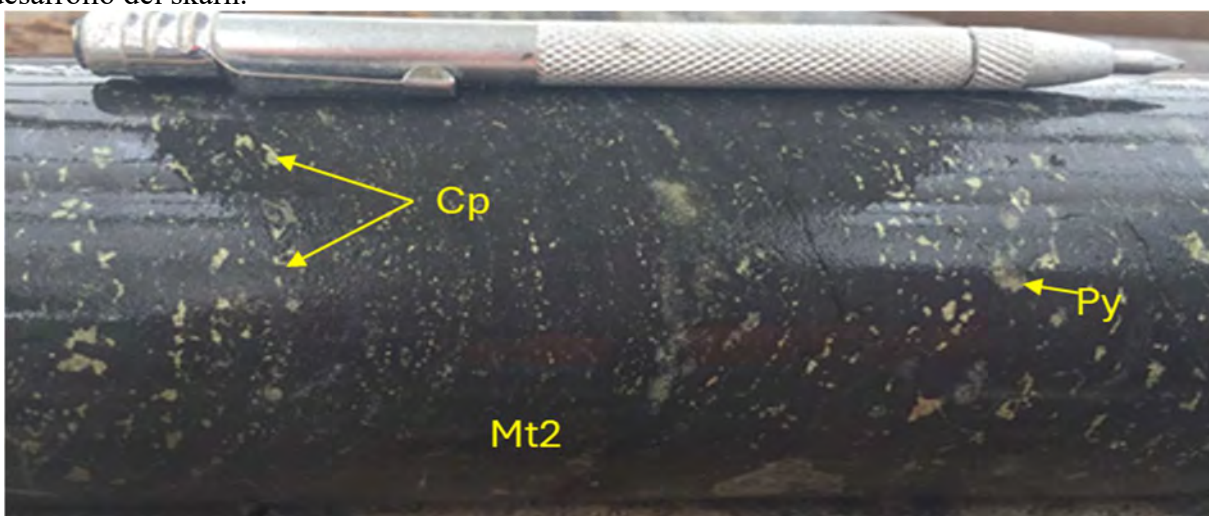


Figura 4.77: Exoskarn de magnetita con calcopirita y pirita en coágulos, se observa relictos de la laminación de la caliza. Fuente: Elaboración propia.

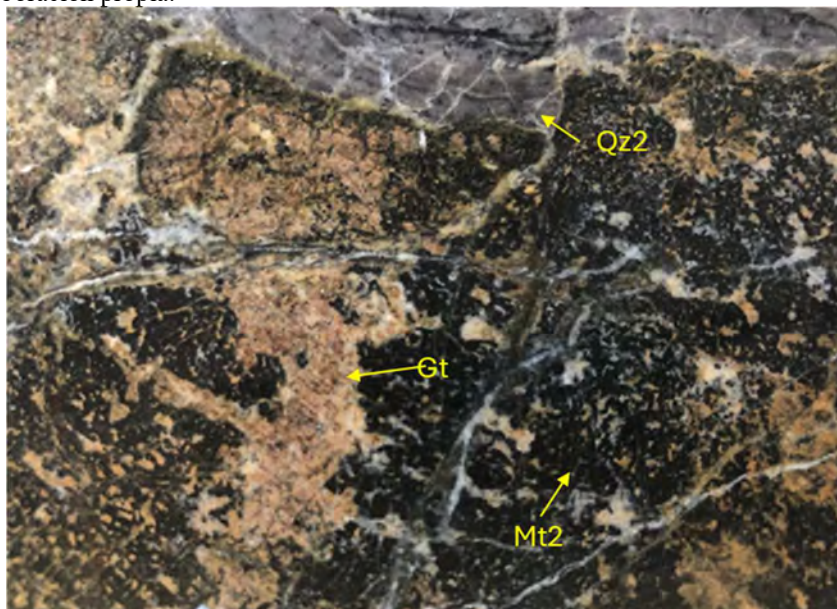


Figura 4.78: Exoskarn de magnetita y granate (grosularia). Fuente: Elaboración propia.

La Figura 4.78 muestra un exoskarn de magnetita intercrecido con granate de color marrón claro (andradita). La tonalidad relativamente clara del granate sugiere un emplazamiento distal con respecto al contacto intrusivo. Asimismo, se observan venillas irregulares de calcita hidrotermal que cortan a la magnetita y granate que podría sugerir una leve alteración retrograda. En la parte superior de la muestra se reconoce una venilla irregular de cuarzo (Qz2) con bornita asociada, la cual corta al ensamble de skarn, indicando una reactivación tardía de los fluidos hidrotermales posterior a la formación del exoskarn.

4.7.1.1.3 *ALTERACIÓN PROPILÍTICA*

Este tipo de alteración se caracteriza por contener el ensamble típico de epidota – clorita +/- calcita +/- pirita +/- arcillas, con cantidades de cobre total menores al 0.1%, envolviendo la zona potásica, aparece en las partes superiores de la diorita superpuesta a la alteración potásica (con venas de feldespatos potásico y magnetita), donde la mineralización está conformada por principalmente de pirita y en menor concentración la calcopirita; presente los diques post-minerales (Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008, Maldonado, 2006; Yagua, 2008).

La Figura 4.79 muestra una diorita premineral equigranular afectada por una alteración propilítica de intensidad moderada a fuerte, caracterizada por la presencia de epidota y clorita tanto en venillas como de manera diseminada en la roca. Asimismo, la muestra presenta un intenso blanqueamiento asociado al reemplazo por albita secundaria (Ab2), evidenciando un proceso de albitización de carácter casi pervasivo.

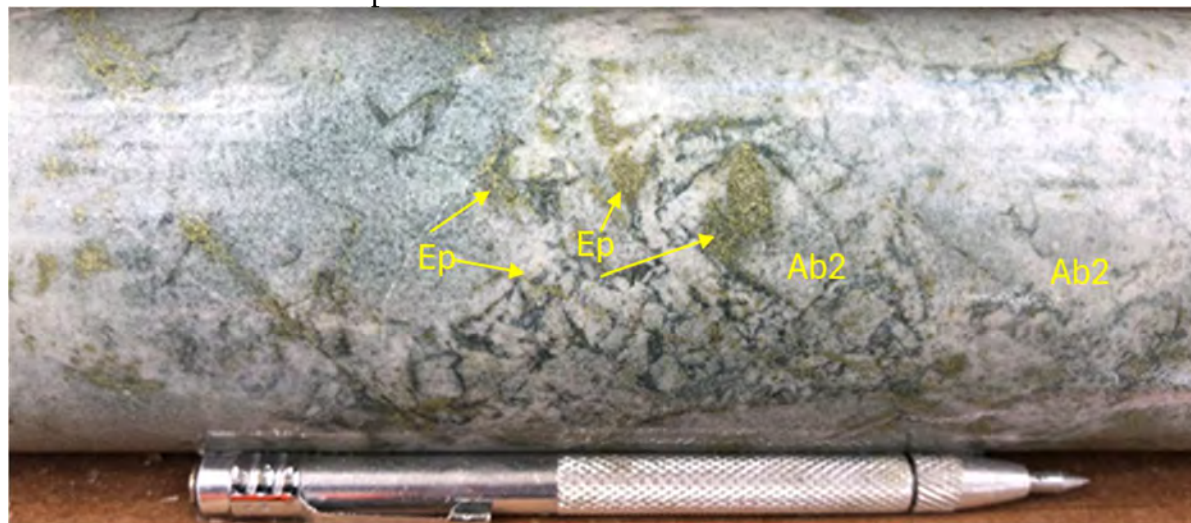


Figura 4.79: Diorita con fuerte alteración propilítica, epidota y clorita en coagulas, el blanqueamiento de la matriz podría deberse a una albitización de la matriz. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.1.4 *ARGÍLICA INTERMEDIA*

El ensamble representativo incluye arcillas - clorita +/- sericita en menor medida, identificado principalmente en las secciones superiores del pórfido "Atalaya" (Cerpa, 2004; Villón, 2007, Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008).

La Figura 4.80 muestra un pórfido monzonítico intramineral procedente de la parte sur del yacimiento, afectado por una alteración argílica selectiva que reemplaza principalmente a las plagioclasas. La roca presenta diseminaciones de pirita y calcopirita, así como una probable presencia subordinada de sericita, aunque esta no puede ser identificada macroscópicamente. Esta

alteración tardía se superpone a un ensamble de alteración potásica preexistente, evidenciado por la presencia de relictos de biotita secundaria y venillas de feldespato potásico. La distribución restringida de esta alteración en el sector sur del yacimiento podría indicar un menor nivel de erosión y, por consiguiente, una mejor preservación de los niveles superiores del sistema hidrotermal.

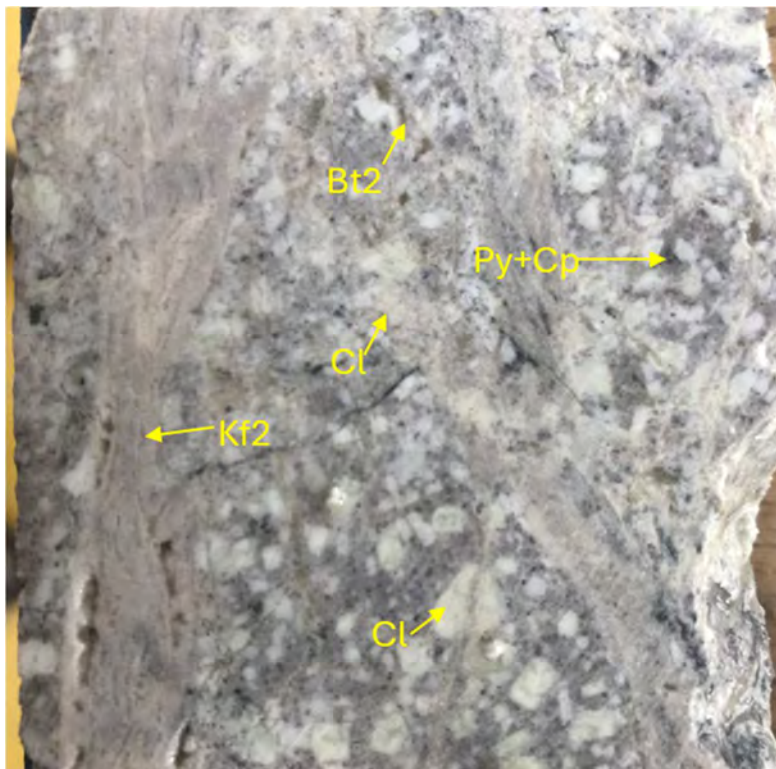


Figura 4.80: Pórfido intramineral con alteración argílica intermedia (clorita-sericita) reemplazando selectivamente a las plagioclasas con pirita diseminada en matriz, en la izquierda se observa una venilla de feldespato potásica temprana. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.1.5 ARGÍLICA SUPERGÉNA

Esta alteración surge de la meteorización de la roca por fluidos derivados de una zona supergéna. Se localiza en la interfaz con depósitos cuaternarios y puede prolongarse por decenas de metros hacia abajo (Perelló, 2003; Maldonado, 2006; Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008).

La Figura 4.81 muestra un pórfido monzonítico afectado por una intensa alteración argílica supergéna de carácter pervasivo. La roca presenta un fuerte reemplazo de los minerales primarios por minerales arcillosos, acompañado por una abundante formación de óxidos e hidróxidos de hierro, principalmente goetita, producto de la oxidación de sulfuros preexistentes. Asimismo, se observan relictos de venillas de cuarzo con feldespato potásico ($Qz2 + Kf2$), parcialmente preservadas dentro de la zona oxidada, evidenciando la superimpresión de procesos supergénicos sobre un ensamble de alteración potásica previo. La intensa oxidación y argilización han obliterado gran parte de la textura original de la roca.

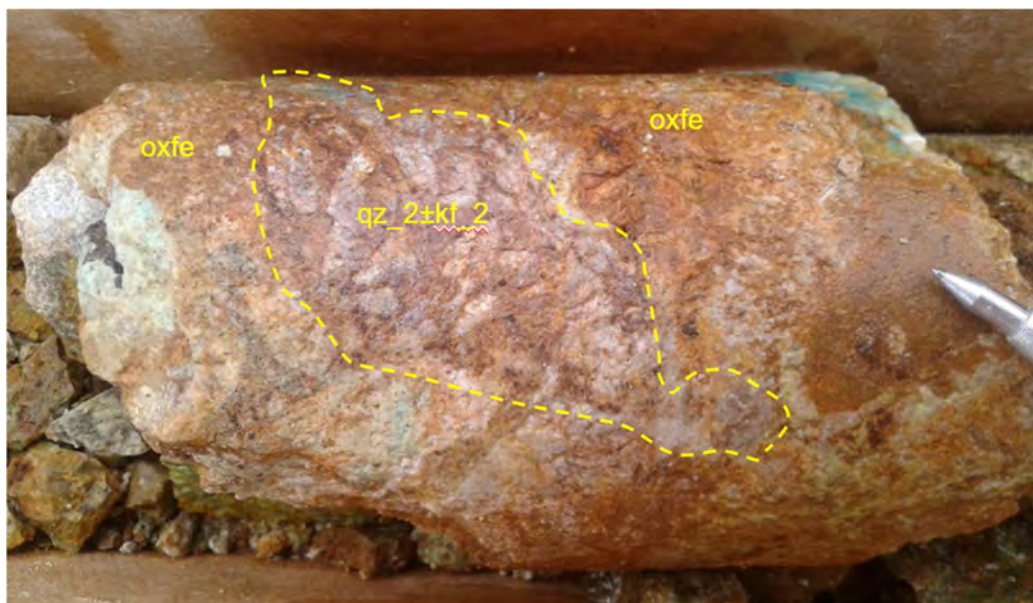


Figura 4.81: Alteración argílica supérgena pervasiva con óxidos de hierro (goetita) se observan relictos de venillas de cuarzo con feldespato potásico. Fuente: Compañía Minera Antapaccay.

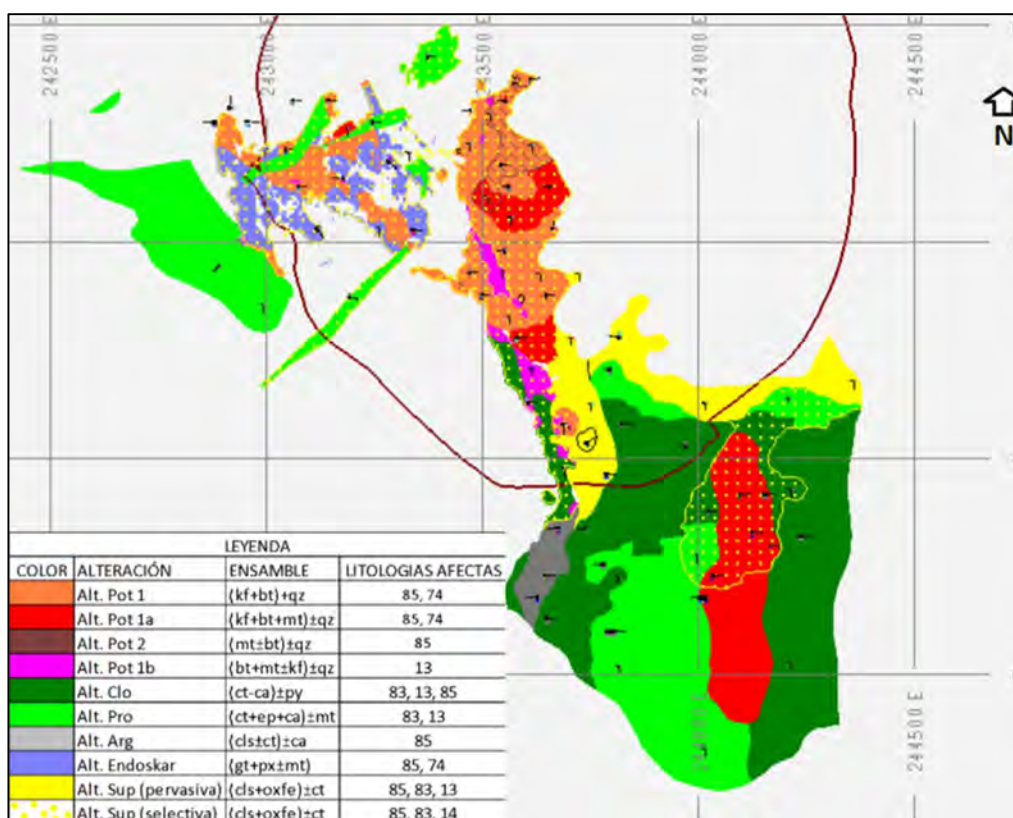


Figura 4.82: Mapa de alteraciones en Antapaccay Sur. Fuente: Compañía Minera Antapaccay.

4.7.1.2 MINERALIZACIÓN

La mineralización de cobre en la mina Antapaccay se emplaza principalmente en rocas intrusivas intermedias intraminerales, manifestándose en diseminados, venillas, brechas hidrotermales y en contactos con rocas pre-minerales como dioritas y rocas sedimentarias (calizas,

lutitas calcáreas, limolitas y areniscas), formando brechas mineralizadas de contacto, skarn y "stockwork" en sedimentarios. Se observa un marcado dominio de calcopirita sobre bornita hasta los 350m de profundidad; más abajo se invierte el rol y se asocia con niveles de anhidrita-yeso (Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008; Xtrata Copper, 2009).

Se identificaron dos cuerpos aparentemente desconectados, el primero ubicado al Sur, más amplio con 1300m de largo en dirección NW-SE y un ancho variable de 250m a 430m; el segundo ubicado al Norte con de 300m de largo en dirección NW-SE y 450m de ancho (Perelló, 2003; Villón, 2007; Bernabé, 2008; Rondón et al., 2008). En las zonas de contactos con calizas, se dan las condiciones necesarias para la ocurrencia del metasomatismo generando cuerpos irregulares de exoskarn de granate-magnetita +/- piroxeno, con parches principalmente de calcopirita. También, existen zonas amplias intenso venilleo en "stockwork" de cuarzo gris con un alto contenido de bornita y calcopirita contantemente cerca del contacto de hornfels-intrusivo, extendiéndose varios metros en el hornfels (Bernabé et al., 2008; Rondón et al., 2008; Hinchu, 2010).

Según el modelo de Recursos y Geometalúrgico, la mineralización económica se distribuye así: 1.9% en óxidos de cobre, 70.0% en pórfido con sulfuros de cobre, 12.9% en pórfido mixto, 6.5% en pórfido-brecha-yeso, 5.9% en brecha mineralizada y 2.8% en skarn, con las leyes más elevadas en brecha mineralizada y skarn (Perelló, 2003; Villón, 2007; Bernabé, 2008). La mineralización está vinculada directamente con el control litológico y estructural de la zona (Hinchu, 2010).

4.7.1.2.1 MINERALOGÍA

La mineralogía principal incluye sulfuros de cobre como calcopirita (dominante hipógena), bornita (aumenta en profundidad), y calcosita (en exoskarn y zonas mixtas). En óxidos: crisocola, malaquita, azurita, tenorita, cuprita y cobre nativo. En skarn: granate, magnetita, piroxeno con parches de calcopirita – bornita – calcocina. Molibdenita en stockwork de cuarzo gris. Pirita es menor, contribuyendo a oxidación limitada. Anhidrita-yeso asociada a profundidad.

MINERAL	FORMULA	PORCENTAJE DE COBRE (CU)
BORNITA	Cu ₅ FeS ₄	63.3 % Cu
CHALCOPIRITA	CuFeS ₂	34.6 % Cu
CALCOSITA	Cu ₂ S	79.8 % Cu
COVELITA	CuS	66.5 % Cu
PIRITA	FeS ₂	46.7 % Fe
MOLIBDENITA	MoS ₂	60 % Mo
MAGNETITA	FeO	72.4 % Fe
ORO	Au	100 % Au
COBRE NATIVO	CU	100 % Cu
CUPRITA	Cu ₂ O	88.8 % Cu
CHALCOTRIQUITA	Cu ₂ O	88.8 % Cu
TENORITA	CuO	79.9 % Cu
MALAQUITA	Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂	57 % Cu
AZURITA	Cu ₂ CO ₃ (OH) ₂	55 % Cu
CRISOCOLA	Cu ₄ H ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	36.2 % Cu

Tabla 4.5: Principales minerales económicos del Yacimiento Antapaccay. Fuente: Hinchu (2010).

La distribución refleja controles litológicos y estructurales, con leyes altas en brechas y skarn (Perelló, 2003; Valencia, 2005; Garate, 2005; Maldonado, 2006; Villón, 2006; Bernabé, 2008; Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024). Los minerales principales con contenido mineral, ganga y minerales estériles, silicatos (epidota, andradita, grosularia, albita, anortita, hornblenda, biotita, feldespato potásico, cuarzo, calcita, hematita, goethita, yeso, sericita, etc.), carbonatos, óxidos y sulfuros en el yacimiento Antapaccay (Tabla 4.5).

4.7.1.2.2 ZONACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN

La zonación de la mineralización se define por prevalencia mineral, refleja las condiciones fisicoquímicas presentes dentro de un sistema hidrotermal con superposición de zonas con asociaciones mineralógicas (Hinchu, 2010), generadas por la variación de la presión y temperatura. En Antapaccay se definieron zonas sin óxidos (sulfuros primarios/secundarios) de mixtas y oxidadas, es un yacimiento principalmente de sulfuros primarios (Xtrata Copper, 2009; Hinchu, 2010). Se identificaron las zonas: lixiviada (ácido sulfúrico de pirita baja,) reinterpretada como riesgo metalúrgico en fallas y drenaje), óxidos (crisocola – malaquita – azurita – tenorita), pórfido mixto (óxidos con sulfuros secundarios como tenorita-cuprita-calcosita-cobre nativo), pórfido sulfuro (hipógena con calcopirita-bornita) (Figura 4.83). Distribución económica según la interpretación del modelo de Recursos Geometarlugicos es óxidos 1.9%, sulfuros 70.0%, mixto 12.9%, con leyes altas en brechas y skarns (Figura 4.84) (Perelló, 2003; Maldonado, 2006; Villón, 2007; Bernabé, 2008; Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024).

