



UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**EL YACIMIENTO LA COLORADA, SONORA, MÉXICO:
EVIDENCIAS DE UN SISTEMA EPITERMAL
OLIGOCENO-MIOCENO SUPERPUESTO A UN
SISTEMA PÓRFIDO DE Cu-Mo LARAMÍDICO.**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
*MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA***

**PRESENTA:
CRISTAL DEL CARMEN PALAFOX LUNA**

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDIN**



Hermosillo, Sonora, México; Febrero del 2018

TABLA DE CONTENIDO
LISTA DE FIGURAS
LISTA DE FOTOGRAFÍAS
LISTA DE TABLAS
RESUMEN
ABSTRACT

	Pág.
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1: Generalidades	3
1.1 Localización y vías de acceso.....	3
1.2 Antecedentes históricos.....	4
1.3 Estudios previos.....	5
1.4 Fisiografía, clima y vegetación.....	6
1.5 Objetivos.....	7
CAPÍTULO 2: Marco teórico	9
2.1 Sistemas Pórfidos de Cobre.....	9
2.2 Sistemas Epitermales.....	11
2.2.1 Sistemas Epitermales de Baja Sulfuración.....	12
2.2.2 Sistemas Epitermales de Intermedia Sulfuración.....	13
2.2.3 Sistemas Epitermales de Alta Sulfuración.....	14
2.3 Sistemas Transicionales.....	14
2.4 Depósitos Epitermales y Pórfidos de Cu en México.....	16
CAPÍTULO 3: Métodos analíticos	20
3.1 Introducción.....	20
3.2 Difracción de rayos-X.....	20

3.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM-EDS).....	24
3.4 Geocronología Re-Os.....	26
3.5 Isótopos estables de S.....	28
3.6 Inclusiones fluidas.....	31
CAPÍTULO 4: Contexto geológico regional.....	34
4.1 Paleozoico.....	35
4.2 Mesozoico.....	36
4.3 Cenozoico.....	38
4.4 Cuaternario.....	40
4.5 Geología estructural y tectónica regional.....	40
CAPÍTULO 5: Geología de la Mina La Colorada.....	43
5.1 Limolitas y ortocuarcitas metasedimentarias (Pzlim).....	45
5.2 Pórfido riolítico (Kriol).....	51
5.3 Cuarzomonzodiorita (Kdior).....	54
5.4 Andesita de anfíbol y piroxeno (Tand).....	57
5.5 Estructuras en el área de la mina La Colorada.....	58
CAPÍTULO 6: Resultados de métodos analíticos.....	59
6.1 Difracción de rayos-X.....	59
6.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS).....	62
6.3 Geocronología Re-Os.....	62
6.4 Inclusiones Fluidas.....	65
6.5 Isótopos estables de S.....	72

CAPÍTULO 7: Discusión.....	76
7.1 Mineralización y alteración.....	76
7.1.1 Vetas epitermales.....	77
7.1.2 Mineralización tipo pórfido.....	84
7.1.3 Relación de eventos de mineralización.....	91
7.2 Paragénesis.....	98
7.3 Geocronología.....	99
7.4 Modelo.....	101
CAPÍTULO 8: Conclusiones.....	103
BIBLIOGRAFÍA.....	104
ANEXOS.....	121

LISTA DE FIGURAS

		Pág.
Figura 1.1	Mapa de localización del área de estudio: Mina La Colorada.....	3
Figura 1.2	Ubicación del área de estudio dentro de la subprovincia fisiográfica de las Sierras y Llanuras Sonorenses.....	7
Figura 2.1	Esquema de los procesos y condiciones físicas y químicas involucradas en la formación de depósitos epitermales de baja y alta sulfuración.....	19
Figura 3.1	Datos isotópicos de S para distintos reservorios naturales según diferentes autores.....	29
Figura 4.1	Ubicación del área de estudio dentro del terreno tectonoestratigráfico Cortés.....	35
Figura 4.2	Geología regional del área de estudio.....	42
Figura 5.1	Mapa geológico de la mina La Colorada.....	44
Figura 5.2	Geología general del área de Tajo El Crestón.....	47
Figura 5.3	Geología general del área Tajo La Colorada.....	52
Figura 5.4	Geología general del área Tajo Gran Central.....	55
Figura 6.1	Difractograma DRX de la muestra DD-60-06.....	61
Figura 6.2	Difractograma DRX de la muestra LC-09.....	61
Figura 6.3	Histograma de salinidades de las inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo mineralizadas.....	68
Figura 6.4	Histograma de temperaturas de homogenización vs. Frecuencia de las inclusiones fluidas en las vetillas mineralizadas.....	69
Figura 6.5	Gráfica de Salinidad vs. Temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas de las vetillas mineralizadas.....	70
Figura 6.6	Gráfica de Haas para el cálculo de profundidades de atrapamiento de las inclusiones fluidas.....	71
Figura 6.7	Determinación de la presión usando la gráfica de temperatura de homogeneización vs. salinidad de Roedder.....	72
Figura 6.8	Histograma de valores de $\delta^{34}\text{S}$ para las muestras analizadas.....	74
Figura 6.9	Fraccionamiento isotópico en diferentes pares minerales: sulfato-sulfuro y sulfuro-sulfuro, y su dependencia de la temperatura.....	75
Figura 7.1	Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro en la muestra GC1-380A: Galena.....	80
Figura 7.2	Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro en la muestra GC1-380A: Calcopirita.....	80
Figura 7.3	Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro en la muestra GC1-380A: Esfalerita.....	81
Figura 7.4	Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro en la muestra GC1-380A: Pirita.....	81
Figura 7.5	Espectro y tabla de composición de un mineral en la muestra DD-49-01: Molibdenita.....	87

Figura 7.6	Espectro y tabla de composición de un mineral en la muestra DD-49-01: Calcopirita.....	88
Figura 7.7	Espectro y tabla de composición de un mineral en la muestra DD-49-01: Esfalerita.....	88
Figura 7.8	Espectro y tabla de composición de un mineral en la muestra DD-49-01: Pirita.....	89
Figura 7.9	Espectro y tabla de composición de un mineral contenido dentro de la pirita identificada en la Figura 7.8.....	89
Figura 7.10	Sección N-S con los barrenos LC-09-DD-05 y LC-11-DD-55 mostrando los cuerpos mineralizados.....	96
Figura 7.11	Sección N-S con los barrenos LC-11-DD-20 y LC-11-DD-23 mostrando los cuerpos mineralizados.....	97
Figura 7.12	Secuencia paragenética del depósito La Colorada.....	98
Figura 7.13	Datos geocronológicos aportados en este estudio (Re-Os), en comparación con datos obtenidos en otros trabajos.....	99
Figura 7.14	Ubicación de La Colorada dentro de un mapa de distribución de los depósitos pórfido de cobre a lo largo del cinturón Laramídico del NW de México.....	100
Figura 7.15	Modelo esquemático simplificado del depósito La Colorada.....	102

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

		Pág.
Foto 3.1	Difractómetro de Rayos-X de polvos de la marca Bruker, modelo D8 Advance.....	24
Foto 3.2	Microscopio electrónico de Barrido JEOL JSM-5410LV.....	26
Foto 3.3	Equipo para estudio de inclusiones fluidas (platina calentadora y refrigeradora marca Linkam THMSG 600.....	33
Foto 5.1	Afloramientos de las rocas sedimentarias Paleozoicas en el tajo El Crestón.....	48
Foto 5.2	Muestra de mano y fotomicrografías de la muestra EC-04, limolita.	49
Foto 5.3	Fotomicrografías de la muestra EC-04, granate.....	50
Foto 5.4	Muestra de mano y fotomicrografías de la muestra DD-23-02, pórfido riolítico.....	53
Foto 5.5	Afloramiento de la unidad Kdior en el tajo Gran Central.....	56
Foto 5.6	Muestra de mano y fotomicrografías de la muestra GC-09, cuarzomonzodiorita.....	57
Foto 6.1	Muestra LC-09 en el lugar de afloramiento.....	60
Foto 6.2	Sitio de recolección de la muestra de oro en el Tajo El Crestón.....	63
Foto 6.3	Muestra Mo_LC, molibdenita.....	64
Foto 6.4	Fotomicrografías de las inclusiones fluidas de la mina La Colorada.	67
Foto 7.1	Muestra de mano GC1-380.....	79

Foto 7.2	Fotomicrografías de la muestra GC1-	79
Foto 7.3	Muestras de vetillas de cuarzo + sulfuros.....	83
Foto 7.4	Muestra de una vetilla de cuarzo + molibdenita.....	84
Foto 7.5	Fotomicrografías de la muestra GC-01.....	85
Foto 7.6	Fotomicrografías de la muestra LC-03.....	85
Foto 7.7	Muestra de mano DD-05-06.....	86
Foto 7.8	Muestras sometidas a tinción feldespática.....	90
Foto 7.9	Muestra de vetilla de cuarzo + molibdenita, barreno LC-09-DD-05.	92
Foto 7.10	Muestra DD-20-12, varias vetillas y sus relaciones temporales.....	93
Foto 7.11	Muestra DD-23-10, varias vetillas y sus relaciones temporales.....	93
Foto 7.12	Muestra DD-20-09, varias vetillas y sus relaciones temporales.....	94
Foto 7.13	Muestra DD-89-03, varias vetillas y sus relaciones temporales.....	94

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 3.1	Relación de muestras seleccionadas en la mina La Colorada y su respectivo análisis realizado..... 21
Tabla 6.1	Muestras analizadas y resultados obtenidos..... 59
Tabla 6.2	Relación de muestras analizadas y minerales identificados con el microscopio electrónico de barrido..... 62
Tabla 6.3	Resultados de análisis microtermométricos en inclusiones fluidas en La Colorada..... 66
Tabla 6.4	Relación de muestras a las que se les realizaron los análisis de isótopos estables de azufre..... 73
Tabla 7.1	Relación de muestras a las que se realizó el estudio mineragráfico en La Colorada..... 78

DEDICATORIAS

Con todo mi amor y respeto a mis padres, Elvia Luz y Ramón Ángel, gracias infinitas por todo su apoyo, amor, paciencia, impulso y gran ejemplo.

A mis hermanas Elvia Cristina y María Julia, por su ejemplo, amistad y enseñanzas de vida y, sobre todo, por ser el conducto perfecto para los regalos más grandes que la vida me ha dado hasta el momento. A mi hermano Ramón Ángel, por enseñarnos que en la vida hay condiciones especiales que representan mayores retos a vencer.

A mis grandes amores, María José y Emiliano, mi mayor logro sería que mis pequeños éxitos pudieran inspirarlos a alcanzar sus propios y más grandes éxitos en el futuro.

A mis grandes amigas Elizabeth Landeros y Rosío Ríos, cualquier logro siempre será más grande si lo comparto con ustedes.

A special dedication to my dearest friend and teacher, M.Sc. Ken J. Balleweg: It has been a pride and privilege to learn from you and to share with you the great love for geology.

AGRADECIMIENTOS

Manifiesto mi más amplio agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo otorgado para la realización de mis estudios de Maestría (Beca No. 708978, período 2015-2017).

Gracias al Dr. Lucas H. Ochoa Landín, el gran motor de este proyecto, ha sido un gran honor ser su alumna y aprender, aunque sea un poco, de su enorme talento y, aún más, por el privilegio que es contar con su amistad, una y mil veces ¡GRACIAS!

Agradezco la guía y consejos de la Dra. Diana Meza Figueroa, ha sido un brillante ejemplo de fortaleza profesional y personal y un deleite presenciar sus clases.

Gracias Dr. Francisco Paz, por su paciencia, sus atinadas observaciones y su valiosa y divertida amistad, nos quedan algunos viajes pendientes.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Efrén Pérez Segura por todo su apoyo y sus invaluable enseñanzas profesionales, así como sus atinadas observaciones y correcciones.

De igual manera, a todos los demás maestros con los que tuve la suerte de coincidir y aprender de ellos durante esta etapa, en especial al Dr. Ricardo Vega Granillo, M.C. Ismael Minjarez Sosa y al coordinador del programa de maestría Dr. Jesús Vidal Solano.

Agradezco a la compañía Argonaut Gold Inc. – Compañía Minera Pitalla S.A. de C.V. por proporcionarnos las facilidades de acceso al proyecto y sus datos, con especial mención a las atenciones de los ingenieros Arturo Navarro y Alejandro Gutiérrez y su excelente personal técnico, sin dejar de lado el importante apoyo del M.C. Alberto Orozco Garza.

A los mejores ayudantes para mi trabajo de campo, Adán Quinteros, Genaro García, José Villalpando y Samuel de Jesús, muchas gracias por su gran ayuda, compañía, observaciones y por lograr que hacer geología sea aún más divertido.

Agradezco a la Estación Regional Noroeste de la UNAM por las facilidades brindadas para utilizar las instalaciones del laboratorio de preparación de muestras y mesa vibratoria, en especial al Dr. Rafael del Río, por siempre estar disponible para ayudar y aportar con sus consejos y conocimientos, y al Dr. Thierry Calmus, por sus atenciones, el apoyo de ambos fue fundamental para la toma de muestras para análisis geocronológicos.

Gracias al departamento de Geología de la Universidad de Sonora, por permitirme acceder al laboratorio de difracción de rayos-X, en especial al M.C. Abraham Mendoza por llevar a cabo los análisis.

Agradezco al Departamento de Investigación en Polímeros y Materiales y al Dr. Francisco Brown por las facilidades brindadas para la realización de los análisis con Microscopio Electrónico de Barrido.

Mi más amplio agradecimiento al Dr. Macario Rocha y al M.C. David Martínez, por su apoyo en la realización de tinciones feldespáticas y su asesoría en análisis de inclusiones fluidas.

A mi amigo del alma, el M.C. Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, gracias por tu tolerancia, paciencia, tiempo, ayuda, tu gran apoyo y por hacerme parte de tu bella familia.

Al Ing. Manuel Tovar Mancera, gracias por ser un gran amigo, gracias por tu apoyo, tu aliento constante y tus consejos.

Muchas gracias en general a toda mi familia, padres, hermanos, sobrinos, tías, primas y demás amistades cercanas que se cuentan como tal.

Y, como creyente, gracias a Dios, por poner siempre en mi camino a las personas indicadas.

RESUMEN

El yacimiento de La Colorada, es un depósito que ha sido identificado previamente como un sistema epitermal de baja sulfuración al que, a su vez, se le reconocen características de sistemas más profundos. La geología del área se compone de rocas sedimentarias paleozoicas, compuestas por limolitas, areniscas de grano fino y ortocuarcitas, que han sido intrusionadas por cuerpos de composición diorítica a cuarzomonzodiorítica de edad Cretácico tardío, donde se hospedan vetas y *stockworks* con mineralización económica de oro y plata.

Este trabajo de investigación caracteriza y define los tipos de mineralizaciones, alteraciones y relaciones temporales entre ellas lo que permite plantear un nuevo modelo de formación para el depósito. La mineralización de oro y plata, se localiza a lo largo de fallas y vetas mineralizadas, que afectan tanto a las rocas sedimentarias paleozoicas como los cuerpos intrusivos Laramídicos. Esta mineralización está asociada a vetillas de cuarzo con alto contenido de sulfuros como galena, esfalerita, pirita y calcopirita, encontrándose la mineralización asociada a la galena. Los tipos de alteración principales asociadas a estas estructuras mineralizadas corresponden a sericitización, silicificación y propilitización. Trabajos previos han asignado una edad promedio de 23 Ma para este evento.

También en este depósito se han identificado vetillas asociadas a alteración tipo pórfido cuprífero compuestas por cuarzo, cuarzo + feldespato y cuarzo + molibdenita \pm pirita-calcopirita con halos de biotita secundaria. En el presente trabajo, el fechamiento Re-Os en molibdenita dio una edad de 72.3 ± 0.36 Ma que le asigna una edad laramídica y junto con sus características mineralógicas lo ubica dentro de sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido de cobre.

Las relaciones temporales, espaciales, mineralógicas y geotemométricas en conjunto con los resultados analíticos obtenidos en este trabajo, permiten sugerir, que la mina La Colorada presenta un sistema tipo pórfido cuprífero de edad laramídica, al cual se le superpone un sistema

epitermal de edad Oligoceno-Mioceno con mineralización económica de oro y plata, y sobre el cual se desarrolla la mina que está actualmente en operación.

ABSTRACT

The La Colorada ore deposit, has been previously identified as a low sulphidation epithermal deposit with characteristics of deeper systems. The geology consists of Paleozoic sedimentary rocks, composed of siltstone, fine-grained sandstone and quartzite, which have been intruded by late-Cretaceous bodies of diorite to quartz-monzodiorite composition. This sequence hosts veins and stockworks with gold and silver mineralization.

This research characterizes and determine the types of mineralization, alterations and temporal relationships between them and it proposes a new formation model for this deposit. The gold and silver mineralization are located along faults and mineralized veins affecting both Paleozoic sedimentary rocks and Laramide intrusive bodies. This mineralization is associated with quartz veinlets plus high content of sulfides such as galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite, with the gold and silver being found associated with galena. The main alterations associated with these mineralized structures correspond to sericization, silicification and propylitic alteration. Previous work has assigned an average age of 23Ma for this event.

Also, in this deposit have been identified veinlets associated with porphyry copper type alteration are also identified, and they are mainly composed of quartz, quartz + feldspar, and quartz + molybdenite + << pyrite-chalcopyrite with secondary biotite halos. In the present work, the Re-Os date shows an age of 72.3 ± 0.36 Ma for the molybdenite hosted in these veinlets, that assigns a Laramide age and locates it within the copper porphyry type magmatic-hydrothermal systems.

The temporal, spatial, mineralogical and geothermometric relationships, plus the analytical results obtained in this work, suggest that the La Colorada mine corresponds to a porphyry copper

system of Laramide age, which is superposed by an Oligocene-Miocene epithermal system with economic mineralization of gold and silver, and which is currently in operation.

INTRODUCCIÓN

El depósito de Au-Ag La Colorada se localiza adyacente al poblado La Colorada aproximadamente a 53 km al sureste de la ciudad de Hermosillo, en el Estado de Sonora. Esta mina se reconoce por ser una de las más antiguas del Estado, cuyos datos históricos ubican el inicio de producciones desde el siglo XVIII, cuando los primeros colonizadores llegaron a la región, y ha tenido varias etapas de producción a lo largo de los años.

El distrito minero de La Colorada se caracteriza por presentar un marco geológico-tectónico muy complejo, conteniendo rocas de edad paleozoica, secuencias triásicas, rocas volcánicas del cretácico tardío, así como una secuencia de unidades volcánicas y sedimentarias de edad Terciaria, sin dejar de lado la ocurrencia de una serie de intrusivos laramídicos de composiciones variadas (Bartolini *et al.*, 1995; Lewis *et al.*, 1995; Zawada, 1998, Zawada *et al.*, 2001).

En el distrito, se han realizado algunos estudios donde se resaltan aspectos geológicos, geoquímicos, estructurales y radiométricos (McMillan *et al.*, 2009), donde en algunos de ellos lo refieren como un depósito del tipo epitermal de baja sulfuración. Se cuenta también con un trabajo realizado por Zawada *et al.* (2001) en el área de El Crestón, situando el depósito mineral en algún lugar entre un ambiente de pórfido profundo y un ambiente epitermal somero. Sin embargo, varias visitas al depósito parecen señalar ciertas dificultades para clasificarlo como tal, por lo que, en el presente estudio, se pretende aportar nuevos datos que ayuden a definir mejor este depósito y tratar de construir un modelo que encuadre bien dentro de alguna de las distintas provincias metalogenéticas del Noroeste de México que se conocen en la actualidad.

Por lo mencionado anteriormente y con el principal objetivo de caracterizar el depósito La Colorada y definir si corresponde solamente a un depósito epitermal de baja sulfuración como ha sido definido por Zawada *et al.* (2001), para el presente trabajo se abordan las características

minerales y de alteración, así como las relaciones temporales entre las estructuras, con apoyo en un mapeo a detalle de las áreas principales, una descripción detallada de núcleos de barrenación, así como estudios petrográficos y mineragráficos de los principales tipos de rocas encontrados, las alteraciones y los minerales asociados a la mineralización. De igual forma, se hicieron estudios de confirmación mediante análisis de Difracción de Rayos X (DRX), Microscopía Electrónica de Barrido con Energía Dispersiva (SEM - EDS), así como datos geocronológicos Re-Os, para molibdenita y oro, y datos de isótopos estables de azufre e inclusiones fluidas de los diferentes tipos de vetillas reconocidas.

CAPÍTULO 1: Generalidades

1.1 Localización y vías de acceso

La mina La Colorada se localiza en el Noroeste de México, en el poblado La Colorada, cabecera municipal del mismo nombre, en el estado de Sonora, a una distancia de sólo 53 km al Sureste de la ciudad de Hermosillo, su capital (Figura 1.1). El proyecto es de fácil acceso, siendo la carretera federal número 16 (Hermosillo – Yécora) la principal vía, con un tiempo estimado de viaje menor a una hora, contando también con fácil acceso a energía eléctrica, red de agua potable y recepción de telefonía celular.

La zona de mineralización se centra, aproximadamente, en las coordenadas UTM 541,665E, 3,185,795N y se localiza en la carta topográfica H12D52 La Colorada, publicada por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2005).



Figura 1.1 Mapa general de ubicación de la mina La Colorada en el estado de Sonora, México

1.2 Antecedentes Históricos

Para el distrito minero La Colorada se encuentran datos históricos que ubican el inicio de actividades en beneficio de oro y plata desde los años 1740 a 1743, cuando los misioneros Jesuitas descubrieron, y posteriormente minaron, las zonas de Minas Prietas. Hacia la mitad de los años 1800, una compañía inglesa instaló sistemas de bombeo que le permitieron alcanzar niveles más profundos y expandir la capacidad de minado en La Colorada. Posteriormente, para finales de los años 1800, la compañía Pan American de Nueva York empezó el primer proceso de cianuración en La Colorada. Desde entonces, y hasta principios del siglo XX, algunas compañías llevaron a cabo minado subterráneo en las zonas de Minas Prietas, La Verde, Gran Central y Amarillas; sin embargo, los disturbios políticos ocasionados durante la Revolución Mexicana causaron que las actividades de minado cesaran y que las instalaciones fueran abandonadas. En este período solo se llevaron a cabo actividades de *gambusinaje* a muy baja escala, hasta que las actividades de exploración se reanudaron en el año 1991 con la compañía Exploraciones El Dorado, S.A. de C.V.

La producción empezó de nuevo en el año 1992 por medio de minado a tajo abierto, siendo en 1993 cuando se empieza con la construcción de los patios de lixiviación, y ya en 1994 se empezó a producir por medio de este método, siendo la primera mina de este tipo en México.

Las actividades continuaron hasta el año 2000, cuando la mina fue vendida a Grupo Minero FG S.A. de C.V., quienes continuaron realizando una producción limitada por alrededor de un año más hasta ceder las concesiones a Exploraciones La Colorada S.A. de C.V.

Fue hasta el año 2007 que la compañía Pediment Gold Corp adquirió las concesiones clave del distrito, para posteriormente, a finales del año 2010, anunciar una combinación con la compañía canadiense Argonaut Gold Inc., y su subsidiaria mexicana Compañía Minera Pitalla S.A. de C.V.,

siendo esta última la responsable de las actividades de explotación y exploración en el área para las fechas de elaboración del presente trabajo.

1.3 Estudios Previos

Las fuentes de información bibliográfica del área de estudio se centran principalmente en reportes y evaluaciones geológicas preparadas para compañías mineras y escasa información proveniente de tesis y artículos científicos publicados. Entre los autores más citados se encuentran Lewis *et al.* (1995), Giroux y Charbonneau (1992), Giroux (1994, 1999), y Albinson (2001), quienes elaboraron reportes geológicos, una evaluación estructural del área La Colorada y evaluaciones de recursos, para Exploraciones El Dorado S.A. de C.V. McMillan *et al.* (2009), realizó, también un reporte geológico y estimación de reservas para Pediment Gold Corp., donde reconoce las similitudes que el yacimiento tiene con los depósitos epitermales de baja sulfuración, así como también las diferencias, tales como su carácter más fallado y deformado. Se han elaborado este tipo de reportes, también, para Argonaut Gold, como el realizado por Stryhas *et al.* (2011).

Uno de los trabajos más recientes es el realizado por Iriondo *et al.* (2013), que consta de un estudio geocronológico, de U-Pb en zircones, para las rocas del área de La Colorada, de muestras no alteradas de las distintas unidades que afloran en el área. Utilizando dichas edades, en su estudio se infiere una edad para la mineralización de oro y plata.

En cuanto a trabajo de tesis, en la Universidad de Sonora pueden consultarse los realizados por Terán-Martínez, (1982) y Mendoza-Romero, (1993), enfocados a la descripción geológica del área.

Estos trabajos se complementan por el más reciente realizado por Vázquez-Armenta, (2013), el cual fue enfocado a la realización de un análisis estructural del área mineralizada de La

Colorada, y que posteriormente fue publicado por Vega-Granillo *et al.* (2015). Se han documentado artículos enfocados en el área de La Colorada, por Zawada (1998) y Zawada *et al.* (2001), donde le reconocen características indicativas de un ambiente epitermal profundo al yacimiento, habiendo realizado estudios de inclusiones fluidas, y dataciones radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar en muestras de sericita y biotita.

1.4 Fisiografía, clima y vegetación

El área de estudio se localiza dentro de la provincia fisiográfica Llanura sonorensis, subprovincia Sierras y Llanuras sonorenses (Figura 1.2), en las ramificaciones más occidentales de la Sierra Madre Occidental (SMO), caracterizadas topográficamente por cadenas de montañas alargadas hacia el norte, con altitudes que van desde 400 a 650 m sobre el nivel del mar, separadas por amplios valles.

El clima, en La Colorada, puede clasificarse como el típico de la región del Desierto de Sonora, de veranos prolongados en los que se llegan a alcanzar temperaturas de hasta 50°C, siendo esta misma estación la que registra mayores precipitaciones, con un promedio de lluvias de 25 mm. La temporada de invierno, en la zona, se caracteriza por temperaturas de entre 10 a 25°C.

La vegetación que se encuentra, corresponde a la característica del desierto de Sonora, con abundantes cactus, mezquite y palo verde.

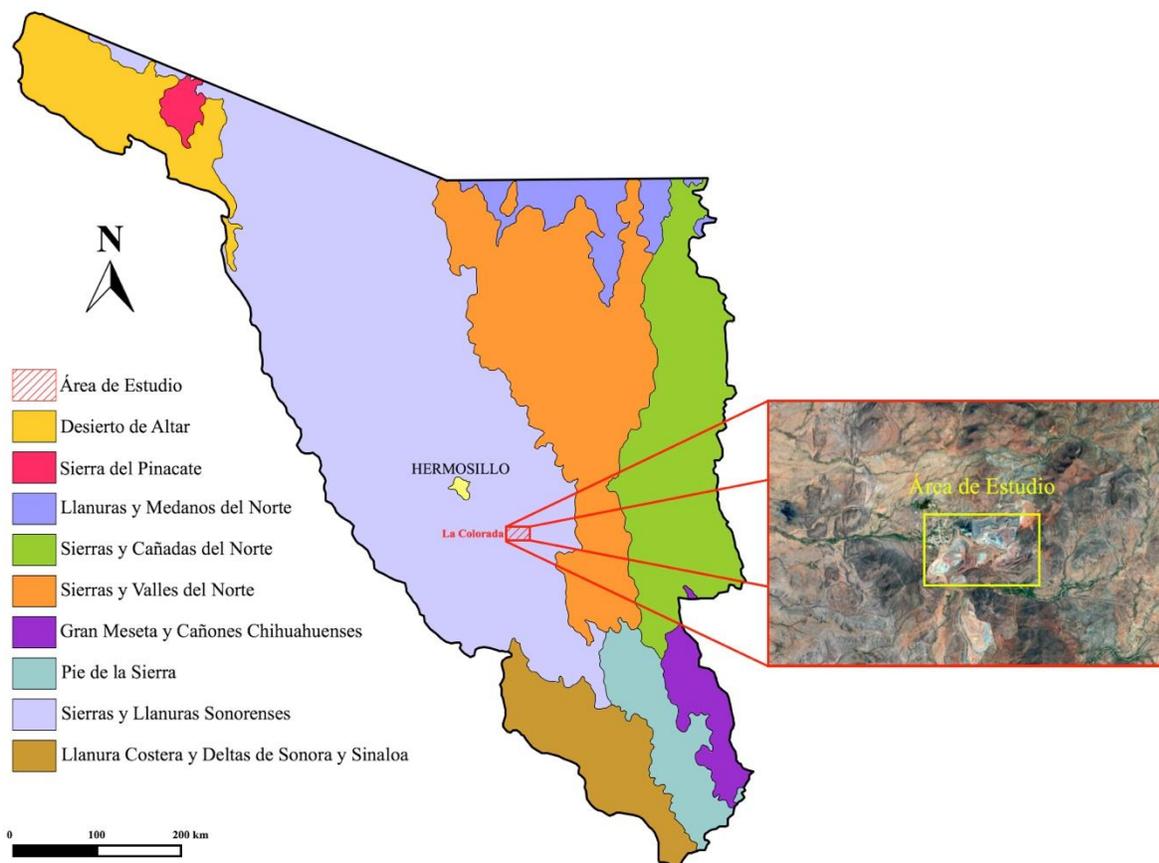


Figura 1.2 Ubicación del área de estudio dentro de la sub-provincia fisiográfica de las Sierras y Llanuras Sonorenses (modificado de INEGI, 2001).

1.5 Objetivos

El distrito de Ag-Au La Colorada presenta algunas características geológicas y mineralógicas que sugieren que corresponde a un depósito epitermal de baja sulfuración, aunque hay diferencias, tales como el carácter más deformado y fallado de La Colorada. Algunos autores (McMillan *et al.* 2009) creen que La Colorada podría ser un caso atípico del prolífico tren de depósitos de oro y plata de la Sierra Madre Occidental, que atraviesa gran parte del centro de México. Zawada *et al.* (2001), a partir de estudios de inclusiones fluidas, afirman que el distrito La Colorada fue sometido a una compleja historia hidrotermal relacionada a una actividad plutónica cretácica, eventos plutónicos posteriores de nivel superior y, finalmente a un sistema de

vetas del terciario medio, el cual comparte características tanto de un sistema epitermal profundo como de un sistema mesotermal de alto nivel.

Autores más recientes (McMillan *et al.* 2009) piensan que el depósito es de naturaleza epitermal, del tipo particular de baja sulfuración, pero que ha sido objeto de enterramiento, cizallamiento y temperaturas elevadas antes de ser exhumado y re-expuesto.

Cuestiones de este tipo, justifican la realización de nuevos estudios que conlleven a la clarificación de las características y una clasificación precisa del tipo de yacimiento implicado.

Por tal motivo, los objetivos principales del presente estudio son la determinación de los eventos en el depósito y la paragénesis mineral, así como la caracterización del yacimiento, con el objetivo de proponer una hipótesis genética y una clasificación del tipo de yacimiento mineral. Para esto, se utilizaron técnicas geológicas, geoquímicas y geocronológicas que permitan tener una idea adecuada y definir el tipo, o tipos, de ambiente observados en el depósito.

CAPÍTULO 2: Marco Teórico

En los trabajos previamente realizados en el área de estudio, en particular el realizado por Zawada y colaboradores en el 2001, mencionan haber encontrado características que pueden ubicar el depósito en algún punto entre un pórfido de cobre profundo y un sistema epitermal más cercano a la superficie. En la literatura actual, existen diversos trabajos, de autores reconocidos en el ramo, que proporcionan una descripción amplia de las características geológicas que permiten distinguir un sistema de otro, por lo que a continuación se describe brevemente cada uno de ellos.

2.1 Sistemas Pórfidos de Cobre

Los sistemas pórfido de cobre se caracterizan por representar la clase económicamente más importante de recursos metálicos no ferrosos. Son depósitos de origen magmático hidrotermal que contienen minerales de mena de óxidos y sulfuros en vetillas, o bien, diseminados en grandes volúmenes de roca alterada hidrotermalmente. Este tipo de depósitos ocurren comúnmente dentro de cinturones magmáticos de varios kilómetros de longitud, aunque pueden encontrarse aislados, y estar asociados espacial, temporal y genéticamente a intrusiones hipabisales de composición diorítica a granítica de textura porfídica, con una matriz fina microcristalina. Son de edad Cretácico tardío al eoceno-plioceno, lo que refleja la dominancia de un magmatismo relacionado a subducción (Seedorff *et al.*, 2005).

El rango de formación de los sistemas de pórfido de cobre es de aproximadamente 100,000 años a varios millones de años, aunque agrupaciones de varios depósitos, lineamientos de pórfidos de cobre y cinturones enteros pueden durar activos más de 10 millones de años (Sillitoe, 2010).

La alteración y mineralización en estos sistemas, ocupa varios kilómetros cúbicos de roca y se zonifican hacia fuera de los stocks o enjambres de diques, los cuales normalmente comprenden

varias generaciones de intrusiones porfídicas de composición intermedia a félsica. Existen variaciones en los estilos de mineralización y tipos de depósitos encontrados en los sistemas pórfido de cobre, los que incluyen los depósitos formados cerca o en contacto a las intrusiones formando cuerpos irregulares de skarn, depósitos formados en las zonas periféricas distales por reemplazamiento de carbonatos, depósitos formados en las cúpulas de las intrusiones como brechas magmáticas-hidrotermales o brechas “pipes”, y también los depósitos que se encuentran suprayaciendo al sistema como los epitermales de alta, baja e intermedia sulfuración (Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010).

Los eventos de alteración-mineralización en los sistemas pórfido de cobre han sido ampliamente documentados por varios autores (p. ej., Lowell y Gilbert, 1970; Sillitoe, 1973, 1993, 1995b, 1999, 2010; Seedorff, 2005; entre otros), muestran un patrón de zonación consistente que comprende, del fondo hacia arriba, una zona calco-sódica normalmente estéril, seguida de una zona de alteración potásica, la cual es la principal contribuidora de menas; después se localiza una zona de alteración propilítica normalmente estéril, seguida de la zona de alteración de clorita-sericita donde es común esperar potencial económico, una zona de alteración sericítica que puede llegar a contener mineral de mena y la zona de alteración argílica avanzada, caracterizada por contener potencial económico, localizado en los “litocaps”, los cuales están localizados encima del sistema pórfido de cobre y se relaciona espacial y temporalmente a la zona de alteración argílica avanzada.

La secuencia de vetillas en los sistemas pórfido de cobre también ha sido ampliamente estudiada (p. ej., Gustafson y Hunt, 1975; Hunt *et al.*, 1983; Pollard y Taylor, 2002; Masterman *et al.*, 2005; entre otros) y es muy distintiva. Las vetillas pueden dividirse en 3 grupos: (1) vetillas tempranas, sin cuarzo y sulfuros, conteniendo actinolita y/o magnetita (tipo M), biotita temprana (tipo EB) y feldespato potásico, típicamente sin halos de alteración; (2) vetillas con sulfuros,

dominadas por cuarzo granular, que pueden o no tener halos de alteración angostos (tipo A y B); y (3) vetillas tardías, con cuarzo cristalino y sulfuros y vetillas con halos prominentes de alteración destructiva de feldespatos (incluyendo tipo D). Los tipos 1 y 2 son emplazadas principalmente durante la alteración potásica, mientras que el grupo 3 acompaña los eventos de clorita-sericita, sericitica y argílica avanzada profunda (Sillitoe, 2010).

2.2 Sistemas Epitermales

El término “epitermal” se refiere a una clase de yacimientos hidrotermales formados a temperaturas relativamente bajas, por debajo de los 300°C, y a profundidades someras, de 1 a 2 km. Aunque, a pesar de estas profundidades someras de formación, siguen presentando evidencia de un componente magmático en los fluidos (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Se cree que el desarrollo de los sistemas epitermales está asociado principalmente al magmatismo calco-alcalino de los arcos volcánicos en los límites de placas convergentes. Muchos grandes depósitos de este tipo son de edad terciaria y más jóvenes, aunque se conocen algunos otros de edad más antigua. Se caracterizan por un desarrollo de mineralización de metales preciosos, hospedados dentro de secuencias volcánicas. La mineralización también ocurre en vetas, brechas, rocas clásticas gruesas y rocas intensamente lixiviadas. Los depósitos o distritos, que comprenden uno o más cuerpos mineralizados, pueden llegar a cubrir áreas menores a 200 km², con cuerpos que varían en forma, tamaño y ley (Simmons *et al.*, 2005).

Se han hecho varias clasificaciones de este tipo de depósitos a lo largo de los años y se han sido usadas diferentes nomenclaturas de acuerdo con diferentes autores (p ej., Lindgren, 1933; Ransome, 1907; Ashley, 1982; Sillitoe, 1989, 1993; y Hedenquist *et al.*, 2000). Actualmente, de acuerdo a su alteración mineralógica y características de los fluidos que los forman, los depósitos

epitermales pueden ser divididos en epitermales de baja (LS), intermedia (IS) y de alta sulfuración (HS). En los siguientes apartados se describen brevemente las características principales de estos tipos de depósitos epitermales.

2.2.1 Depósitos Epitermales de Baja Sulfuración

Los depósitos epitermales de baja sulfuración se forman a temperaturas de entre 200°-300°C, donde la presión está controlada por las condiciones hidrostáticas.

Las firmas magmáticas en los depósitos epitermales de baja sulfuración son menos claras. No ocurren concentraciones económicas de Cu, probablemente porque no es posible un transporte eficiente de Cu en condiciones de baja salinidad, pH casi neutros y fluidos reductores dominados por sulfuros.

Se reconocen dos estilos principales de mineralización en los depósitos epitermales de baja sulfuración en base a su asociación mineral. Un estilo es rico en Au, con Ag/Au con relaciones de 1/10 a 10/1 y solo trazas de metales base, mientras que el otro estilo es rico en Ag, con Ag/Au de 100/1, con presencia de cantidades económicas de Zn y Pb. Los depósitos ricos en Au están asociados a fluidos de baja salinidad (<1-2% NaCl) pero ricos en gas (>4% en peso, principalmente CO₂ con H₂S); mientras que los depósitos ricos en Ag y metales base se asocian a fluidos más salinos (10-15% NaCl). Se considera importante esta diferencia de salinidad para la capacidad de los fluidos de transportar los metales. Los fluidos de baja salinidad de los depósitos ricos en Au son muy similares a los fluidos de la mayoría de los sistemas geotérmicos activos, mientras que no se conocen sistemas geotérmicos salinos en un ambiente tectónico similar a los que hospedan depósitos epitermales ricos en Ag y metales base.

Se reconoce una marcada predominancia de aguas meteóricas en los sistemas epitermales de baja sulfuración. La fuente de S puede ser magmática, aunque también sedimentaria, y el C puede ser también de origen magmático, aunque ocasionalmente orgánico. Se han reconocido varias fuentes para el Pb incluyendo lixiviación de las rocas basales y las rocas volcánicas superpuestas o sus intrusivos equivalentes, lo cual no es sorprendente dado que la convección de aguas meteóricas puede extenderse a profundidades de hasta 5-7 Km (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

2.2.2 Depósitos Epitermales de Sulfuración Intermedia

Los depósitos epitermales de sulfuración intermedia ocurren en un amplio espectro de arcos andesíticos a dacíticos, pero comúnmente no reflejan una estrecha conexión con los depósitos de pórfido de cobre, como lo hacen muchos de los depósitos de alta sulfuración. Se forman a partir de fluidos con salinidades similares a aquellos que son responsables de la formación de los tipos de alta sulfuración, aunque su estructura es más parecida a los epitermales de baja sulfuración. Los fluidos formadores de los epitermales de sulfuración intermedia son de origen magmático y meteórico (Sillitoe y Hedenquist, 2003). El contenido de metales va desde Au/Ag y Ag-Au (relación Ag/Au ~50) con contenidos combinados de metales base inferiores al 0.05%, hasta depósitos de Ag como metal base (Albinson *et al.*, 2001).

Algunos depósitos de intermedia sulfuración, particularmente los más pequeños, se presentan asociados a “lithocaps” con alteración argílica avanzada (Sillitoe, 1999).

2.2.3 Depósitos Epitermales de Alta Sulfuración

Este tipo de depósitos se forman a profundidades someras, aunque exhiben características de indican que su formación envuelve componentes magmáticos. La etapa de formación temprana de estos depósitos se caracteriza porque los fluidos, con un pH <2, y una composición isotópica de O e H similar a la del vapor magmático, produce una vasta lixiviación de la roca huésped al mezclarse con el agua meteórica. Esta lixiviación produce una sílice residual porosa que puede hospedar menas de sulfuros de Au, Cu y Fe. Este tipo de depósito comparte muchas características mineralógicas e isotópicas con la zona de argilización avanzada en los sistemas pórfido de cobre, por lo que hay una estrecha relación entre ellos (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

Aquí el fluido hidrotermal está oxidado y la mayoría de los sulfuros se originan de la disposición de SO₂ magmático para formar H₂SO₄. Los fluidos pueden tener una salinidad entre 2-5% en peso de NaCl eq., aunque puede incrementarse la salinidad con la profundidad hasta 20-30% de peso de NaCl eq., por debajo de la zona mineral (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

La alteración en los depósitos de alta sulfuración se caracteriza por ser zonada, partiendo de un núcleo de cuarzo residual poroso, comúnmente llamado sílice “vuggy”, seguida de alteración argílica avanzada constituida de cuarzo-alunita, caolinita, dickita e illita, para terminar en una alteración propilítica que incluye clorita y montmorillonita (Sillitoe, 1993).

2.3 Sistemas Transicionales

Las transiciones espaciales y temporales de los sistemas pórfido de cobre, desde las asociaciones potásicas y de intermedia sulfuración, hasta las asociaciones argílicas avanzadas y de alta sulfuración, han sido relativamente bien establecidas (Taylor, 1935; Meyer y Hemley, 1967; Gustafson y Hunt, 1975; Einaudi, 1977, 1982). Así como ha sido confirmada la relación genética

entre los pórfidos de cobre y los epitermales hospedados en rocas de arco volcánico, particularmente los de tipo de alta sulfuración e intermedia sulfuración, con el estudio de varios yacimientos de estos tipos (Sillitoe, 1973, 1999, 2010; Hedenquist y Richards, 1998; Richards, 2011).

La relación empieza con la intrusión de líquido magmático exsolvido que asciende, el líquido de presión más baja eventualmente intersecta el *solvus*, resultando en la separación de un líquido híper-salino de alta temperatura y alta salinidad (~500-600°C; >50% en peso equivalente de NaCl) y un vapor de baja salinidad rico en gases como SO₂, HCl, CO₂ y H₂S. El vapor de baja salinidad es ligero y continúa ascendiendo hacia la superficie, donde una porción se descarga como fumarolas volcánicas a altas temperaturas. Sin embargo, una parte se condensa en contacto con el agua meteórica, formando un líquido acidificado de pH ~1 (Hedenquist y Taran, 2013). El líquido híper-salino forma vetillas dúctiles con cuarzo temprano durante la etapa de alteración potásica a profundidad, y se depositan algunos sulfuros de Cu. En contraste, el vapor condensado en zonas más someras provoca una completa lixiviación de la roca encajonante, dejando un cuarzo residual con un halo de cuarzo-alunita (Hedenquist y Taran, 2013), así como caolinita, dickita y pirofilita, diáspora, etc., en la zona alimentadora más caliente; esta etapa de alteración es anómala pero estéril. Cuando la alteración argílica avanzada tiene un fuerte control estratigráfico, esta alteración es llamada “*litocap*”, a pesar de que siempre hay una zona alimentadora controlada estructuralmente (Hedenquist, 2015).

Mientras la intrusión parental cristaliza, el líquido magmático se exsolva más lentamente y, como resultado, se eleva más lentamente, enfriándose a ~350°C antes de alcanzar la profundidad del depósito porfídico (Shinohara y Hedenquist, 1997). Como resultado, el líquido magmático no intersecta el *solvus*, quedando entonces como una sola fase de salinidad intermedia. La biotita de

la etapa potásica temprana se altera a clorita y mica blanca (muscovita o illita), y pueden depositarse sulfuros de Cu en vetillas de cuarzo \pm anhidrita durante esta etapa de alteración fílica (cuarzo-sericita-pirita). Como esta mica blanca estable tiene una salinidad intermedia (5-10 % en peso equivalente de NaCl) y densidad también intermedia, puede ascender hasta el ambiente epitermal. Si asciende a lo largo de la estructura alimentadora, hasta alcanzar el cuarzo residual del “*lithocap*” estéril, su enfriamiento en la roca lixiviada dará como resultado un líquido estable de calcopirita de intermedia sulfuración evolucionando a un estado de alta sulfuración (Einaudi *et al.*, 2003), con deposición de Cu principalmente como enargita junto con Au para formar un depósito de alta sulfuración hospedado en el “*lithocap*”. Por el contrario, si en la misma etapa fílica el líquido asciende por estructuras lejanas al “*lithocap*”, hospedadas por roca fresca o alteración propilítica, la mica blanca profunda y el líquido de calcopirita estable forman vetillas de cuarzo con calcopirita de intermedia sulfuración, tenantita y esfalerita baja en hierro, además de minerales de Ag y Au (Hedenquist, 2015).

Cuando existen niveles más superficiales de erosión, conservándose aún porciones del “*lithocap*”, es común que se expongan zonas de alteración que definen una transición que va desde el “*lithocap*” hasta la parte superior del pórfido. Esta alteración consiste en parches de pirofilita reemplazando a cuarzo residual, o dickita, diáspora y/o alunita, además de la pirita. Estos parches están localizados cerca de la base de la alteración silíceo. (Hedenquist *et al.*, 2000).

2.4 Depósitos Epitermales y Pórfidos de Cobre en México

México es uno de los países líderes, a nivel mundial, en producción de cobre, el cual se extrae primariamente de depósitos tipo pórfido de cobre, incluyendo los depósitos gigantes de Cananea y La Caridad en el norte del país.

La mayoría de los depósitos de pórfidos de cobre en México se encuentran a lo largo de un cinturón de 1,500 km de largo, con tendencia noroeste, sub-paralelo a la línea de costa occidental de México. Este cinturón se extiende desde la frontera de Estados Unidos en el estado de Sonora (Cananea, La Caridad), la parte oeste de Chihuahua, Sinaloa, Michoacán (Inguarán) y Guerrero. Estos depósitos son parte de un mundialmente importante cinturón de depósitos de pórfido cuprífero en el suroeste de los Estados Unidos y México que es de edad Laramídica (~90 a 40 Ma). El depósito de Cananea en Sonora es uno de los 15 más grandes pórfidos de cobre en el mundo (Singer *et al.*, 2008). El pórfido de cobre más antiguo conocido en México es el depósito pre-Larámide El Arco (Jurásico medio), en la parte central de la península de Baja California. En tanto los más jóvenes de los que se tiene conocimiento se encuentran al sur del Cinturón Volcánico Trans-mexicano y se relacionan a la actividad de un arco volcánico post-Larámide asociado a la subducción de la placa Cocos.

Por otra parte, gracias a los depósitos de tipo epitermal, México también se encuentra entre los mayores productores de plata a nivel mundial. Los depósitos epitermales conocidos en México son de edad terciaria, y su distribución coincide con la distribución espacial determinada por la evolución de la Sierra Madre Occidental y de la Sierra Madre del Sur. De acuerdo a esto, la distribución de depósitos epitermales en México puede definirse según tres rangos de edades principales (Camprubí *et al.*, 2003): (1) Más antiguos de ~40 Ma, ejemplificado por los depósitos de Batopilas y Topia. La edad absoluta más antigua reportada para este tipo de depósitos en México es de 58 Ma, correspondiente a los depósitos de El Barqueño, Jalisco; (2) Entre ~40 y ~27 Ma, período en el cual se formaron la mayoría de los depósitos epitermales en México, los cuales se disponen según un cinturón NW-SE desde Chihuahua hasta el Estado de México, a una distancia de hasta ~250 km de la costa Pacífica; y (3) Más recientes de ~23 Ma, localizados en la parte sur

de la Sierra Madre Occidental, al norte de la Faja Volcánica Mexicana, con una tendencia WNW-ESE, que se corresponde con el último episodio netamente ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental (Camprubí y Albinson, 2006).

Hacia el centro del país es más común encontrar depósitos epitermales de baja sulfuración, mientras que hacia el noroeste ha sido documentada la presencia común de ambos tipos de depósitos, baja y alta sulfuración (González-Peña, 2009).

En la Figura 2.1 se muestra de forma esquemática los procesos y condiciones en las que se forman los depósitos anteriormente descritos.

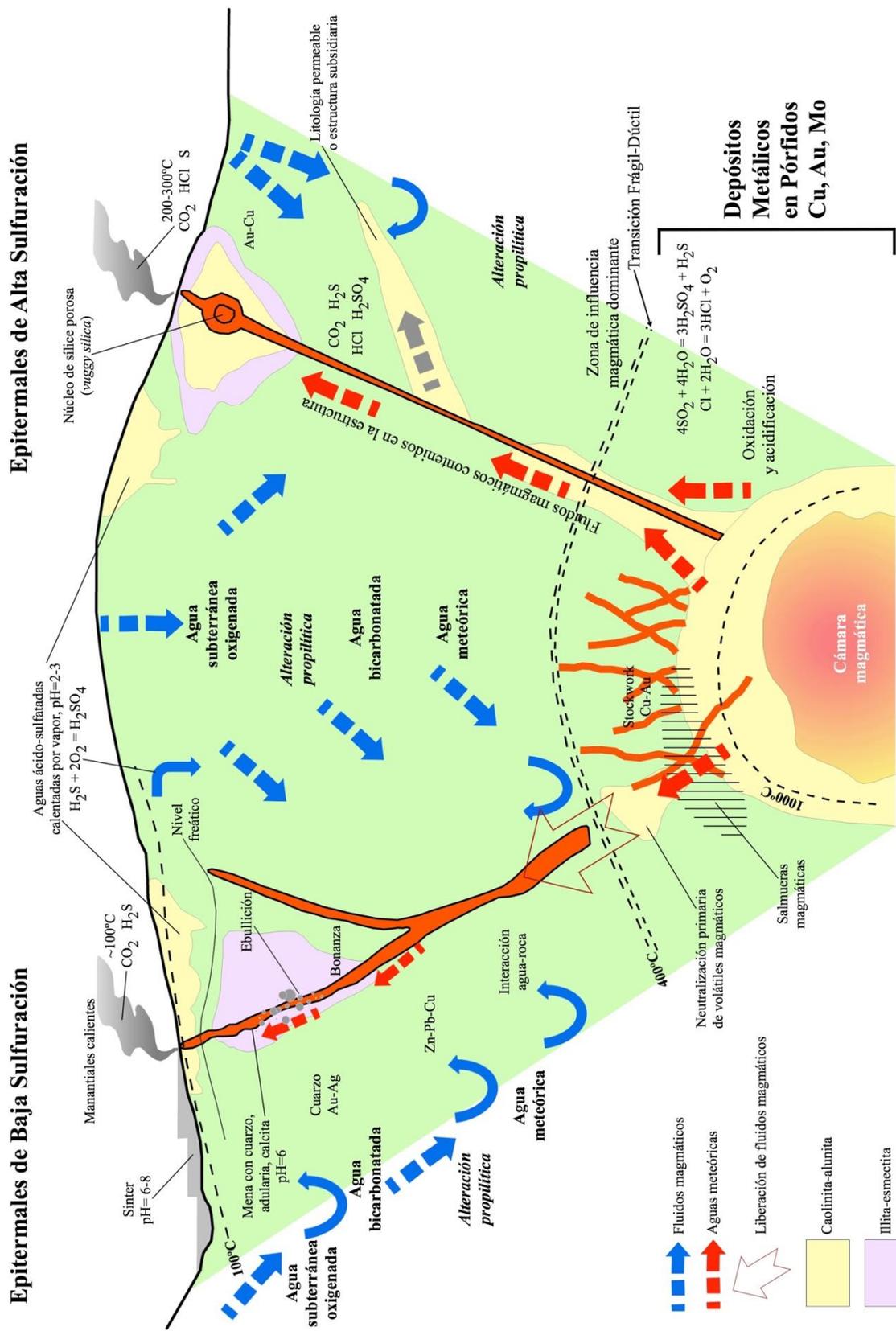


Figura 2.1 Esquema de los procesos y condiciones físicas y químicas involucradas en la formación de depósitos epitermales de baja y alta sulfuración, comprendiendo desde la formación de depósitos metálicos relacionados a pórfidos (Tomado de Camprubí *et al.*, 2003, modificado de Sillitoe, 1995a; con base en los datos de Hedenquist y Lowenstern, 1994; Gammons y Williams-Jones, 1997; Corbett y Leach, 1998).

CAPÍTULO 3: Métodos Analíticos

3.1 Introducción

Para el presente trabajo se utilizaron métodos analíticos convencionales, como Difracción de Rayos-X, Fluorescencia de Rayos X, Microscopía Electrónica de Barrido con Energía Dispersa (SEM-EDS), Inclusiones Fluidas, Isótopos Estables y Geocronología Re-Os, además de estudios petrográficos y minerográficos, todo con el objetivo de obtener características más precisas del depósito de La Colorada, como información de las rocas encajonantes, diferenciar entre estilos de mineralización, alteraciones, y confirmar relaciones temporales, que ayuden en su caracterización.

Se seleccionaron 72 muestras de la mina La Colorada, provenientes de núcleos de barrenación y muestras superficiales obtenidas en los tajos de la mina, las cuales se muestran en la Tabla 3.1, donde se observa el estudio realizado en cada una de ellas.

3.2 Difracción de Rayos-X (DRX)

Los rayos-X son radiación electromagnética de la misma naturaleza que la luz, pero de longitud de onda mucho más corta cuya unidad de medida es el angstrom (Å), igual a 10^{-10} m. El rango del espectro electromagnético que abarcan los rayos-X es de $\sim 0.1\text{Å}$ a $\sim 100\text{Å}$, pero para los análisis de difracción las longitudes usadas caen en el rango de $0.5\text{-}2.5\text{ Å}$, ya que éstas son las distancias interatómicas observadas en materiales orgánicos y en materiales inorgánicos (Pecharsky y Zavalij, 2005).

La difracción de rayos-X es considerada una técnica no destructiva y es muy utilizada para la caracterización e identificación de fases mineralógicas, principalmente rocas con

El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

Muestra	Tipo	Barreno	Profundidad (m)	Tipo de estudio	Muestra	Tipo	Tipo de estudio
Au-EC	Polvo	-	-	Geocronología	EC-04	Superficie	Petrografía
DD-05-01	Núcleo	LC-09-DD-05	17.30	Minerografía, IF	EC-09	Superficie	Petrografía
DD-05-03	Núcleo	LC-09-DD-05	28.00	Petrografía	EC-10	Superficie	Petrografía
DD-05-04	Núcleo	LC-09-DD-05	67.05	Minerografía	EC-10A	Superficie	Petrografía
DD-05-06	Núcleo	LC-09-DD-05	199.30	Minerografía, Isótopos de S, IF	EC-12	Superficie	Petrografía
DD-13-01	Núcleo	LC-11-DD-13	70.20	Minerografía, petrografía, isótopos de S	EC-17A	Superficie	Petrografía
DD-20-09	Núcleo	LC-11-DD-20	41.30	Petrografía	EC-19	Superficie	Petrografía
DD-20-12	Núcleo	LC-11-DD-20	56.45	Minerografía, IF	EC-INT	Superficie	Petrografía
DD-20-15	Núcleo	LC-11-DD-20	76.00	Minerografía, Isótopos de S	EC-RAD	Superficie	Petrografía
DD-20-18	Núcleo	LC-11-DD-20	98.15	Minerografía	GC-01	Superficie	Petrografía
DD-20-19	Núcleo	LC-11-DD-20	103.80	Petrografía	GC-01A	Superficie	Petrografía
DD-20-20	Núcleo	LC-11-DD-20	105.50	Minerografía	GC-05	Superficie	Minerografía
DD-23-02	Núcleo	LC-11-DD-23	166.15	Petrografía	GC-05A	Superficie	Petrografía
DD-23-06	Núcleo	LC-11-DD-23	47.80	Minerografía	GC-06	Superficie	Petrografía
DD-23-07	Núcleo	LC-11-DD-23	53.25	Minerografía	GC-09	Superficie	Petrografía
DD-23-09	Núcleo	LC-11-DD-23	58.00	Petrografía	GC-15A	Superficie	Petrografía
DD-23-07B	Núcleo	LC-11-DD-23	53.30	Minerografía	GC-23	Superficie	Petrografía
DD-23-08	Núcleo	LC-11-DD-23	55.50	Minerografía	GC-31	Superficie	Petrografía
DD-23-09	Núcleo	LC-11-DD-23	58.00	Petrografía	GC-36	Superficie	Petrografía
DD-23-10	Núcleo	LC-11-DD-23	59.00	Minerografía	GC-305(2)	Superficie	Isótopos de S, IF
DD-23-13	Núcleo	LC-11-DD-23	106.00	Minerografía	GC1-380A	Superficie	Minerografía, SEM-EDS
DD-30-01	Núcleo	LC-11-DD-30	83.20	Petrografía	GC1-380B	Superficie	Minerografía
DD-49-01	Núcleo	LC-11-DD-49	9.10	Minerografía, SEM	GC2-305A	Superficie	Minerografía
DD-49-02	Núcleo	LC-11-DD-49	251.50	Minerografía	LC-02	Superficie	Petrografía
DD-55-01	Núcleo	LC-11-DD-55	29.00	Petrografía	LC-03	Superficie	Petrografía, IF
DD-55-05	Núcleo	LC-11-DD-55	91.30	Minerografía	LC-04	Superficie	Minerografía
DD-55-07	Núcleo	LC-11-DD-55	263.50	Petrografía	LC-05A	Superficie	Petrografía
DD-60-01	Núcleo	LC-11-DD-60	46.80	Petrografía	LC-08	Superficie	Petrografía
DD-60-03	Núcleo	LC-11-DD-60	160.00	Petrografía	LC-09	Superficie	DRX
DD-60-04	Núcleo	LC-11-DD-60	162.35	Petrografía	LC-11	Superficie	Petrografía
DD-60-06	Núcleo	LC-11-DD-60	223.20	DRX	LC-11A	Superficie	Petrografía
DD-68-01	Núcleo	LC-11-DD-68	115.00	Petrografía	LC-12	Superficie	Petrografía
DD-68-02	Núcleo	LC-11-DD-68	128.70	Petrografía	LC-14A	Superficie	Petrografía
DD-89-03	Núcleo	LC-11-DD-89	44.40	Petrografía	LC-18	Superficie	Petrografía
DD-89-05	Núcleo	LC-11-DD-89	182.00	Petrografía	LC-19A	Superficie	Petrografía
DD-123-06	Núcleo	LC-12-DD-123	317.00	IF	Mo-LC	Superficie	Geocronología

Tabla 3.1 Relación de muestras seleccionadas en la mina La Colorada y su respectivo análisis realizado. IF=Inclusiones Fluidas; SEM=Microscopio Electrónico de Barrido; DRX= Difracción de Rayos-X.

contenido arcilloso y sedimentos. El fundamento en el que se basa esta técnica es la interferencia de los rayos-X al incidir con la muestra a analizar y su respectiva red cristalina gracias a que los rayos-x presentan una longitud de onda similar al espacio interplanar de las estructuras cristalinas.