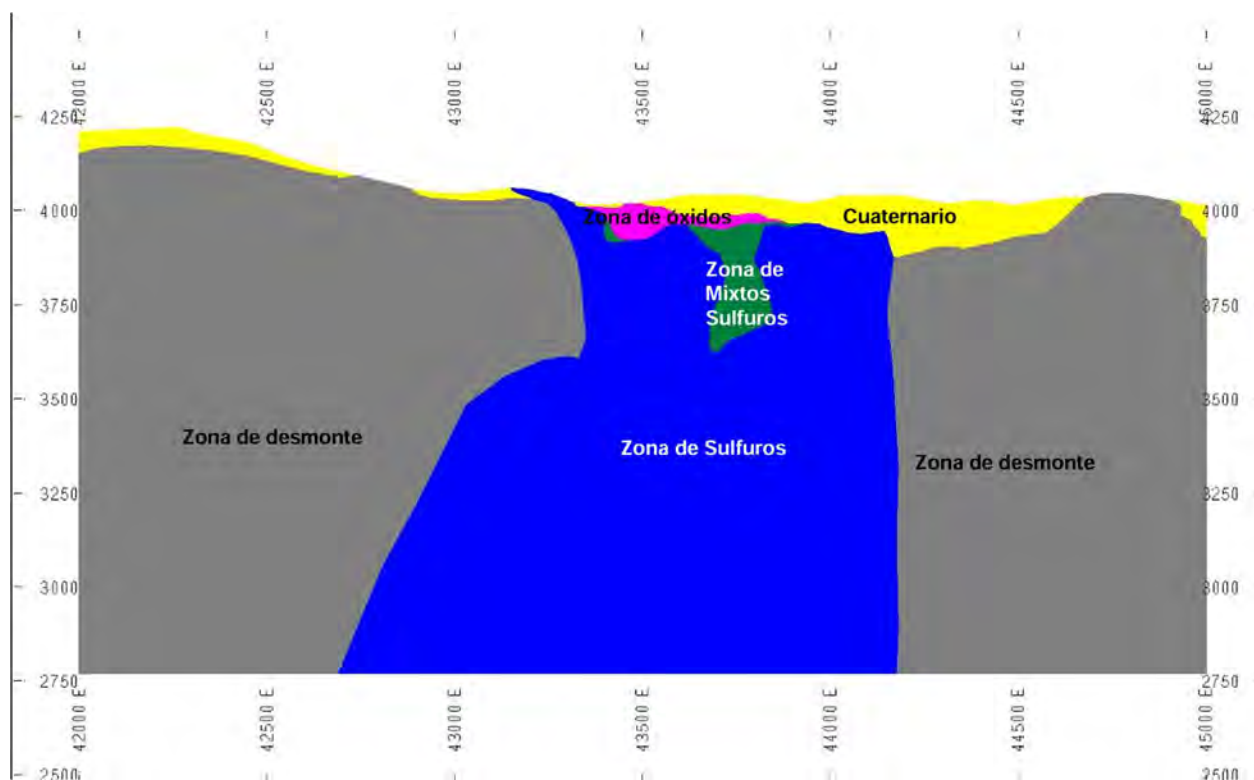


Figura 4.83: Zonación mineralógica en Antapaccay. Fuente: Ligeramente modificado de Xstrata Copper (2009).

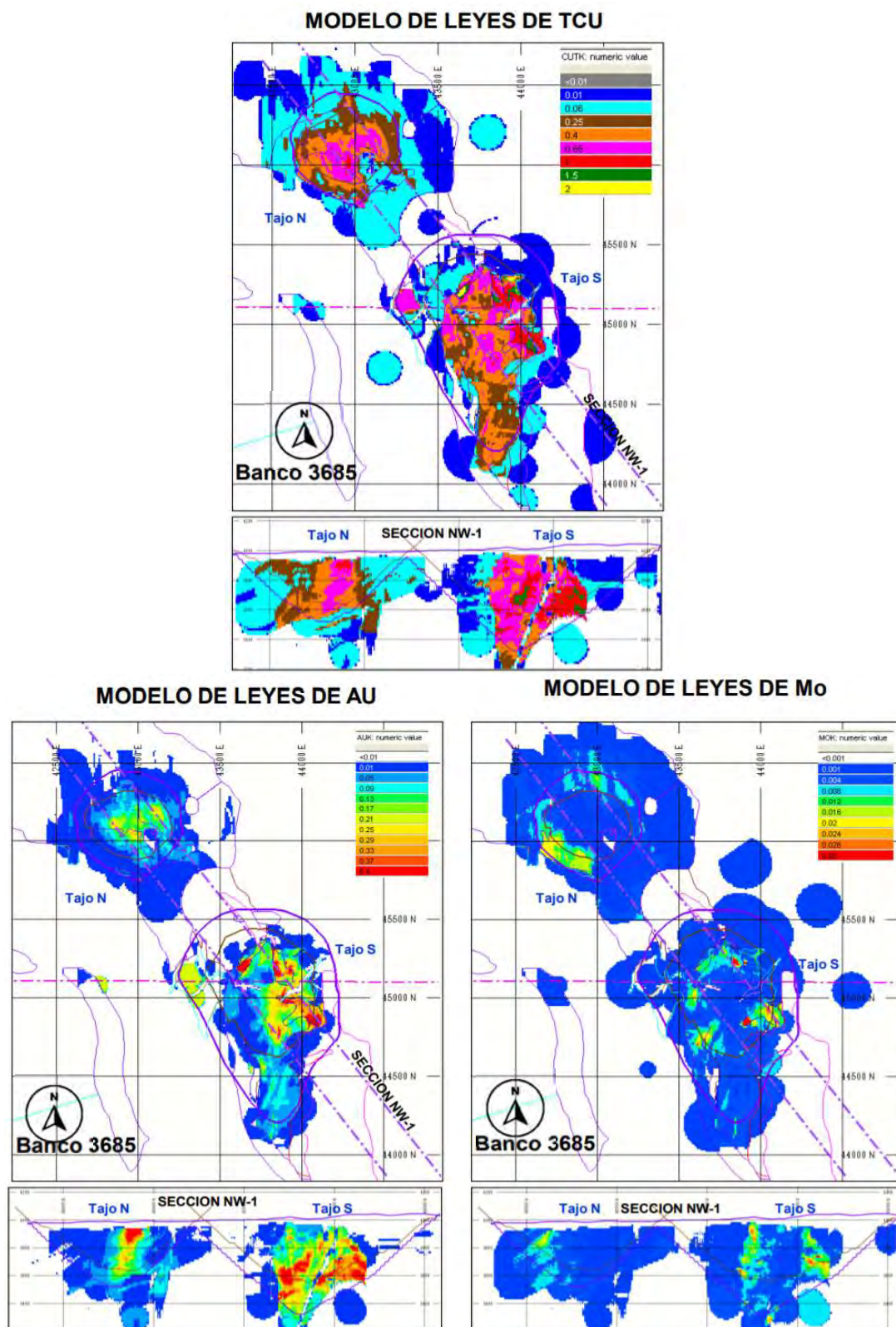


Figura 4.84: Modelo de leyes minerales de Antapaccay. Fuente: Bernabé et al. (2008).

4.7.1.2.3 ZONA DE LIXIVIACIÓN

Zona superficial formado por la reacción del ácido sulfúrico de pirita de baja concentración (reacción del agua meteórica + pirita). En Antapaccay, se identificó aproximadamente de 10m – 50m de material lixiviado con un elevado contenido de hematita, goethita, jarosita con argilización supergéna alta (Hinchu, 2010). La baja ocurrencia de pirita en el yacimiento Antapaccay se reinterpreto como áreas de riesgo metalúrgico, principalmente en zonas de fallas y drenaje subterráneo (Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024).

La Figura 4.85 muestra un pórfido monzonítico intramineral ubicado en la zona de lixiviación, afectado por una intensa alteración argílica supérgena. La roca presenta un reemplazo casi total de los feldespatos y de la matriz por minerales arcillosos. Asimismo, se observa abundante goethita producto de la oxidación de sulfuros primarios preexistentes. A pesar de la intensa alteración, aún se reconocen relictos de fenocristales y de la matriz original, evidenciando un reemplazo selectivo por arcillas. Esta asociación mineralógica es característica de la zona lixiviada superior desarrollada en sistemas pórfidos de cobre.

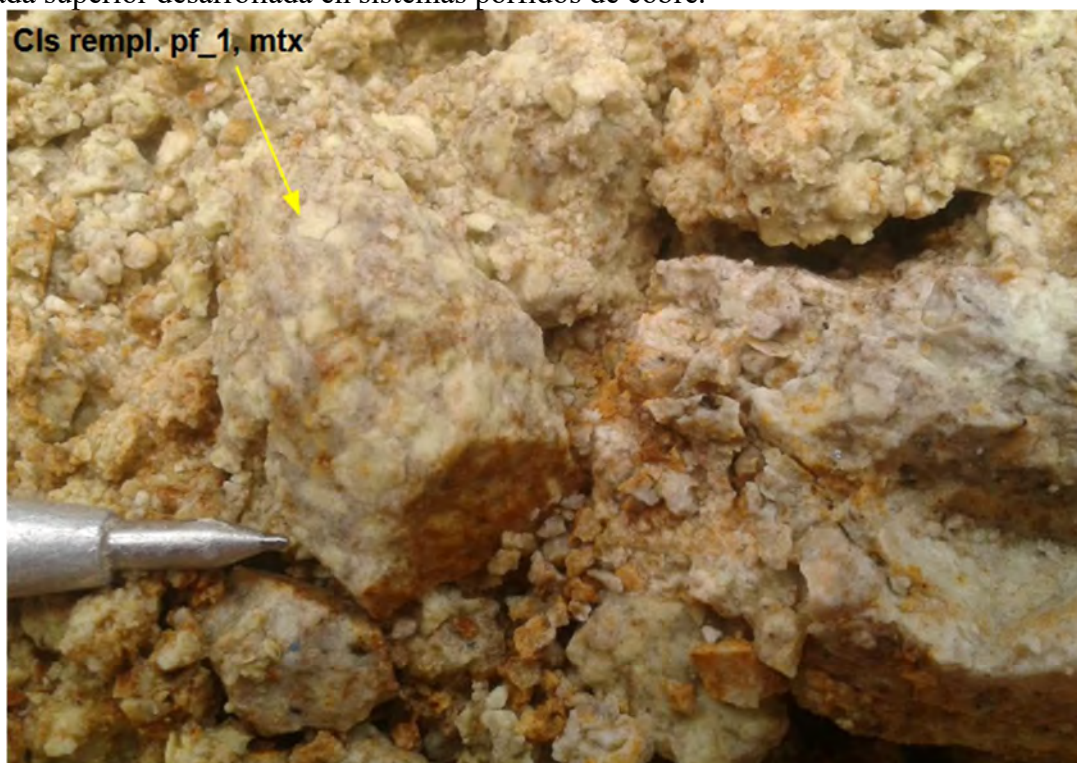


Figura 4.85: Pórfido intramineral en la zona de lixiviación con goethita y arcillas. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.2.4 ZONA DE ÓXIDOS

Aparece con calcopirita y pirita en cantidades pequeñas, creando ambiente oxidante, con un espesor aproximado de 0 – 20m de profundidad, influido por estructura y flujos subterráneos, contiene minerales económicos como crisocola principal (Figura 4.86), malaquita, azurita, tenorita, neotocita, cuprita y cobre nativo, corresponden al 4% (Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024; Hinchu, 2010).

La Figura 4.86 muestra un pórfido monzonítico intramineral afectado por procesos de oxidación supérgena, caracterizado por la presencia de abundantes venillas de crisocola que cortan

la roca en múltiples direcciones. La matriz presenta una intensa oxidación, evidenciada por la presencia de goethita y cantidades subordinadas de hematita, producto de la alteración de sulfuros primarios preexistentes. Asimismo, se reconocen relictos de alteración potásica temprana, representados por feldespato potásico en la matriz y a los fenocristales, además de biotita secundaria diseminada.

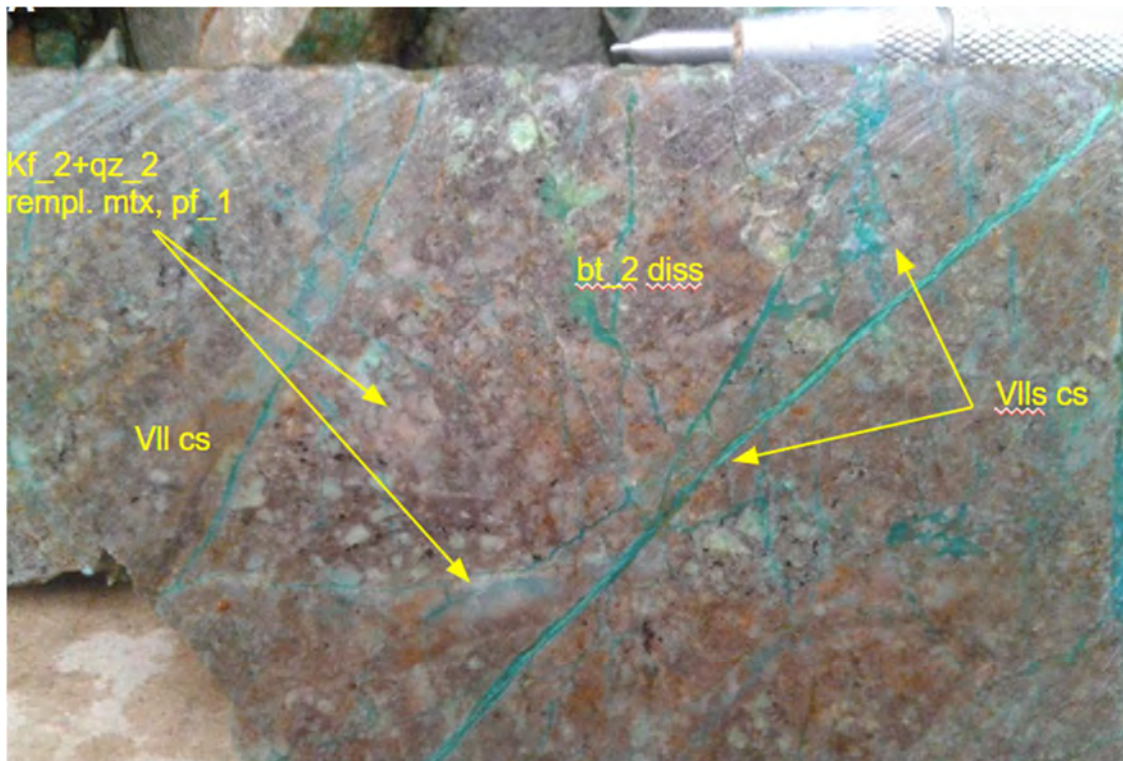


Figura 4.86: Venillas de crisocola con goethita y menor hematita en la matriz. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.2.5 ZONA DE PÓRFIDOS MIXTOS

En Antapaccay la zona de óxidos con sulfuros secundarios y primarios está compuesta por sulfuros primarios y secundarios con óxidos de cobre; no significativa en volumen con intrusiones de PM85, diorita mineralizada y stockworks (Bernabé, 2008; Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024) representa transiciones supergénicas e hipógenas con leyes variables de 0.10-0.35% cobre total, con minerales económicos como calcosina, covelina tenorita, cuprita y cobre nativo (Figura 4.88) dominando enriquecimientos y crisocola-malaquita (Figura 4.87) en oxidación superficial (Xstrata Copper, 2009).

La Figura 4.87 muestra un pórfido monzonítico intramineral afectado por alteración potásica, caracterizada por la presencia de feldespato potásico reemplazando a la matriz y a los fenocristales, así como biotita secundaria diseminada. La roca es cortada por fracturas rellenas de crisocola, acompañada por trazas de calcosina, evidenciando procesos de enriquecimiento y oxidación supérgena. A diferencia de las muestras intensamente lixiviadas, esta roca preserva gran parte del ensamble potásico original, permitiendo reconocer claramente la superposición de la mineralización supérgena sobre la alteración hidrotermal temprana.

La Figura 4.88 muestra cobre nativo relleno de fracturas en un pórfido monzonítico intramineral perteneciente a la zona de mixtos. De acuerdo con Sillitoe (2005), el cobre nativo se

forma durante procesos supérgenos bajo condiciones de baja fugacidad de azufre y potenciales de oxidación moderados, producto de la remobilización del cobre desde la zona lixiviada superior. La precipitación de cobre nativo ocurre cuando soluciones descendentes enriquecidas en cobre interactúan con ambientes químicamente reductores o con rocas hospedantes capaces de neutralizar soluciones ácidas. En Antapaccay, la abundancia de rocas carbonatadas de la Formación Ferrobamba favoreció la neutralización de los fluidos descendentes, promoviendo localmente la precipitación de cobre nativo en fracturas y limitando el desarrollo de un enriquecimiento supérgeno extenso.

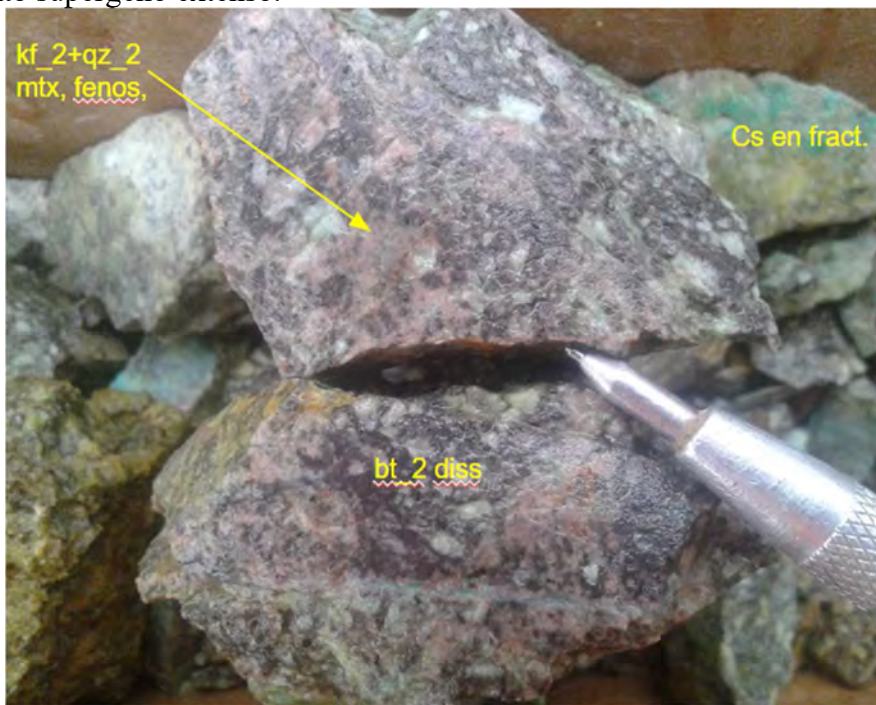


Figura 4.87: Crisocola en fracturas con trazas de calcosina, se observa la roca más fresca con alteración potásica. Fuente: Compañía Minera Antapaccay.

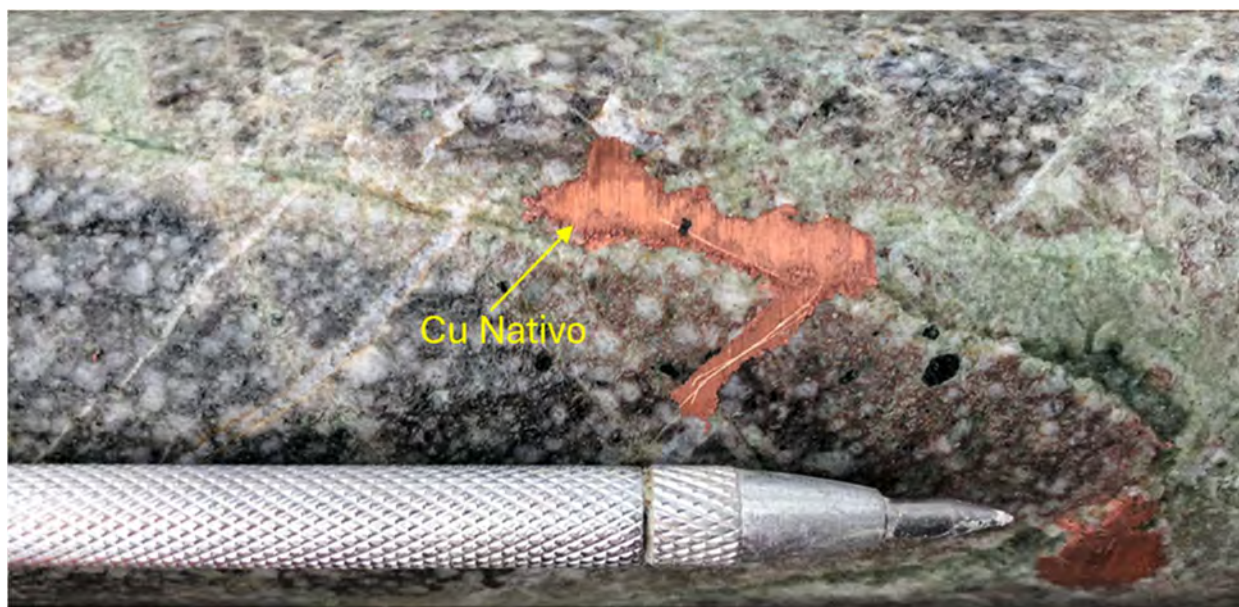


Figura 4.88: Cobre nativo en fracturas en el pórfido intramineral en la zona de mixtos. Fuente: Elaboración propia.