Los rayos-X son generados en un tubo donde los electrones de alta energía, que proceden de un filamento calentado o cátodo, bombardean a un ánodo de metal (principalmente de Cu o Co), y como resultado se obtienen dos tipos de radiación con las siguientes características:

- **Radiación blanca:** es una banda continua de radiación, producto de la transformación de energía cinética en rayos-X, de los electrones del filamento que se desaceleran al golpear el ánodo.
- **Radiación característica:** los cuales son un grupo de líneas de intensidades variables, representando la energía liberada, producto del cambio o reordenamiento de los electrones en sus niveles energéticos, durante el proceso de excitación de los átomos metálicos. Dichas líneas se conocen como K, L, M, etc., dependiendo de la posición de los electrones participantes (Carretero y Pozo, 2007).

El difractor que se encuentra en el laboratorio de Rayos-X del Departamento de Geología en la Universidad de Sonora, es un difractor de Rayos-X de polvos de la marca Bruker, modelo D8 Advance (Foto 3.1) y para su funcionamiento está conformado por los siguientes componentes básicos:

- **Fuente de rayos-x:** llamada también tubo de rayos-x, el cual se encuentra al alto vacío y en donde los electrones de alta energía provenientes del filamento golpean el ánodo de Cu (mayormente usado) y son frenados rápidamente, produciendo rayos-x.
- **Filtros y monocromadores:** su función es discriminar entre las longitudes de onda deseadas.

- **Soporte para muestras y goniómetro:** el soporte tiene la función de mantener la muestra fija y el goniómetro hace que esta gire.
- **Detectores de rayos-x:** transforman la energía de rayos-x en pulsos de voltaje, la potencia del haz se registra en términos de número de cuentas por segundo.
- **Dispositivo de lectura:** este componente permite leer y procesar la información en una computadora.

El fundamento de la técnica de difracción de rayos-x está basado en la ley de Bragg, la cual establece que los rayos-x se difractan sobre los planos reticulares de los cristales, este fenómeno se presenta según un ángulo (θ), el cual depende del espacio de los mismos (Melgarejo *et al.*, 2010).

La fórmula de la ley de Bragg es la siguiente:

$$\lambda = 2 d_{hkl} \sin \theta$$

Donde:

λ = longitud de onda de los rayos-x

d_{hkl} = distancia interplanar de un plano cristalográfico con índices de Miller hkl.

La fórmula permite convertir el ángulo de difracción a la distancia interplanar de los cristales en unidades Å en donde posteriormente, basados en una base de datos digital (basada en el sistema de indexación de Hanawalt) se puede identificar el mineral en cuestión.



Foto 3.1 Difractómetro de rayos-x de polvos de la marca Bruker, modelo D8 Advance, mismo modelo que se encuentra en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

3.3 Microscopio Electrónico de Barrido (SEM - EDS)

El microscopio electrónico de barrido es una técnica muy útil para caracterizar materiales homogéneos y heterogéneos a una microescala con bastante resolución, siendo de gran ayuda para observar con más detalle minerales que no pueden ser captados o identificados en microscopía óptica, el rango de aumentos que tiene esta técnica va desde los 20X hasta los 100,000X, el límite de resolución es de 0.01 μm .

El fundamento de la técnica consiste en la interacción que existe entre un haz de electrones de la muestra. El haz puede ser estacionario o escanear un área sobre la superficie de la muestra. Cuando el haz enfocado golpea el de la superficie de la muestra, que da lugar a varias señales que se pueden detectar, esas señales son electrones secundarios (SE) y/o electrones retrodispersados

(BSE) que son producidos de la superficie de la muestra debido a la excitación producto de la interacción con el haz, esta radiación producida por la muestra presenta diferentes longitudes de onda, sin embargo, los más utilizados corresponden a los de la radiación X. Por consiguiente, se comparan las longitudes de onda o las intensidades de los rayos-x con procedentes de patrones (McMahon, 2007; Carretero y Pozo, 2007), mediante esta técnica es posible obtener información sobre la composición química, tipografía, cristalografía, número atómico medio, etc.

Goldstein *et al.* (2003) divide el microscopio electrónico de barrido en dos componentes principales, que constan de una columna de electrones y una consola de control.

Hoy en día la mayoría de los tubos de rayos catódicos son reemplazados por pantallas de LCD. Cuando el haz de electrones golpea la muestra, los electrones secundarios pueden ser liberados de la superficie de la muestra. Algunos de ellos van a un colector (C). La corriente de electrones se amplifica y la señal se utiliza para modular la intensidad de la luz en la pantalla. Correspondiendo uno a uno la relación entre el número de electrones secundarios, de un punto único en la muestra y la intensidad de luz en el punto correspondiente en la pantalla. Los grandes aumentos son ahora fáciles de obtener, mientras que los pequeños aumentos son más difíciles debido al ángulo de deflexión del haz (Hjelen, 1989). Las variables más importantes que afectan a la resolución y el rendimiento son el voltaje de aceleración de los electrones, la corriente de haz, el tamaño de la abertura y la distancia de trabajo entre las muestras y el lente del objetivo (Moen, 2006).

Las muestras del presente estudio se analizaron en el microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-5410LV del Departamento de Investigación de Polímeros y Materiales de la Universidad de Sonora (Foto 3.2).



Foto 3.2 Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-5410LV del Departamento de Investigación de Polímeros y Materiales de la Universidad de Sonora

3.4 Geocronología Re-Os

Los análisis geocronológicos con Re-Os fueron realizados en la Universidad de Arizona (University of Arizona), siguiendo el método descrito por Mathur *et al.* (2002) y Teixeira-Correia *et al.* (2007).

Las concentraciones de Re y Os se determinan por técnicas de dilución isotópica, usando soluciones trazadoras de composición conocida (*spikes*). En general, esos *spikes* están enriquecidos en ^{185}Re y ^{190}Os . Se coloca una cantidad de aproximadamente 0.05-0.1g de molibdenita, la cual fue colectada manualmente, en un tubo Carius con 4ml de agua regia invertida y 1ml de H_2O_2 . Mientras que los reactivos, la muestra y *spikes* estaban congelados, el tubo Carius se selló, se colocó en un horno y fue calentado a 220°C por 15 horas. Después se congeló el tubo Carius, se abrió y se añadieron 5ml de solvente CCl_4 a la solución ácida congelada. Una vez descongelada, la mezcla

solvente de agua regia se transfirió a tubos falcon de 50ml, se agitó y se centrifugó para separarla en capas de un solvente orgánico y ácido. La capa de solvente orgánico, que contiene el Os, se separó de la capa ácida y se repitió el procedimiento de nuevo con 5ml de CCl₄. El Os se extrae de nuevo del disolvente orgánico en ácido bromhídrico concentrado, que se seca y posteriormente se purifica para espectrometría de masas por técnicas de microdestilación (Birck *et al.*, 1997). A continuación, el osmio se cargó sobre filamentos de platino con Ba(OH)₂ para aumentar la ionización. Después de la separación del osmio, se seca de la solución ácida restante. El renio fue extraído y purificado a través de dos columnas de intercambio aniónico, utilizando resina AG1-X8 (100-200 mallas) y se cargó en filamentos de platino con BaSO₄ o filamentos de níquel con Ba(NO₃)₂.

Las muestras fueron analizadas por espectrometría de masas de ionización térmica negativa (N-TIMS) (Creaser *et al.*, 1991) en un espectrómetro de masas VG 54. Las edades de la molibdenita fueron calculadas usando un decaimiento constante de ¹⁸⁷Re de 1.666 x 10⁻¹¹ por año (Smoliar *et al.*, 1996). Las edades fueron reportadas con un error de 0.5%, el cual se considera un estimado conservador y refleja todas las fuentes de error (p ej., incertidumbre en el decaimiento constante de Os (0.31%), calibraciones de los *spikes* de ¹⁸⁵Re y ¹⁹⁰Os (0.08% y 0.15% respectivamente), y los errores analíticos y de pesaje (Barra *et al.*, 2005).

3.5 Isótopos estables de S

Los isótopos son elementos que tienen un mismo número de electrones, un mismo número de protones (número atómico), pero difieren en la cantidad de neutrones en el núcleo, razón por la cual tienen diferente masa atómica. Los isótopos estables no sufren decaimiento radiactivo y se combinan con otros elementos para formar moléculas, iones complejos y, por lo tanto, participan en la formación de minerales. Estos isótopos sufren fraccionamiento, es decir que son afectados por procesos de separación físicos como la evaporación y la precipitación, procesos que esencialmente involucran fluidos. Los isótopos más pesados o con mayor masa tienden a quedar en la fase fluida y los isótopos más ligeros o de menor masa quedan preferentemente en la fase vapor.

Gracias al estudio de los isótopos estables se ha profundizado en el conocimiento de los fluidos circulantes y de los efectos de interacción fluido-roca; pueden ser usados también como geotermómetros o paleotermómetros, así como trazadores de la fuente del elemento estudiado.

Para este estudio solo se realizaron análisis de isótopos estables de azufre.

Los isótopos de S pueden ser de gran importancia para la comprensión de ciertos tipos de ambientes, de su origen en muchos yacimientos minerales y en el reconocimiento de otras características fisicoquímicas de transporte y depósito de los metales.

Existen 4 isótopos de azufre, los cuales de mayor a menor abundancia corresponden a ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S y ^{36}S . El estándar es el meteorito de hierro (condrita) del Cañón del Diablo con un $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 0.0450045$ (Macnamara y Thode, 1950; Ault y Jensen, 1963; Rye y Ohmoto, 1974).

Las especies en la naturaleza que contienen azufre, en diferentes concentraciones, son el azufre nativo, minerales sulfatos y sulfuros, los gases H_2S y SO_2 , así como iones de S oxidados y reducidos (Figura 3.1).

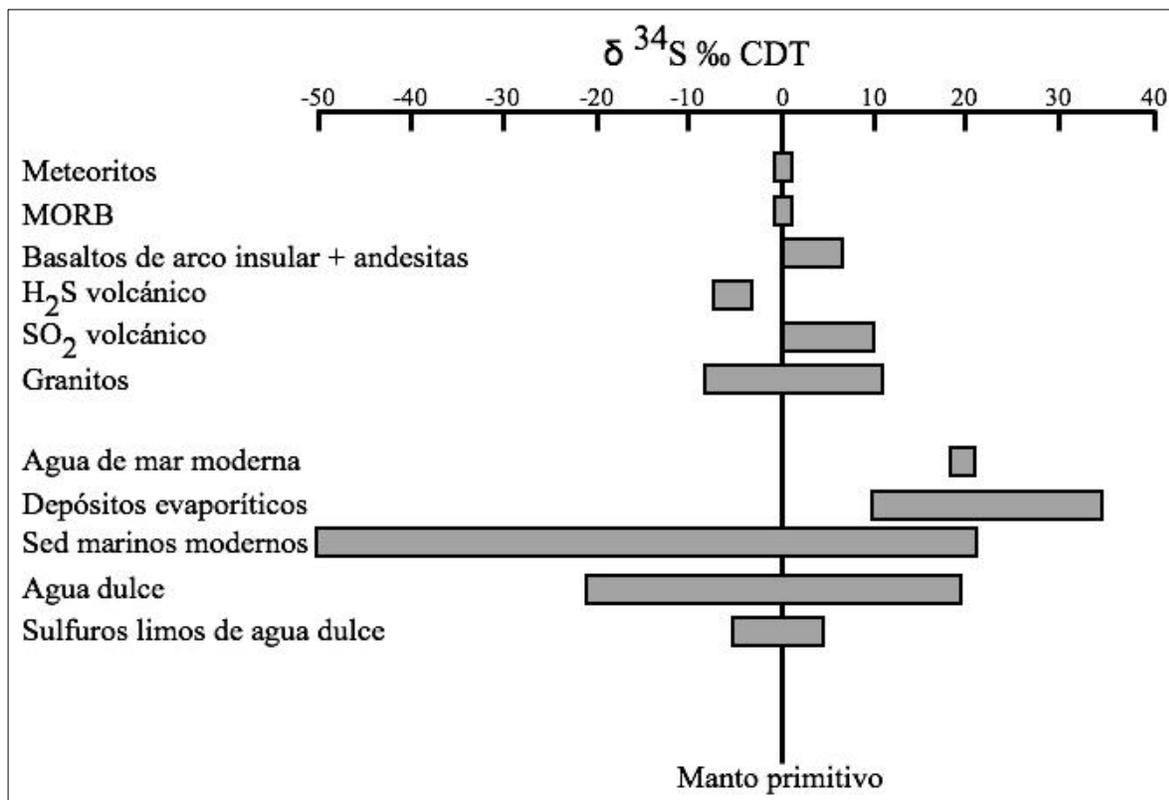


Figura 3.1 Datos isotópicos de S para distintos reservorios naturales según diferentes autores. (Rollinson, 1993).

El uso de los isótopos de S en geotermometría en minerales coexistentes tiene como condicionante que estos minerales se encuentren en equilibrio (equilibrio isotópico). Los pares minerales más sensibles a usarse como termómetros isotópicos son aquellos de curvas más separadas entre el par mineralógico. En este caso, el orden de mayor a menor sensibilidad entre estos pares sería:

sulfato-sulfuro >> pirita-galena > esfalerita (o pirrotita)-galena > pirita-calcopirita > pirita-esfalerita.

Si un par mineral da temperaturas razonables indica posible equilibrio y se puede asumir que ambos minerales se formaron a partir de soluciones uniformes en temperatura y química.

Para su análisis las muestras se convierten en gas y luego se analizan en un espectrómetro de masas, el cual es un aparato que, mediante un campo magnético, separa átomos o moléculas cargadas eléctricamente de acuerdo a su diferencia de masa. Consta de un sistema de introducción de la muestra, uno de ionización, un electroimán y un sistema de detección.

Para la determinación de ^{34}S , la muestra primero se convierte a SO_2 para permitir su análisis por un Espectrómetro de Masas de relaciones Isotópicas (IRMS, Isotope Ratio Mass Spectrometer). En esta técnica las muestras se colocan en cápsulas de estaño limpias y se cargan dentro de un muestreador automático. Luego se dejan caer en un horno de combustión mantenido a 1080°C , donde se quema en presencia de un exceso de oxígeno. Las cápsulas de estaño entran en combustión, provocando que se eleve la temperatura en las proximidades de la muestra hasta alcanzar los 1700°C . Los productos gaseosos de la combustión son entonces barridos en una corriente de helio a través de óxido de tungsteno y óxido de zirconio, y después se reducen a través de cables de cobre de alta pureza. El agua se remueve por una membrana Nafion, permeable solo al agua. El dióxido de azufre se separa por medio de un cromatógrafo de gases mantenido a una temperatura isotérmica.

El pico cromatográfico de SO_2 resultante entra en la fuente de iones del IRMS, donde se ioniza y se acelera. Las especies de gas de diferente masa se separan en un campo magnético y se miden simultáneamente mediante un conjunto de colectores universales de copas Faraday. Para el SO_2 , se monitorean las masas de 64, 65 y 66.

3.6 Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son los únicos testigos directos de los fluidos que han circulado e interactuado con la corteza, pero su interpretación es posible siempre y cuando se hayan comportado como un sistema cerrado desde su atrapamiento, sin que su volumen y/o su composición hayan sufrido cambios con el tiempo (Roedder, 1984; González-Partida et al., 2008; Camprubí, 2010). En el depósito La Colorada se consideró utilizar esta técnica con el fin de conocer datos como la composición de los fluidos relacionados a las mineralizaciones identificadas, además de sus densidades.

A lo largo de los años se han hecho varios estudios descriptivos de la técnica y utilidad del análisis de inclusiones fluidas en los sistemas hidrotermales, entre los que destacan los realizados por Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Roedder y Bodnar (1997) y Wilkinson (2001), entre otros.

Hay muchas formas de clasificar las inclusiones fluidas, pero una de los esquemas de clasificación más útiles relaciona el tiempo de formación de la inclusión con el tiempo de formación del mineral huésped. Las inclusiones *primarias* son las que se forman durante, y como consecuencia del crecimiento del cristal huésped. Si el cristal se fractura después de formado, puede entrar algo de fluido a las fracturas y quedar atrapado como inclusiones fluidas *secundarias*. Si el fracturamiento ocurre durante el crecimiento del cristal, pueden quedar atrapadas inclusiones fluidas *pseudo-secundarias* mientras el cristal continúa desarrollándose.

Para el análisis de inclusiones fluidas es necesario la preparación de secciones doblemente pulidas del tamaño de una sección normal, pero mucho más gruesas que las usadas para estudios petrográficos. La calidad del pulido depende de la transparencia del mineral huésped y el tamaño y abundancia de la inclusión.

La clasificación temporal de las inclusiones fluidas es crítica para la interpretación del origen y evolución del mineral huésped. La relación textural entre las inclusiones fluidas y la roca huésped se estudia a detalle con petrografía, empezando con un estudio cuidadoso de las diferentes poblaciones de inclusiones fluidas, para determinar si son representativas del fluido característico envuelto en el proceso. El estudio petrográfico debe proporcionar información como número de inclusiones, su tipo y cronología respecto a los eventos geológicos, etc.

El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se realiza usando una platina de calentamiento y enfriamiento, un artefacto que permite incrementar y disminuir la temperatura en un amplio rango, entre -200°C y +600°C aproximadamente. Esta platina se coloca en un microscopio, de tal forma que puedan observarse los cambios de fase que ocurren con los cambios de temperatura.

Para el presente estudio, se seleccionaron 6 muestras representativas de los diferentes tipos de vetillas relacionadas a la mineralización del depósito La Colorada, las cuales fueron obtenidas de núcleos de barrenación y muestras superficiales de los tajos. Las láminas delgadas doblemente pulidas fueron preparadas en un taller particular, y el análisis se efectuó con un microscopio petrográfico de luz transmitida marca Olympus, el cual tiene adaptado una platina térmica Linkam THMSG 600, que permite el calentamiento de muestras hasta los 600 °C, y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido, que baja la temperatura hasta los -196 °C, y que es parte del equipo geoquímico del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora (Foto 3.3).

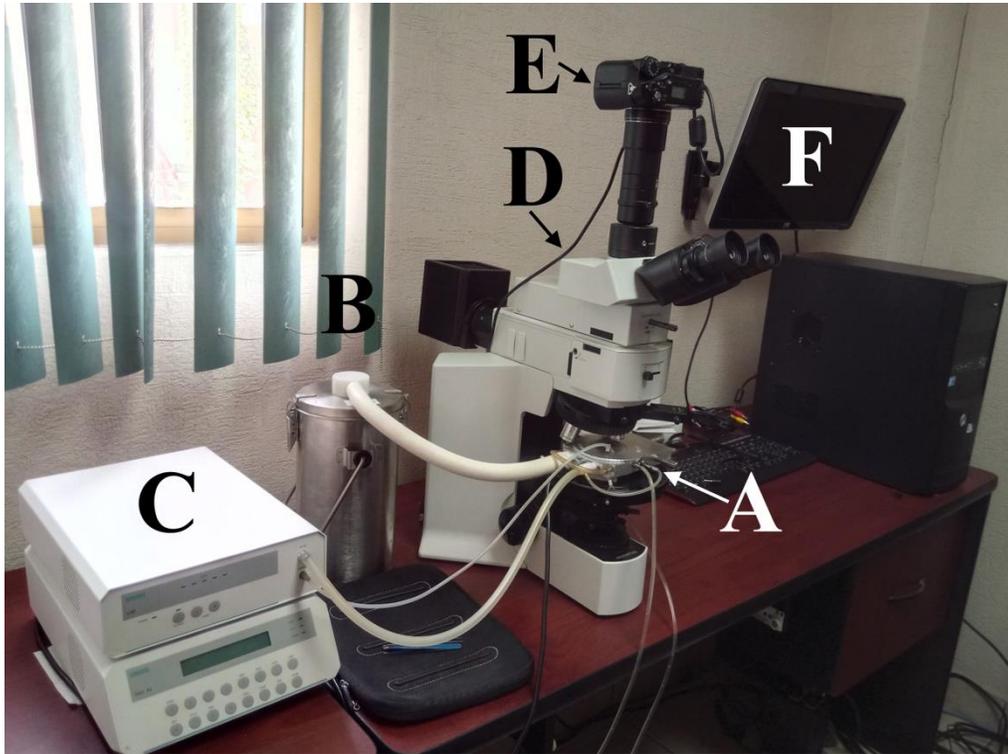


Foto 3.3 Equipo utilizado para el estudio de inclusiones fluidas, consiste de una platina calentadora y refrigeradora marca Linkam THMSG 600 (A), tanque de nitrógeno (B), dispositivo controlador de temperatura y microscópio de luz transmitida y reflejada marca Olympus (D), al cual se conecta una cámara (E) que permite proyectar lo observado en una pantalla (F).

CAPÍTULO 4: Contexto geológico regional

La zona mineralizada de La Colorada se localiza en las estribaciones más occidentales de la Sierra Madre Occidental, dentro de la provincia fisiográfica Llanura Sonorense, y la subprovincia Sierras y Llanuras Sonorenses (INEGI, 2001; ver Figura 1.2), conocida en inglés como “*Basin and Range*”. Tectónicamente, La Colorada fue ubicada primeramente dentro del basamento precámbrico del terreno Caborca (Campa y Coney, 1983); posteriormente, en 1984, estos mismos autores incluyeron al terreno Cortés, compuesto por rocas paleozoicas de ambiente marino profundo, dentro del cual se localiza el área de la mina La Colorada, muy cerca del límite con el anteriormente mencionado terreno Caborca (Figura 4.1). Otra clasificación tectonoestratigráfica usada frecuentemente es la realizada por Sedlock (1993), en la cual el área de estudio estaría ubicada en el denominado terreno Seri, descrito como rocas arrecifales y de cuenca, del proterozoico tardío al paleozoico, depositadas sobre la corteza continental Proterozoica de Norteamérica. El terreno Seri limita al Noreste con la inferida megacizalla Mojave-Sonora, al oeste limita por una falla inversa con el terreno Yuma y al sur por una falla inferida en su contacto con el terreno Tahué.

La geología de la región varía en rocas con edades que van desde el proterozoico hasta el cenozoico. Las rocas del basamento, las cuales afloran al norte de La Colorada, consisten de gneises, esquistos y cuarcitas cortadas por plutones, fechadas en 1710 y 1750 Ma, y representan algunas de las rocas más antiguas expuestas en México (Zawada *et al.*, 2001).

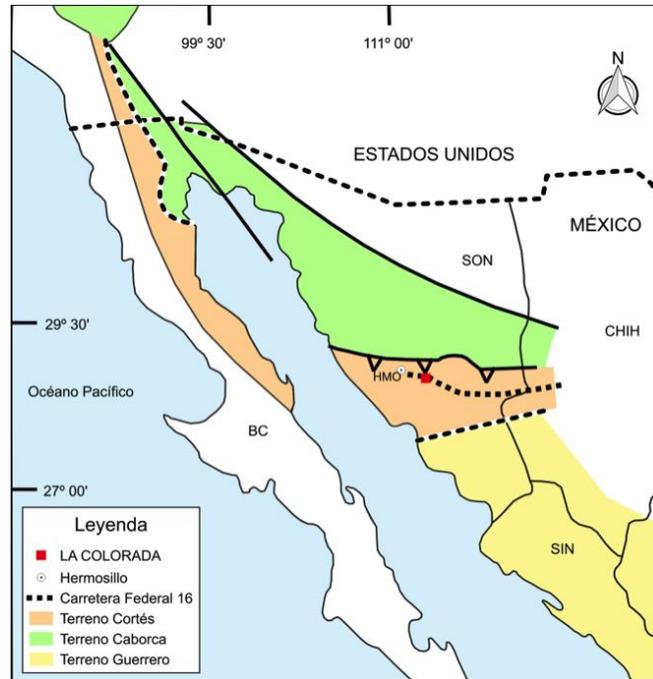


Figura 4.1 Ubicación del área de estudio dentro del terreno tectonoestratigráfico Cortés (Coney y Campa, 1984).

De la más antigua a la más joven, a continuación, se proporciona una breve descripción de los principales grupos de rocas que afloran en la región.

4.1 Paleozoico

En Sonora central existen dos dominios paleozoicos que se diferencian en estratigrafía y paleogeografía. El primer dominio consiste de estratos carbonatados arrecifales, con estratos de plataforma profunda carbonatada en la cima del Misisípico tardío al Pérmico (Radelli, 1987; Poole y Madrid, 1988; Gastil, 1991; Poole y Amaya-Martínez, 2000). El segundo dominio se constituye generalmente por capas detríticas y carbonatadas de grano fino de edad pensilvánica que reflejan un ambiente de cuenca (Miller *et al.*, 1992; Howell y Wiley, 1987; Radelli *et al.*, 1987).

En la secuencia carbonatada de plataforma, referida también como “arrecife carbonatado”, se incluyen sedimentos clásticos y carbonatados, que fueron depositados en un ambiente marino

somero con abundante fauna, la cual indica edades con rangos desde el Cámbrico hasta el Pérmico (Radelli, 1987). Estas rocas pueden ser encontradas en varias localidades al noreste, noroeste y centro del estado como es el caso de la Sierra El Tule y Los Ajos (González-León, 1986) y Sierra Agua Verde (Ochoa-Granillo y Sosa-León, 1993). Otras localidades correspondientes a la “Plataforma pérmica”, serían el Cerro de Cobachi y Sierra Martínez (Radelli *et al.*, 1987).

La secuencia turbidítica, perteneciente al segundo dominio, está constituida por sedimentos clásticos de grano fino a medio depositados en ambientes marinos de cuencas oceánicas profundas, los cuales presentan rangos de edad ordovícica hasta el devónico, teniendo un hiatus en el silúrico.

Las rocas de edad Paleozoica, que han sido específicamente identificadas y cartografiadas en La Colorada, está representado por dos secuencias. La primera secuencia es de origen sedimentario, constituida por calizas y areniscas de cuarzo metamorfoseadas de edad cámbrico medio a ordovícico inferior; donde se encuentran también intercalaciones de lutitas, pedernal, arenisca, pizarras y limolitas, asignadas a la Formación San Antonio, descrita en trabajos internos previos (Lewis, 1995). La segunda secuencia, también de origen sedimentario, pero sin metamorfismo, está compuesta por caliza y arenisca, de edad Mississippico a Pérmico inferior.

4.2 Mesozoico

Rocas del Triásico en Sonora han sido identificadas en pocas localidades, como es el caso al oeste de la ciudad de Caborca en el área denominada como El Antimonio, donde se tiene una secuencia conformada de lodolitas, calizas, limolitas, areniscas y lutitas fosilíferas pertenecientes a la Formación Antimonio (González-León, 1980). Hacia el centro de Sonora, rocas de la misma

edad han sido reconocidas y denominadas como Grupo Barranca, el cual contiene yacimientos de carbón (antracita) y grafito, en donde la elevada madurez del carbón es producto de un metamorfismo regional de muy bajo grado y de contacto localmente muy alto (Weber *et al.*, 1980). En las zonas cercanas al área de estudio no han sido identificadas rocas de esta edad, aunque hacia el sur-sureste del distrito, y en discordancia con las secuencias paleozoicas, afloran dos unidades litológicas de edad Triásico superior, la primera constituida por una alternancia de areniscas y limolitas, y la segunda secuencia compuesta por un conglomerado oligomítico intercalado en las areniscas-limolitas (Lewis, 1995).