4.7.1.2.6 ZONA DE PÓRFIDOS SULFUROS

En Antapaccay es la zona hipógena dominante, compuesta primordialmente de calcopirita (Figura 4.90) y bornita (poca pirita) (Figura 4.89), calcosina (Figura 4.91) la mineralización se da en microvenillas, diseminado y brechas hidrotermales, stockwork (en venillas de cuarzo) en los PM75, PM85, PM86 (Bernabé, 2008; Ccapa, 2019; Cárdenas, 2024; Xtrata Copper, 2009; Hinchu, 2009).

La Figura 4.89 muestra al pórfido monzonítico intramineral afectado por alteración potásica, caracterizada por la presencia de biotita secundaria diseminada en la matriz y asociada a venillas de cuarzo. Se observa una asociación mineral compuesta por bornita y calcosina primaria hidrotermal, estrechamente relacionada con las venillas de cuarzo y la alteración potásica. De acuerdo con Sillitoe (2010), la coexistencia de bornita y calcosina primaria constituye un ensamble hipógeno de alta ley formado durante las etapas tempranas del sistema pórfido, y no debe confundirse con procesos de enriquecimiento supérgeno. La presencia de calcosina primaria sugiere condiciones relativamente reducidas y fluidos hidrotermales ricos en cobre durante la evolución del sistema mineralizante.

La Figura 4.90 muestra una venilla de anhidrita hidrotermal (Anh) que corta al pórfido monzonítico intramineral afectado por alteración potásica. La venilla contiene bornita (Bn) y calcopirita asociadas, evidenciando la precipitación contemporánea de sulfatos y sulfuros durante las etapas tempranas del sistema hidrotermal. De acuerdo con Sillitoe (2010), la presencia de anhidrita en asociación con bornita es característica de los núcleos potásicos de los sistemas pórfidos y refleja condiciones de alta temperatura, elevada fugacidad de oxígeno y fluidos magmáticos ricos en azufre. La coexistencia de anhidrita y sulfuros de cobre sugiere que la mineralización se desarrolló a partir de fluidos magmático-hidrotermales oxidados durante la etapa principal de mineralización.



Figura 4.89: Bornita y calcosina primaria hidrotermal asociado con venillas de cuarzo en el pórfido intramineral con alteración potásica. Fuente: Elaboración propia.



Figura 4.90: Venilla de anhidrita con bornita y calcopirita en el pórfido intramineral. Fuente: Elaboración propia.



Figura 4.91: Venilla de sílice partida por la mitad, con bornita (Bn), calcopirita (Cp) y calcosina (Cc) relleno la fractura. Se observa además sericita verde asociada a la fractura. Fuente: Elaboración propia.

4.7.2 YACIMIENTO DE MORENCI

4.7.2.1 ALTERACIONES HIDROTERMALES

Las alteraciones hidrotermales están basadas en el trabajo de la tesis de Enders (2000), donde menciona que el estudio de alteraciones hidrotermales fue compleja, debido a la superimposición de la alteración sericítica y también a los efectos del enriquecimiento supérgeno (Figura 4.93).

4.7.2.1.1 ALTERACIÓN POTÁSICA

La alteración potásica corresponde a la etapa más temprana del sistema hidrotermal y se manifiesta mediante venillas de cuarzo $\pm$ ortoclasa $\pm$ calcopirita, así como venillas de biotita + magnetita, las cuales se localizan bien preservadas en las zonas profundas del yacimiento y/o en zonas donde no fue totalmente obliterado por la alteración sericítica. Esta última asociación es especialmente abundante en los intrusivos más máficos, tanto Precámbricos (Figura 4.92) como Laramídicos, donde la biotita reemplaza intensamente a minerales ferromagnesianos.

Asimismo, la alteración incluye inundación de feldespato potásico en la matriz, visible principalmente en profundidad dentro de la monzonita porfírica y el granito porfírico más antiguo (Figura 4.95). Venillas de cuarzo + molibdenita cortan a las potásicas, indicando la transición hacia etapas mineralizadoras posteriores. Las inclusiones fluidas muestran que estas venas se formaron con fluidos de alta temperatura (250–360°C) y alta salinidad (30–43% eq. NaCl), consistentes con un origen magmático profundo (Enders, 2000).

La Figura 4.92 muestra al granito Precámbrico afectado por alteración potásica, caracterizada por el reemplazo de feldespato potásico secundario selectivo de los feldespatos primarios. La venilla presenta contactos netos y está rodeada por un halo potásico bien desarrollado. De acuerdo con Sillitoe (2010), las venillas tipo A representan uno de los estilos de vetilleo más tempranos en los sistemas pórfidos y se forman a altas temperaturas durante la etapa principal de alteración potásica. La presencia de este tipo de venillas en el basamento Precámbrico de Morenci evidencia que los fluidos mineralizantes se extendieron más allá de los intrusivos mineralizados, afectando de manera significativa a las rocas encajonantes del basamento.



Figura 4.92: Granito pre-cámbrico. Alteración potásica en granito Precámbrico, venillas de cuarzo tipo A con halos de feldespato potásico. Fuente: Dpto. Geología Morenci.

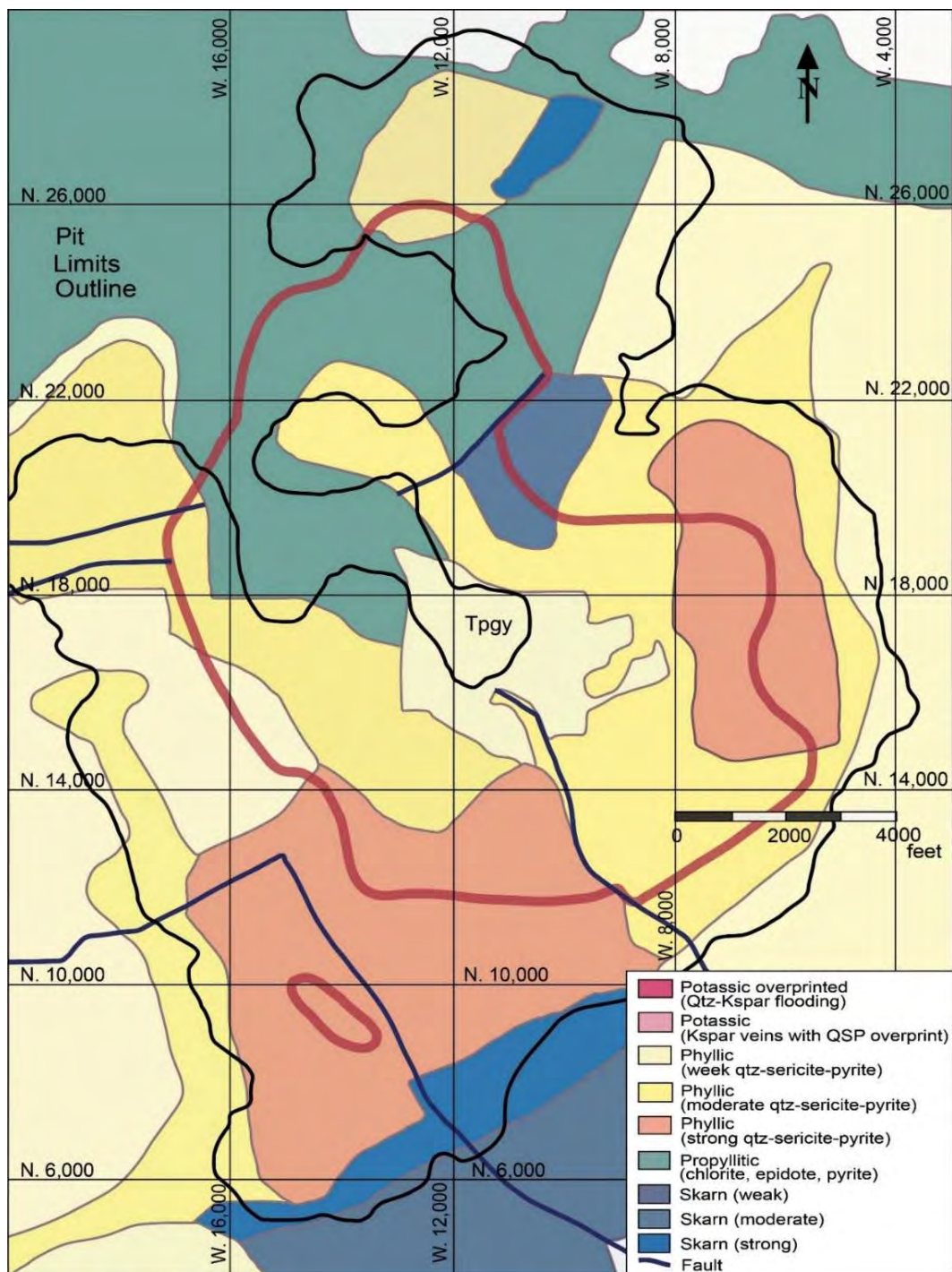


Figura 4.93: Mapa de Alteraciones hidrotermales del depósito de Morenci. Fuente. Ligeramente modificado de Enders (2000).

La Figura 4.94 muestra un granito porfírico antiguo afectado por alteración potásica, evidenciada por la presencia de halos de feldespato potásico secundario (Kf2) asociados a venillas de cuarzo tipo A (Qz2). Estas venillas representan una de las etapas más tempranas del sistema hidrotermal y se formaron a altas temperaturas durante el desarrollo de la alteración potásica. En la parte izquierda de la fotografía, la venilla de cuarzo tipo A es cortada por una venilla tardía de sílice masiva, lo que indica al menos dos pulsos hidrotermales distintos dentro del sistema

mineralizante. La presencia de relaciones de corte entre ambos tipos de venillas evidencia la naturaleza multiepisódica del sistema pórfido de Morenci.

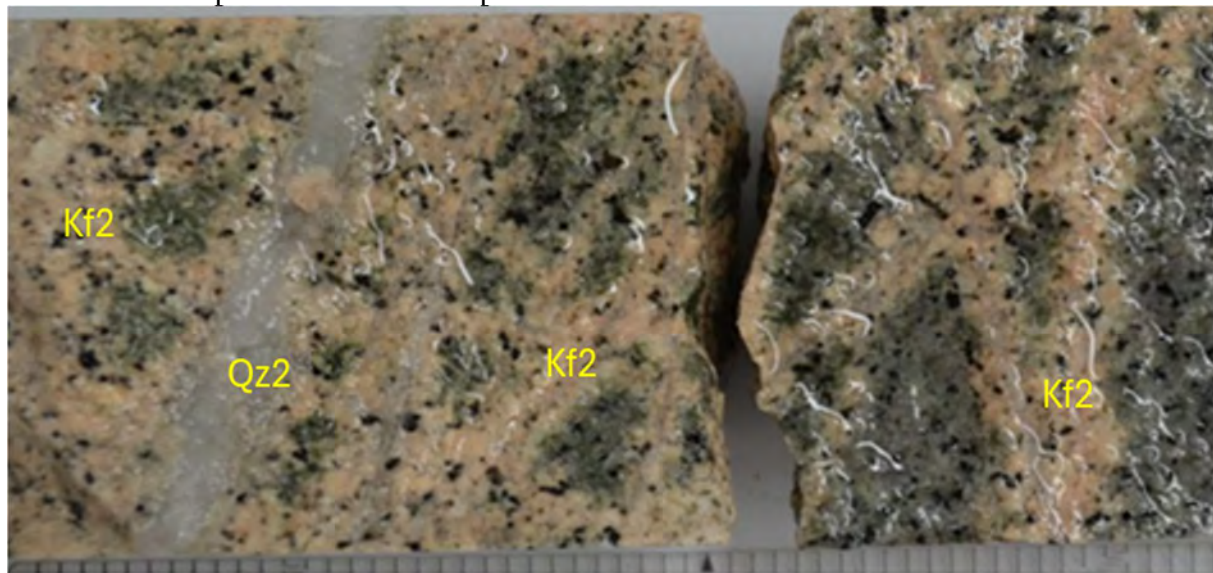


Figura 4.94: Granito porfirítico antiguo. Alteración Potásica en el Granito Porfirítico Antiguo, se observan venillas de tipo A con halos de feldespato potásico, la cual es cortada por una venilla de sílice en la parte izquierda de la foto. Fuente. Dpto. Geología Morenci.

4.7.2.1.2 *ALTERACIÓN SERICÍTICA*

La alteración Sericítica representa el evento principal de mineralización hipogénica y se relaciona con venillas de cuarzo + sericita + pirita $\pm$ calcopirita que forman un stockwork denso, con halos de sericitización que destruyen casi por completo la textura original de la roca y se superimponen a la alteración potásica, en general la mayoría de las venas tienen una orientación de Noreste a Suroeste. Esta alteración se desarrolla principalmente en torno a los pórfidos monzoníticos y graníticos, con variación en intensidad: desde alteración cuarzo, sericita y pirita (QSP) intensa, que obliteran la textura original, hasta QSP débil, restringida a venillas dispersas. Dentro del granito porfirítico antiguo (Figura 4.95 y Figura 4.96) las bandas grises de cuarzo sericita se pueden diferenciar fácilmente en la roca debido al contraste con la matriz más blanquecina. En niveles superiores y periféricos domina la pirita, mientras que en zonas más profundas y cercanas al núcleo intrusivo aumenta la calcopirita, lo que define dominios de mayor ley de cobre. Las inclusiones fluidas indican temperaturas de 290–370°C y salinidades más bajas que en la etapa potásica, reflejando enfriamiento y mezcla parcial con fluidos más diluidos (Enders, 2000).

4.7.2.1.1 *ALTERACIÓN PROPILÍTICA*

La alteración propilítica (Figura 4.97) se presenta principalmente en las zonas más periféricas y distales del sistema, donde la interacción entre fluidos hidrotermales tardíos y rocas hospedantes fue limitada. Se compone de clorita + epidota + calcita $\pm$ pirita, generalmente con baja densidad de venillas. En Morenci esta alteración no forma un halo simétrico continuo, sino que aparece de manera discontinua, especialmente en el cuadrante suroeste, afectando diques de monzonita porfirica y rocas sedimentarias donde se desarrollan hornfels (Enders, 2000).

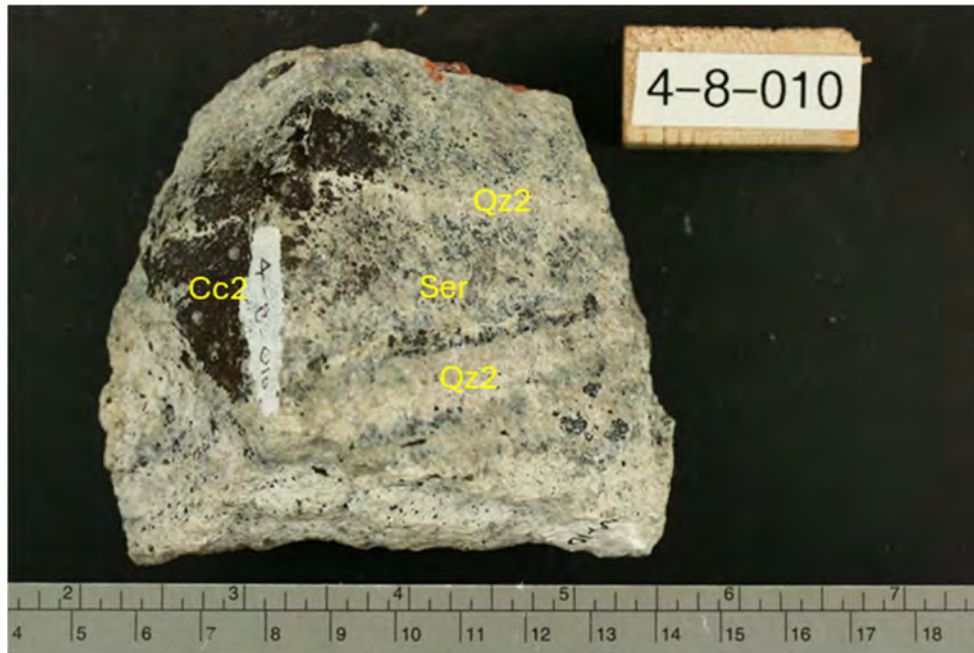


Figura 4.95: Granito Porfírico Antiguo con alteración sericitica pervasiva con cuarzo, sericita y pirita, relictos de la textura original quedan solo con los ojos de cuarzo. Calcosina reemplaza a pirita en la parte gris en la izquierda de la fotografía. Fuente: Beane (1979).

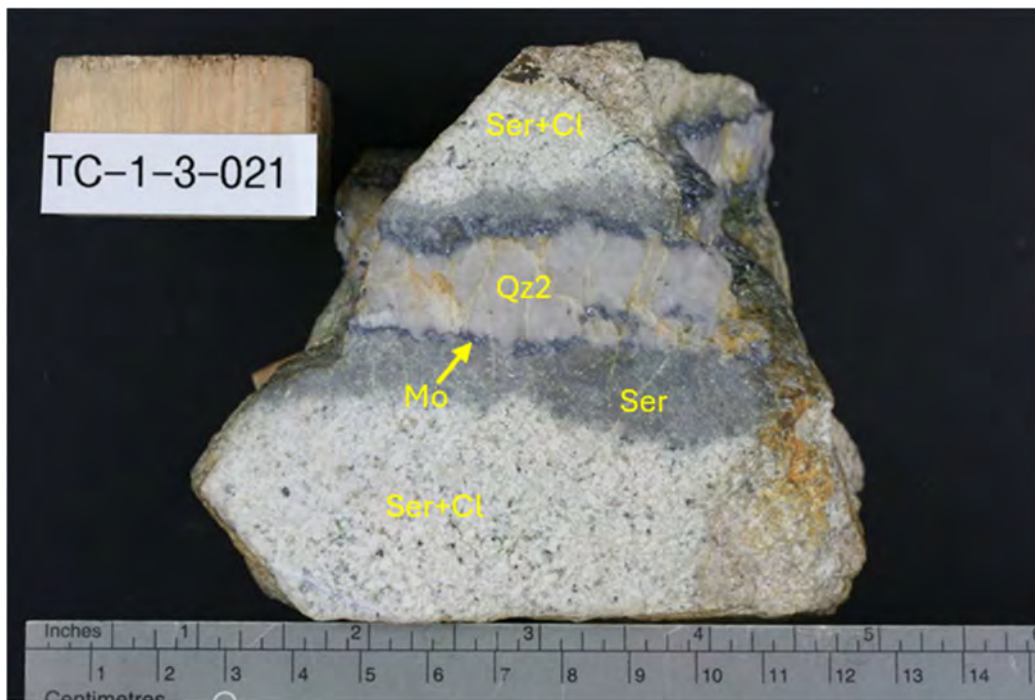


Figura 4.96: Granito porfírico antiguo con reemplazamiento pervasivo en la matriz y fenocristales por sericita, en el medio se observa una venilla de sílice con un halo de sericita así como molibdenita en los bordes. Fuente: Beane (1979).



Figura 4.97: Venilla de epidota y magnetita en el Granito Proterozoico en las zonas distales de Morenci. Fuente: Dpto. Geología Morenci.

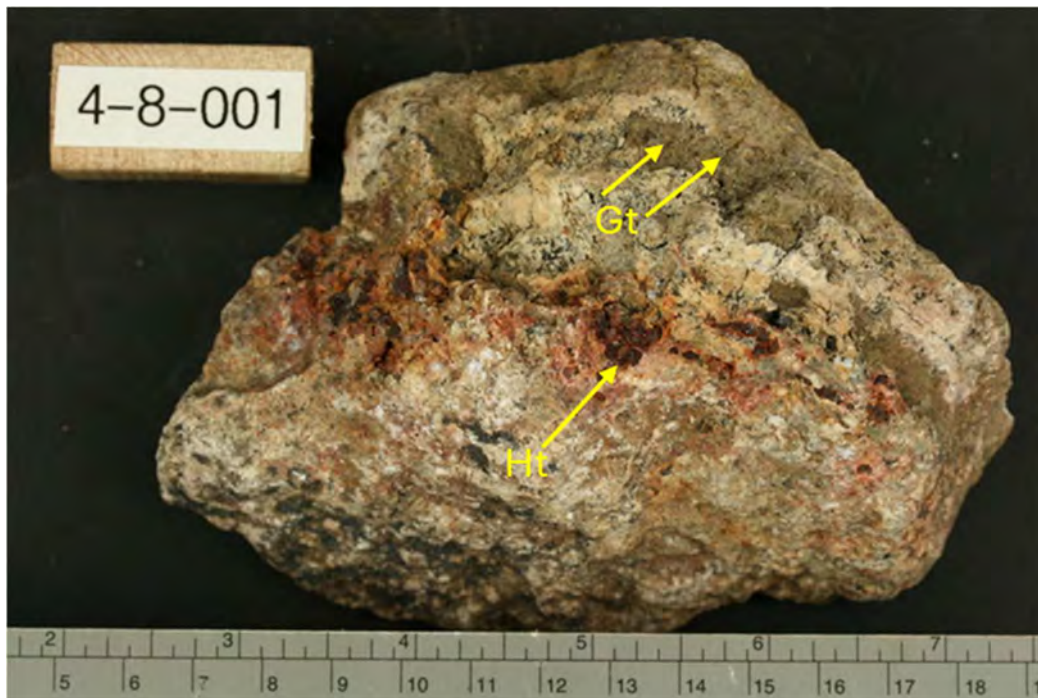


Figura 4.98: Skarn de granate con óxidos de hierro, también se observa trazas de epidota y magnetita. Fuente: Beane (1979).

4.7.2.1.2 ALTERACIÓN TIPO SKARN

La alteración tipo skarn (Figura 4.98) afecta principalmente las calizas y lutitas Paleozoicas en contacto con los cuerpos Porfíricos. Se reconocen dos etapas:

- Etapa anhidra temprana: formación de diópsido en lutitas y granate andradita en calizas, con magnetita y escasos sulfuros.
- Etapa hidratada tardía: transformación hacia actinolita, tremolita, clorita, epidota y calcita, acompañada de mineralización en venillas de pirita, calcopirita, magnetita ± esfalerita ± bornita.

El skarn, aunque volumétricamente menor, fue importante económicamente porque hospedó mineralización de cobre de alta ley, además se desarrolló enriquecimiento supergénico temprano que fue explotado por minería subterránea histórica (Enders, 2000).

4.7.2.2 ZONAS DE MINERALIZACIÓN

4.7.2.2.1 ZONA DE LEACHED CAPPING

La zona de *leached capping* corresponde al tramo superior de la columna supergénica y se caracteriza por la remoción casi completa de los sulfuros primarios (pirita, calcopirita) y secundarios (principalmente calcosina generada en ciclos previos de enriquecimiento). Esta lixiviación profunda produce una roca de coloraciones rojizas y amarillentas, donde predominan minerales oxidados de hierro tales como hematita (Figura 4.99), goethita y jarosita (Figura 4.99), los cuales registran la destrucción estructural de las redes sulfídicas originales. La textura dominante en esta zona incluye boxworks o moldeamientos reticulares después de pirita o calcosina, que constituyen evidencia petrográfica clara de la disolución de sulfuros previos y su reemplazo por óxidos e hidróxidos de hierro, sugiriendo al menos un enriquecimiento supérgeno previo (Figura 4.102). El contenido de cobre en esta zona es muy bajo, típicamente inferior a 0.10% cobre, aunque pueden observarse pequeños remanentes en forma de tenorita, cuprita, neotocita o cobre nativo disperso. El espesor promedio del capping es de aproximadamente 80 metros, pudiendo superar los 400 metros en sectores controlados estructuralmente, como por ejemplo en las cercanías de la Falla War Eagle facilitó una lixiviación descendente prolongada. El límite entre el capping y el manto enriquecido subyacente es notablemente abrupto, reflejando un cambio geoquímico y redox muy marcado en el perfil supergénico (Enders, 2000).

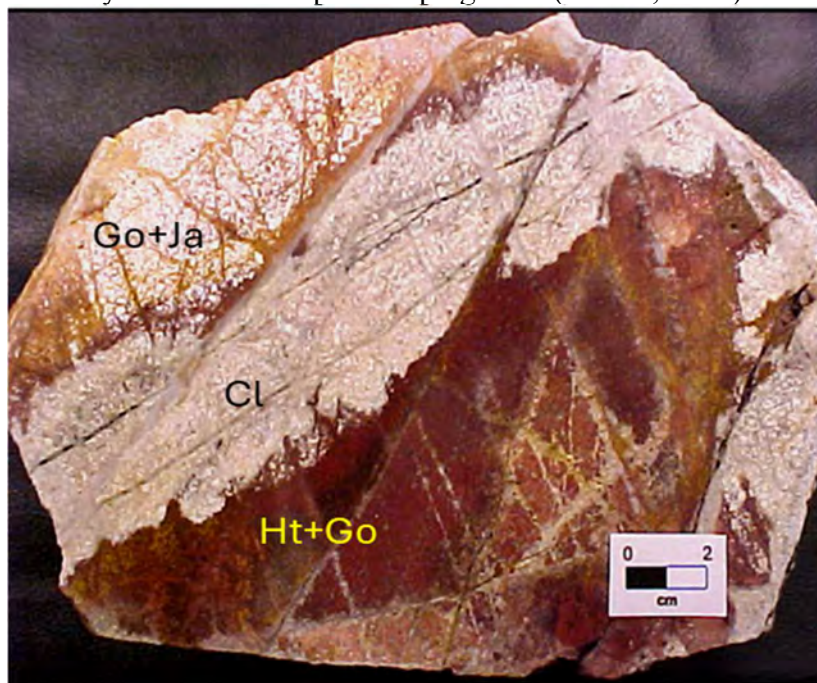


Figura 4.99: Jarosita y hematita en fracturas y matriz el granito antiguo argilizado. Fuente: Departamento Geología Morenci.

4.7.2.2.2 ZONA DE ÓXIDOS DE COBRE

Subyacente a la zona completamente lixiviada, la zona parcialmente lixiviada o zona de óxidos de cobre constituye una transición donde la oxidación es incompleta y coexistente con la

preservación parcial de sulfuros supergénicos previos. Aquí se reconocen asociaciones mineralógicas mixtas: óxidos y carbonatos como chrysocolla, malachita, brochantita y azurita se encuentran en equilibrio con remanentes de calcosina, covelina y calcopirita. Esta mineralogía evidencia un ambiente donde el proceso de lixiviación descendente aún estuvo activo, pero sin alcanzar la remoción total de los sulfuros secundados en ciclos previos de enriquecimiento. La ley promedio ($\sim 0.28\%$ cobre) es moderada, pero muestra una variabilidad local considerable, lo cual responde a patrones de fracturamiento, distribución de pirita remanente y a la geometría del flujo ácido meteórico en el perfil supergénico. Un caso clásico se observa en Northwest Extension, donde la zona parcialmente lixiviada se desarrolla preferentemente en el muro colgante de la falla Las Terrazas (Figura 4.100), reflejando el rol estructural en canalizar soluciones oxidantes. La persistencia de kaolinitas y óxidos de hierro-manganeso-cobre (Fe-Mn-Cu) sugiere desestabilización progresiva de la mineralización supergénica previa bajo condiciones de pH bajo y alto potencial redox (Enders, 2000).

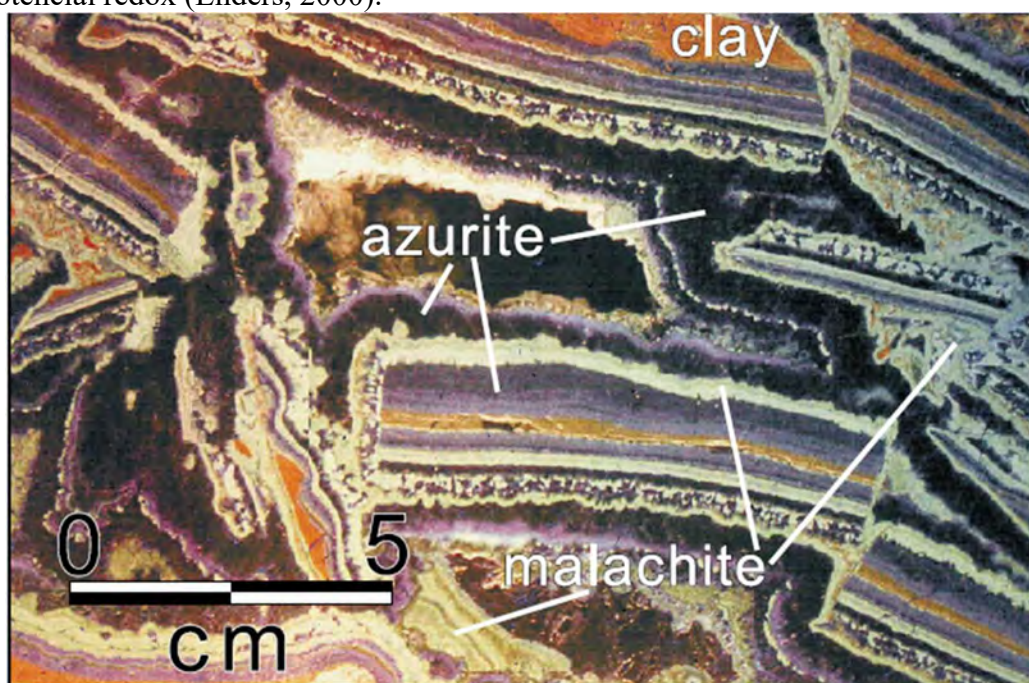


Figura 4.100: Fotografía de azurita y malaquita en bandas cerca a la Falla las Terrazas, se observan también arcillas ricas en arcillas. Cada banda indica una etapa de deposición cíclica de minerales secundarios. Fuente: Melchiorre & Enders (2003).

4.7.2.2.3 ZONA DE ENRIQUECIMIENTO SUPÉRGENO

El manto enriquecido constituye la porción más importante desde el punto de vista económico, presentando una mineralización dominada por sulfuros supergénicos como calcosina, digenita, djurleita y covelina, resultantes del reemplazo metasomático de pirita y calcopirita primaria. En términos verticales, la mineralogía se organiza en un patrón zonado: la parte superior del manto está dominada por calcosina masiva, mientras que hacia la base predominan asociaciones de covelina y calcopirita, reflejando gradientes de potencial redox y actividad de azufre durante el enriquecimiento (Figura 4.102 y Figura 4.101). El espesor medio del manto alcanza aproximadamente 130 metros, aunque en algunos sectores puede superar los 300 metros, dependiendo de la presencia de pirita hipogénica disponible para la reacción de reemplazo. La ley promedio es de $\sim 0.47\%$ cobre, es decir, entre dos y cinco veces mayor que la ley del protolito hipogénico, lo cual demuestra la eficiencia del proceso de enriquecimiento descendente. La calidad

y potencia del enriquecimiento están controladas principalmente por la relación pirita/calcopirita en el protolito hipogénico, siendo óptimos aquellos sectores donde esta relación varía entre 2:1 y 8:1, ya que la pirita funciona como receptor químico de la calcosina durante el proceso de reemplazo sulfuro-sulfuro (Enders, 2000).

4.7.2.2.4 ZONA HIPÓGENA

La zona hipógena representa el cuerpo mineralizado primario, formado durante la fase hidrotermal asociada al emplazamiento de intrusivos Laramídicos. La mineralización consiste principalmente en pirita y calcopirita (Figura 4.101), acompañadas por cantidades subordinadas de bornita y magnetita, alojadas en stockworks, disseminaciones y venillas en rocas del basamento proterozoico y en cuerpos porfiríticos (Figura 4.103). La ley promedio (~0.16% cobre) es relativamente baja en comparación con el enriquecimiento supergénico posterior. Los mejores desarrollos de mineralización hipogénica se concentran en el contacto entre la Monzonita Porfírica y el basamento granodiorítico proterozoico, donde se desarrollaron zonas intensas de alteración cuarzo-sericita-pirita (QSP), las cuales incrementaron la densidad de fracturas y, por tanto, la futura permeabilidad para los fluidos meteóricos supergénicos. En esta zona, la relación pirita/calcopirita define el potencial de enriquecimiento posterior, constituyéndose en un condicionante geoquímico crucial. (Enders, 2000).

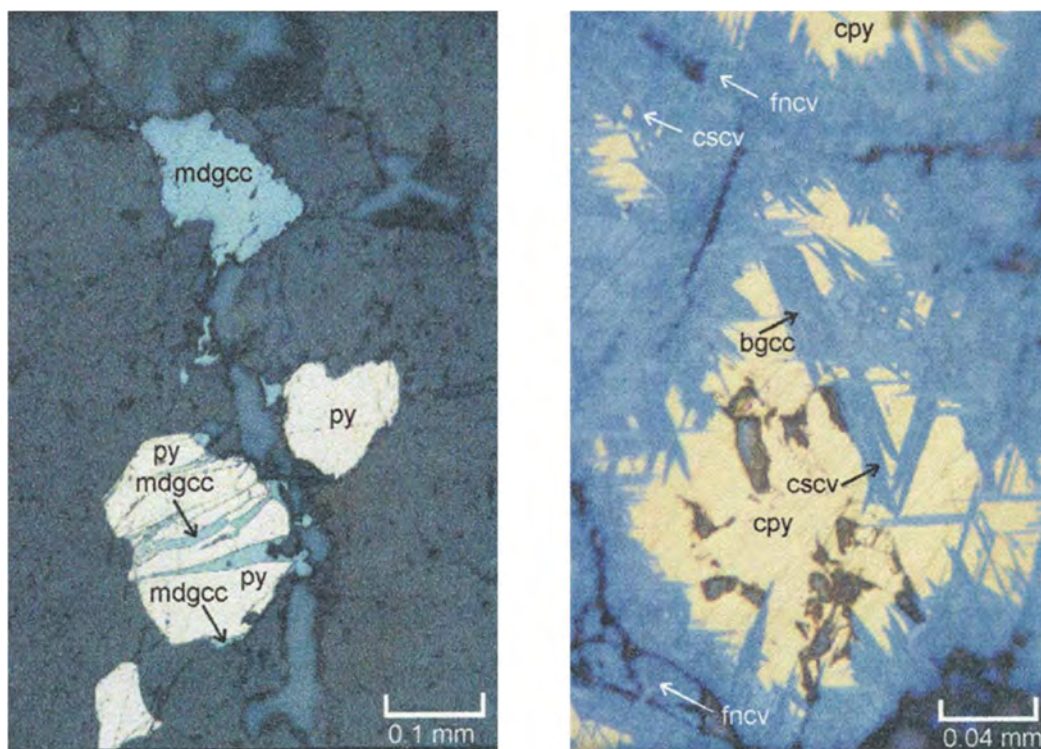


Figura 4.101: Microfotografía. a. 20X Microfotografía tomada a una profundidad de 50 m, la calcosina media gris oscura (mdgcc) reemplaza pirita a lo largo de los bordes y llena las fracturas en la pirita y en las otras gangas. b. 50X microfotografía tomada a 72m de profundidad, calcopirita (cpy) es reemplazada por covelina(cscv) gruesa en láminas en fracturas y siguiendo las orientaciones cristalográficas de la calcopirita. Calcosina azulina gris (bgcc) reemplaza covelina. Covelina más fina laminar (fncv) es evidente a lo largo de fracturas y los bordes de calcopirita. Fuente: Enders (2000).

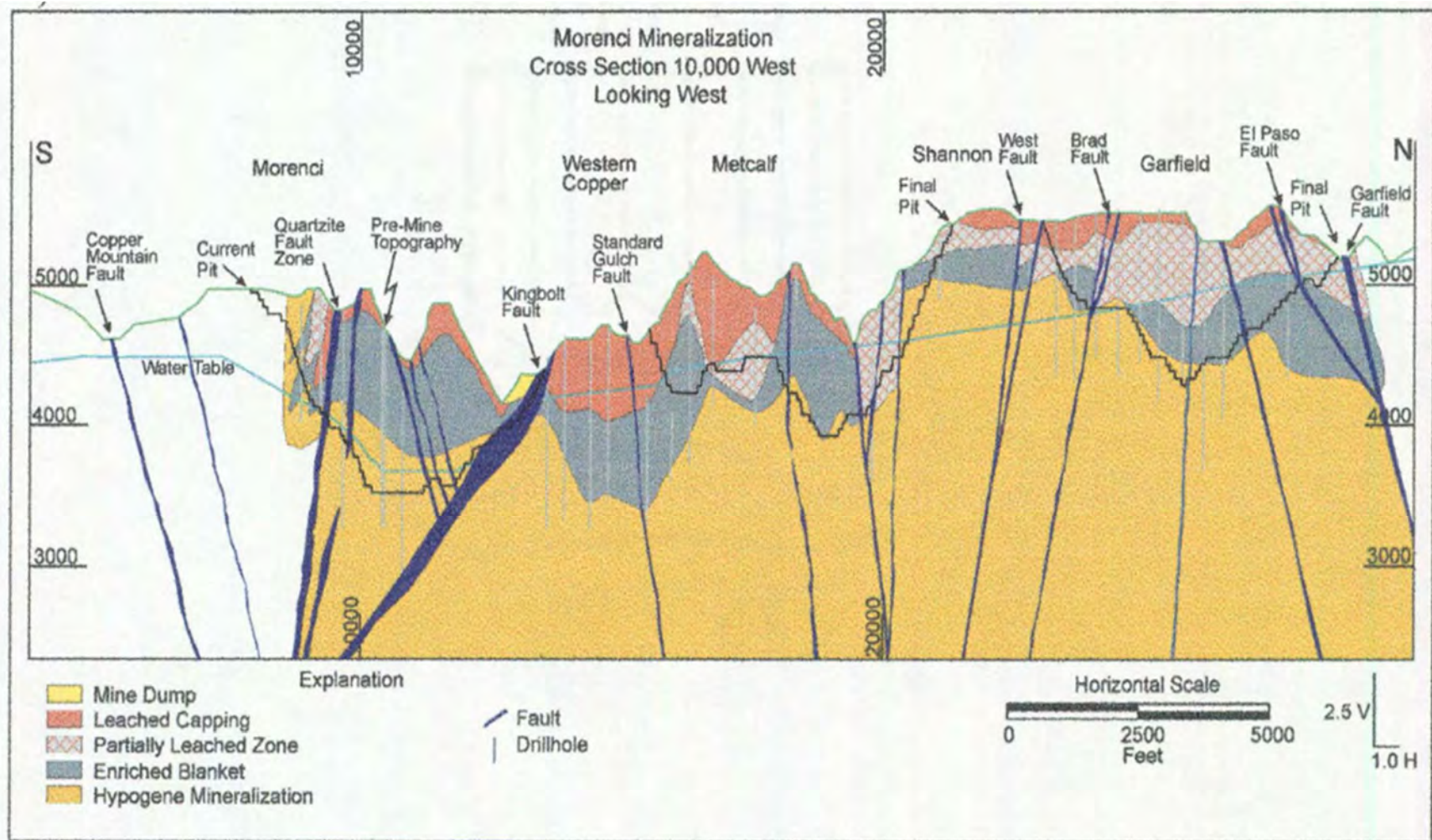


Figura 4.102: Sección geológica mostrando la zona de mineralización en Morenci. Sección transversal 10 000 W. Vista hacia el oeste de las áreas de Morenci, Western Copper, Metcalf, Shannon y Garfield. Fuente: Enders (2000).

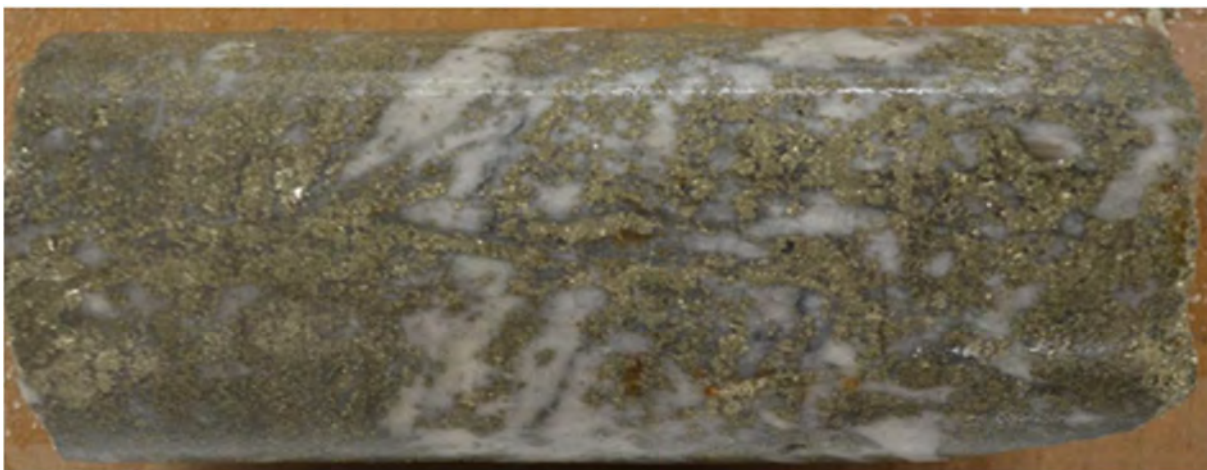


Figura 4.103: Venillas de pirita y trazas de calcopirita en un protolito totalmente obliterado, en menor cantidad sericita diseminada en la matriz. Fuente. Tomado de Dpto. Geología Morenci.

4.7.2.2.5 ZONA HIPÓGENA DE ALTA LEY

Finalmente, la zona hipogénica de alta ley corresponde a cuerpos localizados donde la concentración de cobre es superior a 0.30–0.45% cobre y donde la asociación mineralógica incluye calcopirita y bornita, indicando condiciones de sulfidación intermedia a baja durante la mineralización primaria (Figura 4.104 y Figura 4.105). Estos dominios se encuentran frecuentemente restringidos a porciones estructuralmente favorables, especialmente entre las fallas Kingbolt y Quartzite, donde el flujo magmático–hidrotermal fue más sostenido y persistente. Estos cuerpos constituyen los núcleos metalogenéticos que condicionaron la capacidad y geometría final del enriquecimiento supérgeno (Enders, 2000).