Las rocas volcánicas cretácicas en esta zona están representadas por rocas intrusivas que van desde el tipo granodiorita a cuarzomonzonita y secuencias volcánicas que se encuentran afectando y cubriendo a las rocas sedimentarias más antiguas. Esta secuencia de rocas volcánicas ha sido definida como Formación Tarahumara, la cual tiene un espesor de más de 2,500 m, y está compuesta por derrames dacíticos, aglomerados y brechas andesíticas con horizontes piroclásticos félsicos intercalados, y han sido reportadas por Dumble (1900), Wilson y Rocha (1946), McDowell *et al.* (1997), y McDowell *et al.* (2001) en la parte centro-sur del estado de Sonora.

En esta región, esta secuencia ha sido dividida en tres miembros, con presencia de delgados horizontes de caliza intercalados con rocas epiclásticas en la parte superior de cada uno de ellos, sugiriendo la formación temporal de cuencas intra-volcánicas, rellenas con agua dulce (McDowell *et al.*, 1997; Flores-Vázquez, 2006). Estudios geocronológicos utilizando el método U-Pb en zircón (McDowell *et al.*, 2001) arrojan edades de 89 y 70 Ma en rocas próximas al miembro inferior y la cima del miembro medio respectivamente, esto en la sección Arroyo Las Uvalmas-Cerro Tarais, y en el Arroyo Obispo, al sur del poblado de Suaqui Grande. En algunas localidades en el estado de Sonora, estos horizontes calcáreos han sido metasomatizados y reemplazados por

cuerpos mineralizados de Pb-Zn-Cu, como ha sido reportado por Flores-Vázquez (2006) y Zúñiga-Hernández (2010).

Más recientemente, estas mismas secuencias han sido correlacionadas con las rocas volcánicas de la Formación Mesa descrita por Valentine (1936) en el distrito de Cananea, compuestas de tobas andesíticas, lahares y flujos volcánicos con edades de entre 67 y 69 Ma fechados por Meinert (1982) y Wodzicki (1995), respectivamente. De la misma forma, en el distrito minero La Caridad, rocas volcánicas correlacionales con esta formación fueron datadas por Rascón-Heimpel *et al.* (2012), con edades del orden de ~64 Ma, las cuales parecen corresponder a la parte superior de la Formación Tarahumara. Estas mismas rocas han sido identificadas en algunas localidades del estado de Chihuahua a nivel regional.

En esta región de Sonora, dentro del área a nivel regional, se tienen una serie de intrusivos variando en composición desde granito, granitos-granodioritas a dioritas con la presencia de algunos pórfidos monzoníticos afectando a las rocas sedimentarias del Paleozoico.

4.3 Cenozoico

Las rocas volcánicas terciarias son de composición mayormente intermedia a félsica, e incluyen andesitas, dacitas y riolitas, asociadas mayormente a la distensión en Sonora (McDowell *et al.*, 1997). Regionalmente, se puede observar una unidad andesítica de edad Oligoceno temprano, distribuida al norte de la mina La Colorada, y en la base del cerro La Colorada (Figura 4.2), al igual que una serie de diques dacíticos del Oligoceno tardío.

Cubriendo discordantemente a estas rocas volcánicas oligocénicas, se encuentra un conglomerado polimíctico del Mioceno temprano, conocido en la región como Formación Báucarit, la cual fue depositada en bajos topográficos rellenando pequeñas cuencas del Mioceno

como *molasas* continentales. La Formación Báucarit ha sido fechada regionalmente y se ha obtenido un período de deposición de ~23 a 17 Ma (Montigny *et al.*, 1987; Paz-Moreno, 1992; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997). Se constituye de depósitos de conglomerados, areniscas y areniscas arcillosas medianamente consolidadas, que se encuentran rellenando las cuencas de los valles alargados de Sonora. En la Formación Báucarit se distingue un miembro superior clástico sedimentario que se formó durante la deformación de sierras y valles paralelos (*Basin and Range*), sus principales componentes son conglomerados, cuyos clastos tienen una composición litológica correspondiente a las sierras adyacentes, areniscas y limolitas en una proporción menor. Dentro de esta secuencia se pueden encontrar intercalaciones de rocas volcánicas de composición basáltica y andesítica. La Formación Báucarit aflora extensamente en el valle del Río Yaqui y, generalmente se encuentra en cuencas alargadas con rumbo NW-SE.

La Formación Báucarit está siendo cubierta, discordantemente, por las rocas híper-alcalinas del Mioceno medio, las cuales pueden observarse aflorando en el Cerro La Colorada, y otras áreas en la región. Esta secuencia de lavas riolíticas, ignimbritas y areniscas tobáceas que sobreyacen a los conglomerados de la Formación Báucarit son conocidos regionalmente como la Formación Lista Blanca, a la cual se atribuye una edad de 10.4 Ma (Morales-Montañaño *et al.*, 1990; Bartolini *et al.*, 1994).

En la región de Mesa Grande, la Formación Lista Blanca está sobreyacida en discordancia por basaltos de olivino recientes que forman mesetas (Roldán-Quintana, 2002), los cuales afloran también en el área de La Colorada.

4.4 Cuaternario

Cubriendo toda la secuencia, el Cuaternario está representado por grava-arena y arena-limo y depósitos de aluvión derivados de las zonas montañosas aledañas.

4.5 Geología estructural y tectónica regional

Las rocas plutónicas del Batolito Sonorense, emplazado durante el Cretácico tardío – Eoceno de acuerdo a Valencia-Moreno *et al.* (2006) y González-León, (2011) afloran también en gran parte de la región, y están compuestas de intrusiones de composición granítica-granodiorítica a diorítica, todas ellas emplazándose dentro de las unidades pre-existentes, e imprimiéndoles por lo regular un metamorfismo de contacto importante (Mead *et al.*, 1988; Lavariega-Trujillo, 2004). El plegamiento hacia el oeste y el fallamiento de empuje, observado en la región, está asociado con la orogenia Larámide, un evento compresivo ocurrido durante el Cretácico tardío-Paleoceno caracterizado por una dirección de acortamiento principal NE-SW. El llamado Complejo Volcánico Inferior está compuesto por estas rocas batolíticas y las volcánicas asociadas (McDowell y Keizer, 1977).

Durante el Eoceno tardío y gran parte del Oligoceno, se produjo una secuencia volcánica de más de 1000 m de espesor en la Sierra Madre Occidental, la cual está formada por ignimbritas riolíticas intercaladas con lavas basálticas y, raramente, con rocas intermedias denominadas como Supergrupo Volcánico superior (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1981; Aranda-Gómez *et al.*, 1997). Durante el Terciario, se produjo un cambio de régimen tectónico, pasando de compresivo a fines del Cretácico y principios del Terciario, a extensional durante el Terciario medio (Calmus *et al.*, 2011), formando el conocido “*Basin and Range*”. Dentro de este evento extensional se incluyen la formación de las zonas de fuerte exhumación e intensa deformación

extensional de los “*metamorphic core complexes*”, así como por el desarrollo de grandes y extensas fallas normales con rumbo N-NE, que produjeron estructuras tipo horst y graben o de semi-grabens escalonados, donde se depositaron gruesas secuencias de rocas clásticas que, generalmente, se intercalan con volúmenes menores de rocas volcánicas de composición máfica a félsica (Formación Báucarit) (McDowell *et al.*, 1997). Contemporáneamente, se extrusieron gruesos paquetes de rocas volcánicas basálticas en la región norte de Guaymas y San Carlos, sin observarse sedimentos detríticos intercalados. Estas rocas tienen una firma calcoalcalina, asociada a arcos volcánicos (Till, 2005). Posteriormente, se han localizado grandes volúmenes de dacitas y riolitas, así como flujos piroclásticos y lahares, en la Sierra de Santa Úrsula y Sierra Libre (Paz Moreno, 1992; MacMillan *et al.*, 2003), siendo infrayacidas por basaltos y una unidad ignimbrítica (MacMillan *et al.*, 2006), la cual está ampliamente distribuida en la parte central de Sonora y parte de Baja California, y su geoquímica indica un carácter hiperalcalino asociado a un cambio tectónico ocurrido durante las etapas tempranas de la apertura del Golfo de California. Dicho cambio tectónico generó, posteriormente, fallas de rumbo dextrales y cuencas de separación, que actualmente son activas a lo largo del sistema de fallas del golfo de California (Vega-Granillo *et al.*, 2015).

CAPÍTULO 5: Geología de la Mina La Colorada

La mina La Colorada corresponde a un sistema de vetas con dirección SW-NE a casi E-W, con echados preferenciales desde 45° a casi verticales, con un promedio de 75° hacia el NE, y las cuales se prolongan por más de 450 m de longitud y de 100 m a más de 250 m de profundidad (Lewis, 1995), cortando las secuencias sedimentarias paleozoicas, volcano-sedimentarias mesozoicas y rocas intrusivas cretácicas-paleógenas (laramídicas) anteriormente descritas, y desarrollando cuerpos mineralizados que han sido minados en tres tajos denominados como El Crestón, localizado en el extremo este del área de mina, y dos tajos conocidos como La Colorada y Gran Central (Figura 5.1). Para cada uno de estos tajos se hicieron una serie de caminamientos llevando a cabo mapeo a detalle en distintos bancos de los tajos, con el propósito de describir la geología, alteración y mineralización de manera general, apoyándose en descripción de barrenos estratégicamente localizados en una serie de secciones geológicamente orientadas de manera perpendicular a las direcciones de las estructuras mineralizadas.

En la siguiente sección se describen en forma detallada y geocronológica, de la más antigua a la más reciente, cada una de las unidades que afloran el área de los tajos que conforman este depósito tratando de ver una secuencia de depositación e intrusión de las distintas unidades presentes en esta zona, y el de mostrar diferencias o variaciones en su comportamiento litológico, de alteración y mineralización principalmente. Esto es con el fin de que toda esta información recabada en el campo, se pueda complementar con estudios isotópicos, geotermometría, y geocronológicos determinados en este estudio, y que contribuyan en el mejor entendimiento geológico-geoquímico de la formación de este depósito.

El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

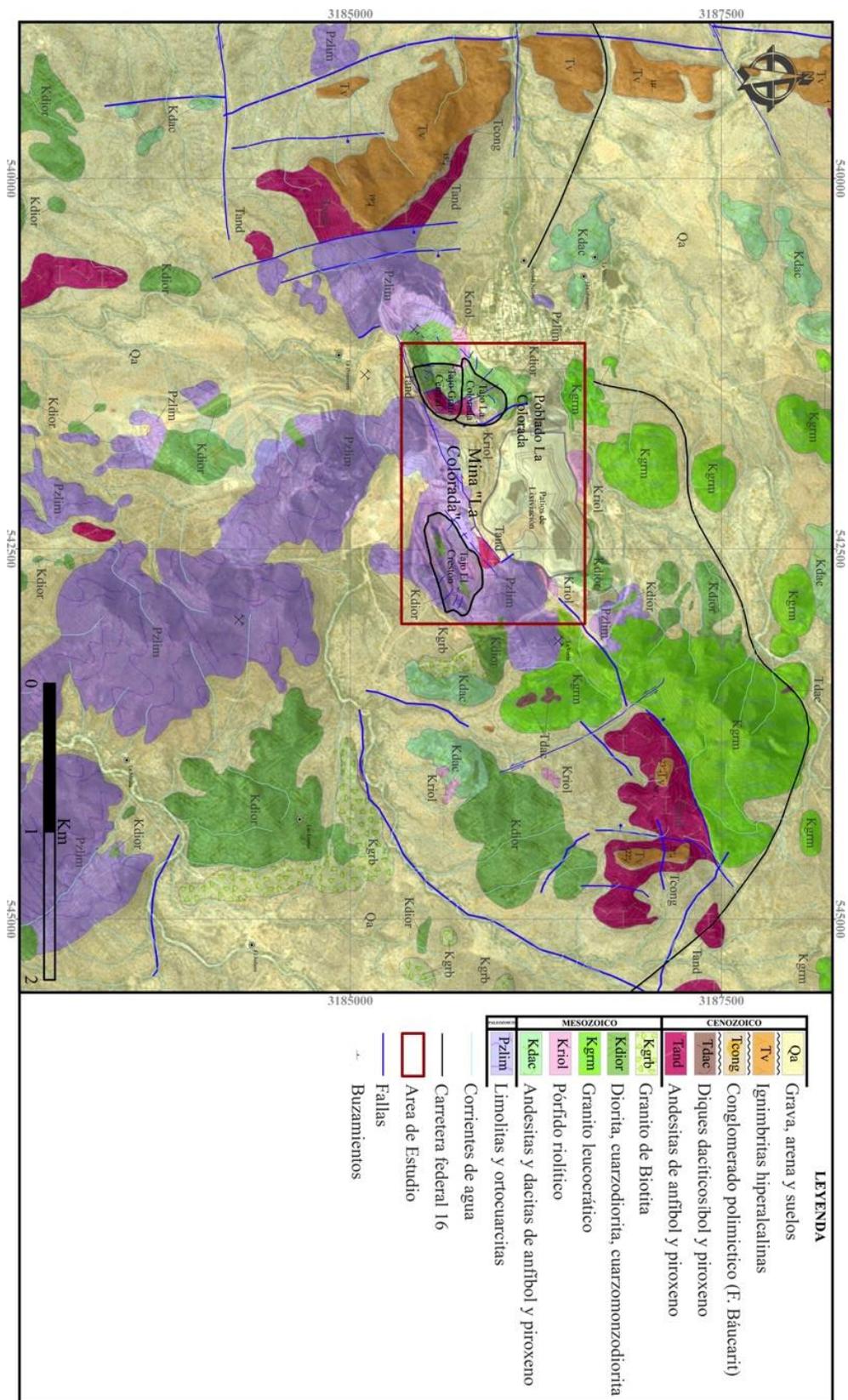


Figura 5.1 Mapa geológico de la mina La Colorada, modificado de Irondo *et al.*, 2013

5.1 Limolitas y ortocuarcitas metasedimentarias (Pzlim)

Esta secuencia aflora principalmente en el tajo El Crestón, ubicado en la parte más oriente del área de la mina La Colorada. Las rocas expuestas en esta sección del distrito corresponden al denominado Grupo San Antonio, al cual se le ha asignado un espesor de más de 2,200 metros en la región, con un promedio de 1,700 metros en el área de mina. La edad de estas rocas ha sido asignada por la presencia de graptolitos en las lutitas del paquete, considerada como ordovícico (Lewis, 1995). La secuencia es típica de estratos de agua profunda, similares en sus características físicas, geológicas y edad a aquellos observados en los estados de California y Nevada en los Estados Unidos de Norteamérica. Generalmente, esta secuencia tiene una tendencia a cambiar de unidades ricas en carbonatos en las unidades inferiores, pasando a unidades clásticas finas en las unidades superiores.

En la mina La Colorada, este tipo de rocas también afloran en los tajos La Colorada y El Crestón y zona de patios de lixiviación. Fueron afectadas por intrusivos laramídicos y cuerpos hipabisales de composición dacítica y andesítica, imprimiéndoles un efecto de metamorfismo de contacto (metasomatismo), el cual se describe más adelante. Por ser la parte más accesible, se realizaron algunos caminamientos en la parte este del tajo El Crestón, sobre todo a diferentes elevaciones (430 y 400m), con secciones cortando a las estructuras mineralizadas, permitiendo hacer interpretaciones geológicas en esta parte del tajo como se muestra en la Figura 5.2.

Las rocas paleozoicas en esta parte del tajo, comprenden una secuencia de rocas principalmente de carácter terrígeno, compuesta principalmente de areniscas de grano fino con estratos de 1-2m de espesor, intercalada con limolitas finamente laminadas con esporádicos horizontes de calizas recrystalizadas. Esta secuencia muestra una dirección predominante NW-SE en el rumbo de sus capas y buzamientos de 80° hacia el NE, aunque en partes se observan actitudes

diferentes, indicando que la secuencia presenta una fuerte deformación con un plegamiento posiblemente relacionado a la orogenia Larámide (Vega-Granillo *et al.*, 2015).

Además, esta secuencia ha sido afectada por metamorfismo, imprimiéndole a las rocas sedimentarias un aspecto de “*hornfels*”, con presencia de granates finos dispuestos en zonas irregulares, en partes pareciendo seguir la estratificación y/o estructuras (¿skarnoides?), acompañados de una fuerte recristalización en los horizontes calcáreos, en partes dándoles una apariencia de marmorización (Foto 5.1).

La presencia de un cuerpo ígneo en la parte baja central de este tajo, de composición diorítica (Kdior), podría ser el causante de este metamorfismo, aunque observaciones de campo, parecen indicar una previa deformación a la intrusión (deformación pre-larámide), con el desarrollo de un probable metamorfismo regional, con una superposición más local de metamorfismo de contacto.

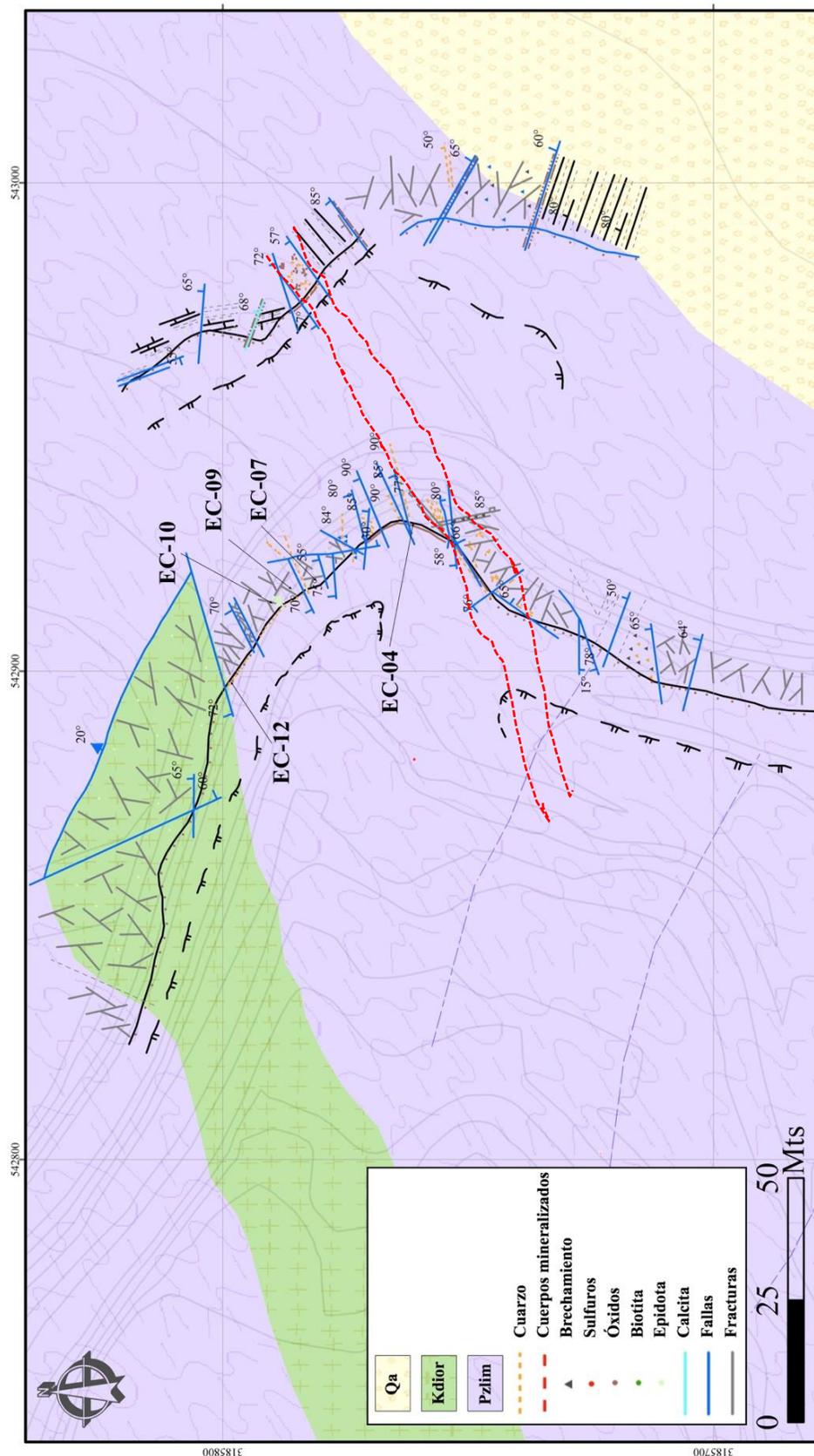


Figura 5.2 Geología general del área de Tajo El Crestón, donde se puede apreciar que la roca que aflora predominantemente corresponde a rocas paleozoicas conformadas por limolitas-ortocuarcitas, las cuales fueron afectadas por metamorfismo regional, y posteriormente por intrusivos y cubiertas por secuencias volcánicas posteriores.



Foto 5.1 Afloramientos de las rocas sedimentarias Paleozoicas en el tajo El Crestón. En la imagen superior, la línea punteada indica el contacto de un intrusivo con la limolita, encontrándose una recristalización más intensa hacia las orillas del contacto con el intrusivo. En la imagen inferior, se alcanza a observar la estratificación de esta unidad en el afloramiento (líneas amarillas), con horizontes calcáreos intercalados con otros horizontes más detríticos.

Estudios petrográficos de una muestra proveniente de los sedimentos finos del tipo limolita, recolectados cerca de las estructuras mineralizadas y definida como EC-04 (ubicación indicada en la Figura 5.2), muestran una roca de grano fino, con presencia de óxidos de hierro (hematita) en fracturas, y cortada por delgadas vetillas de cuarzo de <5mm de ancho, y con direcciones diferentes cortándose unas a otras (Foto 5.2A). En sección delgada en esta muestra se observa una textura fina, con fuerte presencia de cuarzo fino de <0.1mm de diámetro, fuertemente entremezclados y con contactos irregulares entre ellos producto de recristalización, con fuerte presencia de epidota, clorita, moscovita y, posiblemente, flogopita que en parte cubre la textura y composición original de la roca (Foto 5.2 B y C). En otras partes se tiene la presencia de granate, con etapas de cuarzo tardío (Fotos 5.3 A y B).

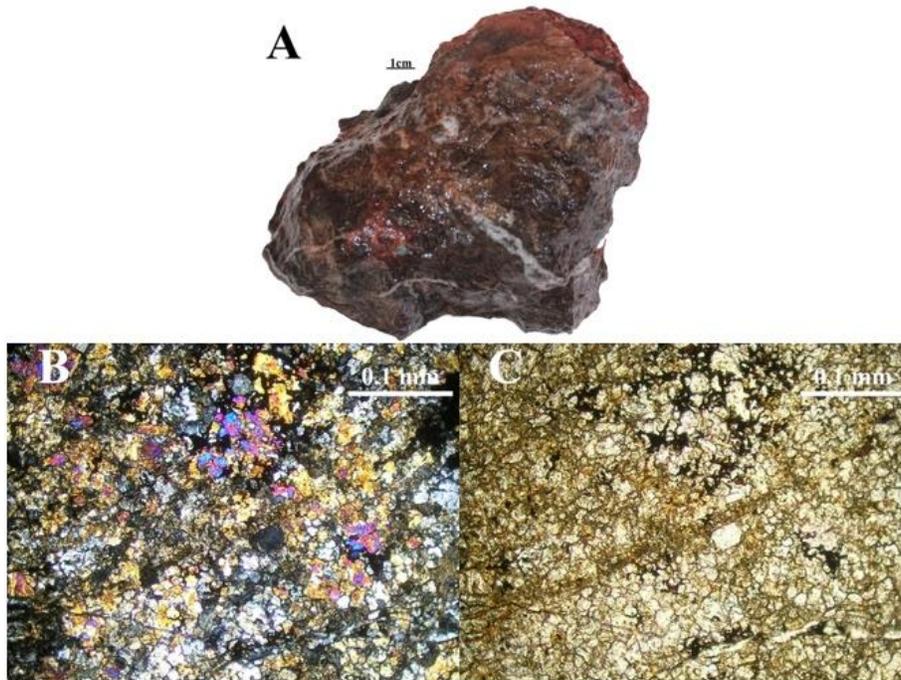


Foto 5.2 A. Muestra EC-04 correspondiente a limolita. En muestra de mano (A) se observan colores marrones rojizos por presencia de óxidos de hierro (hematita), cortada por vetillas irregulares de cuarzo de <1cm de ancho. En B y C, Fotomicrografías en luz polarizada y natural de la muestra anterior, mostrando los cristales de cuarzo (color claro) parcialmente cubiertos por una marcada presencia de clorita y epidota. En C, corresponde a la misma muestra que en B pero en luz natural, mostrando la presencia de minerales oscuros (óxidos de manganeso) relleno espacios entre los pequeños cristales coloreados, 4x, LP, LN.

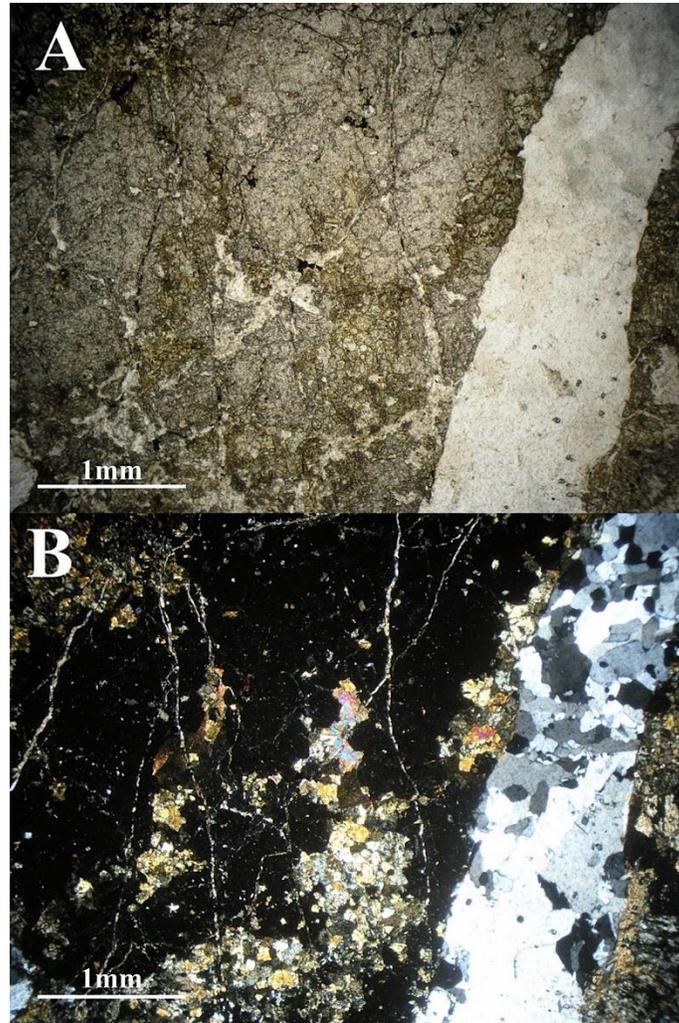


Foto 5.3 Fotomicrografías de la muestra EC-04, mostrando en luz natural (A) y polarizada (B) la presencia de granate en alto relieve y color oscuro en B, cortada por una vetilla de cuarzo de ~1 mm de ancho con minerales del tipo epidota, clorita y moscovita en sus orillas.

Hacia el este noreste del tajo, esta unidad es sobreyacida en discordancia por las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. El fechamiento de U-Pb en zircones detríticos de esta unidad sedimentaria arrojó una edad máxima de depositación de ~1055 Ma (Iriondo *et al.*, 2013).

5.2 Pórfido riolítico (Kriol)

Mapeo en el nivel 320 del tajo La Colorada, muestra el afloramiento de esta unidad en la parte sureste y una pequeña cuña al noreste del tajo (Figura 5.3), y puede ser observada también en el Tajo Gran Central y patios de lixiviación.

Esta unidad aflora siguiendo en un tren NE-SW en forma de intrusiones y aparentes flujos (Iriondo *et al.*, 2013), aunque actualmente ya son raros los afloramientos y solo pueden encontrarse pequeñas “cuñas” en las paredes del tajo; aunque se conoce que esta unidad corta a las rocas metasedimentarias paleozoicas y, regionalmente a la Formación Tarahumara. Esta unidad fue fechada por Iriondo *et al.* (2013), la cual dio una edad de 72.5 a 73.4Ma.

En superficie es de color claro (gris a blanco), presenta una textura porfídica con fenocristales de cuarzo de 1-2mm de diámetro en forma de “ojos” y acompañados de cristales subhedrales a euhedrales de feldespatos alcalinos, todos ellos sostenidos en una matriz microcristalina fina alterada fuertemente a cuarzo-sericita.

El estudio petrográfico de esta unidad, se realizó en una muestra recolectada en un núcleo correspondiente al barreno LC-11-DD-23, a los 166.15m de profundidad. En muestra de mano es de color gris claro, textura porfídica fina, cortada por delgadas vetillas de cuarzo menores a 0.5 mm de ancho, las cuales presentan un mineral oscuro en sus bordes, identificado macroscópicamente como molibdenita (Foto 5.4A).