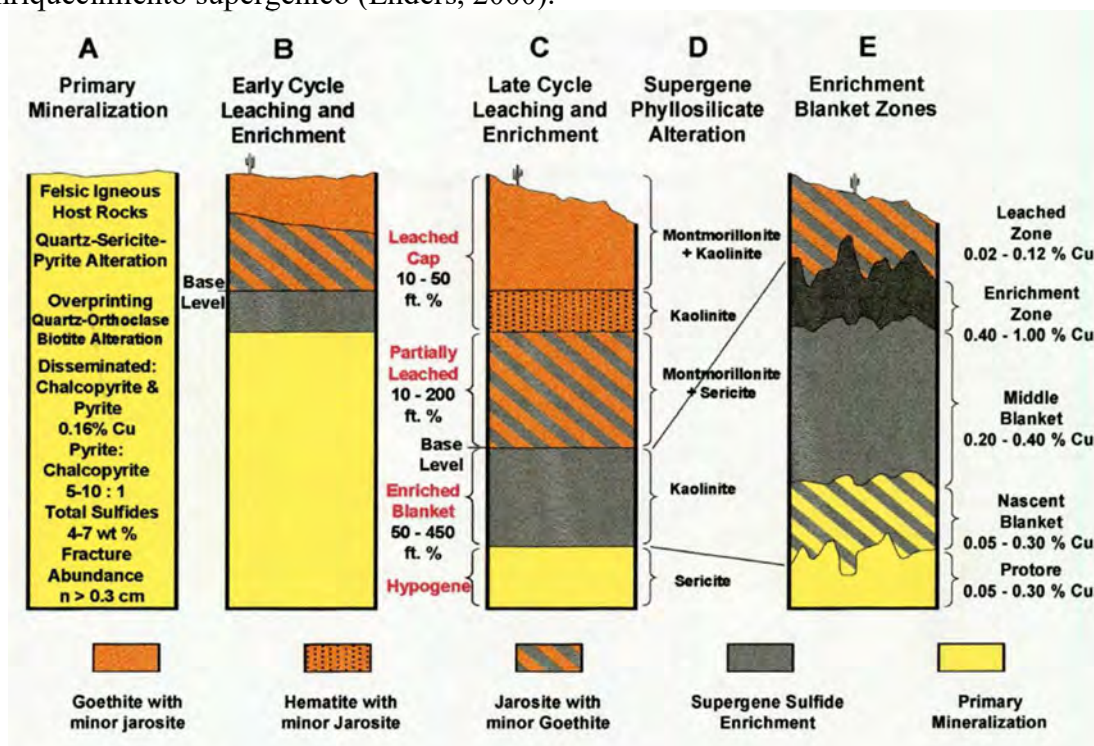


Figura 4.104: Perfil general del enriquecimiento supérgeno en Morenci. En la figura: A. Muestra las características de mineralización de las rocas primarias. B. Primer ciclo de enriquecimiento supérgeno. C. Segundo ciclo de enriquecimiento supérgeno como resultado de un decrecimiento del nivel base que deja una capa de hematita

indicando la lixiviación de la anterior zona de enriquecimiento. La zona de lixiviación parcial es más gruesa debido a la oxidación parcial de la mineralización hipógena, contiene óxidos de cobre, así como algunos sulfuros de cobre. D. Muestra los productos de alteración argílica supérgena que se superpone a la alteración sericitica. E. Muestra el zoneamiento en la zona de enriquecimiento supérgeno que contiene Calcosina + Djurleite +- Covelina o calcopirita, la segunda capa contiene covelina+-calcocina +-calcopirita y la última capa contiene mayores cantidades de calcopirita con trazas de covelina y calcosina. Fuente: Enders (2000).

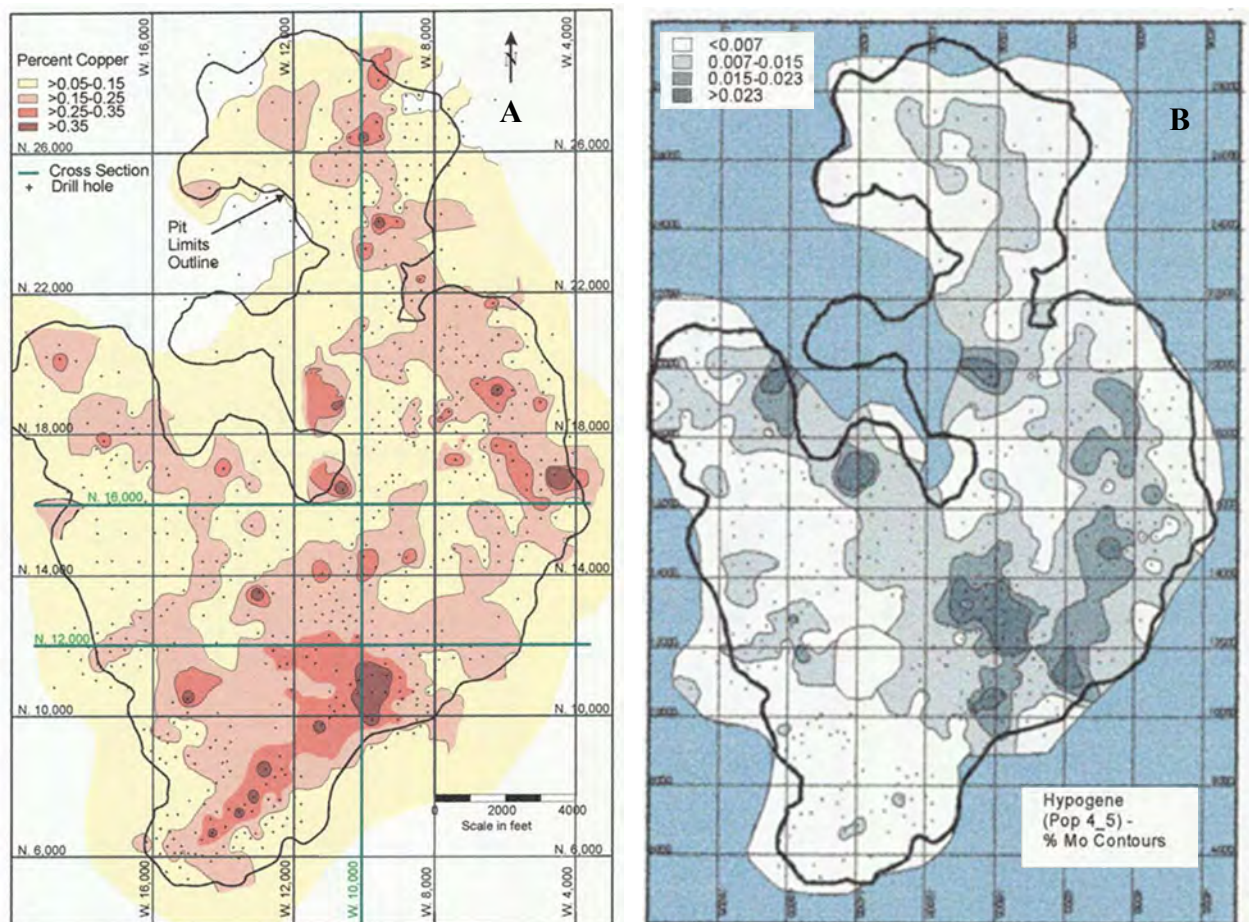


Figura 4.105: Distribución de las leyes hipógenas de cobre (A) y Molibdeno (B) en el yacimiento de Morenci.

4.8 COMPARACIÓN ENTRE MINERALIZACIÓN Y ALTERACIONES DE ANTAPACCAY-MORENCI

Se ha realizado un análisis comparativo entre los Yacimientos de Antapaccay (Cusco-Perú) y Morenci (Arizona-EE. UU.) con datos obtenidos a través de la recopilación de bibliografía existente sobre pulsos magmáticos (Tabla 4.6) de los depósitos que fueron enriquecidos con datos obtenidos en campo, lo que nos permitió identificar, corroborar y comparar la información existente para posteriormente dar como resultados las similitudes y diferencias entre ambos depósitos.

ASPECTO	ANTAPACCAY (CUSCO, PERÚ)	MORENCI (ARIZONA, EE. UU.)	SIMILITUDES/DIFERENCIAS
Patrón general de alteración	Zonación irregular controlada por litología, pliegues y fallas; fuerte influencia de contactos intrusivo-carbonato.	Zonación parcialmente obliterada por intensa alteración sericitica y procesos supergénicos.	Ambos presentan sistemas hidrotermales complejos con superposición de eventos.
Alteración potásica	Núcleo del sistema; feldespatos potásico + biotita ± magnetita ± cuarzo, asociado a calcopirita y bornita.	Feldespatos potásico + biotita ± magnetita ± cuarzo, preservado principalmente en profundidad.	En ambos constituye la alteración temprana y está estrechamente relacionada con la mineralización primaria.
Alteración filica/sericitica	Poco desarrollada; restringida principalmente a zonas superiores y pórfido Atalaya.	Muy extensa; cuarzo-sericita-pirita (QSP) constituye la principal alteración mineralizante.	Morenci presenta una alteración sericitica mucho más desarrollada que Antapaccay.
Alteración propilítica	Epidota-clorita-calcita ± pirita; rodea la zona potásica.	Clorita-epidota-calcita ± pirita; distribuida en zonas periféricas distales.	Ambos presentan halos propilíticos periféricos similares.
Skarn	Muy desarrollado; exoskarn y endoskarn asociados al contacto intrusivo-caliza.	Desarrollo restringido en calizas paleozoicas; menor volumen.	El skarn es un componente fundamental en Antapaccay y secundario en Morenci.
Silicificación	Amplios stockworks de cuarzo con bornita, calcopirita y molibdenita.	Asociada principalmente a venillas tipo A y stockworks QSP.	Ambos contienen stockworks mineralizados, aunque son más abundantes en Antapaccay.
Minerales de mena hipógena principales	Calcopirita, bornita, calcosina, molibdenita y magnetita.	Pirita, calcopirita, bornita subordinada y molibdenita.	Ambos presentan calcopirita como mena principal; Morenci contiene mucha más pirita.
Minerales de mena supergénica	Crisocola, malaquita, azurita, tenorita, cuprita, cobre nativo, calcosina y covelina.	Calcosina, covelina, digenita, djurleita, crisocola, malaquita y azurita.	Ambos desarrollaron mineralización secundaria; el enriquecimiento supergénico es mucho más intenso en Morenci.
Mineral dominante en profundidad	Calcopirita con incremento de bornita hacia profundidad.	Calcopirita y pirita con bornita subordinada.	Antapaccay presenta mayores contenidos de bornita en profundidad.

Tipo principal de mineralización	Diseminaciones, venillas, stockworks, brechas hidrotermales y cuerpos de skarn.	Diseminaciones, stockworks, venillas y enriquecimiento supergénico.	Ambos son sistemas porfiríticos clásicos; Antapaccay posee una importante asociación pórfido-skarn.
Importancia del enriquecimiento supergénico	Limitada debido a la baja abundancia de pirita y presencia de rocas carbonatadas.	Muy importante; generó extensos mantos de enriquecimiento económico.	El enriquecimiento supergénico constituye una diferencia fundamental entre ambos depósitos.
Zona lixiviada	Delgada (10–50 m), con hematita, goethita y jarosita.	Muy desarrollada, con espesores promedio de 80 m y hasta >400 m.	Morenci presenta una lixiviación mucho más intensa y extensa.
Manto de enriquecimiento supergénico	Poco desarrollado y discontinuo.	Amplio y económicamente muy importante, dominado por calcosina y covelina.	Morenci posee uno de los mantos supergénicos más desarrollados del mundo.
Control litológico de la mineralización	Fuerte control por contactos intrusivo-caliza de la Formación Ferrobamba.	Principalmente controlado por intrusivos Laramídicos y rocas del basamento proterozoico.	La litología huésped ejerce un fuerte control en ambos sistemas.

Tabla 4.6: Cuadro comparativo de la mineralización y Alteraciones entre Antapaccay-Morenci. Fuente: Elaboración propia.

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN

La comparación entre Antapaccay y Morenci permite evaluar cómo dos sistemas de pórfido de cobre formados en márgenes convergentes pueden desarrollar características contrastantes como consecuencia de sus diferentes historias tectónicas, secuencias magmáticas, litologías hospedantes, arquitecturas estructurales y procesos postminerales. Ambos depósitos comparten rasgos fundamentales del modelo de sistemas de pórfido de cobre, como la presencia de múltiples pulsos intrusivos, alteración hidrotermal zonada, mineralización diseminada y en stockworks, así como un marcado control estructural. Sin embargo, difieren en la importancia relativa del skarn, la extensión de la alteración cuarzo-sericitica, la abundancia de piritita, la magnitud del enriquecimiento supergénico y el grado de preservación del sistema hidrotermal.

La comparación presenta, no obstante, una diferencia en la resolución de la información disponible. En Antapaccay se integraron observaciones directas, descripción de testigos de perforación, información geológica del depósito, mapas y secciones; mientras que para Morenci una parte importante de la interpretación se sustenta en publicaciones científicas, tesis, informes técnicos y observaciones realizadas en sectores periféricos de la mina. En consecuencia, las comparaciones son sólidas a escala de depósito y distrito, pero algunas relaciones mineralógicas y estructurales de detalle deben interpretarse considerando esta asimetría de información.

5.1 CONTROLES LITOLÓGICOS

Los resultados muestran que Antapaccay y Morenci comparten una evolución magmática episódica, característica de los sistemas de pórfido de cobre, pero difieren notablemente en la naturaleza y reactividad de sus rocas hospedantes. Estas diferencias condicionaron la distribución de la alteración, el estilo de mineralización, la formación de skarn y la geometría final de los cuerpos mineralizados.

De acuerdo con Sillitoe (2010), los sistemas de pórfido de cobre se desarrollan alrededor de complejos intrusivos polifásicos, generalmente de composición intermedia a félsica, en los que las intrusiones preminerales, intraminerales y tardías registran sucesivos episodios de ascenso magmático, exsolución de fluidos y fracturamiento. Antapaccay y Morenci concuerdan con este modelo general, pues en ambos depósitos se reconocen varias generaciones de intrusivos y brechas, aunque sus edades, composiciones y relaciones con la mineralización son diferentes.

En Antapaccay, la evolución intrusiva comenzó con la serie gabro-diorita-cuarzodiorita-tonalita, emplazada principalmente entre aproximadamente 43 y 38 Ma. Estas rocas constituyen el basamento intrusivo premineral sobre el cual se desarrolló posteriormente el sistema porfirítico. La mineralización principal está relacionada con pórfidos monzoníticos y monzodioríticos intraminerales de alrededor de 36–35 Ma, seguidos por pórfidos monzoníticos tardíos y diques dacíticos con menor mineralización. Los monzogabros y basaltos alcalinos de aproximadamente 30–26 Ma representan un magmatismo posterior y no deben considerarse parte directa del evento mineralizante principal, aunque documentan la continuidad de la actividad magmática regional y la evolución geodinámica del cinturón Andahuaylas-Yauri.

Morenci registra igualmente una secuencia intrusiva polifásica, iniciada por dioritas porfiríticas preminerales y seguida por monzonitas, el Granito Porfirítico Antiguo y el Granito Porfirítico Joven. La alteración y mineralización hipógena principal se relacionan especialmente con las intrusiones laramídicas interminerales, entre aproximadamente 56 y 54 Ma. El Granito Porfirítico Antiguo fue intensamente fracturado, alterado y cortado por stockworks de cuarzo, mientras que el Granito Porfirítico Joven presenta menor densidad de venillas y una relación más

tardía con respecto a la etapa hidrotermal principal. Esta sucesión confirma que no todos los pulsos intrusivos aportaron de la misma manera a la mineralización.

Por tanto, en ambos depósitos la fertilidad no dependió únicamente de la presencia de magmas calcoalcalinos, sino de la repetición de pulsos magmáticos, el emplazamiento de stocks pequeños en niveles corticales superiores, la generación de fracturas y la exsolución reiterada de fluidos hidrotermales. La presencia de intrusivos tardíos poco mineralizados indica, además, que la actividad magmática continuó después de la formación de la mayor parte de la mena.

Una diferencia fundamental corresponde a las litologías hospedantes. En Antapaccay, la mineralización no está contenida exclusivamente en las calizas de la Formación Ferrobamba. Se distribuye también en los pórfidos intraminerales, dioritas preminerales, brechas hidrotermales, hornfels y rocas siliciclásticas de las formaciones Mara y Soraya. Sin embargo, las calizas de la Formación Ferrobamba constituyeron un control litológico decisivo debido a su elevada reactividad frente a los fluidos magmático-hidrotermales. El contacto entre estas calizas y los intrusivos favoreció el desarrollo de endoskarn, exoskarn, mármol y asociaciones de calcosilicatos, generando un sistema integrado de pórfido-skarn.

La Formación Ferrobamba no solo condicionó la mineralogía del skarn, sino también la geometría y distribución de la mineralización. Los contactos intrusivos-carbonato y las intersecciones entre dichos contactos y las estructuras constituyeron zonas favorables para la circulación de fluidos y la precipitación de sulfuros. Por su parte, las lutitas y limolitas calcáreas de la Formación Mara se transformaron en hornfels, mientras que las areniscas cuarzosas de la Formación Soraya desarrollaron una respuesta predominantemente frágil y silíceas. De este modo, cada unidad hospedante reaccionó de manera diferente frente al mismo sistema hidrotermal.

En Morenci, la mineralización está hospedada principalmente en granitoides y esquistos paleoproterozoicos, además de los intrusivos laramídicos. Estas rocas cristalinas son menos reactivas químicamente que los carbonatos, pero poseen un comportamiento competente y frágil que favoreció el desarrollo de extensas redes de fracturas y stockworks. En consecuencia, la permeabilidad estructural adquirió mayor importancia que la reactividad química de la roca hospedante.

Morenci también contiene unidades carbonatadas paleozoicas, particularmente las formaciones Longfellow y Modoc, en las cuales se desarrollaron cuerpos locales de skarn. Sin embargo, estas secuencias no alcanzaron la continuidad ni la influencia volumétrica de la Formación Ferrobamba en Antapaccay. Por esta razón, el skarn de Morenci constituye un componente subordinado del sistema, mientras que en Antapaccay representa una parte esencial de su arquitectura mineralizada.

Las brechas constituyen otro elemento común, aunque no equivalente. La brecha freatomagmática de Antapaccay contiene clastos de pórfido intramineral, stockwork, diorita, mármol y hornfels incluidos en una matriz de harina de roca. La ley de estas brechas depende en gran medida de la proporción de clastos previamente mineralizados, debido a que la matriz puede ser pobre o estéril. Por ello, la brecha no necesariamente representa una nueva etapa de introducción de cobre, sino que puede redistribuir y mezclar fragmentos de unidades ya mineralizadas.

La Brecha Candelaria de Morenci, en cambio, registra un episodio hidrotermal explosivo desarrollado después del emplazamiento y fracturamiento del Granito Porfirítico Antiguo. Su matriz de cuarzo-sericita-especularita y la presencia de espacios abiertos evidencian una descompresión rápida y una intensa circulación de fluidos. Aunque contiene pirita y calcopirita,

su importancia radica también en registrar la sobrepresión y evolución tardía del sistema hidrotermal.

En síntesis, ambos depósitos presentan una evolución magmática polifásica y relaciones claras entre los pulsos intrusivos, el fracturamiento y la mineralización. Sin embargo, la principal diferencia litológica radica en que Antapaccay se desarrolló en un contexto donde las rocas carbonatadas ejercieron un fuerte control químico y geométrico, generando un sistema de pórfido-skarn. Morenci evolucionó principalmente dentro de rocas ígneas y metamórficas competentes, donde la permeabilidad asociada al fracturamiento y a los stockworks fue el control dominante. Esta interpretación confirma que la litología hospedante no determina por sí sola la existencia de un pórfido, pero sí modifica profundamente su expresión mineralógica, geometría y distribución de leyes.

5.2 CONTROL ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO

Antapaccay y Morenci se formaron en arcos magmáticos desarrollados sobre márgenes convergentes, pero no constituyen manifestaciones de un mismo sistema tectónico. Ambos estuvieron relacionados con la subducción de la placa Farallón bajo continentes diferentes y durante intervalos distintos: Morenci se formó durante la evolución Laramide de Norteamérica, mientras que Antapaccay se desarrolló en el margen andino de Sudamérica durante el Eoceno tardío. La comparación debe centrarse, por tanto, en los procesos tectónicos análogos y no en una supuesta continuidad entre ambos cinturones.

Los dos depósitos se generaron durante intervalos de acortamiento y engrosamiento cortical. Estas condiciones favorecieron la acumulación y diferenciación de magmas hidratados en reservorios corticales, así como la exsolución de fluidos hidrotermales. Este comportamiento concuerda con el modelo de Sillitoe (2010), según el cual numerosos sistemas de pórfido de gran tamaño se relacionan con arcos sometidos a compresión, transpresión o reducción del ángulo de subducción.

En Antapaccay, el magmatismo y la mineralización se desarrollaron durante el evento tectónico Incaico, en un contexto de inversión de estructuras extensionales mesozoicas, acortamiento de la Cordillera Occidental y engrosamiento cortical. El sistema de fallas Cusco-Lagunillas y el corredor Condoroma-Caylloma constituyeron estructuras corticales heredadas que fueron reactivadas durante la deformación andina y condicionaron el emplazamiento del batolito Andahuaylas-Yauri.

A escala distrital, las fallas de orientación NW-SE y las estructuras transversales NE-SW y E-W generaron una arquitectura compleja. Las fallas Cañipía y Yauri delimitan el corredor regional donde se emplazaron los principales intrusivos y depósitos del distrito Tintaya-Antapaccay. Las fallas Alto Huarca y Tintaya controlaron un bloque estructural deprimido y segmentaron las secuencias sedimentarias, mientras que estructuras como Ccayo, Coroccohuayco y Quechua actuaron como fallas transversales o zonas de transferencia.

La mineralización de Antapaccay se localiza, por tanto, en una zona de interacción entre estructuras longitudinales del cinturón, fallas transversales y pliegues. Estas intersecciones generaron espacios favorables para el ascenso de los pórfidos y la circulación de fluidos. No obstante, el empleo del término «graben Tintaya-Antapaccay» debe manejarse con cuidado, porque la depresión estructural actual integra estructuras heredadas y reactivadas en diferentes momentos. No necesariamente todas las fallas que delimitan el bloque actuaron simultáneamente durante la mineralización.

El anticlinal de Antapaccay constituye una diferencia importante respecto a Morenci. Su eje aproximadamente NNW–SSE y la disposición de las formaciones Soraya, Mara y Ferrobamba condicionaron la geometría de los contactos litológicos antes del emplazamiento de los intrusivos. La charnela y los flancos del pliegue proporcionaron contrastes mecánicos y contactos favorables para el emplazamiento de stocks, brechas y cuerpos de skarn. En este caso, el plegamiento no fue únicamente una deformación regional previa, sino un elemento que organizó tridimensionalmente las rocas hospedantes y, por tanto, la distribución posterior de la mineralización.

Morenci se formó durante la orogenia Laramide, asociada con una subducción de bajo ángulo de la placa Farallón. Este régimen produjo migración del magmatismo hacia el interior del continente, deformación de basamento y desarrollo de sistemas intrusivos–hidrotermales a gran distancia de la trinchera. Las antiguas discontinuidades de la corteza paleoproterozoica, incluidas las relacionadas con las provincias Yavapai y Mazatzal, pudieron influir en la arquitectura regional de la litosfera y en la localización del magmatismo; sin embargo, a escala del depósito, el control directo corresponde a las fallas y fracturas laramídicas del distrito.

Las fallas Coronado, Producer, Quartzite, Garfield, San Francisco, Apache, Kingbolt y Copper Mountain forman parte de una red estructural de diferentes orientaciones y edades. Algunas fueron activas antes o durante el emplazamiento de los pórfidos y canalizaron magmas y fluidos; otras fueron reactivadas posteriormente. La intersección de estas estructuras favoreció la formación de zonas de dilatación, brechamiento y permeabilidad elevada, en las cuales se concentraron stockworks y mineralización.

Una diferencia esencial con Antapaccay es la intensa deformación extensional postmineral que afectó a Morenci durante el Neógeno, relacionada con la provincia Basin and Range. Esta extensión generó fallas normales, bloques basculados y el graben de Chase Creek, desplazando y reorganizando la arquitectura del sistema laramídico. Por esta razón, el graben de Chase Creek no debe interpretarse como el principal espacio dentro del cual se formó originalmente la mineralización, sino como una estructura postmineral que modificó, segmentó y, localmente, favoreció la preservación de diferentes partes del depósito.

Esta distinción permite reconocer dos funciones estructurales diferentes en Morenci. Las estructuras laramídicas controlaron el emplazamiento de los intrusivos, la fracturación hidrotermal y la mineralización hipógena; las fallas normales neógenas modificaron posteriormente la posición de los bloques mineralizados, controlaron la erosión, el drenaje subterráneo y la preservación del perfil supergénico. La superposición de ambos eventos explica la complejidad actual del depósito.

Los datos geoquímicos recopilados también indican diferencias entre los dos arcos magmáticos. Las suites tempranas del batolito Andahuaylas–Yauri presentan composiciones que han sido interpretadas como indicadoras de una contribución astenosférica, seguida por diferenciación magmática e interacción con una corteza progresivamente engrosada. El modelo regional relaciona este magmatismo con la delaminación de una raíz litosférica previamente engrosada, aunque los pórfidos mineralizantes representan magmas más evolucionados que las suites máficas iniciales y no deben atribuirse directamente a una única fuente mantélica.

En Morenci, los magmas laramídicos presentan afinidad calcoalcalina de alto potasio y firmas enriquecidas que evidencian interacción con la corteza proterozoica. Los valores elevados de Sr/Y y La/Yb compilados en la tesis son compatibles con diferenciación a presión elevada y supresión de plagioclasa, condiciones frecuentes en arcos con corteza engrosada. Sin embargo, estos indicadores no demuestran por sí solos una fusión directa de la placa subducida y deben interpretarse conjuntamente con la mineralogía, los isótopos y la evolución tectónica regional.

En ambos casos, la fertilidad magmática fue resultado de la interacción entre magmas hidratados y oxidados, almacenamiento cortical, diferenciación prolongada y ascenso episódico a través de estructuras profundas. Antapaccay registra con mayor claridad la relación entre inversión tectónica, plegamiento, delaminación y magmatismo del cinturón Andahuaylas–Yauri. Morenci refleja la relación entre subducción plana, deformación laramídica, participación de corteza antigua y extensión postmineral.

Por consiguiente, las estructuras no solo actuaron como conductos de fluidos, sino que cumplieron funciones diferentes a lo largo de la evolución de cada depósito: controlaron el ascenso magmático, generaron permeabilidad, organizaron los contactos litológicos, desplazaron cuerpos mineralizados y condicionaron su preservación. Antapaccay conserva una arquitectura principalmente controlada por estructuras compresivas e invertidas, pliegues y fallas transversales; Morenci superpone a la arquitectura laramídica original una deformación extensional postmineral de gran magnitud.

5.3 ALTERACIONES HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN

Antapaccay y Morenci presentan asociaciones de alteración compatibles con el modelo general de los sistemas de pórfido de cobre, pero difieren en la extensión, intensidad y grado de preservación de sus dominios hidrotermales (Figura 5.1). Estas diferencias no responden únicamente a distintas profundidades de formación, sino también a la litología hospedante, la superposición de pulsos hidrotermales, la erosión y los procesos supergénicos posteriores.

En Antapaccay, la alteración potásica constituye el principal dominio relacionado con la mineralización hipógena. Está caracterizada por biotita secundaria, feldespatos potásicos, magnetita y cuarzo, y se asocia con calcopirita y bornita diseminadas o contenidas en venillas. Las venillas de cuarzo con sulfuros, los halos de biotita y la magnetita secundaria registran etapas tempranas de alta temperatura, vinculadas al emplazamiento de los pórfidos monzoníticos intraminerales.

La alteración potásica no se distribuye uniformemente. Su intensidad depende de la fase intrusiva, la densidad de fracturas, la proximidad a los contactos y la sobreimpresión por alteraciones posteriores. Los pórfidos tardíos muestran mayor cloritización y pirita, mientras que los diques dacíticos postminerales permanecen relativamente frescos. Estas relaciones confirman que el sistema evolucionó mediante varios pulsos y que la intensidad de alteración disminuyó en las intrusiones más tardías.

En las rocas carbonatadas, el sistema hidrotermal generó asociaciones cálcico–silicatadas que incluyen granate, piroxeno, magnetita y otros minerales de skarn. La distribución del endoskarn y exoskarn muestra que la alteración potásica del pórfido y el metasomatismo de las calizas forman parte de una misma evolución magmático–hidrotermal. La precipitación de cobre se produjo tanto en los intrusivos y brechas como en los contactos metasomatizados, por lo que la mineralización de Antapaccay no puede explicarse mediante un modelo exclusivamente porfirítico ni exclusivamente de skarn.

Morenci también conserva evidencias de alteración potásica temprana, particularmente en los pórfidos antiguos y en las generaciones iniciales de venillas. Sin embargo, amplios sectores fueron sobreimpresos por alteración cuarzo–sericita–pirita. Esta alteración filica destruyó parcial o totalmente los feldespatos y minerales máficos primarios y produjo importantes volúmenes de cuarzo, sericita y pirita.

La alteración filica de Morenci no debe interpretarse automáticamente como la única asociación responsable de la mineralización primaria de cobre. Una parte importante de la mineralización hipógena se formó durante etapas tempranas asociadas con alteración potásica y

stockworks, mientras que la alteración cuarzo-sericitica produjo sobreimpresión, removilización y redistribución local de los sulfuros. Su principal importancia para la evolución posterior radica en la generación de un gran volumen de roca rica en pirita y altamente fracturada.

La abundancia de pirita en los dominios filicos de Morenci tuvo consecuencias decisivas durante la meteorización. La oxidación de la pirita produjo soluciones ácidas capaces de lixiviar el cobre de los sulfuros hipógenos y transportarlo hacia niveles inferiores. La posterior precipitación de calcosina, covelina y otros sulfuros secundarios incrementó las leyes en el manto de enriquecimiento supergénico. Los estudios de Enders (2000) y Schumer et al. (2019) muestran que este enriquecimiento fue un proceso complejo, controlado por la mineralogía primaria, la relación pirita/calcopirita, el acceso de las soluciones, las estructuras y la evolución geomorfológica del distrito.

La formación del perfil supergénico de Morenci requirió más que una alteración filica rica en pirita. También fue necesaria una prolongada exposición a la meteorización, circulación descendente de aguas oxidadas, cambios en el nivel freático, erosión sostenida y condiciones estructurales que permitieran la preservación del manto enriquecido. La extensión neógena, el desarrollo de cuencas y la sedimentación de la Formación Gila modificaron los niveles de base y contribuyeron a preservar algunos bloques mientras otros fueron erosionados.

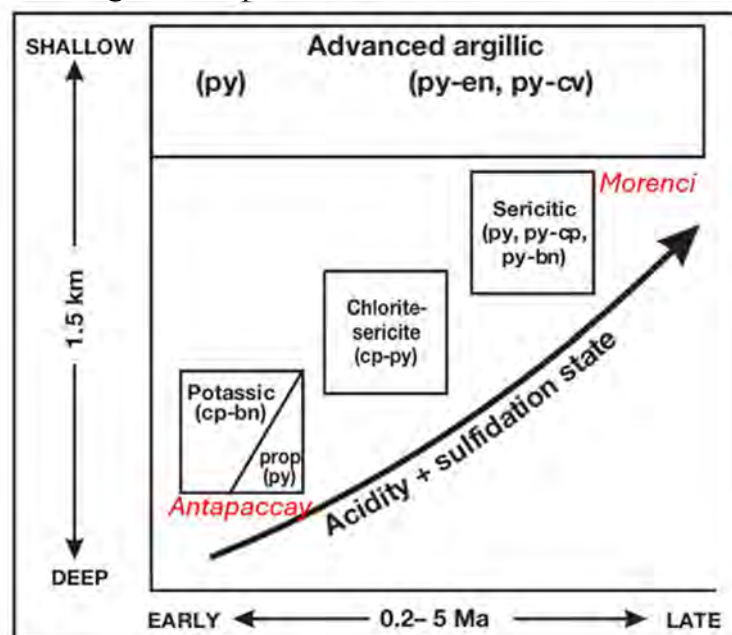


Figura 5.1: Evolución de la Alteración Hidrotermal. Representación esquemática de la evolución de las alteraciones hidrotermales en sistemas de pórfido de cobre. Antapaccay expone predominantemente dominios potásicos y cálcico-silicatados asociados con mineralización hipógena de calcopirita-bornita y cuerpos de skarn. Morenci conserva alteración potásica temprana ampliamente sobreimpresa por alteración cuarzo-sericitita-pirita, la cual favoreció posteriormente la lixiviación y el enriquecimiento supergénico. Las posiciones indicadas representan los niveles actualmente preservados y expuestos y no implican necesariamente diferencias directas en la profundidad original de emplazamiento. Fuente: modificado de Sillitoe (2010).

En Antapaccay, el enriquecimiento supergénico es comparativamente menor y discontinuo. Se reconocen zonas de oxidación con goethita, hematita, crisocola, cobre nativo y sulfuros secundarios locales; sin embargo, no se desarrolló ni se preservó un manto de calcosina comparable con el de Morenci. Esta diferencia se relaciona con varios factores combinados.

En primer lugar, Antapaccay presenta una menor proporción de pirita respecto de Morenci, lo que limita la generación de soluciones fuertemente ácidas durante la oxidación. En segundo lugar, las calizas, mármoles y minerales cálcico-silicatados poseen una alta capacidad de neutralización. Estos materiales consumen la acidez de las soluciones meteóricas y reducen la distancia de transporte del cobre, favoreciendo su precipitación como minerales oxidados cerca de la fuente. En tercer lugar, el levantamiento y la erosión pudieron remover parte de las zonas superiores del sistema antes de que se desarrollara o preservara un perfil supergénico maduro.

Por ello, la diferencia entre ambos depósitos no debe expresarse únicamente señalando que Antapaccay se formó a mayor profundidad y Morenci a menor profundidad. Una interpretación más adecuada es que Antapaccay expone actualmente dominios relativamente profundos de alteración potásica y skarn y conserva solo parcialmente sus zonas de oxidación; Morenci, en cambio, preserva una porción más completa de los dominios filicos superiores y de la evolución supergénica (Figura 5.2) que se superpuso al sistema hipógeno.

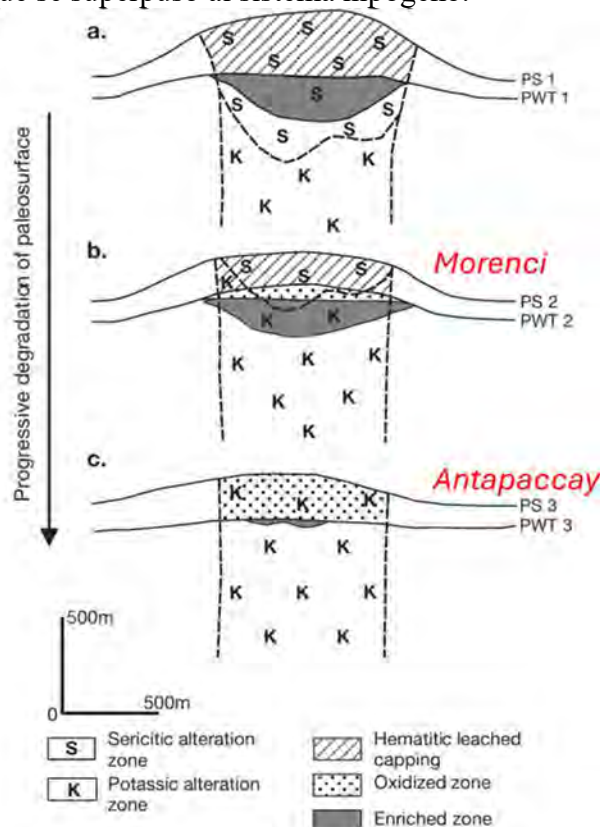


Figura 5.2: Evolución del perfil supergénico con relación a la erosión. Modelo conceptual de evolución y preservación de perfiles supergénicos en sistemas de pórfido de cobre. Morenci presenta una zona lixiviada y un manto de enriquecimiento secundario desarrollado por la oxidación de abundante pirita, el transporte descendente de cobre, los cambios del nivel freático y una prolongada evolución geomorfológica. Antapaccay muestra oxidación predominantemente in situ y enriquecimiento secundario limitado, debido a la menor abundancia de pirita, la neutralización de soluciones ácidas por rocas carbonatadas y la exposición de dominios potásicos y de skarn relativamente profundos. Fuente: modificado de Sillitoe (2005).

Las diferencias mineralógicas también tienen implicancias sobre la distribución de leyes. En Antapaccay, las mayores concentraciones de cobre se asocian con pórfidos intraminerales, stockworks, brechas con clastos mineralizados y cuerpos de skarn, donde predominan calcopirita

y bornita. La presencia de bornita y magnetita refleja un sistema relativamente oxidado y asociaciones de menor sulfuración características de las etapas potásicas.

En Morenci, la mineralización económica actual integra el sistema hipógeno original y el enriquecimiento supergénico. La calcopirita y la pirita constituyeron los principales sulfuros primarios, mientras que la calcosina, covelina y otros sulfuros secundarios aumentaron la ley de los sectores enriquecidos. De esta manera, el gran tamaño económico de Morenci no depende únicamente del volumen de mineralización hipógena, sino también de la eficiencia y preservación de los procesos supergénicos.

En síntesis, Antapaccay y Morenci comparten una evolución hidrotermal iniciada por alteración potásica y mineralización hipógena, seguida por alteraciones de menor temperatura. Sin embargo, Antapaccay conserva predominantemente el núcleo potásico y los cuerpos de skarn formados por la interacción con la Formación Ferrobamba. Morenci registra una sobreimpresión filica mucho más extensa, un mayor contenido de pirita y una evolución supergénica prolongada que generó importantes mantos de enriquecimiento secundario. Las diferencias actuales entre ambos yacimientos son, por tanto, resultado de la interacción entre procesos magmáticos, hidrotermales, litológicos, estructurales, erosivos y supergénicos.

5.4 SÍNTESIS COMPARATIVA E IMPLICANCIAS PARA LA EXPLORACIÓN

La comparación integrada demuestra que Antapaccay y Morenci pertenecen a la misma familia general de sistemas de pórfido de cobre, pero representan expresiones geológicas diferentes. Antapaccay corresponde a un sistema de pórfido-skarn relativamente focalizado, donde la intersección de fallas, pliegues y contactos carbonatados concentró el emplazamiento de los intrusivos y la mineralización. Morenci representa un sistema porfirítico de mayor extensión, desarrollado mediante múltiples intrusiones, amplias redes de fracturas y una intensa sobreimpresión hidrotermal y supergénica.

La primera hipótesis específica queda respaldada porque la litología hospedante influyó directamente en el estilo del sistema. Las calizas de la Formación Ferrobamba favorecieron el desarrollo de skarn y limitaron la movilidad supergénica del cobre en Antapaccay. En Morenci, las rocas cristalinas competentes favorecieron extensos stockworks, mientras que los carbonatos paleozoicos generaron únicamente skarns locales.

La segunda hipótesis también es consistente con los resultados. En Antapaccay, las estructuras compresivas heredadas, los pliegues y las fallas transversales controlaron la ubicación de los intrusivos y cuerpos de skarn. En Morenci, las estructuras laramídicas controlaron la mineralización hipógena, mientras que las fallas normales neógenas desplazaron los bloques mineralizados y condicionaron la evolución y preservación del perfil supergénico.

La tercera hipótesis se confirma parcialmente. Ambos depósitos presentan alteraciones potásicas, propilítica, clorítica y sericítica; sin embargo, su intensidad y distribución son diferentes. Antapaccay está dominado por alteración potásica y cálcico-silicatada, mientras que Morenci conserva una sobreimpresión cuarzo-sericítica mucho más extensa. No obstante, la diferencia mineralógica más importante no deriva solo del tipo de alteración, sino de la combinación entre abundancia de pirita, reactividad de las rocas hospedantes, erosión, estructura y preservación supergénica.

Desde el punto de vista exploratorio, Antapaccay demuestra la importancia de analizar tridimensionalmente los contactos entre intrusivos, carbonatos y estructuras, especialmente en charnelas de pliegues, fallas transversales y zonas de brechamiento. Morenci muestra que los dominios filicos y piríticos, aunque puedan presentar leyes hipógenas moderadas, pueden

constituir protolitos favorables para grandes mantos supergénicos cuando existen condiciones geomorfológicas, hidrológicas y estructurales adecuadas.

En consecuencia, la exploración de nuevos sistemas no debe basarse únicamente en la identificación de un tipo de alteración o de una composición intrusiva. Debe integrar la evolución magmática, la arquitectura estructural, la reactividad de las rocas hospedantes, la secuencia de venillas y brechas, el nivel de erosión y la historia postmineral. Esta integración explica tanto las similitudes fundamentales entre Antapaccay y Morenci como las marcadas diferencias en su geometría, mineralogía, tamaño y grado de enriquecimiento.

CONCLUSIONES

1. **El análisis litológico y magmático demuestra que Antapaccay y Morenci corresponden a sistemas de pórfido de cobre polifásicos, pero desarrollados sobre rocas hospedantes y arquitecturas geológicas contrastantes.** En ambos depósitos, la mineralización está relacionada con múltiples pulsos intrusivos de afinidad predominantemente calcoalcalina, donde las fases intraminerales fueron las principales responsables de la alteración hidrotermal y de la introducción de cobre. En Antapaccay, los pórfidos monzoníticos y monzodioríticos del Eoceno tardío intruyeron dioritas preminerales y secuencias sedimentarias cretácicas de las formaciones Soraya, Mara y Ferrobamba. La elevada reactividad de las calizas de la Formación Ferrobamba favoreció el desarrollo de mármol, endoskarn, exoskarn y cuerpos de reemplazamiento mineralizados, configurando un sistema integrado de pórfido-skarn. En Morenci, las intrusiones laramídicas se emplazaron principalmente en granitoides y esquistos paleoproterozoicos, así como en unidades sedimentarias paleozoicas, generando un sistema dominado por stockworks, mineralización diseminada y brechas hidrotermales. Las rocas cristalinas competentes y frágiles favorecieron una extensa permeabilidad por fracturamiento, mientras que el desarrollo de skarn quedó restringido a los contactos locales con rocas carbonatadas. Por tanto, la principal diferencia litológica entre ambos depósitos radica en el fuerte control químico y geométrico ejercido por las rocas carbonatadas en Antapaccay, frente al predominio del control estructural y de la permeabilidad secundaria en las rocas cristalinas de Morenci.
2. **La evolución tectónica y la arquitectura estructural controlaron el emplazamiento de los intrusivos, la circulación de fluidos hidrotermales, la geometría de la mineralización y su preservación posterior.** Antapaccay se formó durante el evento tectónico Incaico, en un contexto de acortamiento, inversión de estructuras extensionales mesozoicas y engrosamiento cortical en el cinturón Andahuaylas-Yauri. Los sistemas de fallas regionales Cusco-Lagunillas y Condoroma-Caylloma, junto con fallas NW-SE, estructuras transversales NE-SW y E-W y el anticlinal de Antapaccay, generaron zonas de debilidad, intersecciones estructurales y contactos favorables para el ascenso de los magmas, el emplazamiento de los pórfidos y la formación de cuerpos de skarn. En Morenci, la mineralización hipógena se relaciona con la tectónica Laramide y con una subducción de bajo ángulo que produjo migración del arco magmático hacia el interior del continente, deformación del basamento y engrosamiento cortical. Las estructuras laramídicas controlaron el emplazamiento de los intrusivos, el fracturamiento hidrotermal y el desarrollo de stockworks. Posteriormente, la extensión neógena de Basin and Range generó fallas normales, bloques basculados y grabens que desplazaron y reorganizaron el depósito, además de influir en la erosión, el drenaje y la preservación del enriquecimiento supergénico. En consecuencia, Antapaccay conserva una arquitectura dominada por estructuras compresivas, pliegues y fallas heredadas reactivadas, mientras que Morenci registra la superposición de estructuras mineralizantes laramídicas y una deformación extensional postmineral de gran magnitud.