En sección delgada, los fenocristales están conformados por cristales de cuarzo y feldespato potásico de forma subhedral y tamaños que varían de 0.5 a >2 mm, y alcanzando <10% del volumen total de la roca. Esta fracción cristalina es sostenida en una matriz fina conformada por pequeños cristales de cuarzo y feldespato potásico con tamaños <0.1mm de diámetro entrelazados y conformando un mosaico félsico, Dentro de la matriz, se puede

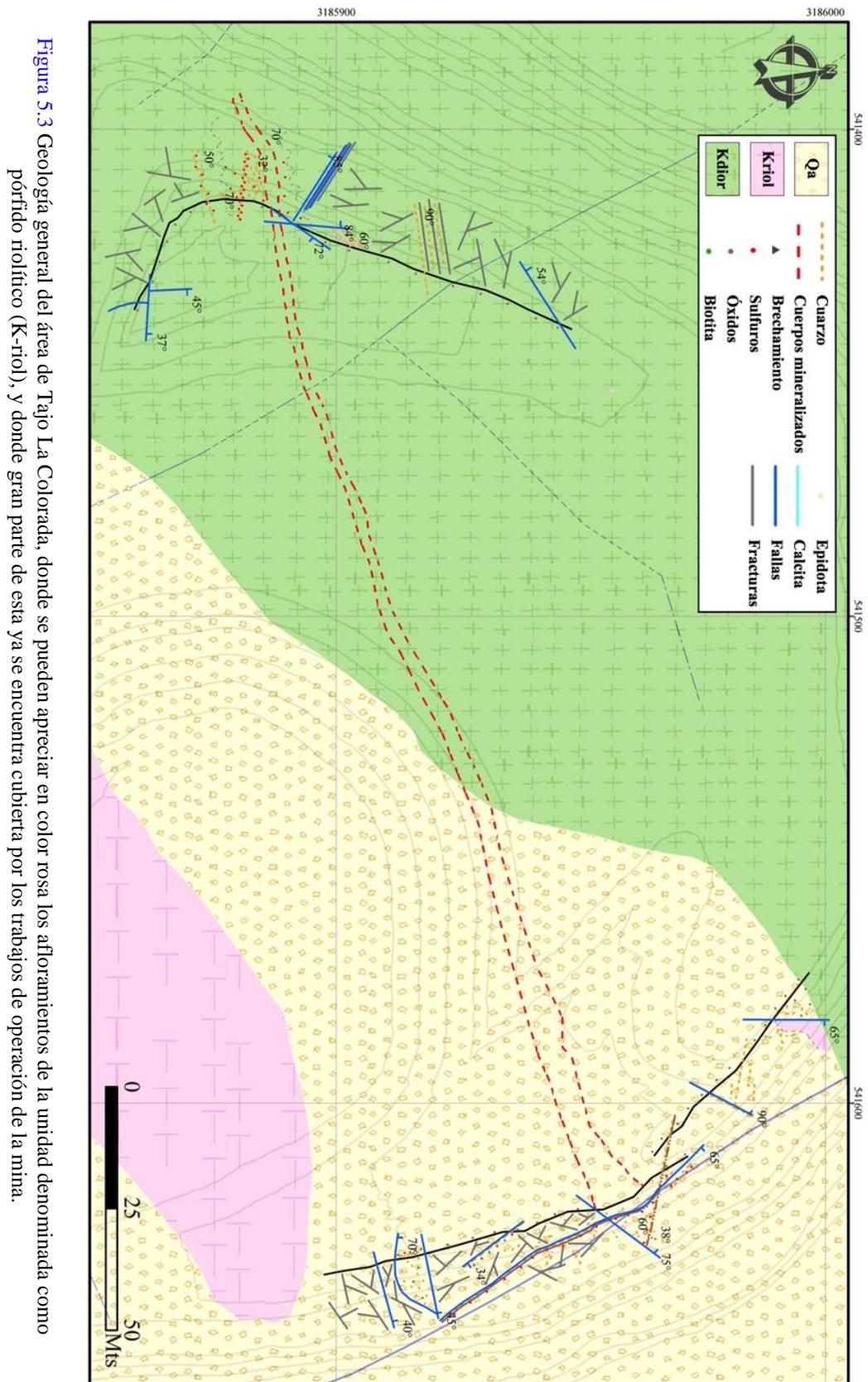


Figura 5.3 Geología general del área de Tajo La Colorada, donde se pueden apreciar en color rosa los afloramientos de la unidad denominada como pórfido riolítico (K-riol), y donde gran parte de esta ya se encuentra cubierta por los trabajos de operación de la mina.

apreciar sericita fina intersticial o alterando a microcristales de feldespato K. Se tiene la presencia de pequeños cristales de pirita en partes oxidados en menos del 0.5% del volumen total (Foto 5.4 B y C).

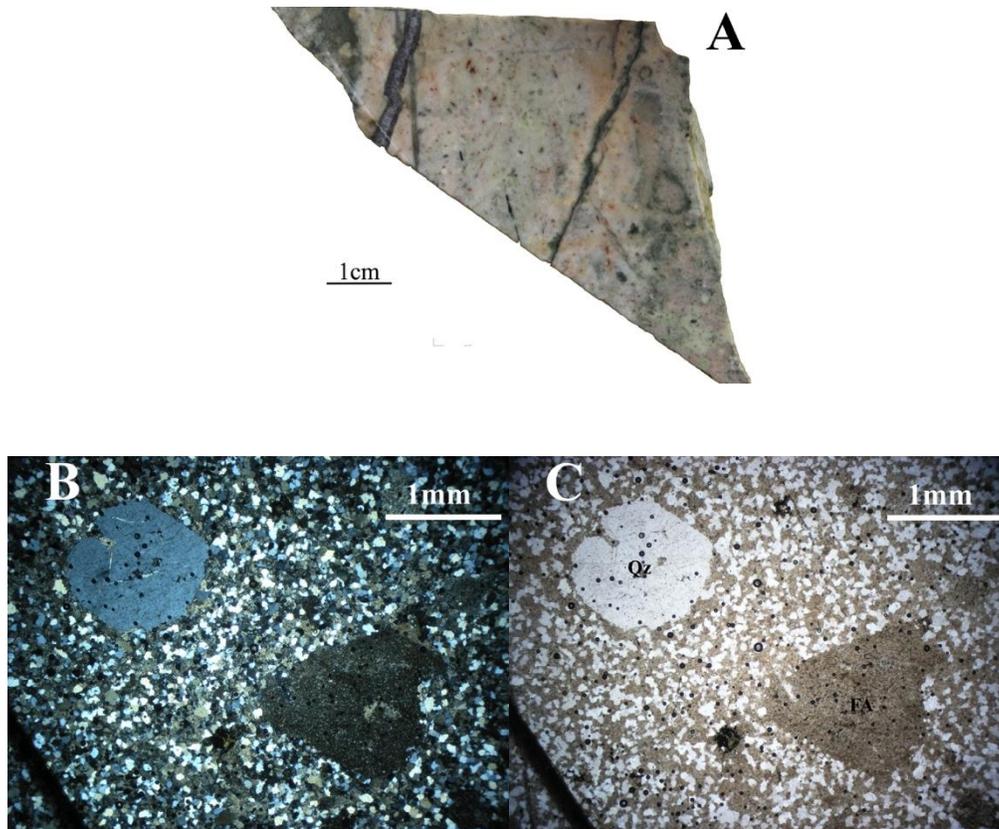


Foto 5.4 A. Muestra de mano DD-23-02 clasificada como pórfido riolítico, la cual presenta un color gris verdoso claro a blanco en superficie fresca con una textura porfídica fina, está cortada por delgadas vetillas de cuarzo (~ 0.5mm) en cuyos bordes se observa molibdenita. Los incisos B y C corresponden a fotomicrografías en luz polarizada y natural de la misma muestra, donde se puede apreciar la fina matriz félsica con fenocristales de cuarzo (Qz) y feldespato alcalino (FA) que le dan el carácter porfídico, 4x, LP, LN.

5.3 Cuarzomonzodiorita (Kdior)

Esta unidad es la más ampliamente distribuida en las zonas de tajos, principalmente en La Colorada y Gran Central y en las partes más profundas de Tajo El Crestón (Figura 5.4). En esta unidad se engloba lo que pudiera ser un conjunto de cuerpos intrusivos que varían de composición diorítica a cuarzomonzonítica, cuya clasificación se dificulta en ocasiones debido a la alteración que presentan cerca de las vetas mineralizadas.

Generalmente presenta una coloración verde oscura en superficie fresca, y rojiza en las paredes intemperizadas debido a la presencia de hematita. Es de grano fino a grueso, equigranular, con una marcada dominancia de feldespatos sobre el cuarzo, en la cual a su vez predominan las plagioclasas. Los minerales ferromagnesianos que la complementan son principalmente biotita y hornblenda (Foto 5.5).

Esta unidad se presenta afectando a las secuencias metasedimentarias Paleozoicas, y a las rocas de la Formación Tarahumara y, a su vez, es sobreyacida regionalmente por la Formación Báucarit (McMillan *et al.*, 2009).

Es muy común encontrar las vetas mineralizadas de Au-Ag cortando a esta unidad, presentando alteraciones moderadas a fuertes de sericita y silicificación regularmente a sus costados como amplios halos de alteración; además, es en esta unidad donde se puede identificar la etapa de alteración potásica previa, provista de vetillas de cuarzo-molibdenita con halos de biotita, cortada por vetillas de cuarzo-feldespato potásico + sulfuros, sugiriendo un ambiente magmático-hidrotermal del tipo pórfido de cobre.

Para su estudio petrográfico, se seleccionó una muestra recolectada en superficie en el tajo Gran Central, denominada como GC-09, la cual presenta una textura granular fina con cristales de aproximadamente 1mm de espesor, con ferromagnesianos del tipo biotita parcialmente cloritizada, y presencia de piritita fina en partes oxidada. En sección delgada presenta una textura hipidiomórfica granular, con cristales de plagioclasas y feldespatos alcalinos entremezclados en >60% del volumen, con mayor predominancia de los primeros sobre los segundos, con cuarzo en más del 15% y acomodado de manera intersticial, y en calidad de accesorios se tiene biotita débilmente cloritizada y, menos frecuentemente, hornblenda también cloritizada. Los feldespatos, presentan una débil a moderada alteración a sericita que hacen complicada la distinción entre feldespatos alcalinos y plagioclasas. Donde es posible observar plagioclasas de buena calidad, la composición calculada por medio de la extinción de maclas indica oligoclasa-andesina. Es común observar minerales opacos, principalmente piritita muy fina (Foto 5.6).



Foto 5.5 Afloramiento de la unidad Kdior en el tajo Gran Central, donde puede apreciarse a simple vista la textura granular gruesa de la roca y su coloración oscura. Puede apreciarse también en la imagen que la roca está siendo cortada por una vetilla de cuarzo con un halo de alteración más oscuro de biotita fina hidrotermal.

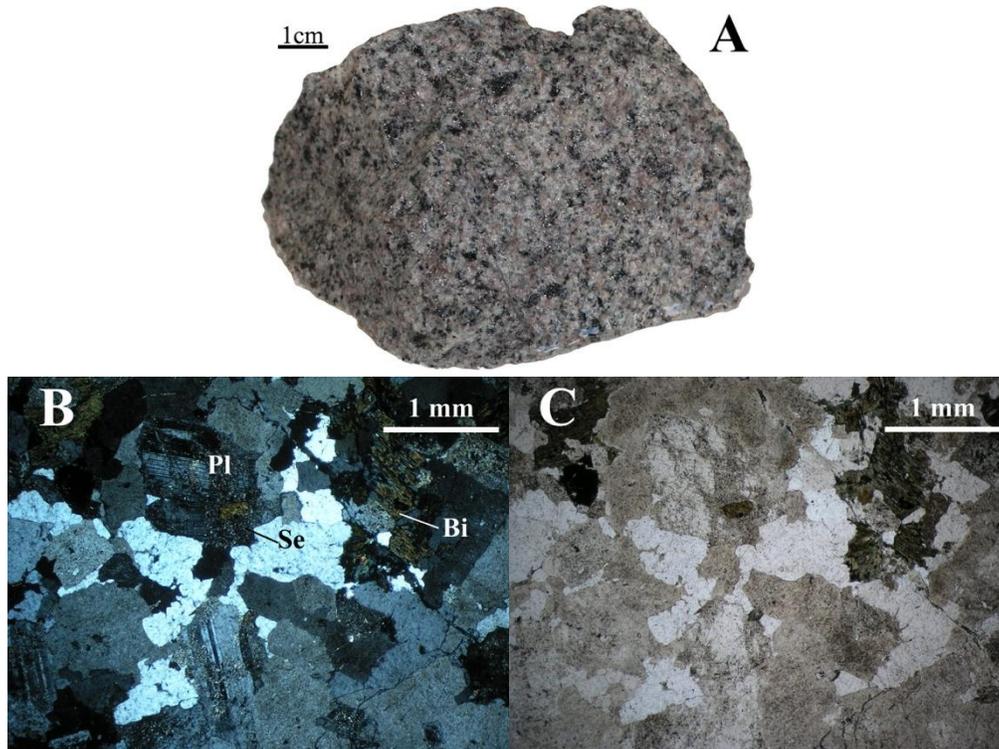


Foto 5.6 A. Muestra de mano GC-09; B y C. Fotomicrografías de la muestra GC-09 clasificada como cuarzomonzodiorita, la dominancia de plagioclasas (Pl) es marcada, siendo común que estén alteradas débilmente a sericita (Se), de igual manera la biotita (Bi) con débil clorita, con circones como el mineral accesorio más predominante.

5.4 Andesita de anfíbol y piroxeno (Tand)

Esta unidad se encuentra más regionalmente distribuida al norte del área de estudio, con esporádicos y muy pequeños afloramientos en los tajos La Colorada y Gran Central y al norte de El Crestón. La unidad consiste de rocas volcánicas de color gris oscuro en muestra de mano, con textura afanítica a fanerítica formada de cristales de anfíbol y piroxeno con una presencia débil de alteración sericítica (Iriondo *et al.*, 2013).

5.5 Estructuras en el área de la mina La Colorada.

Los principales elementos estructurales en el área de mina corresponden a fallas, vetas y estratificación-pseudoestratificación de las rocas sedimentarias y volcánicas, cortadas por estructuras más recientes correspondientes a fallas con tendencia N-NW, características del “*Basin and Range*”. Las principales estructuras mineralizadas en el área de la mina corresponden a vetas de cuarzo orientadas 75-80° NE con echados entre 45-80° al NW. Las vetas contienen leyes relativamente altas de oro y plata, trabajos en la mina indican que continúan a más de 400 metros de profundidad (Hendrick, 2009).

Trabajos estructurales recientes elaborados en el área (Vega-Granillo *et al.*, 2015) indican una compleja historia estructural desde el Cretácico tardío, reconociendo cuatro fases principales de fallamiento normal. La primera de estas fases produciría fallas con tendencia ENE-WSW a E-W y echados tanto al N como al S, y las cuales hospedan las principales vetas mineralizadas del área. La segunda fase produjo fallas con una orientación NW-SE con inclinación hacia el SW y NE, y es asociada al “*Basin and Range*”. La tercera y cuarta etapa produciría fallas con orientación NW-SE y se atribuyen a movimientos relacionados con la apertura del Golfo de California. Las secuencias paleozoicas y volcánica inferior fueron afectadas por un evento compresivo que se manifiesta en un plegamiento de escala megascópica inclinados a volcados hacia el noreste. Algunas partes de la secuencia presenta estratos invertidos, lo cual puede atribuirse al plegamiento (Vega-Granillo *et al.*, 2015). Se considera que esta deformación ocurrió durante el Carbonífero-Pérmico tardío, produciendo cabalgaduras y pliegues con vergencia al norte (Poole y Madrid, 1988). En detalle las estructuras mineralizadas muestran etapas de reactivación, con zonas de brechamiento donde gran parte de la mineralización de Au-Ag rellena espacios, como se puede observar en lagunas partes en los tajos El Crestón y La Colorada.

CAPÍTULO 6: Resultado de métodos analíticos

6.1 Difracción de rayos-X

La Difracción de Rayos-X se utilizó en este estudio para definir minerales que no fueron identificados mediante observaciones megascópicas y microscópicas, y que podían aportar datos mineralógicos que pudieran ayudar a definir características importantes del depósito.

Se recolectaron dos muestras para su análisis de difracción, una en afloramiento en el tajo La Colorada y denominada como LC-09, y la segunda proviene del barreno DD-60-06 a una profundidad de 223.20m, su localización y un resumen de sus características geológicas se proporcionan en la Tabla 6.1. La primera de ellas corresponde a un cristal bien formado de color ligeramente lila, y de 1 cm de ancho, junto con abundante calcita y menor cuarzo sostenidos en una costra alojada en una fractura o vetilla (veta), con su clásico relleno de espacios, y en una zona muy cercana a la veta principal del tajo La Colorada (Foto 6.1); la segunda muestra de igual manera estuvo localizada en una parte muy cerca de una veta mineralizada y se compone de cristales euhedrales hexagonales de ~1 cm de diámetro, de color lila. Los minerales fueron identificados basándose en la posición 2θ de los picos de difracción de mayor intensidad en cada mineral, y sus difractogramas resultantes se dan en las Figuras 6.1 y 6.2.

Muestra	Profundidad (m)	Minerales identificados
DD-60-06	223.20	Cuarzo amatista
LC-09	-	Fluorita, cuarzo

Tabla 6.1 Muestras analizadas y resultados obtenidos.



Foto 6.1 Muestra LC-09 en el lugar de afloramiento. Puede apreciarse el mineral de fluorita color lila y un abundante contenido de calcita (mineral blanco) coexistiendo relleno zonas de fracturas.

(Coupled Two Theta/Theta)

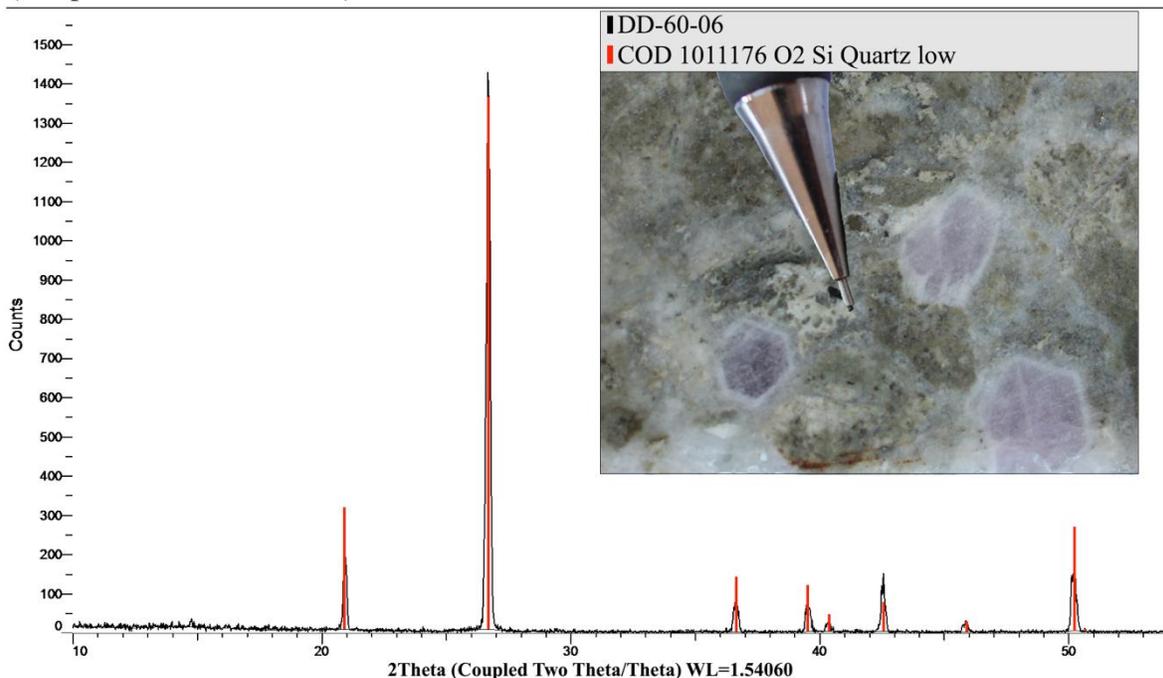


Figura 6.1 Difractograma DRX de la muestra DD-60-06, tomada a los 223.20m del barreno LC-11-DD-60. El recuadro corresponde a la muestra de mano. Resultando el análisis en la identificación de cuarzo amatista.

(Coupled Two Theta/Theta)

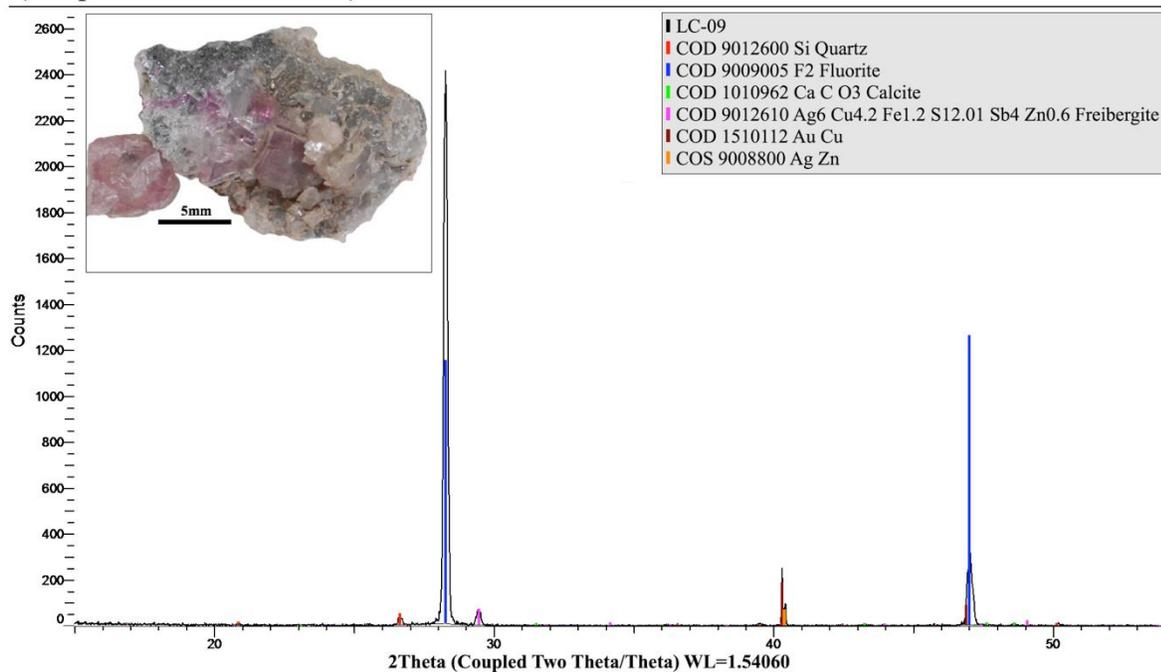


Figura 6.2 Difractograma DRX de la muestra LC-09, recolectada en superficie. En el recuadro puede observarse la muestra de mano. Resultando en análisis en la identificación del mineral fluorita.

6.2 Microscopio electrónico de barrido (SEM - EDS)

Después de la identificación de minerales opacos (sulfuros) en el estudio mineragráfico, se seleccionaron dos muestras representativas, que se prepararon como secciones pulidas, para ser analizadas en el Microscopio Electrónico de Barrido con Energía Dispersa.

A continuación, se presenta la Tabla 6.2 con la relación de las muestras analizadas y los resultados obtenidos con los respectivos espectros en SEM-EDS.

Muestra	Mineral identificado
GC1-380A	galena, esfalerita, calcopirita, pirita.
DD-49-01	molibdenita, calcopirita, galena, pirita, plata.

Tabla 6.2 Relación de muestras analizadas y minerales identificados con el microscopio electrónico de barrido.

Los espectros e imágenes resultantes serán presentados en el apartado de discusión.

6.3 Geocronología Re-Os

El propósito de obtener datos geocronológicos mediante Re-Os en el depósito La Colorada, ha sido primordialmente lograr una separación y diferenciación entre los tipos de mineralización identificadas, las cuales corresponden a Au-Ag y Cu-Mo.

Se recolectó polvo de una zona de alta ley de oro en el tajo el Crestón, al cual se le extrajo el oro mediante lavado con batea (Foto 6.2), teniendo especial cuidado de no usar ningún tipo de químico que pudiera alterar su química y arrojar falsos resultados

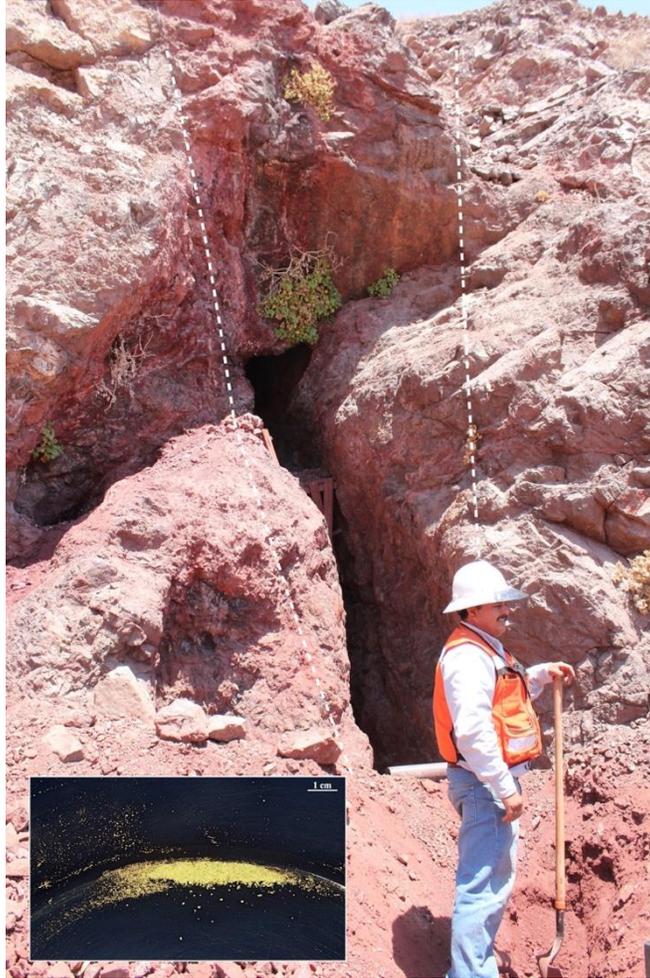


Foto 6.2 Sitio de recolección de la muestra en el Tajo El Crestón, con alto contenido de oro. En la foto se puede apreciarse trabajos mineros antiguos (subterráneos) siguiendo una estructura mineralizada de color oscuro. Posterior a la recolección la muestra se molió y se tamizó hasta obtener material suficientemente fino para lavarlo con la batea. En el recuadro inferior de la imagen puede apreciarse parte del polvo de oro obtenido con este proceso.

De igual forma, la muestra de molibdenita se recolectó manualmente de una muestra tomada superficialmente en el Tajo La Colorada, cortando una cuarzomonzodiorita (Foto 6.3) teniendo especial cuidado en evitar su contaminación durante el proceso.

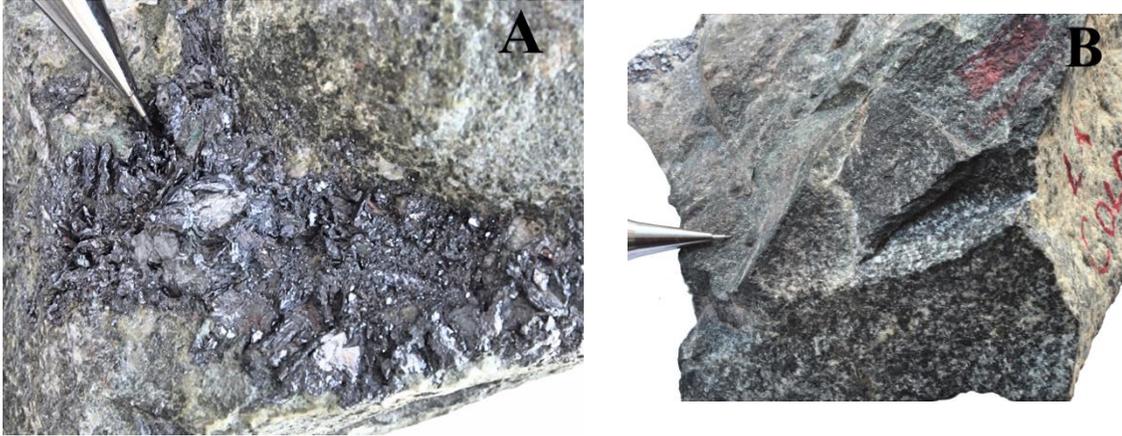


Foto 6.3 A. Molibdenita de la muestra Mo_LC recolectada en el tajo La Colorada, donde se puede apreciar en A) un arreglo en “hojuelas” gruesas. En la imagen B) se puede apreciar la roca que está siendo cortada por esta muestra de molibdenita, la cual presenta un aspecto cristalino con poco cuarzo y dominio en contenido de feldespatos, clasificada como cuarzomonzodiorita.