3. **El análisis de alteración hidrotermal y mineralización indica que ambos depósitos comparten una evolución inicial potásica asociada con mineralización hipógena, pero difieren notablemente en la intensidad de la sobreimpresión hidrotermal, el desarrollo del skarn y la importancia de los procesos supergénicos.** En Antapaccay predominan la alteración potásica y las asociaciones cálcico–silicatadas, caracterizadas por biotita secundaria, feldespato potásico, magnetita, cuarzo, granate y piroxeno, asociadas principalmente con calcopirita, bornita y molibdenita. La mineralización se distribuye en los pórfidos intraminerales, dioritas, stockworks, brechas hidrotermales, hornfels y cuerpos de skarn. En Morenci también se reconoce una alteración potásica temprana relacionada con la mineralización hipógena; sin embargo, esta fue ampliamente sobreimpresa por alteración cuarzo–sericita–pirita. La alteración sericítica no constituye necesariamente la única etapa formadora de mena, pero generó grandes volúmenes de roca fracturada y rica en pirita, particularmente favorables para la evolución supergénica posterior. La oxidación de la pirita produjo soluciones ácidas que lixiviaron el cobre y lo transportaron hacia niveles inferiores, donde precipitó principalmente como calcosina, covelina y otros sulfuros secundarios, formando extensos mantos enriquecidos.
4. **Las diferencias en el enriquecimiento supergénico son resultado de la interacción entre mineralogía hipógena, litología hospedante, estructura, erosión, circulación de aguas meteóricas y capacidad de preservación.** Morenci desarrolló un perfil supergénico de gran magnitud debido a la abundancia de pirita, la elevada permeabilidad estructural, una prolongada exposición a la meteorización, la evolución del nivel freático y condiciones geomorfológicas y tectónicas que permitieron preservar los mantos de enriquecimiento. En Antapaccay, el enriquecimiento secundario es comparativamente limitado y discontinuo. La menor abundancia de pirita redujo la generación de soluciones fuertemente ácidas, mientras que las calizas, mármoles y minerales cálcico–silicatados neutralizaron parcialmente dichas soluciones, restringiendo el transporte descendente del cobre y favoreciendo la precipitación de crisocola, cobre nativo y otros minerales oxidados cerca de su fuente. Además, la erosión expuso principalmente los dominios potásicos y de skarn relativamente profundos del sistema. Por ello, Antapaccay conserva un carácter predominantemente hipógeno de tipo pórfido–skarn, mientras que el valor económico de Morenci integra tanto el gran volumen del sistema hipógeno como la superposición de un enriquecimiento supergénico excepcional.
5. **La comparación confirma que Antapaccay y Morenci pertenecen a la misma familia general de sistemas de pórfido de cobre, pero representan expresiones metalogenéticas diferentes.** Antapaccay corresponde a un sistema de pórfido–skarn relativamente focalizado, donde la interacción entre intrusivos, rocas carbonatadas, pliegues, fallas y brechas controló la concentración de la mineralización. Morenci representa un sistema porfirítico de mayor extensión, desarrollado mediante múltiples pulsos intrusivos, amplias redes de fracturas, intensa sobreimpresión cuarzo–sericítica y una prolongada evolución supergénica. El mayor tonelaje de Morenci no puede atribuirse únicamente al tipo de roca hospedante o a la permeabilidad del basamento, sino a la combinación de un sistema magmático–hidrotermal de gran volumen, repetidos pulsos

intrusivos, extensa preparación estructural, abundante pirita y condiciones favorables para la redistribución y preservación del cobre supergénico.

6. **Desde el punto de vista exploratorio, los resultados demuestran que la evaluación de sistemas de pórfido de cobre debe integrar la evolución magmática, la arquitectura estructural, la reactividad de las rocas hospedantes, la secuencia de alteraciones y venillas, el nivel de erosión y la historia postmineral.** En ambientes semejantes a Antapaccay, los principales objetivos deben concentrarse en las intersecciones entre intrusivos, rocas carbonatadas, charnelas de pliegues, fallas transversales y brechas hidrotermales. En contextos comparables con Morenci, deben considerarse tanto los núcleos potásicos y stockworks hipógenos como los dominios cuarzo-sericíticos ricos en pirita, debido a su potencial para generar mantos supergénicos cuando existen condiciones estructurales, climáticas y geomorfológicas favorables. La comparación de ambos depósitos evidencia que ningún criterio aislado es suficiente para evaluar la fertilidad o el potencial económico de un sistema porfirítico

RECOMENDACIONES

1. Realizar futuros estudios profundicen en la comparación geoquímica e isotópica entre ambos sistemas, con el fin de evaluar con mayor detalle la fertilidad de las fuentes magmáticas y la participación relativa de componentes mantélicos y corticales en la génesis de los magmas mineralizantes.
2. Mejorar la interpretación comparativa, se debe incluir en futuras investigaciones modelos metalogenéticos integrados que relacionen la evolución tectónica regional con los procesos magmáticos e hidrotermales responsables de la formación de los depósitos.
3. Desarrollar estudios adicionales sobre los procesos de enriquecimiento supergénico, particularmente en sistemas porfiríticos andinos, con el objetivo de comprender mejor los factores que favorecen la formación de mantos enriquecidos comparables a los observados en depósitos como Morenci.
4. Profundizar en el análisis de la reactividad química de las rocas hospedantes y su influencia en la neutralización de fluidos ácidos, especialmente en los sistemas pórfido-skarn, para entender mejor como la litología condiciona la distribución y preservación de la mineralización supergénica.
5. Evaluar mediante modelamiento estructural tridimensional la intersección entre las fallas regionales, estructuras transversales y pliegues en distritos porfiríticos, con el fin de identificar zonas de mayor permeabilidad y preparación estructural favorables para el emplazamiento de intrusivos mineralizados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amato, J. M., Boullion, A. O., Serna, A. M., Sanders, A. E., Farmer, G. L., Gehrels, G. E., & Wooden, J. L. (2008). Evolution of the Mazatzal province and the timing of the Mazatzal orogeny: Insights from U-Pb geochronology and geochemistry of igneous and metasedimentary rocks in southern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 120(3–4), 328–346. <https://doi.org/10.1130/B26200.1>
- Anderson, J. (1982). *Procesos de enriquecimiento supergénico en pórfidos cupríferos*.
- Arancibia, O.N., and Clark, A.H. (1996). Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia: *Economic Geology*, 91(2), 402–438.
- Bahadori, A., Holt, W.E., and Rasbury, E.T. (2018). Reconstruction modeling of crustal thickness and paleotopography of western North America since 36 Ma: *Geosphere*, 14(3), 1207–1231. <https://doi.org/10.1130/GES01604.1>.
- Beane, R. E. (1979). Temperature-composition relations of hydrothermal alteration in the Morenci porphyry copper deposit, Arizona. *Economic Geology*, 74(7), 1547–1562.
- Bellido, E., & De Montreuil, L. (1972). *Aspectos generales de la metalogenia del Perú*. Servicio de Geología y Minería. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/226>
- Benavides, V. (1962). Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 38, 5–63.
- Bennett, K. C. (1975). *Geology and origin of the breccias in the Morenci–Metcalf District, Greenlee County, Arizona*. [M.Sc. thesis, University of Arizona].
- Bernabé, H., Anzardo, A., & Villón, G. (2008). Potencial geológico del depósito de pórfido-skarn de Cu (Ag-Au-Mo) de Antapaccay, Cusco-Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*.
- Bernabé, H., Yagua, J., Villón, G. (2011). Exploración del depósito de pórfido-skarn de Cu (Au-Ag-Mo) del alineamiento NW-SE de Antapaccay. *Pro-Explo 2011*.
- Bernabé, M. (2008). *Control geoquímico y zonamiento de las alteraciones tipo Skarn en el sector central del yacimiento Antapaccay, Cusco* (Informe de Exploraciones Especializadas). Departamento de Geología de Exploraciones, Xstrata Copper.
- Bonhomme, M. G., & Carlier, G. (1990). Relation entre magmatisme et minéralisations dans le batholite d'Andahuaylas–Yauri (Sud Pérou): données géochronologiques. En *Symposium International Géodynamique Andine* (pp. 329–331). Grenoble.
- Boudesseul, N., Fornari, N., Sempere, T., Carlier, G., Mamani, M., Ibarra, I., Meza, P., & Cerpa, L. (2000). Un importante evento volcánico de edad Mioceno inferior en la zona de Descanso-Ayaviri-Condoroma-Santa Lucía (Dptos. de Cusco, Puno y Arequipa). *X Congreso Peruano de Geología*, Lima.
- Burnham, C.W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed.: New York, John Wiley & Sons, p. 71–136.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309, 2023–2029.
- Callot, P., Odonne, F., & Sempere, T. (2008b). Causes and consequences of liquification and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: A case study from the Ayabacas giant collapse, southern Peru. *Sedimentary Geology*, 212(1–4), 49–69.

- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., & Robert, E. (2007). The mid-Cretaceous carbonate platform of southern Peru collapsed at the Turonian-Coniacian transition. En E. Díaz-Martínez & I. Rábano (Eds.), *4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America* (Cuadernos del Museo Geominero, N° 8, pp. 75-80). Madrid.
- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., & Robert, E. (2008a). Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20(3), 333-357.
- Cárdenas, G. C. (2024). *Aplicación del método de elementos finitos en la predicción de la estabilidad de taludes en la Compañía Minera Antapaccay-Cusco*. [Tesis de titulación, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Facultad de Ingeniería de Geológica, Minas y Metalúrgica, Escuela Profesional de Ingeniería de Minas].
- Carlier, G., Carlotto, V., Ligarda, R., Manrique, E. (1989). Estudio metalogenético de la subprovincia cuproferífera Tintaya-Bambas. En: *Convenio de Cooperación Científica UNI-ORSTOM, Informe final 1984–1988*. UNI, ORSTOM, Lima, p. 143–248.
- Carlier, G., Lorand, J. P., Bonhomme, M., & Carlotto, V. (1996). A reappraisal of the Cenozoic inner arc magmatism in the Southern Peru: consequences for the evolution of the Central Andes for the past 50 Ma. *Third International Symposium on Andean Geodynamics* (pp. 551-554). Saint Malo.
- Carlotto, V. (1992). *Relations entre sédimentation, paleogeographie et tectonique dans la region de Cuzco (Sud du Perou) entre le Jurassique superieur et le Paleocene*. Université de Grenoble. Unpublished DEA Thesis.
- Carlotto, V. (1998). *Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13–16°S), Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique* [Tesis doctoral, Université de Grenoble I].
- Carlotto, V. (2002). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13–16°S). *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série*, 39, 203.
- Carlotto, V. (2013). Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics*, 589, 195-219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.002>
- Carlotto, V. (2014). *Revisión sobre la geología: sedimentología y tectónica en los alrededores de la mina Uchucchacua* (Informe interno). Cía. de Minas Buenaventura.
- Carlotto, V. (2015). *Integración geológica y estructural del distrito minero de Tintaya*. Cía. Minera Antapaccay, Reporte interno, p. 70.
- Carlotto, V. (2026). Herramientas clave en la exploración de yacimientos: Aplicación al Batolito Andahuaylas-Yauri [Ponencia]. *VI Semana Geológica*.
- Carlotto, V., & Cárdenas, J. (2024). *Geología, mineralizaciones y aguas subterráneas del distrito minero Tintaya-Antapaccay: Una mirada geoambiental desde los resultados de la Mesa de Diálogo de Espinar (2012-2013) hasta la Evaluación Ambiental de Causalidad (2022-2023)* (Primera edición digital). <https://www.researchgate.net/profile/Victor-Carlotto/publications>
- Carlotto, V., Acosta, H., Mamani, M., Cerpa, L., Rodríguez, R., Jaimes, F., Navarro, P., Cueva, E., & Chacaltana, C. (2011a). Los dominios geotectónicos del Perú: Aportes para la interpretación de la evolución de los Andes. *Congreso Latinoamericano de Geología* (Vol. 14, p. 109). Medellín.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Cerpa, L., et al. (en preparación). The Central Andes growth and copper metallogeny: The Eocene-Oligocene Andahuaylas-Yauri porphyry-skarn belt.

- Carlotto, V., Cárdenas, J., Velarde, T., Cerpa, L., Tupac-Yupanqui, V., Acosta, H., Jaimes, F. (2006). Evolución sedimentaria y tectónica de la Formación Ferrobamba (Albiano-Turoniano) de la región Cotabambas-Apurímac. *XIII Congreso Peruano de Geología*, Lima, p. 525-528.
- Carlotto, V., Carlier, G., Cárdenas, J., Gil, W., and Chávez, R. (1996a). The red beds of the San Jerónimo Group (Cuzco, Peru), marker of the Inca 1 tectonic event: *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, St. Malo, France, October 4–6, 1999, Extended Abstracts volume, p. 303–306.
- Carlotto, V., Carlier, G., Van Heiningen, P., Hodgins, E. B., Cárdenas, J., Ligarda, R., Cerpa, L., & Maquera, V. (2023). Andean evolution, orogenic deformation and uplift of the Western Cordillera and Altiplano of southern Peru, northern Bolivia and Chile: Eocene-Oligocene lithospheric delamination. *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104423. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104423>
- Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., Latorre, O., Ibarra, I. (2005). Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del sur del Perú. In: Arce, J. (Ed.), *Alberto Giesecke Matto*. Sociedad Geológica del Perú, Lima, pp. 103–126 (Vol. Esp. 6).
- Carlotto, V., Jaillard, E., Mascle, G. (1992). Relación entre Sedimentación, Paleogeografía y Tectónica de la Región de Cusco (Sur del Perú) entre el Jurásico superior-Paleoceno. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, Volumen 83, p. 01-20.
- Ccapa, J. C. (2019). *Caracterización geometalúrgica basada en la intensidad de alteración hidrotermal y dureza del macizo rocoso en el tajo abierto Antapaccay, Espinar - Cusco* [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco].
- Cernuschi, F., Dilles, J. H., Grocke, S. B., Valley, J. W., Kitajima, K., & Tepley, F. J. (2018). Rapid formation of porphyry copper deposits evidenced by diffusion of oxygen and titanium in quartz. *Geology*, 46(7), 611-614. <https://doi.org/10.1130/G40262.1>
- Cerpa, L., & Meza, P. (2001). *Las cuencas neógenas del sur del Perú, la Cuenca Descanso–Yauri (Mioceno): evolución sedimentológica y tectónica* [Tesis de grado, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco].
- Cerpa, L., Carlotto, V., Perello, J., & Cárdenas, J. (2004). Características estructurales en la Región de Andahuaylas-Yauri (Sur de Perú) y la relación con la Cordillera de Domeyko (Norte de Chile). *CD Presentaciones de Becarios*, 5.
- Cerpa, L., Cereceda, C., Torres, D., Muñoz, L., Aguilar, R., & Rodríguez, F. (2011). Geología del cuadrángulo de Condoroma hoja 31-t, escala 1:50 000. *INGEMMET, Boletín, Serie A. Carta Geológica Nacional*, 143, 96 páginas, 2 mapas.
- Chapin, C. E. (2014). The Rocky Mountain Front, southwestern USA. *Geosphere*, 10(5), 1043–1078.
- Chapman, A. D., Ducea, M. N., McQuarrie, N., Coble, M., Petrescu, L., & Hoffman, D. (2015). Constraints on plateau architecture and assembly from deep crustal xenoliths, northern Altiplano (SE Peru). *Geological Society of America Bulletin*, 127(11-12), 1777-1797. <https://doi.org/10.1130/B31206.1>
- Chapman, A.D., Rautela, O., Shields, J., Ducea, M.N., and Saleeby, J. (2020a). Fate of the lower lithosphere during shallow-angle subduction: The Laramide example: *GSA Today*, 30(1), 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG412A.1>.
- Chaves, D. (2000). *Tipos de alteraciones y capas de enriquecimiento en yacimientos de cobre*.

- Chelle-Michou, C., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., Ulianov, A., & Wotzlaw, J. F. (2014). Zircon petrochronology reveals the temporal link between porphyry systems and the magmatic evolution of their hidden plutonic roots (the Eocene Corocochuayco deposit, Peru). *Lithos*, 198-199, 129-140. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.017>
- Chelle-Michou, C., Chiaradia, M., Selby, D., Ovtcharova, M., & Spikings, R. A. (2015). High-resolution geochronology of the Corocochuayco porphyry-skarn deposit, Peru: A rapid product of the Incaic orogeny. *Economic Geology*, 110(2), 423-443.
- Cox, R., Martin, M. W., Comstock, J. C., Dickerson, L. S., Ekstrom, I. L., & Sammons, J. H. (2002). Sedimentology, stratigraphy, and geochronology of the Proterozoic Mazatzal Group, central Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 114(12), 1535-1549.
- Davies, R. C., & Williams, P. J. (2005). The El Galeno and Michiquillay porphyry Cu-Au-Mo deposits: Geological descriptions and comparison of Miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Peru. *Mineralium Deposita*, 40(5), 598-616. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0026-6>.
- Dávila, J. (1999). *Diccionario Geológico* (3a ed).
- De La Cruz, N. (1995). *Geología de los cuadrángulos de Velille, Yauri, Ayaviri, y Azángaro* (Boletín N.º 58, Serie A). Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).
- Decou, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., Frei, D., & Worner, G. (2013). Late Eocene to Early Miocene Andean uplift inferred from detrital zircon fission track and U-Pb dating of Cenozoic forearc sediments (15-18°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 6-23. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.02.003>
- DeWitt, E., Langenheim, V.E., Force, E., Vance, R.K., Lindberg, P.A., and Driscoll, R.L. (2008). *Geologic map of the Prescott National Forest and the headwaters of the Verde River, Yavapai and Coconino Counties, Arizona* (U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 2996, scale 1:100,000), 100 p. <https://doi.org/10.3133/sim2996>.
- Díaz Silva, O. (2017). *Caracterización geoquímica del pórfido de Cu-Au-Mo Ocaa, Condesuyos-Arequipa*. [Tesis de titulación, Universidad Nacional de Cajamarca].
- Dickinson, W. R., & Snyder, W. S. (1978). Plate tectonics of the Laramide orogeny. In *Geological Society of America Memoir*, 151, 355-366. <https://doi.org/10.1130/MEM151-p355>.
- Dilles, J.H. (1987). The petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for the evolution of porphyry copper ore fluids: *Economic Geology*, v. 82, p. 1750-1789.
- Enders, M. (2000). *The Evolution of Supergene Enrichment in the Morenci Porphyry Copper Deposit, Greenlee County, Arizona* [Doctoral dissertation, The University of Arizona; Faculty of the Department of Geosciences; Graduate College Earth Sciences]. <https://repository.arizona.edu/handle/10150/289155>
- Enders, M. S., Knickerbocker, C., Titley, S. R., & Southam, G. (2006). The role of bacteria in the supergene environment of the Morenci porphyry copper deposit, Greenlee County, Arizona. *Economic Geology*, 101(1), 59-70.
- Espinoza, A. (2020). *Apuntes de Yacimientos Magmático-Hidrotermales para el curso de Metalogenia de la Facultad de Ingeniería* [Trabajo didáctico de titulación, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería]. <http://132.248.52.100:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/17342>
- Fornari, M., Baldellon, E., Espinoza, F., Ibarra, I., Jimenez, N., & Mamani, M. (2002b). Ar-Ar Dating of Late Oligocene-Early Miocene Volcanism in the Altiplano. *5th International Symposium on Andean Geodynamics* (pp. 223-226). Toulouse.

- Fornari, M., Mamani, M., Ibarra, I., & Carlier, G. (2002a). Datación del período volcánico "Tacaza" en el altiplano del Perú y Bolivia. *XI Congreso Peruano de Geología* (p. 21). Lima.
- Freeport-McMoRan. (n.d.). *Technical report summary: Morenci*. Recuperado de <https://www.fcx.com/sites/fcx/files/documents/operations/TRS-morenci.pdf>
- Garate, E. (2005). *Geología estructural y controles de la alteración potásica en los sistemas porfídicos de Antapaccay* (Informe Técnico Interno). Área de Geología de Mina, Cía. Minera Tintaya S.A.
- Garay, M. A. (2020). *Las Bambas Cu-Skarn, Peru: Implications of Whole Rock, Mineral, and Isotope Geochemistry for Ore Genesis and Exploration* [Tesis doctoral, University of Tasmania]. <https://doi.org/10.25959/100.00035877>
- Gotberg, N., McQuarrie, N., & Carlotto, V. (2010). Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12°–14°S): implications for mass balance and rotations in the "Bolivian orocline". *Geological Society of America Bulletin*, 122(5-6), 727-742. <https://doi.org/10.1130/B26477.1>
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857–912.
- Hamasaki, S. (2002). Hydrothermal alteration and volatile of Iwodake volcano, Satsuma-Iwojima, Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 54(3), 217–229. <https://doi.org/10.1186/BF03353021>
- Hernández, R., & Mendoza, C. P. (2018). *Metodología de la investigación: Las rutas cuantitativa, cualitativa y mixta* (First edition). McGraw-Hill Education.
- Hill, C.A., Polyak, V.J., Asmerom, Y., and Provencio, P.P., 2016, Constraints on a Late Cretaceous uplift, denudation, and incision of the Grand Canyon region, southwestern Colorado Plateau, USA, from U-Pb dating of lacustrine limestone. *Tectonics*, 35(4), 896–906.
- Holliday, J.R., and Cooke, D.R. (2007). Advances in geological models and exploration methods for copper ± gold porphyry deposits, in Milkereit, B., ed., *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*: Toronto, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 791–809.
- Horton, B. K., Perez, N. D., Fitch, J. D., & Saylor, J. E. (2015). Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru: implications for early Andean Mountain building. *Lithosphere*, 7(2), 117-137. <https://doi.org/10.1130/L397.1>
- INGEMMET. (2013a). *Estudio geológico, hidrogeológico y análisis de aguas y sedimento de quebrada. Informe Plan Integrado de Intervención Sanitario y Ambiental para la provincia de Espinar*. Anexo 4.1 del "Informe Integrado de Monitoreo Sanitario y Ambiental Participativo de la Provincia de Espinar".
- Jaillard, E., Cappetta, H., Ellenberger, P., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Lefranc, J. P., & Sige, B. (1993). Sedimentology, palaeontology, biostratigraphy and correlation of the late Cretaceous Vilquechico group of southern Peru. *Cretaceous Research*, 14(6), 623-661. <https://doi.org/10.1006/cres.1993.1044>
- Jenks, W. F. (1946). Tertiary and Quaternary vulcanism in southern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 57(12-2), 1209.
- Jenks, W.F. (1948). Geología de la hoja de Arequipa al 200.000. *Instituto Geológico del Perú, Boletín*. 9, 204.
- Jenney, J.P., and Reynolds, S.J., eds., (1989). Geologic Evolution of Arizona. *Arizona Geological Society Digest* 17, 866 p.

- Jepson, G., Carrapa, B., George, S. W. M., et al. (2022). Where did the Arizona-Plano Go? Protracted Thinning Via Upper- to Lower-Crustal Processes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(4), e2021JB023850. <https://doi.org/10.1029/2021JB023850>
- Jones, B. M. (2006). The Abancay Batholith, Late Eocene crustal thickening, multiple mixing-differentiation cycles, and porphyry Cu–Au mineralisation on the Altiplano at Antapaccay, Southern Peru. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18), A297. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.602> (Supplement)
- Jones, B. M., Kamenetsky, V. S., Davidson, P., & Allen, C. (2007). Antapaccay Porphyry Cu-Au Deposit: A product of Andean tectonism and evolving magmatism, late Eocene-early Oligocene Abancay Batholith, Altiplano, southern Peru. *Ores and Orogenesis Symposium* (Program with Abstracts). Tucson, AZ.
- Jordán G., L. S., Sánchez V., E., Acebedo Z., M., & Lázaro, M. C. (2014). Controles estructurales en el distrito minero de Tintaya. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 109, 67-72.
- Jordán Gamarra, L. S., Sánchez V., E., Acebedo Z., M., & Lázaro, M. C. (2017). Controles estructurales del distrito minero de Tintaya. En *Simposio de Geología Económica, XVIII Congreso Peruano de Geología*. Sociedad Geológica del Perú.
- Kapp, P., Jepson, G., Carrapa, B., Schaen, A. J., He, J. J. Y., & Wang, J. W. (2023). Laramide bulldozing of lithosphere beneath the Arizona transition zone, southwestern United States. *Geology*, 51(10), 952–956. <https://doi.org/10.1130/G51194.1>
- Kar, N., Garzione, C. N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., & Eller, J. (2016). Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 447, 33-47. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.025>
- Kar, N., Li, L., Carlotto, V., Garzione, C. N., Moreno, F., & Smith, S. (2023). Paleocene–Miocene topographic and tectonic evolution of the northern Central Andean plateau, southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 121, 104134. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104134>
- Karlstrom, K. E., & Bowring, S. A. (1988). Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America. *The Journal of Geology*, 96(5), 561–576.
- Karlstrom, K. E., & Humphreys, E. D. (1998). Persistent influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern North America. *Rocky Mountain Geology*, 33(2), 161–179.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1-3), 177-189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U)
- Klinck, B.A., Ellison, R.A., and Hawkins, M.P., compilers. (1986). *The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Peru*: Lima, British Geological Survey, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 353 p.
- Lachize, M., Lorand, J. P., & Juteau, T. (1996). Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. *Lithos*, 38(3-4), 207-232. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(96\)00009-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(96)00009-6)
- Lamont, T. N., Loader, M. A., Roberts, N. M. W., Cooper, F. J., Wilkinson, J. J., Bevan, D., Gorecki, A., Kemp, A., Elliott, T., Gardiner, N. J., & Tapster, S. (2024). Porphyry copper formation driven by water-fluxed crustal melting during flat-slab subduction. *Nature Geoscience*, 17, 1306–1315.

- Lang, J.R., Stanley, C.R., and Thompson, J.F.H. (1995). Porphyry copper-gold deposits related to alkaline igneous rocks in the Triassic-Jurassic arc terranes of British Columbia: *Arizona Geological Society Digest* 20, p. 219–236.
- Levander, A., Schmandt, B., Miller, M. S., Liu, K., Karlstrom, K. E., Crow, R. S., Lee, C.-T. A., & Humphreys, E. D. (2011). Continuing Colorado Plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling. *Nature*, 472, 461–465.
- Leveille, R. A., & Stegen, R. J. (2012). The Southwestern North America porphyry copper province. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 16, 361–395.
- Ligarda, R. (1989). *Estudio geológico del Cuadrángulo de Curahuasi (departamento de Apurímac)* [Tesis de grado, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco].
- Lindgren, W. (1905a). *The copper deposits of the Clifton-Morenci district, Arizona* (U.S. Geological Survey Professional Paper No. 43, Pl. 1, scale 1:62,500).
- Lindgren, W. (1905b). *Description of the Clifton Quadrangle* (U.S. Geological Survey Clifton Folio, scale 1:62,500).
- Liu, K., Levander, A., Zhai, Y., & Porritt, R. W. (2011). Imaging crustal and upper mantle structure beneath the Colorado Plateau and surrounding regions using finite-frequency Rayleigh wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7).
- Liu, S., & Currie, C. A. (2016). Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. *Tectonophysics*, 666, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.010>
- Livaccari, R. F., Burke, K., & Şengör, A. M. C. (1981). Was the Laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau? *Nature*, 289, 276–278.
- Loewy, S. L., Connelly, J. N., & Dalziel, I. W. D. (2004). An orphaned basement block: the Arequipa–Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1–2), 171–187. <https://doi.org/10.1130/B25226.1>
- López, M. (2010). *Modelamiento geológico de brechas del pórfido-skarn de Antapaccay. Espinar-Cusco* [Tesis de titulación, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco; Facultad de Ingeniería de Geológica, Minas y Metalúrgica; Escuela Profesional de Ingeniería Geológica].
- Lowell, J. D., & Guilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4), 373–408. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.4.373>
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R. L., & Dulski, P. (2001). Composition and density model of the continental crust at an active continental margin. The Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics*, 341(1–4), 195–223. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00188-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00188-3)
- Magnani, M. B. (2004). *The Yavapai–Mazatzal boundary: A long-lived tectonic element of southwestern North America*. [Unpublished doctoral dissertation, Center for Earthquake Research and Information, University of Memphis].
- Maher KC y Larson PB, (2007). Variación en las proporciones de isótopos de cobre y controles sobre el fraccionamiento en la mineralización de skarn hipógeno en Corocchohuayco y Tintaya, Perú. *Economic Geology*, 102, 225–237.
- Maher KC, (2010) Alteración de skarn y mineralización en Corocchohuayco, distrito de Tintaya, Perú. *Economic Geology*, 105, 263–283.

- Maksaev, V., (2004). *Pórfidos cupríferos: Depósitos de Cu (Mo) de gran tonelaje y baja ley*. [Universidad de Chile, facultad de ciencias físicas y matemáticas departamento de geología. Santiago de Chile].
- Maldonado, A. (2006). *Caracterização das estruturas geológicas e estimativas da resistência ao cisalhamento das descontinuidades na mineração de cobre de Tintaya, Perú* [Tesis de maestría, UnB].
- Maldonado, F. (2006). *Evaluación mineralógica de las zonas de alteración filica y argílica supérgena en el Proyecto Antapaccay* (Informe de Campaña de Perforación Diamantina). Xstrata Copper - División Tintaya.
- Marshall. (2011). *Investigación Cualitativa*. Editorial Paidós Mexicana.
- Martinod, J., Gerault, M., Husson, L., & Regard, V. (2020). Widening of the Andes: an interplay between subduction dynamics and crustal wedge tectonics. *Earth-Science Reviews*, 204, 103170. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103170>
- McLeod, C. L., Davidson, J. P., Nowell, G. M., de Silva, S. L., & Schmitt, A. K. (2013). Characterizing the continental basement of the Central Andes: constraints from Bolivian crustal xenoliths. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6), 985-997. <https://doi.org/10.1130/B30721>
- Melchiorre, E. B., & Enders, M. S. (2003). Stable isotope geochemistry of copper carbonates at the Northwest Extension deposit, Morenci district, Arizona: Implications for conditions of supergene oxidation and related mineralization. *Economic Geology*, 98(3), 607–621.
- Mertens, D. M. (2010). *Research and evaluation in education and psychology: Integrating diversity with quantitative, qualitative, and mixed methods* (3rd ed.). Sage.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3-4), 207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Meyer, C. (1965). An early potassic type of wall rock alteration at Butte, Montana: *American Mineralogist*, v. 50, p. 1717–1722.
- Mining Data Online. (2025). Major mines & projects | Antapaccay mine. Recuperado de <https://miningdataonline.com/property/139/Antapaccay-Mine.aspx>
- Mining Technology. (2023). Mina de cobre Morenci, Arizona, EE. UU. Recuperado de <https://mining-technology.com/>
- Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de geología Estructural Primera parte: Estructuras Frágiles* (Vol. 1).
- Noble, D. C., & Wise, J. (2016). Timing of Incaic Deformation and Subsequent Erosion, Middle Eocene Volcanism, and Plutonism in Central Southern Peru with Implications for Mineralization. *XVIII Congreso Peruano de Geología* (p. 4). Lima.
- Noble, D., Mckee, E., Eyzaguirre, V., & Marocco, R. (1984). Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Perú. *Economic Geology*, 79(1), 172-176. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.172>
- Noury, M. (2014). *Evolution géologique de l'avant-arc sud péruvien: apports des données géothermochronologiques* [Tesis doctoral, Université de Grenoble].
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the central andean upper plate system — facts, fiction, and constraints for plateau models. En O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H. J. Götze, V. A. Ramos, M. R. Strecker, &

- P. Wigger (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny* (pp. 3-27). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_1
- Osborn, G. (2024). Recognition of crustal extension in the Basin and Range Province: A history. *Geosphere*.
- Padilla y Sánchez, R. (2021). *Geología Estructural Métodos Modernos*.
- Pearce, J. A., & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290-300.
- Pecho, V. (1981). Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomas. Hojas: 29-p, 29-q y 29-r. *INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional*, vol. 35, 88 p.
- Perello, J., Carlotto, V., Zárate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., & Muhr, R. (2003). Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco Region, Peru. *Economic Geology*, 98, 1575–1605. <https://doi.org/0361-0128/01/3394/1575-31>
- PorterGeo Database. (2013). Morenci, Metcalf - Ore Deposit Description. Recuperado de <https://portergeo.com.au/database/mineinfo.asp?mineid=mn741>
- PorterGeo Database. (2015). Yacimiento Antapaccay Cu-Au, Provincia de Espinar, Perú. Recuperado de <https://portergeo.com.au/>
- Preissle. (2008). *Como hacer investigación Cualitativa*. Editorial Paidós Mexicana.
- R/geology, Reddit, (2019). https://www.reddit.com/r/geology/comments/bguugm/visualisation_of_the_major_garnet_solidsolution/?tl=es-419
- Reitsma, M. J. (2012). *Reconstructing the Late Paleozoic–Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana* [Tesis doctoral, Université de Genève]. Terre et Environnement, 111.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515–1533. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Rondón, P., Rivera, F., & Valle, J. (2008). Modelo litológico y de alteraciones del depósito de Cu (-Au, -Mo) de Antapaccay, Cusco-Perú. En *Resúmenes Extendidos del XIV Congreso Peruano de Geología* (pp. 111-114). Sociedad Geológica del Perú.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., & Fornari, M. (2011). Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, 30(2), TC2010. <https://doi.org/10.1029/2010TC002725>
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., & Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25(3), 1-29. <https://doi.org/10.1029/2005TC001882>
- Saico, H. (2019). *Identificación de aspectos ambientales y sus controles operativos en los procesos de perforación y voladura – Compañía Minera Antapaccay S.A. – Espinar, Cusco* [Tesis de titulación, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Facultad de Ingeniería de Geológica, Minas y Metalúrgica, Escuela Profesional de Ingeniería de Minas]. <http://hdl.handle.net/20.500.12918/4730>.
- Saleeby, J. (2003). Segmentation of the Laramide slab—Evidence from the southern Sierra Nevada region. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 655–668.

- Santa Cruz, S., Guerrero, T., Castilla, F., & Caro, E. (1979). Geología de yacimientos de cobre en skarn en la región Sur-Oriental del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 59, 153–176.
- Schumer, B. N., Stegen, R. J., Barton, M. D., Hiskey, J. B., & Downs, R. T. (2019). Mineralogical Profile of Supergene Sulfide Ore in the Western Copper Area, Morenci Mine, Arizona. *The Canadian Mineralogist*, 57(3), 391–401. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800020>
- Sempere, T., Jacay, J., Carrillo, M. A., Gómez, P., Odonne, F., & Biraben, V. (2000). Características y génesis de la Formación Ayabacas (departamentos de Puno y Cusco). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 90, 69–76.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., and Taylor, H.P., Jr. (1971). Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 66, p. 515–542.
- Shinohara, H., and Hedenquist, J.W. (1997). Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1741–1752.
- Sillitoe, R. H. (1985). Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs: *Economic Geology*, v. 80, p. 1467–1514.
- Sillitoe, R. H. (1996). Granites and metal deposits. *Episodes*, 19(4), 126–133. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/006>.
- Sillitoe, R. H. (1997). Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 373–388.
- Sillitoe, R. H. (1998). Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits: *Australian Mineral Foundation Conference*, Perth, Western Australia, November 30–December 1, 1998, Proceedings, p. 21–34.
- Sillitoe, R. H. (2000). Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315–345.
- Sillitoe, R. H. (2002). Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: *Mineralium Deposits*, v. 37, p. 4–13.
- Sillitoe, R. H. (2005). Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 100, 723–768.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. <https://pyrite.utah.edu/fieldtrips/SEGFperu-2012/Readings/Sillitoe-Mortensen2010-1157.pdf>
- Sillitoe, R. H., Creaser, R. A., Kern, R. R., & Lenters, M. H. (2014). Squaw Peak, Arizona: Paleoproterozoic precursor to the Laramide porphyry copper province. *Economic Geology*, 109, 1171–1177.
- Singer, D., Berger, V., & Moring, B. (2008). *Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models, 2008* (U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155, 45). (<http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155>).
- Skewes, M.A., and Stern, C.R. (1994). Tectonic trigger for the formation of Late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile: *Geology*, v. 22, p. 551–554.
- So, C.-S., & Shelton, K. L. (1983). A sulfur isotopic and fluid inclusion study of the Cu-W-bearing tourmaline breccia pipe, Ilkwang Mine, Republic of Korea. *Economic Geology*, 78(2), 326–332. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.2.326>
- Soler, P., Carlier, G., & Marocco, R. (1989). Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous: structural

- implications. *Tectonophysics*, 163(1-2), 13-24. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90114-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90114-5)
- Spencer, J. E. (2024). Cenozoic tectonic reconstruction and the initial distribution of porphyry copper deposits in the Sonoran Desert region of southwestern North America: Implications for metallogenesis. *Economic Geology*, 119(8), 1889–1912.
- Stegen, R. (2014). El sistema Cu-Mo del pórfido de Morenci. *Sociedad Geológica de Arizona*. <https://arizonageologicalsoc.org/event-818081>.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 3-1-3-38. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins* (Special Publication No. 42, pp. 313-345). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sundell, K. E., Saylor, J. E., Lapen, T. J., Styron, R. H., Villarreal, D. P., Usnayo, P., & Cardenas, J. (2018). Peruvian Altiplano stratigraphy highlights along-strike variability in foreland basin evolution of the Cenozoic central Andes. *Tectonics*, 37, 1876-1904. <https://doi.org/10.1029/2017tc004775>
- Titley, S.R. (1982). The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems: American Southwest, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 93–116.
- Tork Qashqai, M., Afonso, J.C., and Yang, Y.J. (2016). The crustal structure of the Arizona Transition Zone and southern Colorado Plateau from multiobservable probabilistic inversion. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 17, 4308–4332, <https://doi.org/10.1002/2016GC006463>.
- Tosdal, R.M., and Richards, J.P. (2001). Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 157–181.
- Ulrich, T., and Heinrich, C.A., 2001, Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina: *Economic Geology*, v. 96, p. 1719–1742.
- Valencia, M. P. (2005). *Mapeo y modelamiento tridimensional de los ensambles de alteración hidrotermal y litología del depósito porfídico de Cu-Au Antapaccay, Cusco* [Tesis de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa].
- Valencia-Moreno, M., et al. (2007). "Geología y metalogenia de los pórfidos cupríferos del noroeste de México". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 58, Núm. 1, 2006, p. 1-26, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2006v58n1a1>
- Van Wijk, J. W., Baldrige, W. S., van Hunen, J., Goes, S., Aster, R. C., Coblenz, D. D., Grand, S. P., & Ni, J. (2010). Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere. *Geology*, 38(7), 611–614.
- Vicente, J. C. (1989). Early late Cretaceous overthrusting in the western cordillera of southern Peru. En G. E. Ericksen, M. T. Cañas, & J. A. Reinemund (Eds.), *Geology of the Andes and its Relations to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Vol. 11, pp. 91-117). Houston, TX.
- Vicente, J.C. (1981). Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. In: Volkheimer, W., Musacchio, E. (Eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, vol. 1. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, pp. 319–351.

- Villón, G. (2006). *Evolución tectono-magmática y distribución de halos de alteración hidrotermal en el bloque estructural Antapaccay Norte* (Informe Técnico de Avance). Superintendencia de Geología, Cía. Minera Tintaya S.A.
- Villón, G. (2007). *Modelo estructural, litológico y cuerpos de brechas del depósito de Cu (-Au, -Mo) Antapaccay* (Informe Técnico Interno). Área de Geología de Mina, Proyecto Antapaccay.
- Villón, G. (2009). Características de las fallas mayores del depósito tipo pórfido-skarn de Cu (Ag, Au, Mo) de Antapaccay, Cusco-Perú. En *Resúmenes Extendidos del XIV Congreso Peruano de Geología* (pp. 115-118). Sociedad Geológica del Perú.
- Walker, M. A. (1995). *Structural interpretation of the Morenci Mining district, Greenlee County* [Tesis de maestría no publicada, New Mexico Institute of Mining and Technology].
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F., & Bai, Z. H. (2006). Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralization. *Lithos*, 89(3-4), 424-446. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.010>
- Worner, G., Lezaun, J., Beck, J., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rossling, R., & Wilke, H. G. (2000). Precambrian and early paleozoic evolution of the andean basement at belén (northern Chile) and Cerro uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8), 717-737. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00056-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00056-0)
- Xstrata Copper. (2009). *Antapaccay Project: Feasibility Study Report. Section 9: Geology* (17 de junio de 2009). Xstrata Copper
- Yagua, J. (2008). *Zonamiento de alteraciones hidrotermales y distribución de la ley de cobre en el proyecto de pórfido-skarn Antapaccay, Cusco* (Informe Técnico de Exploraciones). Departamento de Geología, Xstrata Copper - División Tintaya.
- Young, R.A., and Hartman, J.H. (2014). Paleogene rim gravel of Arizona: Age and significance of the Music Mountain Formation. *Geosphere*, 10, p. 870–891. <https://doi.org/10.1130/GES00971.1>.
- Zierenberg, R. A., Koski, R. A., Morton, J. L., & Miller, W. R. (1995). Alteration of basalt hyaloclastite at the off-axis Sea Cliff hydrothermal field, Gorda Ridge. *Chemical Geology*, 124(3–4), 203–223. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00111-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00111-2)
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). *Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>
- Zulliger, G. A., et al. (2023). *Geology and geochronology of the Pinaya mineral district. Journal of South American Earth Sciences*. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S089598112300384X>