Ambas muestras fueron enviadas al Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona (Department of Geosciences – The University of Arizona) obteniendo una edad de 72.3 ± 0.36 Ma para la muestra de molibdenita; Sin embargo, desafortunadamente las relaciones de Re-Os en la muestra de oro no permitieron la construcción de una isócrona confiable.

Los nuevos datos geocronológicos aportados en este trabajo demuestran la existencia de una mineralización de molibdeno, y aunque no se pudo obtener una edad radiométrica con este método para la mineralización de oro, Zawada (2001), realizó una determinación de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 3 muestras descritas como mezcla de adularia-sericita recolectadas en tajos La Colorada y Gran Central, con resultados de 27.1 ± 2.0 Ma, 22.45 ± 0.19 Ma y 23.83 ± 1.6 Ma. Esta edad, es interpretada como la de la mineralización económica de Au-Ag para el depósito La Colorada. De la misma manea Zawada (2001) fechó 3 muestras de biotita, mediante el mismo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, las cual fueron extraídas de muestras de diorita (Kdior) colectadas en el tajo Gran Central, con resultados de 70.4 ± 0.2 Ma, 69.9 ± 2.2 Ma y 69.5 ± 1.6 Ma, interpretados como la posible edad de las intrusiones dioríticas de La Colorada que hospeda a las estructuras mineralizadas de Au-Ag.

Otro de los estudios geocronológicos llevados a cabo en esta región de la mina La Colorada, fue el realizado por Iriondo *et al.* (2013), quienes efectuaron una serie de fechamientos de U-Pb en zircones de las rocas presentes en el depósito La Colorada, con edades que varían desde >75 Ma a <69 Ma, con objetivo de realizar un reconocimiento y reordenamiento de las diferentes unidades presentes en la mina La Colorada y zonas aledañas. Una gráfica que presenta algunos de los resultados puede encontrarse en el apartado de resultados.

6.4 Inclusiones fluidas

Para este estudio se analizaron un total de 34 inclusiones fluidas en 6 muestras, las cuales fueron seleccionadas considerando las dos probables etapas de mineralización observadas en el distrito. En su mayoría las inclusiones fueron bifásicas, y homogenizaron a fase líquida durante el proceso de calentamiento, donde se logró calcular salinidades usando las temperaturas de fusión de hielo (T_{m-ice}) utilizando las relaciones de Bodnar (1993). En la Tabla 6.3, se pueden observar las temperaturas de homogenización del hielo y salinidades promedio, pero, sobre todo, se hace una diferencia en distintos tipos de vetillas observadas, las cuales fueron definidas de acuerdo a su presencia de alteración-mineralización presente, como del tipo epitermal de Au-Ag (cuarzo + sulfuros de Pb-Zn), y magmático hidrotermal tipo pórfido de cobre (cuarzo + biotita; cuarzo + molibdenita y cuarzo + feldespatos alcalinos).

Muestra	Tipo vetillas	Num.	T_{m-ice} (°C)	T_{m-ice} prom (°C)	T_h (°C)	T_h prom (°C)	Salinidad	Salinidad Prom.
GC-305-2	Qz + SUL	6	-6.8 a -2.9	-4.9	243.7 a 301.4	269.2	4.8 a 10.2	9.9
DD-05-01	Qz + SUL	6	-13.7 a -3.1	-6.2	216.5 a 262.3	240.6	5.1 a 17.5	9.1
DD-123-06	Qz + SUL	5	-12.3 a -6.6	-9.4	267.1 a 327.6	290.7	8.1 a 13.7	11.0
LC-03	Qz + Bi	5	-16.7 a 22.3	-20.3	284.7 a >450		20.0 a 23.9	22.5
DD-05-06	Qz + Mo	6	-16.2 a -23.2	-20.4	301.6 a >450		19.6 a 24.5	22.6
DD-20-12	Qz + FA	6	-19.6 a -28.7	-25.2	332.1 a >450		18.1 a 27.8	25.7

Tabla 6.3 Resultados de análisis microtermométricos en inclusiones fluidas. **T_{m-ice}** = Temperatura de fusión de hielo; **T_h** = Temperatura de homogeneización; **Qz** = Cuarzo; **SUL** = Sulfuros (py, cpy, sl, gal); **Bi** = Biotita; **Mo** = Molibdenita; **FA** = Feldespato Alcalino.

Las inclusiones fluidas examinadas en las vetillas de tipo epitermal, arrojaron temperaturas de homogeneización en un rango de 216.5 a 327.6 °C, con salinidades variando de 4.8 a 13.7 wt % NaCl equivalente. Mientras que las inclusiones fluidas en vetillas relacionadas a mineralización y alteraciones tipo pórfido arrojaron temperaturas de homogeneización en un rango de 284.7 a >450 °C, con salinidades que van desde 18.1 a 27.8 wt % NaCl equivalente. En la Figura 6.3 se puede apreciar un histograma donde se observan los dos tipos de fluidos, con distintas salinidades.

Una vista de los distintos tipos de inclusiones observadas en este estudio se da en la Foto 6.4, donde se puede apreciar y separa los dos tipos de mineralización en la mina La Colorada, con las temperaturas menores a 380 ° C, las cuales corresponden a inclusiones secundarias.

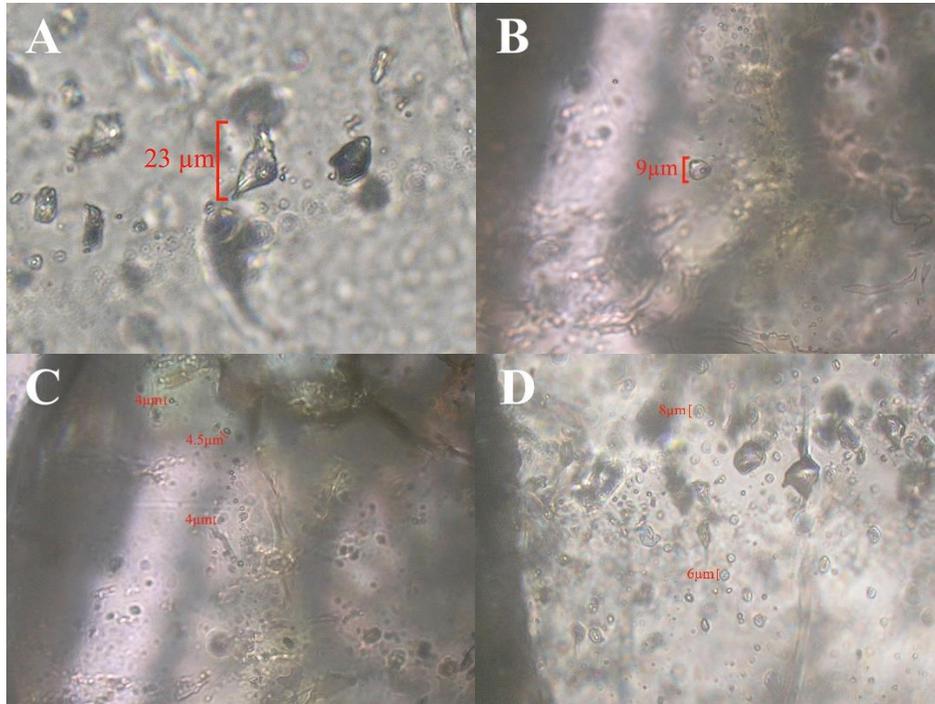


Foto 6.4 Fotomicrografías de las inclusiones fluidas de la mina La Colorada, mostrando en A y B inclusiones fluidas bifásicas en vetillas de cuarzo relacionadas a mineralización epitermal de Au-Ag. En C y D, se observan inclusiones fluidas en vetillas de cuarzo relacionadas a mineralización tipo pórfido (DD-05-06 y LC-03, respectivamente), en la muestra C puede apreciarse la posible presencia de sal dentro de la inclusión. Por lo general, las inclusiones encontradas y estudiadas fueron de un tamaño muy pequeño ($<10\mu\text{m}$).

Para las vetillas de cuarzo relacionadas a mineralización epitermal, se tienen temperaturas de homogenización que van desde 269.2 a 290.7°C, lo que entra dentro del rango estimado en la literatura para este tipo de depósitos (Hedenquist *et al.*, 2000). El rango de temperaturas no es muy amplio en este tipo de cuarzo, lo que tal vez pudiera sugerir pocos o un solo pulso hidrotermal; con salinidades en el rango de 4.8 a 17.5 w% NaCl eq.

Para las vetillas tipo pórfido, el rango de temperaturas está entre 284.7 a $>450^\circ\text{C}$, hubo inclusiones que no se logró homogeneizar por completo y se paró el calentamiento a 450° por la seguridad del equipo. La salinidad en este tipo de inclusiones va entre 18.1 a 27.8 w% NaCl eq.

Una distribución de Frecuencia vs. Salinidad se da en la Figura 6.3, donde se puede apreciar la distribución de salinidades de los dos tipos eventos hidrotermales presentes en este distrito. Del

mismo modo, en la Figura 6.4, se muestra la frecuencia vs. Temperaturas de homogeneización, observándose de nueva cuenta una separación de eventos.

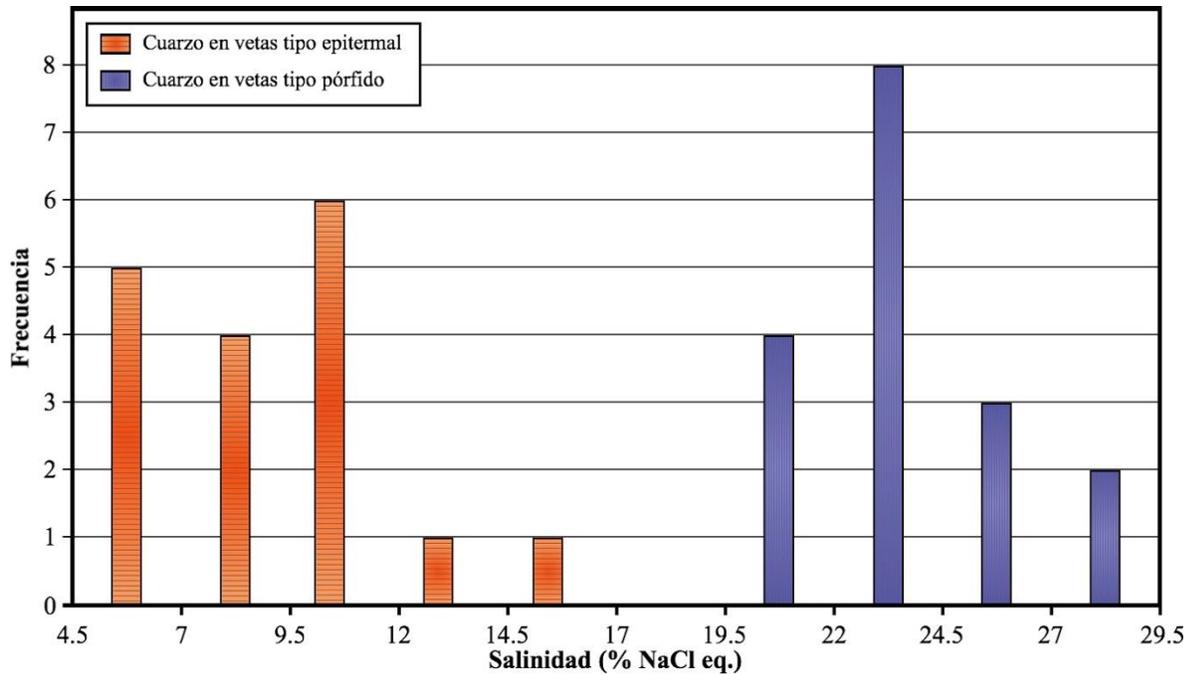


Figura 6.3 Histograma de salinidades de las inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo mineralizadas, se observa nuevamente la presencia de dos poblaciones distintas, que pueden separarse en ambiente epitermal y mesotermal (pórfido de cobre).

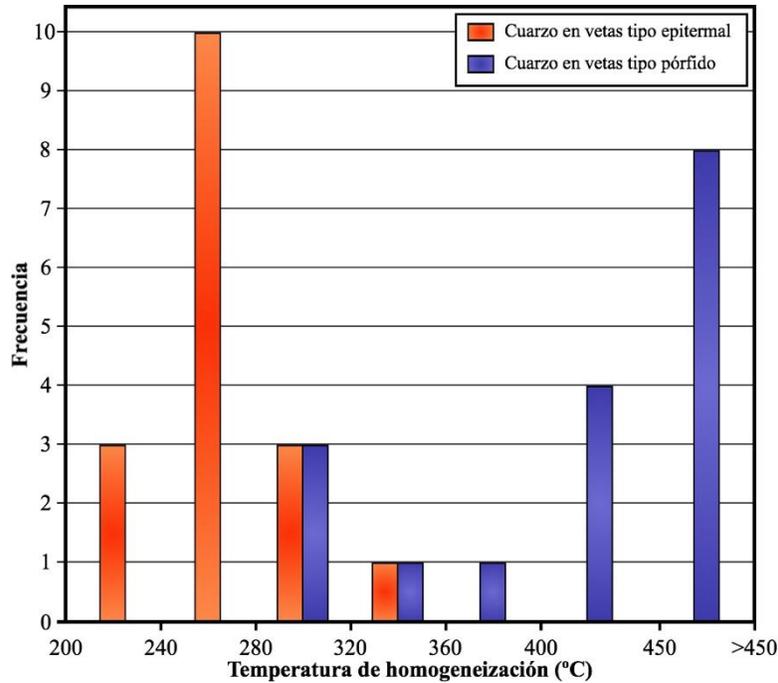


Figura 6.4 Histograma de temperaturas de homogeneización vs Frecuencia de las inclusiones fluidas en las vetillas del tipo epitermal y ambiente pórfido de cobre. Note temperatura entre 260°-290° C para las primeras, y temperaturas más elevadas entre 380° a >450° C para las segundas. Las temperaturas del orden de 260°-<380° C, en el ambiente pórfido de cobre corresponden a inclusiones secundarias.

Utilizando un diagrama en el que se grafican la temperatura de homogeneización y la salinidad de las inclusiones, se puede apreciar claramente la separación de dos tipos de eventos mineralizantes, como se muestra en la Figura 6.5.

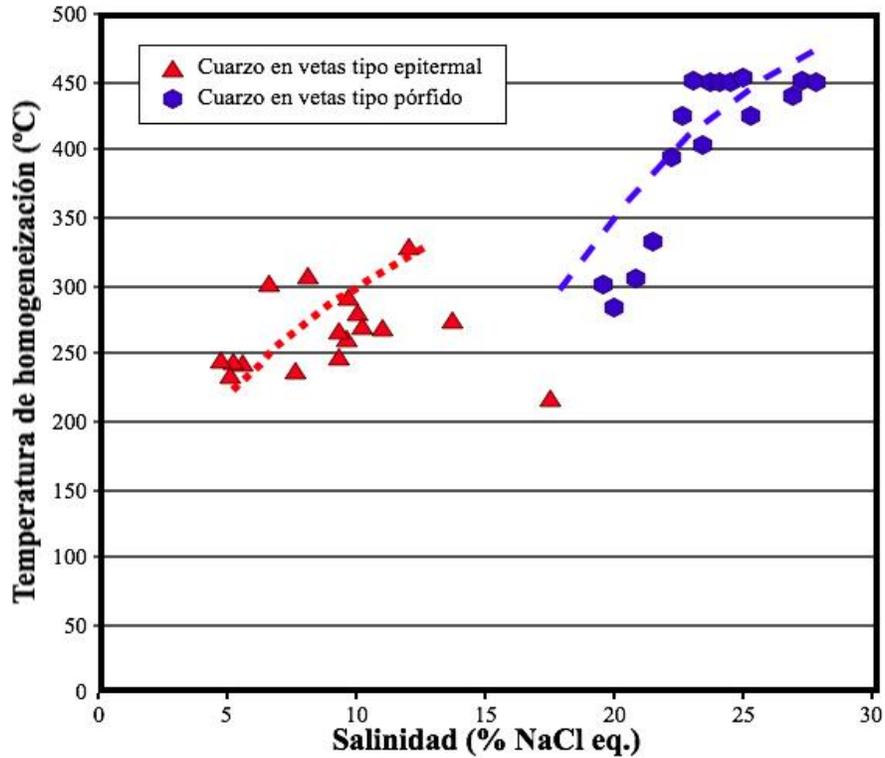


Figura 6.5 Gráfica de Salinidad vs. Temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas mostrando dos poblaciones diferentes. Note, como se separan inclusiones secundarias de las primarias en las vetillas en ambientes tipo pórfido de cobre.

Utilizando el diagrama de Haas (1971), se puede determinar la profundidad de atrapamiento de las inclusiones fluidas del tipo epitermal (Figura 6.6), en la cual se puede apreciar, que para el caso de este tipo de inclusiones se tiene profundidades del orden de los 400m.

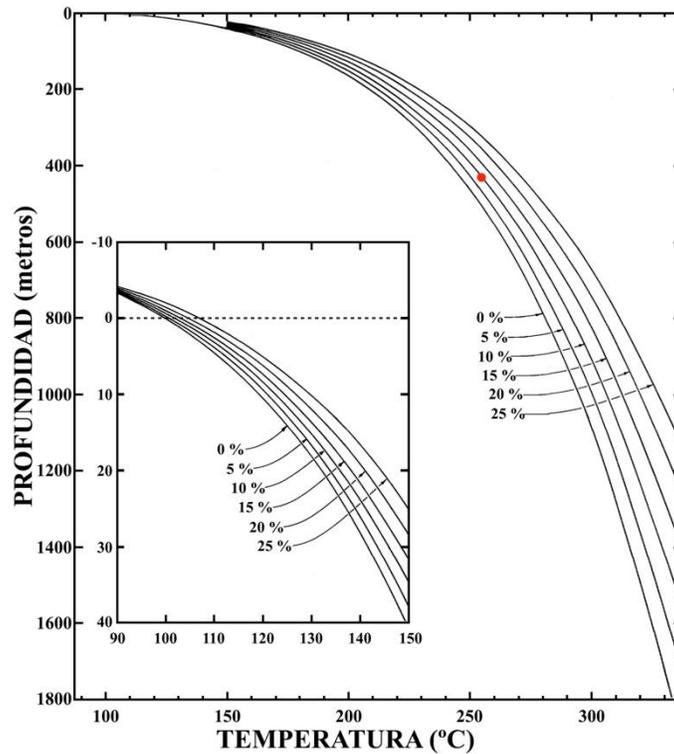


Figura 6.6 Gráfica de Haas (1971), para el cálculo de profundidades de atrapamiento de las inclusiones fluidas. El punto rojo representa un promedio de 255°C y ~9% NaCl eq., en salinidades para las inclusiones asociadas a vetillas tipo epitermal.

Utilizando el diagrama de Roedder (1984), se pudieron estimar presiones de atrapamiento para los dos tipos de vetillas, las cuales como se puede ver en la Figura 6.7, se obtuvieron presiones para las vetillas del tipo epitermal, se dan en un rango de <50 a >100 bares, los cuales equivalen a profundidades del orden 200 a 600 m; en cambio, para las vetillas primarias en el ambiente pórfido de cobre, sus presiones son del orden de 250 o mayores, con profundidades arriba de 1.5 km.

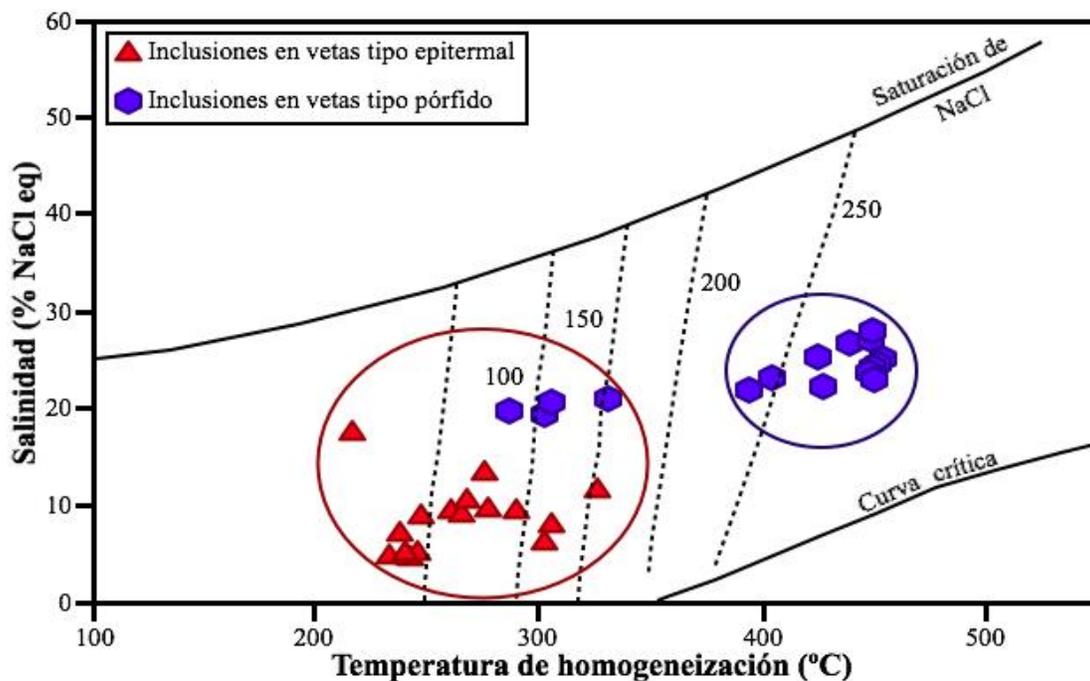


Figura 6.7 Determinación de la presión (profundidad) usando la gráfica de temperatura de homogeneización vs. salinidad de Roedder (1984), indicando que las mineralizaciones en La Colorada pudieron haberse precipitado a presiones de <50-150bares para el oro y >225bares para la molibdenita.

6.5 Isótopos estables de S

Los análisis de isótopos estables son ampliamente utilizados en el estudio de yacimientos minerales, para conocer el tipo de fluidos involucrados, temperaturas absolutas de formación y proveniencia de elementos indispensables para su formación (S, C, H, O, etc.), lo cual puede dar una idea de su ambiente de depósito. Para el estudio del depósito La Colorada un depósito epitermal de Au-Ag, superpuesto a un sistema magmático hidrotermal tipo pórfido de cobre previo, se implementó esta técnica realizándose un total de 7 análisis de $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros, seis de ellas relacionadas a la etapa epitermal, la cual contiene la mineralización económica del depósito, proveniente de vetillas de cuarzo + sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita y galena), de éstas se seleccionó el par mineral esfalerita (sph)–galena (gal), por ser los sulfuros más abundantes; sin embargo, se tomó una sola muestra de molibdenita relacionada al ambiente pórfido de cobre, ya

que este mineral es escaso y por presentar relaciones poco claras de mantener un equilibrio con otro sulfuro asociado.

Los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ de las siete muestras se dan en la Tabla 6.4. Como se puede apreciar, los valores presentan un rango de $\delta^{34}\text{S}$ para la galena de -3.02 a -1.41 ‰, y para la esfalerita de -2.69 a 0.19 ‰, con valores muy cercanos a cero. En cambio, para la molibdenita se tiene un valor más positivo de 6.55 ‰. La Figura 6.8, muestra el histograma de frecuencia de $\delta^{34}\text{S}$, donde se puede apreciar la separación clara de los dos tipos y etapas de mineralización, coincidiendo en ambos casos con valores cercanos a 0 ‰, sugiriendo una fuente de azufre relacionado a fuentes magmáticas en ambos sistemas.

Muestra	Tipo	Roca	Mineral	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$	T (°C) Par Gal- Sph
GC-305(2) Sph	Superficial	Cuarzomonzodiorita	Esfalerita	-1.41	399
GC-305(2) Gal	Superficial	Cuarzomonzodiorita	Galena	-3.02	
DD-13-01 Sph	Núcleo	Cuarzomonzodiorita	Esfalerita	0.19	402
DD-13-01 Gal	Núcleo	Cuarzomonzodiorita	Galena	-1.41	
DD-20-15 Sph	Núcleo	Cuarzomonzodiorita	Esfalerita	-2.69	
DD-20-15 Gal	Núcleo	Cuarzomonzodiorita	Galena	-2.47	
DD-05-06 Mo	Núcleo	Pórfido riolítico	Molibdenita	6.55	

Tabla 6.4 Relación de muestras a las que se les realizaron los análisis de isótopos estables de azufre en galena, esfalerita y molibdenita. Las temperaturas calculadas fueron obtenidas usando las ecuaciones sugeridas por Kajiwara y Krouse (1971).

Por otro lado, se utilizó la sistemática de isótopos de azufre en pares minerales con el propósito de calcular la temperatura en que se depositaron las fases de los sulfuros, asumiendo que los pares minerales se depositaron en equilibrio isotópico.

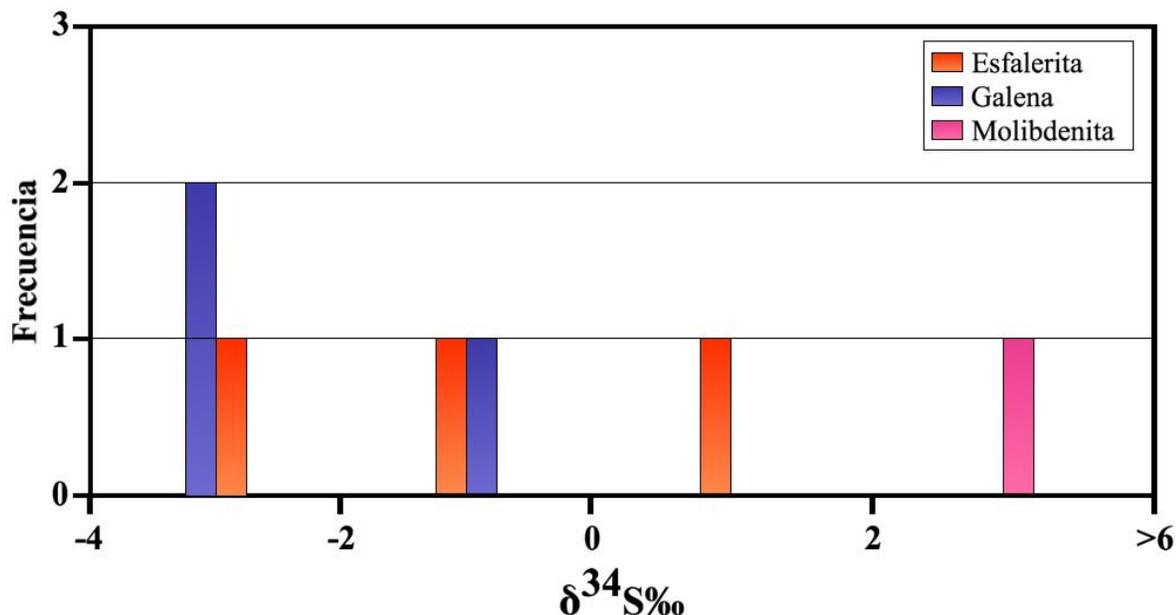


Figura 6.8 Histograma de frecuencia de valores de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ para las muestras de sulfuros sometidas a análisis de isótopos estables de azufre, en la mina La Colorada, y donde se incluyen sulfuros de los dos tipos de mineralización.

La Figura 6.9 muestra el fraccionamiento de varios minerales de azufre con respecto a H_2S , y donde se observa que el par pirita-galena tiene una gran diferencia en su pendiente de todos los minerales comunes usados como pares minerales. Esto significa que el par mineral pirita-galena va a tener la mayor dependencia de temperatura y por lo tanto será el par mineral ideal a utilizar en métodos geotermométricos (Campbell y Larson, 1998). Sin embargo, en el caso de las vetas epitermales se utilizó el par esfalerita-galena, obteniéndose cuatro pares de esos minerales (Tabla 6.4), con temperaturas variando de 350°C a 400°C , las cuales son relativamente altas para un sistema de carácter epitermal, por lo que se considera que no hubo un equilibrio isotópico, o que este par de minerales de sulfuros no tiene una dependencia ideal de temperatura, por lo que no es ideal para ser usados como geotermómetros.

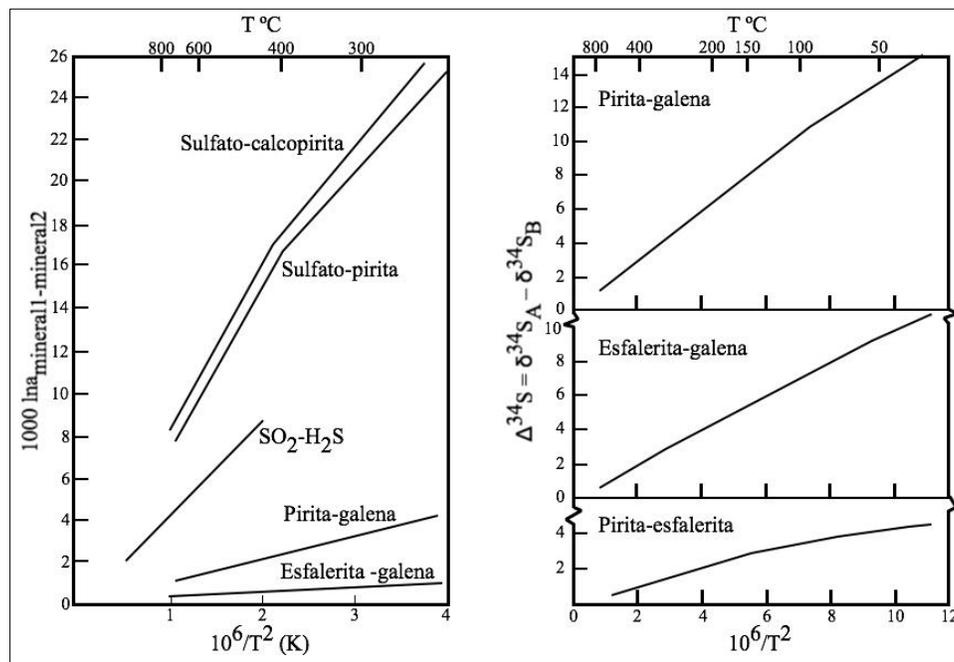


Figura 6.9 Gráficos mostrando el fraccionamiento isotópico en diferentes pares minerales: sulfato-sulfuro y sulfuro-sulfuro, y su dependencia de la temperatura, de las cuales se puede deducir que los pares minerales más sensitivos a usarse como geotermómetros isotópicos son aquellos de curvas más separadas entre el par mineralógico (Rollinson, 1993).

CAPÍTULO 7: Discusión

7.1 Mineralización y alteración

En el depósito La Colorada se observaron dos diferentes tipos y estilos de mineralización; la más importante y principal es la de oro-plata, alojada en un sistema de vetas hidrotermales (epitermales) de cuarzo + sulfuros con paredes bien definidas con espesores variables de 1 a 5 m. El sistema de vetas más grande en el depósito es el de El Crestón, y éstas parecen estar controladas por fallas previas a las vetas y han sido trazadas con una longitud desde 200 m hasta más de 1,100 m (Lewis, 1995) y que cortan tanto las rocas sedimentarias paleozoicas como las rocas volcánicas cretácicas e intrusivas laramídicas. Estas vetas presentan un fuerte control estructural generalmente con una orientación este-noreste, buzando hacia el norte en ángulos, por lo general, entre 70° a casi vertical con zonas fuertemente fracturadas y brechadas, generando espacios donde se introduce la mineralización económica, conformada principalmente por sulfuros de pirita, calcopirita, galena y esfalerita. El segundo tipo de mineralización identificada corresponde a un sistema magmático hidrotermal, tipo pórfido de cobre, con molibdenita fina diseminada o alojada en los bordes y centro de vetillas de cuarzo acompañadas de cantidades menores de pirita y calcopirita; este tipo de vetillas regularmente son delgadas de <1 cm de ancho, con molibdenita fina en forma de pequeñas “hojuelas”. Por lo observado en las áreas del Tajo La Colorada y Gran Central, la mineralización de este tipo se observa hospedada principalmente dentro del intrusivo definido como una cuarzomonzodiorita, con edades de 69.8 ± 0.7 Ma (Iriondo *et al.*, 2013), la cual le imprime cierto metamorfismo de contacto a las rocas calcáreas paleozoicas como se observa en el tajo El Crestón, con el desarrollo de zonas de skarn y hornfels, la cual está relacionada al contacto con intrusiones ígneas dentro del área de mina. Las lutitas y areniscas se observan siendo afectadas también por

metamorfismo de bajo grado, con alto contenido de epidota, clorita y, en ocasiones con presencia de granate.

La identificación de estos dos diferentes estilos de mineralización presentes en el distrito de La Colorada, se logró llevando a cabo un “logeo” a detalle de núcleos de barrenación seleccionados estratégicamente, donde se definió la litología, tipos de alteración-mineralización y relaciones de vetillas, que ayudo en la interpretación de su distribución y tiempo de formación, las cuales se correlacionaron con observaciones de campo llevadas a cabo durante el mapeo a detalle en los diferentes tajos. Posteriormente, se afinó la identificación de los minerales de alteración y mineralización mediante un estudio petrográfico y minerográfico de muestras seleccionadas representativamente, y posteriormente se corroboraron con el uso del SEM.

7.1.1 Vetas Epitermales

Las vetas epitermales en la mina La Colorada, están compuestas de cuarzo acompañados de pirita-calcopirita-esfalerita-galena, las cuales regularmente se encuentran rellenando zonas de brecha y de intenso fracturamiento. Esta mineralogía fue determinada a partir de algunas muestras recolectadas tanto en superficie como en núcleos de barrenación a diferentes profundidades. Una relación de las muestras recolectadas para este estudio se da en la Tabla 7.1.

Las vetas mineralizadas de este tipo cortan a rocas ígneas intrusivas de composición que varía de graníticas a cuarzomonzodiorita (Lewis, 1995), siendo estas últimas las más frecuentes.

El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

Nombre	Coordenadas		Tipo de Muestra	Área	Barreno	Profundidad (m)
	Norte	Este				
LC-04	3186103.000	541358.000	Muestra de Mano	La Colorada	-	-
GC-05	3185734.000	541248.000	Muestra de Mano	Gran Central	-	-
GC1-380A	3185445.000	541036.000	Muestra de Mano	Gran Central	-	-
GC1-380B	3185445.000	541036.000	Muestra de Mano	Gran Central	-	-
GC2-305A	3185537.000	541315.000	Muestra de Mano	Gran Central	-	-
DD-05-01	3185737.000	541382.000	Núcleo	LC-GC	LC-09-DD-05	17.30
DD-05-04	3185737.000	541382.000	Núcleo	LC-GC	LC-09-DD-05	67.05
DD-05-06	3185737.000	541382.000	Núcleo	LC-GC	LC-09-DD-05	199.30
DD-13-01	3185849.458	541280.165	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-13	70.20
DD-20-12	3185626.010	541431.801	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-20	56.45
DD-20-15	3185626.010	541431.801	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-20	76.00
DD-20-18	3185626.010	541431.801	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-20	98.15
DD-20-20	3185626.010	541431.801	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-20	105.50
DD-23-06	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	47.80
DD-23-07	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	53.25
DD-23-07B	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	53.30
DD-23-08	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	55.50
DD-23-10	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	59.00
DD-23-13	3185908.459	541430.982	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-23	106.00
DD-49-01	3185684.157	541255.085	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-49	9.10
DD-49-02	3185684.157	541255.085	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-49	251.50
DD-55-05	3185755.839	541354.883	Núcleo	LC-GC	LC-11-DD-55	91.30

Tabla 7.1 Relación de muestras a las que se realizó el estudio minerográfico que ayudó a determinar la asociación mineral representativa de las vetas epitermales. Incluye también su ubicación. En Anexos se puede encontrar la descripción de las más representativas.

En la Foto 7.1, se puede apreciar la muestra GC1-380 tomada en la pared del tajo Gran Central, sobre el banco 380, la cual presenta una textura granular de tamaño medio a grueso y mostrando ciertos tonos verdosos por efecto de una débil a moderada presencia de clorita en sus ferromagnesianos; además, es cortada por vetillas de cuarzo acompañada de piritita + calcopiritita + esfalerita + galena. En Difracción de Rayos-X fue posible también la identificación de fluorita

asociada a este tipo de vetillas dentro de en una zona mineralizada del tajo La Colorada, como se puede apreciar en la Foto 6.1 y Figura 6.2 presentadas anteriormente.



Foto 7.1 A. Muestra de mano GC1-380 recolectada en el Tajo Gran Central en una veta mineralizada, donde se pueden apreciar vetillas de cuarzo blanco con sulfuros, a simple vista se pueden identificar galena, esfalerita, pirita y calcopirita, todo esto cortando a una roca intrusiva clasificada como cuarzomonzodiorita

En sección pulida (Foto 7.2 B y C) se tiene la presencia de sulfuros con contactos irregulares entre ellos, y conformados de pirita-calcopirita-esfalerita-galena, en parte asimilando a cristales de cuarzo. Note los cruceros típicos de la galena en la Foto C.

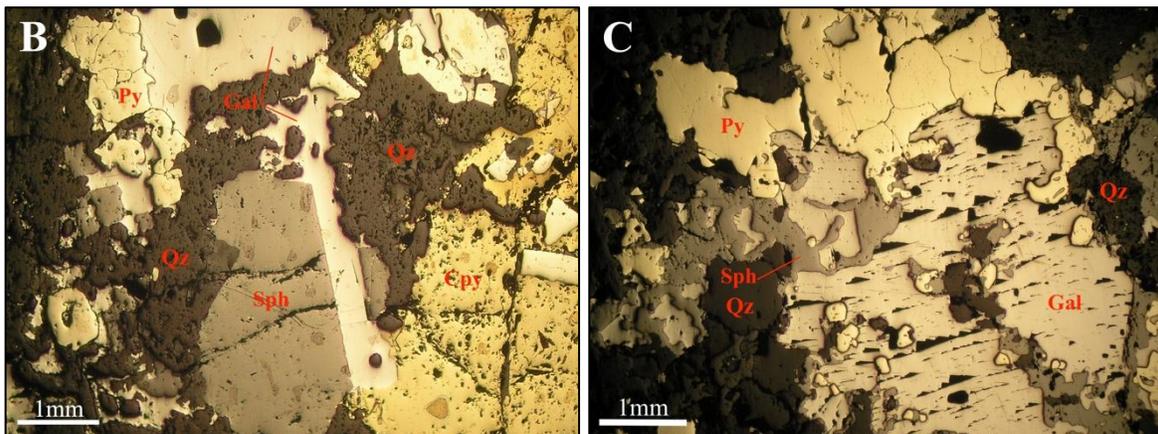


Foto 7.2 Fotomicrografías de la muestra GC1-380, mostrando en B y C con luz reflejada la presencia de galena (Gal), esfalerita (Sph), pirita (Py) y calcopirita (Cpy), en la imagen A la galena no muestra sus característicos cruceros triangulares debido al corte, pero fue plenamente identificada como tal mediante el SEM (Figura 7.1).

La muestra GC1-380A corresponde a una veta de cuarzo más sulfuros, donde se corroboró dicha asociación de sulfuros mediante el análisis con el SEM. La serie de imágenes a continuación muestran los resultados obtenidos.

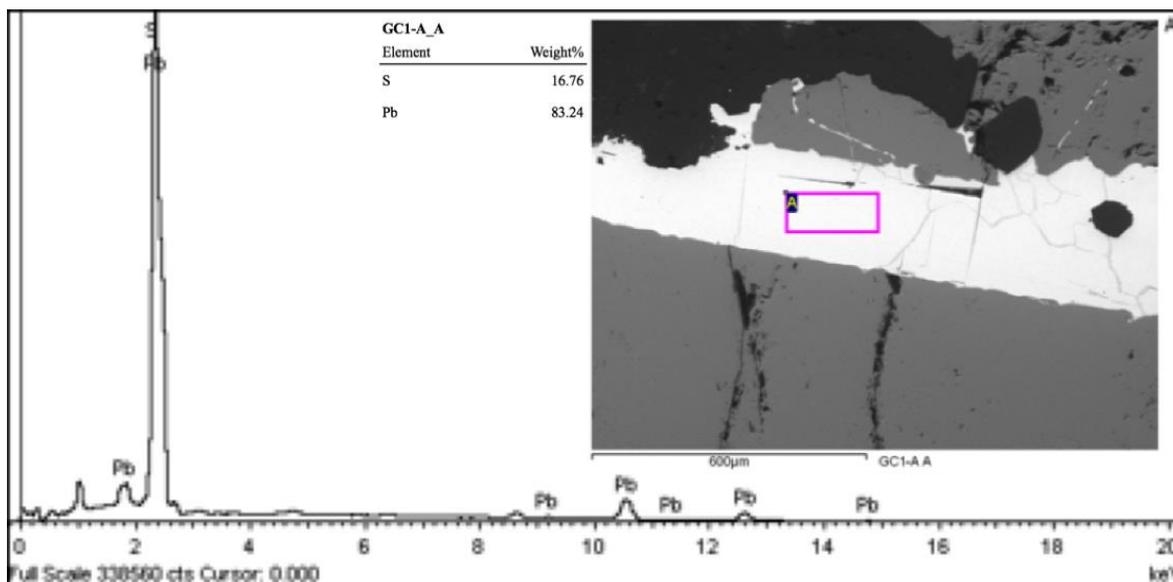


Figura 7.1 Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro contenido en la muestra GC1-380A, donde se identifica el mineral de galena (imagen en recuadro interno), con un alto grado de reflectancia.

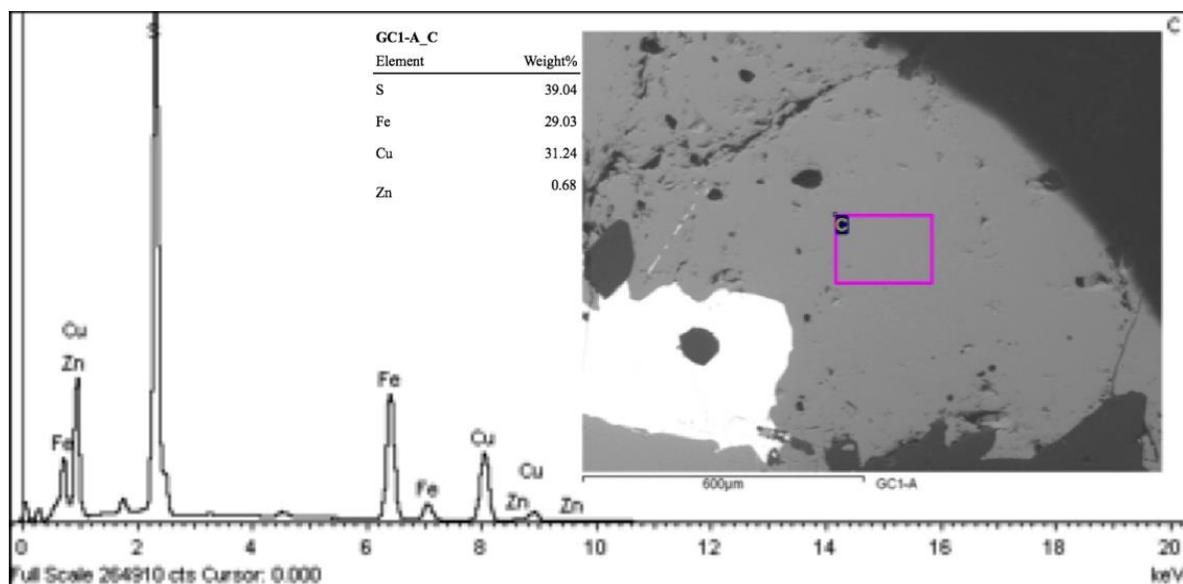


Figura 7.2 Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro contenido en la muestra GC1-380A, donde se identifica el mineral de calcopirita (imagen en recuadro interno).

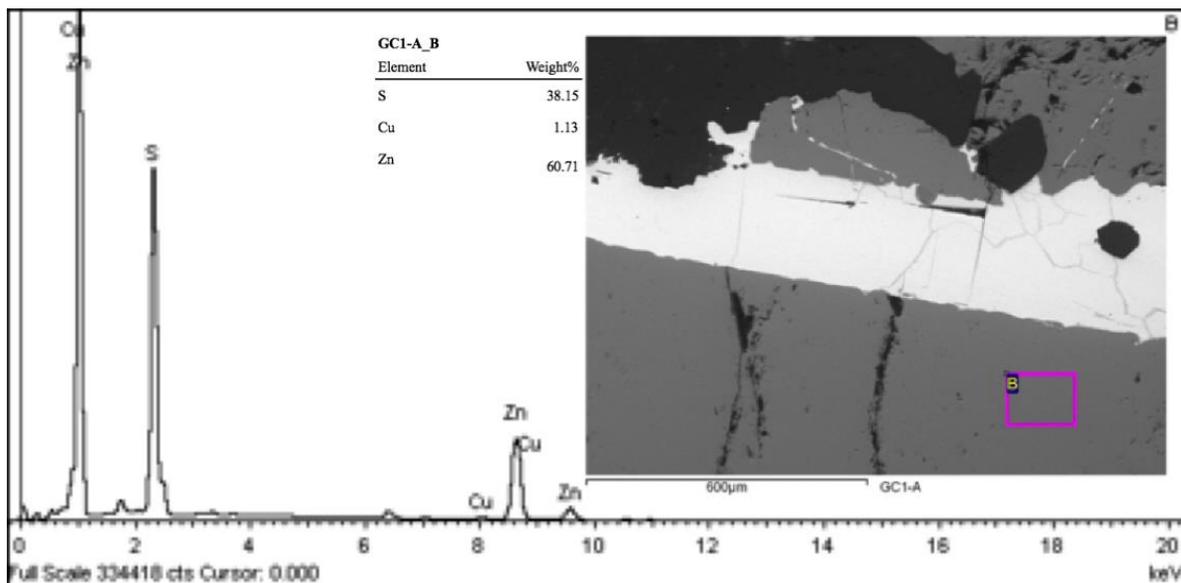


Figura 7.3 Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro contenido en la muestra GC1-380A, donde se identifica el mineral de esfalerita (imagen en recuadro interno).

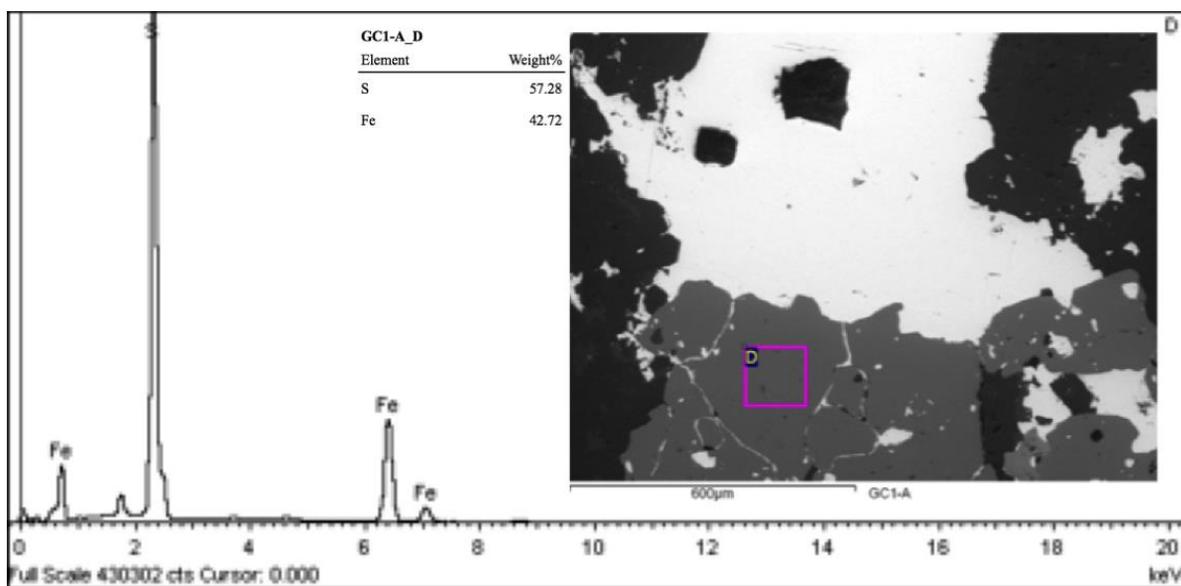


Figura 7.4 Espectro y tabla de composición de un mineral sulfuro contenido en la muestra GC1-380A, donde se identifica el mineral de pirita (imagen en recuadro interno).

En el tajo Gran Central localizado directamente al sur del tajo La Colorada, se tiene la presencia de vetillas de cuarzo con sulfuros en zonas de fuerte fracturamiento asociados o cerca de la falla Gran Central, acompañados por galena y menor presencia de esfalerita, pirita y calcopirita (Foto 7.3). En este tajo, la roca huésped continúa siendo la cuarzomonzodiorita, similar a la observada en el tajo La Colorada, con paquetes de rocas clásticas del tipo limolitas-areniscas de grano muy fino paleozoicas, finamente estratificadas y deformadas, asimiladas dentro de este intrusivo.

Por otro lado, los tipos de alteraciones asociadas comúnmente a este tipo de vetas, incluyen una silicificación que varía de débil a moderada acompañada con sericita alterando la roca huésped en halos de más de 1m de ancho a ambos lados de las vetas, y haciéndose más intensa hacia los bordes de las estructuras mineralizadas, con presencia de clorita en minerales ferromagnesianos (biotita, hornblenda) dentro de la roca encajonante. Es común encontrar también óxidos de manganeso y fuerte presencia de oxidados de hierro.

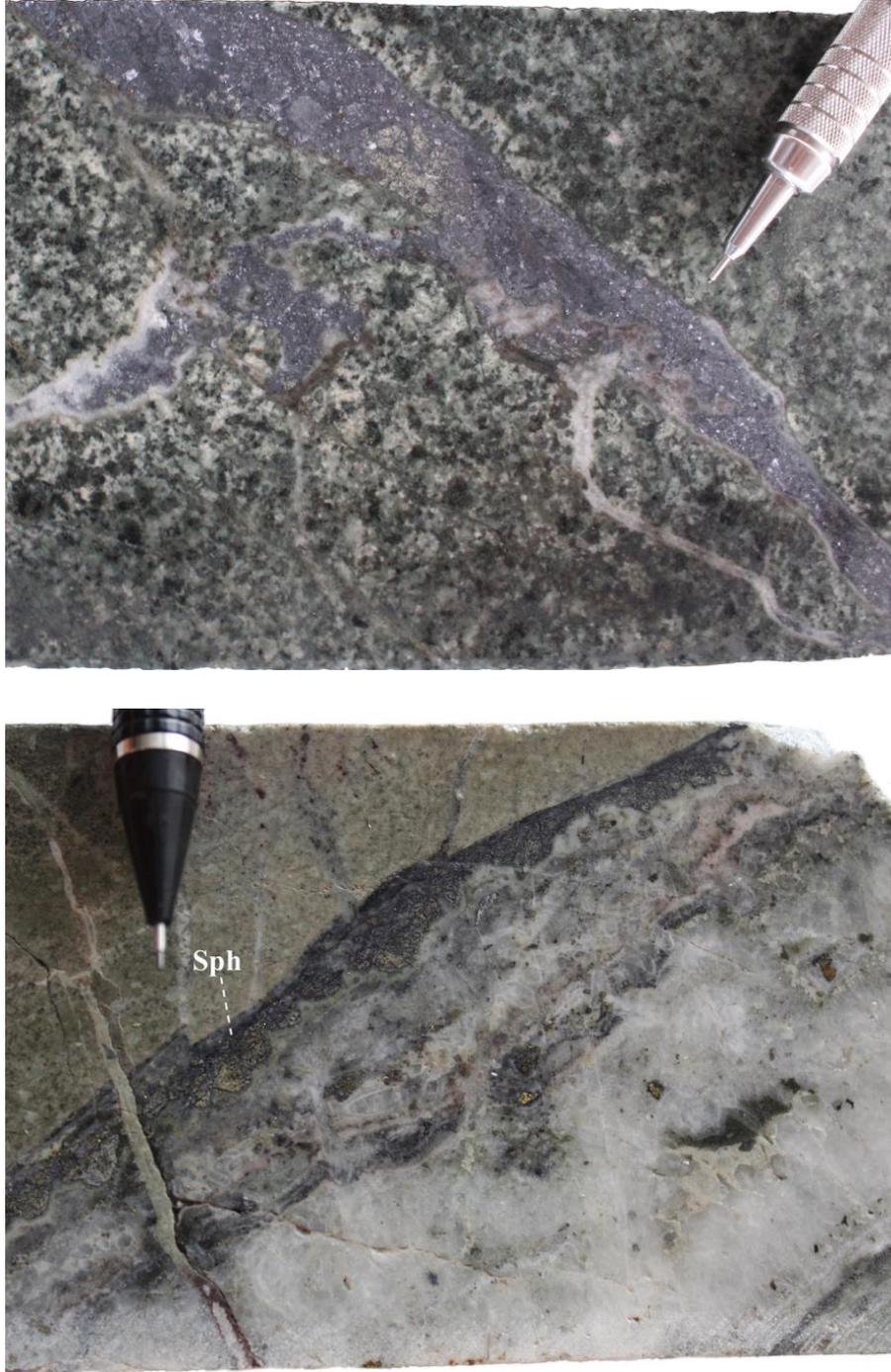


Foto 7.3 En la foto superior se puede observar una vetilla de cuarzo de <1cm de ancho, relacionada a la zona mineralizada con presencia de galena (mineral gris metálico), acompañada con menor contenido de esfalerita y pirita, cortando la cuarzomonzodiorita. En la foto inferior, se tiene otra vetilla de cuarzo similar a la anterior (>1cm), pero con mayor presencia de esfalerita (Sph).

7.1.2 Mineralización tipo pórfido

Este tipo de mineralización es más notable en el tajo La Colorada y Gran Central, donde fueron identificadas mediante observaciones de campo y “logeo” de núcleos de barrenación, con posteriores estudios petrográficos y mineragráficos. Regularmente se presenta de manera fina y erráticamente diseminada o como zonas en “stockwork”, relacionadas a zonas de falla dentro del intrusivo cuarzomonzodiorítico, clasificado a partir de estudios petrográficos, aunque descripciones previas han identificado variaciones composicionales del intrusivo que van desde diorita, cuarzodiorita y cuarzomonzodiorita. La mineralización es mejor representada por una serie de delgadas vetillas, algunas de ellas conformadas de cuarzo + molibdenita con halos de biotita secundaria, cortadas por vetillas compuestas de cuarzo-molibdenita con halos de alteración potásica (Foto 7.4), las cuales pueden ser equivalentes a las vetillas tipo B y D de acuerdo a Sillitoe (2010).

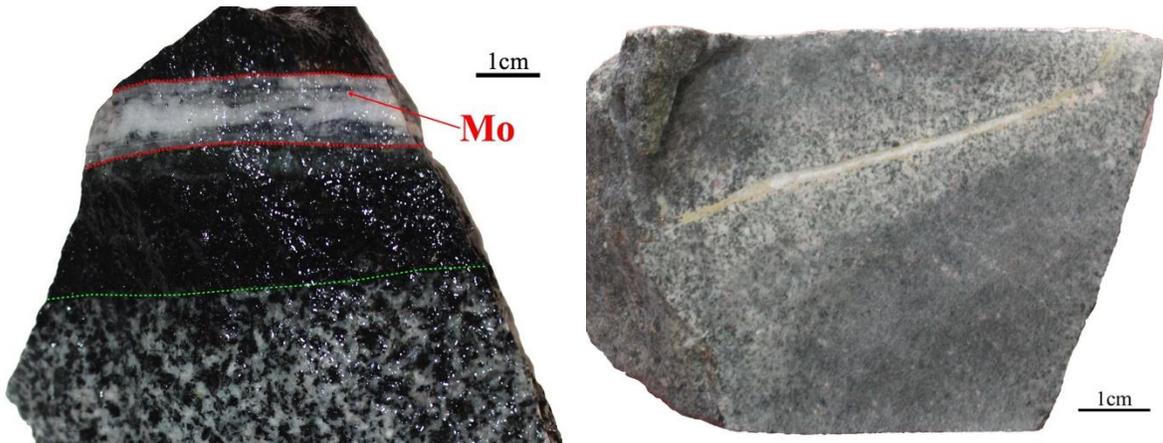


Foto 7.4 En esta imagen se observa una vetilla de cuarzo (delineada por las líneas rojas punteadas), acompañada con molibdenita (Mo) fina con cierta mayor frecuencia en sus costados. Note la presencia de biotita fina hidrotermal como un halo de alteración de más de 2 cm de ancho en ambos lados. En la foto a la derecha, se tiene una vetilla de cuarzo de ~0.5cm de ancho, la cual corta la roca intrusiva (Kdior), con un halo de alteración blanquecino compuesto de feldespatos potásicos.

Los halos de biotita en las primeras de esas vetillas se observan como zonas muy oscuras con anchos que varían de pocos milímetros hasta 2-3 cm, aumentando su grosor proporcionalmente al tamaño de la vetilla de cuarzo (Ver Foto 7.4).

En sección delgada se observa que la biotita presente en estos halos es muy fina, y en partes parcialmente cloritizada (Foto 7.5 y 7.6).

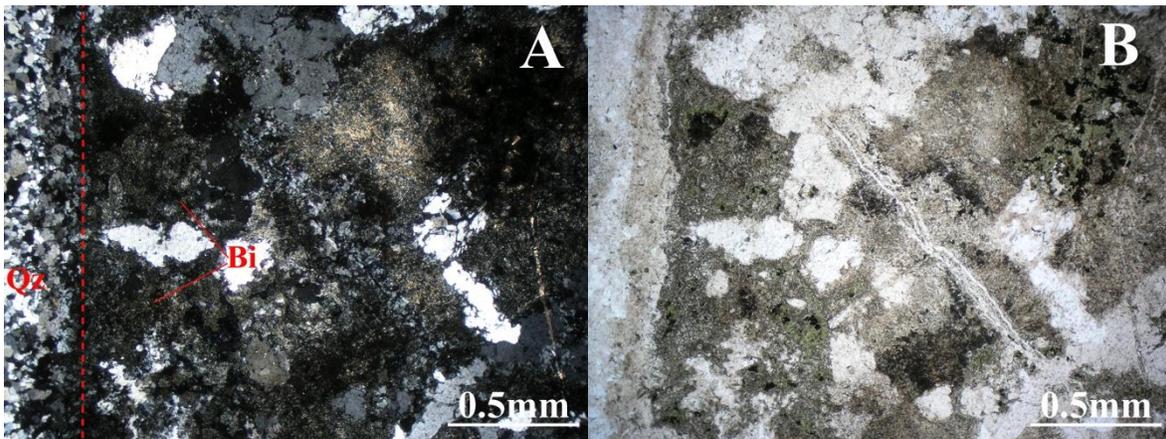


Foto 7.5 Fotomicrografías de la muestra GC-01; A), vistas con nicoles cruzados (A) y luz natural (B), mostrando detalle en el borde de la vetilla de cuarzo (Qz) con el halo de alteración. Note en A, una mayor concentración de biotita fina cerca al contacto, y en B un color verde claro, producto de una débil cloritización en la biotita, 10x, LP, LN.

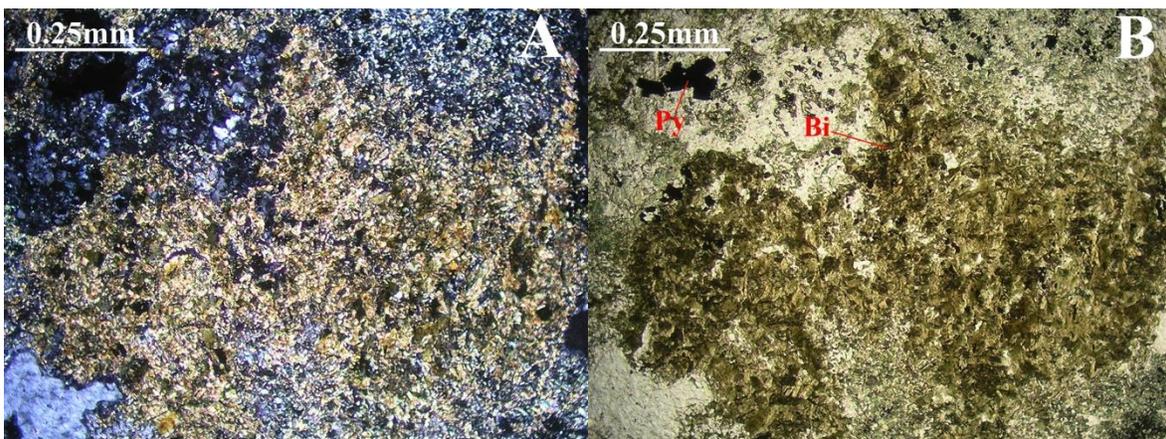


Foto 7.6 Fotomicrografías de la muestra LC-03 con nicoles cruzados y luz natural, mostrando detalle de la biotita fina que conforma el halo de alteración. Note la presencia de pirita fina en asociada a una zona fina de cuarzo, 20x, LP, LN.

Por otro lado, las vetillas con molibdenita con escasa presencia de pirita y calcopirita son generalmente delgadas de ≤ 1 cm de ancho, y cortan tanto a la cuarzomonzodiorita al pórfido riolítico, como a las rocas sedimentarias más antiguas. En la Foto 7.7, se puede apreciar una vetilla de cuarzo con molibdenita muy fina, regularmente acomodada en el centro de la vetilla, presentando una mayor oxidación en sus costados, sugiriendo presencia de sulfuros en avanzado estado de oxidación.

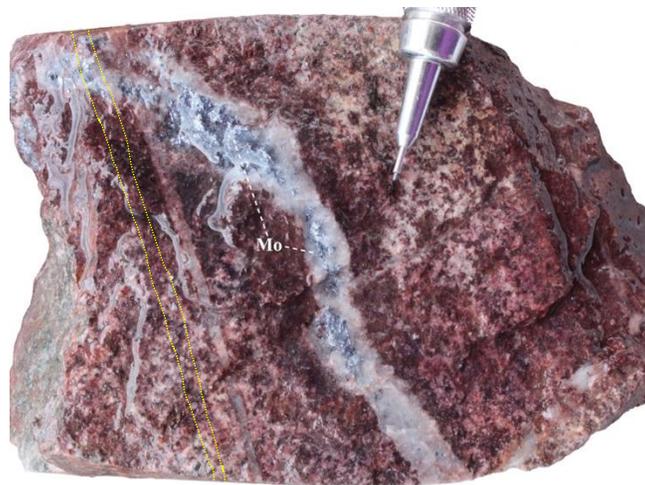


Foto 7.7 Muestra de mano DD-05-06, mostrando una vetilla de cuarzo con molibdenita (Mo) de <0.5 mm de ancho, cortando a la cuarzomonzodiorita. Note la fuerte oxidación en sus bordes, y como una vetilla de cuarzo de <3 mm la corta como una etapa posterior. Las líneas punteadas en color amarillo, indican una delgada vetilla de cuarzo + feldespato potásico, aparentemente posterior.

Una muestra con este mismo tipo de vetillas (DD-49-01) fue seleccionada en un barreno de núcleo, a los 9.10 m de profundidad, donde se observa una vetilla de cuarzo con molibdenita con menor presencia de pirita y calcopirita, cortando claramente a la cuarzomonzodiorita muy oxidada. Las imágenes a continuación muestran la identificación y confirmación de estos minerales utilizando el Microscopio de Barrido Electrónico (Ver Figura 7.5).

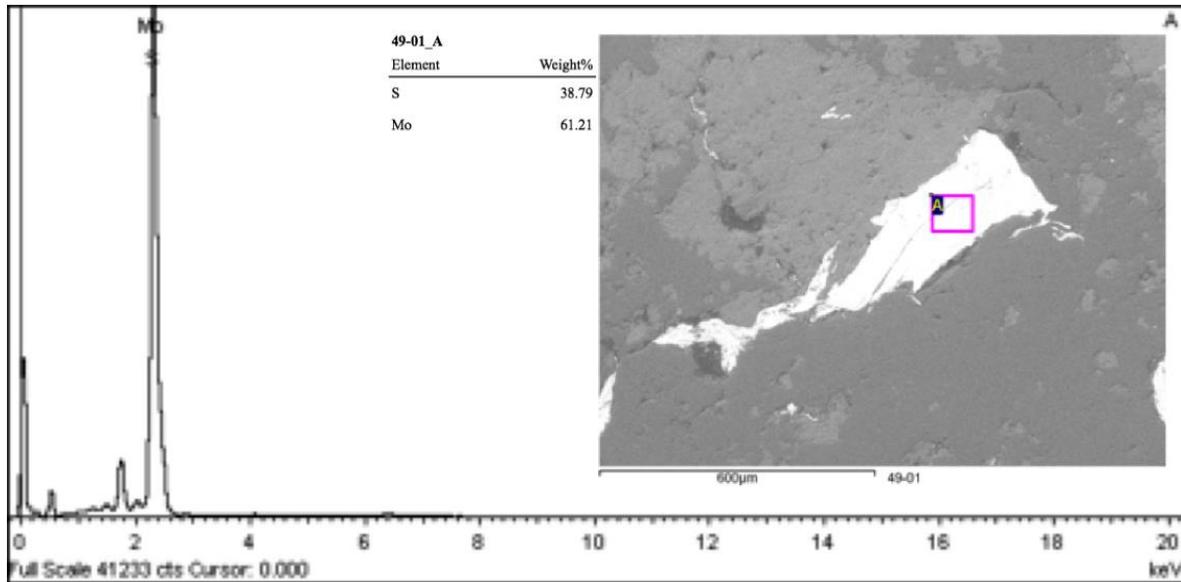


Figura 7.5 Espectro y tabla de composición de un mineral contenido en la muestra DD-49-01, el cual fue identificado como molibdenita. Se anexa la imagen en el recuadro con la localización en rojo donde se realizó el análisis.

Ésta muestra con la vetilla de cuarzo + molibdenita (DD-49-01), fue seleccionada porque en el estudio mineragráfico se observó que era cortada también por delgadas vetillas de cuarzo + sulfuros (galena, esfalerita, pirita) que parecían ser posteriores, y que daban la impresión de “introducirse” dentro de los cristales de molibdenita (Figuras 7.6 – 7.9), lo cual fue confirmado con las imágenes SEM. En una de las vetillas de cuarzo con sulfuros, se detectaron valores de plata contenidos dentro de los sulfuros (Figura 7.9), específicamente de la pirita, sugiriendo que la mineralización de oro-plata en la etapa epitermal está estrechamente ligada con los sulfuros de Fe-Pb-Zn, siendo en éstos donde se encuentran los valores económicos.

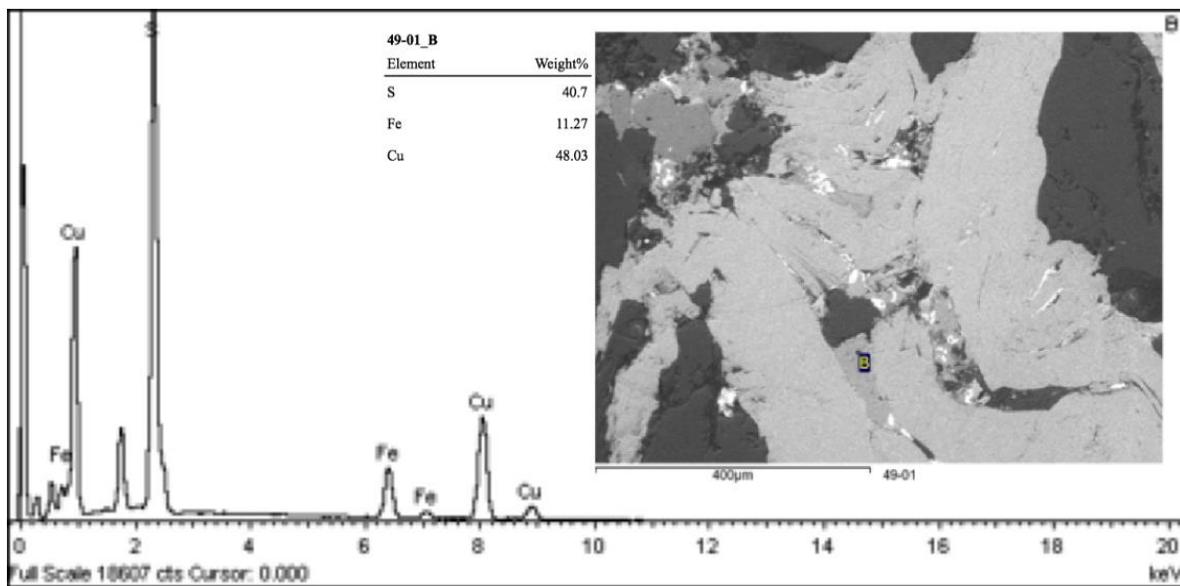


Figura 7.6 Espectro y tabla de composición de un mineral contenido en la muestra DD-49-01, el cual fue identificado como calcopirita (imagen en recuadro interno), y se observa incluido en espacios entre el cristal de molibdenita, dando la impresión de ser un evento posterior.

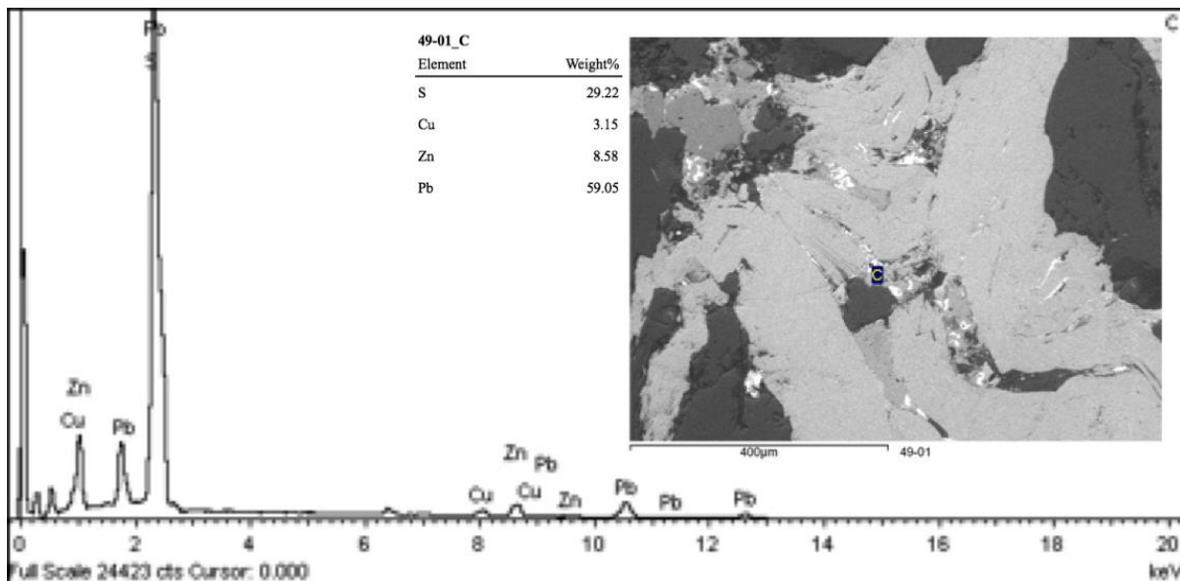


Figura 7.7 Espectro y tabla de composición de un mineral contenido en la muestra DD-49-01, el cual fue identificado como esfalerita (imagen en recuadro interno), en contacto directo con la calcopirita, dentro de los espacios libres de la molibdenita.

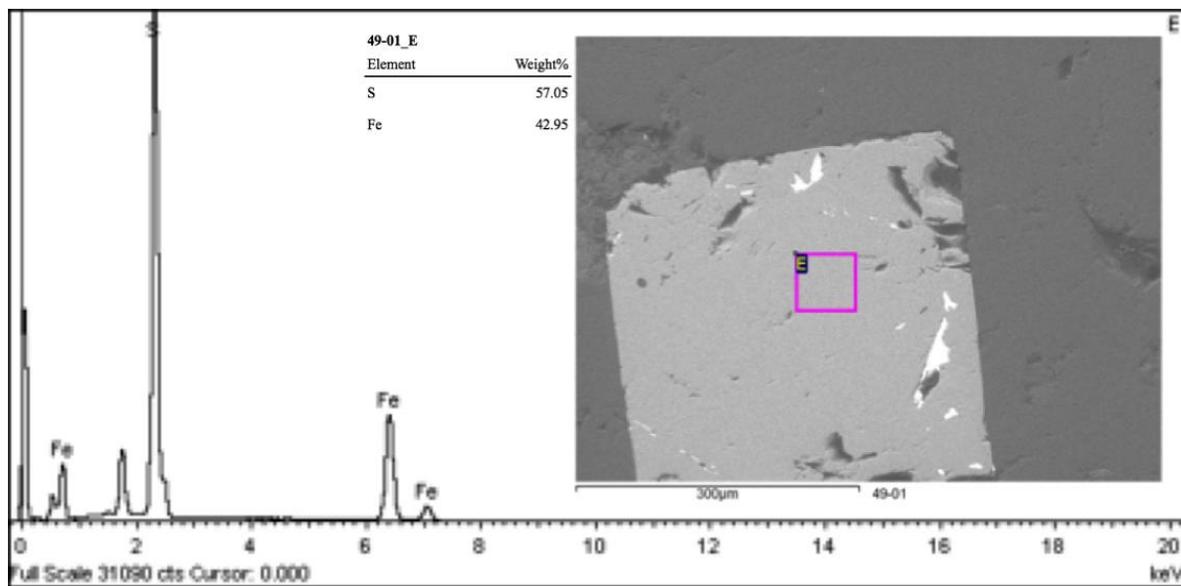


Figura 7.8 Espectro y tabla de composición de un mineral cúbico contenido en la muestra DD-49-01, el cual fue identificado como pirita (imagen en recuadro interno), no se encuentra en contacto directo con la molibdenita, y la vetilla que lo contiene parece ser posterior.

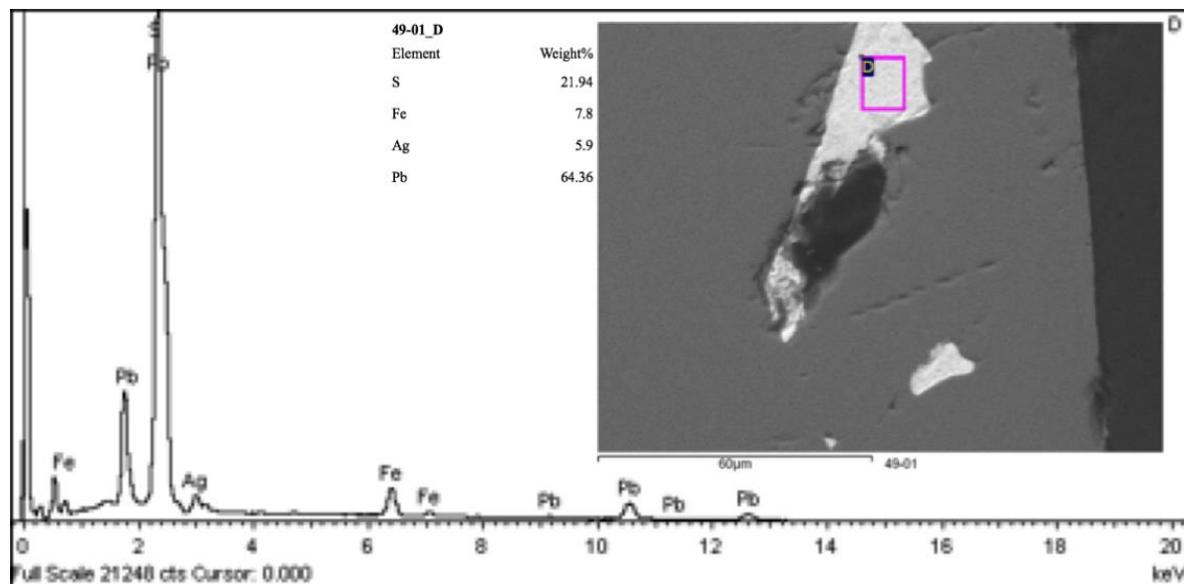


Figura 7.9 Espectro y tabla de composición de un mineral contenido dentro de la pirita identificada en la Imagen 6.8, se identifican los componentes químicos de la galena, con presencia de plata, confirmando la estrecha relación de la mineralización de Au-Ag y los sulfuros de la etapa epitermal.

La presencia de feldespato potásico como halos de alteración en algunas de las vetillas observadas, fue corroborada mediante el teñido de roca utilizando ácido fluorhídrico (HF) y cobaltonitrato de sodio ($\text{Na}_3[\text{CO}(\text{NO}_2)_6]$), manifestando e intensificando en color amarillo la presencia de feldespato potásico, que lo hace fácilmente reconocible en muestra de mano, como se puede apreciar en las imágenes agrupadas en la Foto 7.8.

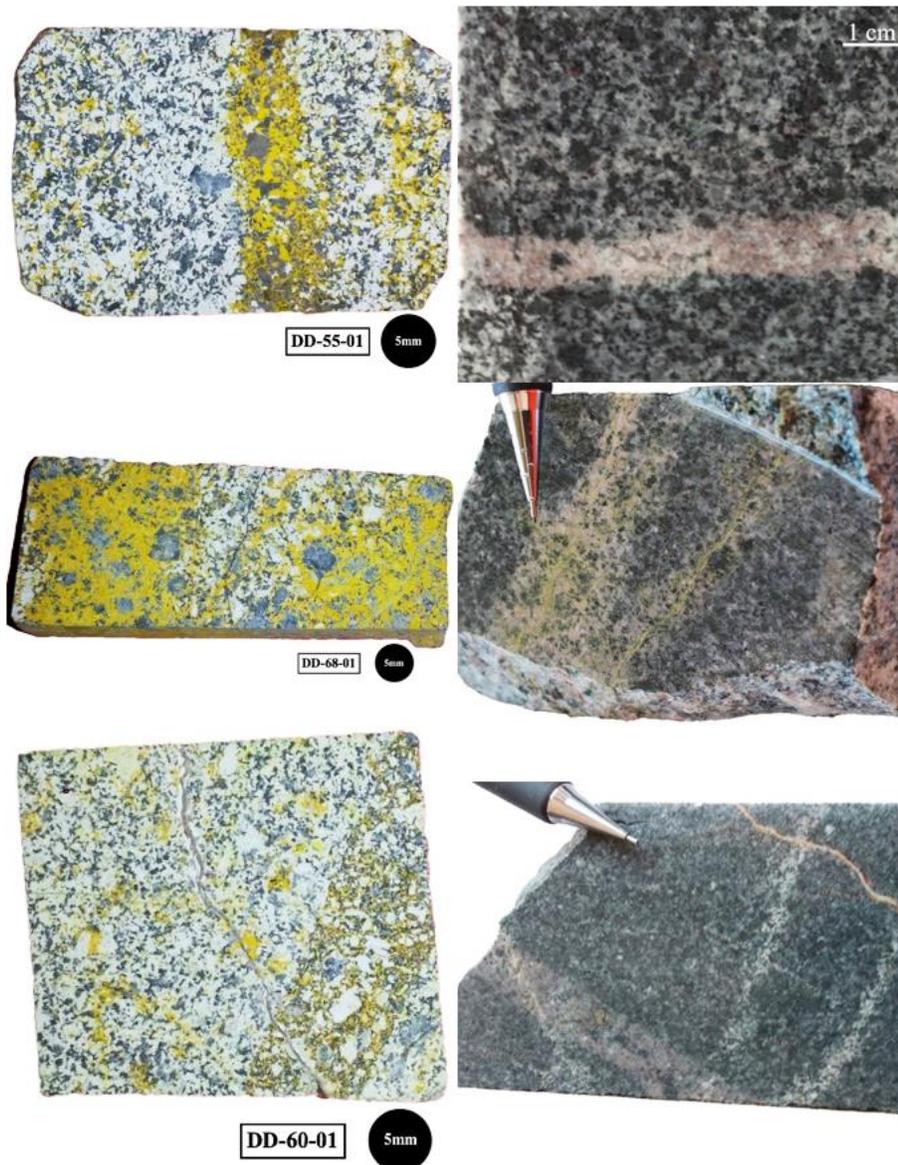


Foto 7.8 Muestras sometidas a tinción feldespática, donde se observa el color amarillo que toma el feldespato potásico. Las imágenes a la derecha de cada muestra teñida corresponden a sus respectivas muestras de mano

7.1.3 Relación de eventos de mineralización

Las relaciones de corte entre los diferentes tipos de vetillas observadas en este estudio, permite definir una cronología de los eventos hidrotermales ocurridos, los cuales se muestran a continuación, y donde el número entre paréntesis indica su posición en el tiempo, en el que cronológicamente el número menor corresponde a el primer evento en ocurrir, y así sucesivamente.

- Vetilla de cuarzo + Mo, con halos de biotita (1) es cortada por vetilla de cuarzo + feldespato potásico (2) (Fotos 7.7 y 7.9).
- Vetillas de feldespato potásico ± cuarzo (2), son cortadas por vetillas de cuarzo + Gal + Sph + Py + Cpy, con halos de sericita fina (3) (Foto 7.10).
- Vetilla de cuarzo con sulfuros (esfalerita + galena + pirita) (3) cortando las vetillas de cuarzo (2) y vetillas de cuarzo + molibdenita (1) (Foto 7.11).
- Vetilla compuesta por cuarzo blanco y sulfuros muy finos en los bordes (2), cortando a una vetilla de cuarzo con un pequeño halo de biotita secundaria (1) (Foto 7.12).
- Vetilla de cuarzo y feldespato potásico ± py-cpy (1), cortada por una delgada vetilla de cuarzo (2) y otra de cuarzo con sulfuros muy finos (3) (Foto 7.13).

Con estas observaciones efectuadas en el campo, se podría hacer una relación de eventos como sigue:

Sistema pórfido de cobre

1. Biotización
2. Vetillas de cuarzo tipo A
3. Vetillas de cuarzo + Mo con halos de biotita (tipo B)
4. Vetillas de cuarzo + feldespato potásico (tipo D)
5. Vetillas de cuarzo con halos de alteración potásica

Sistema epitermal

1. Vetillas de cuarzo
2. Vetillas de cuarzo + sulfuros (gal, sph.) con halos de alteración sericita

A continuación se muestran una serie de fotografías, donde se pueden observar presencia y relaciones de corte de cada uno de esos eventos definidos líneas arriba.

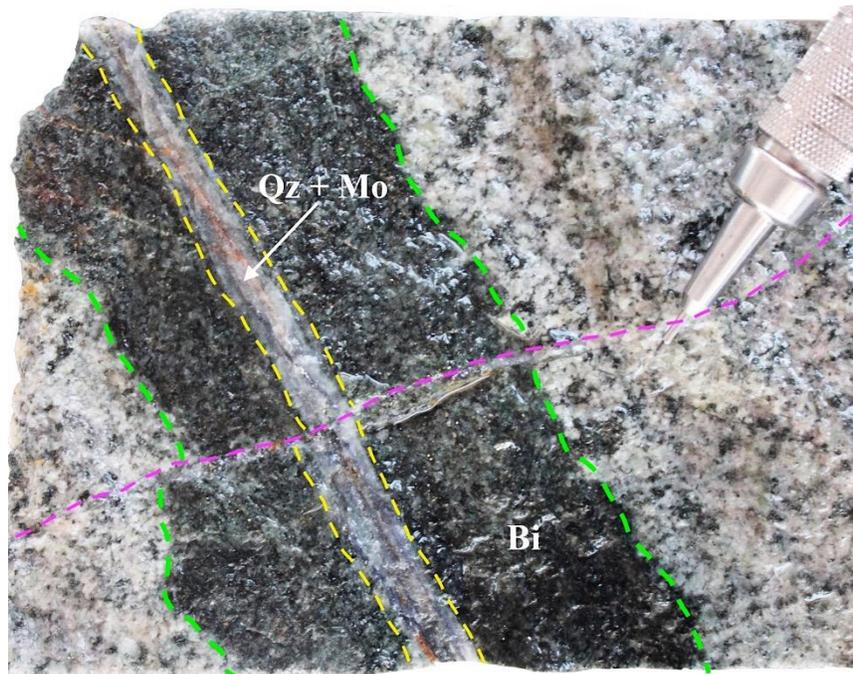


Foto 7.9 Tomada a los 257.95 m de profundidad en el barreno LC-09-DD-05, se observa una vetilla de cuarzo con fina molibdenita (Qz + Mo) delimitada por las líneas discontinuas de color amarillo, con un oscuro halo de biotita secundaria (Bi) delimitado por las líneas discontinuas color verde, siendo cortada y desplazada a su vez por una delgada vetilla de cuarzo y feldespato potásico (línea discontinua en color magenta).

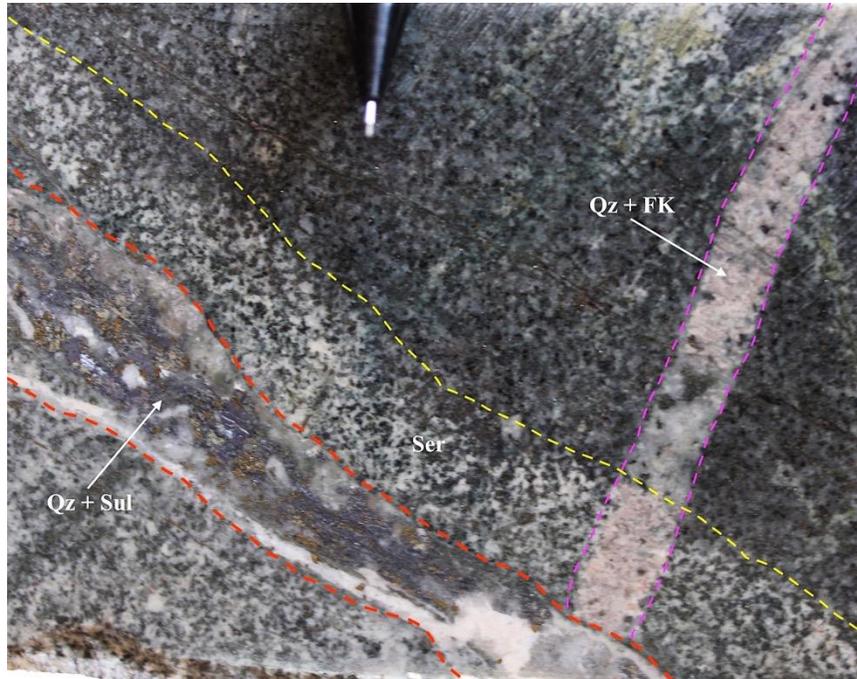


Foto 7.10 Muestra tomada a los 56.45m del barreno LC-11-DD-20 (DD-20-12) mostrando una vetilla de feldespato potásico + cuarzo (Qz+FK) cortada por una vetilla de cuarzo + gal-sph-py-cpy (Qz + Sul) con un halo de sericita (Ser).

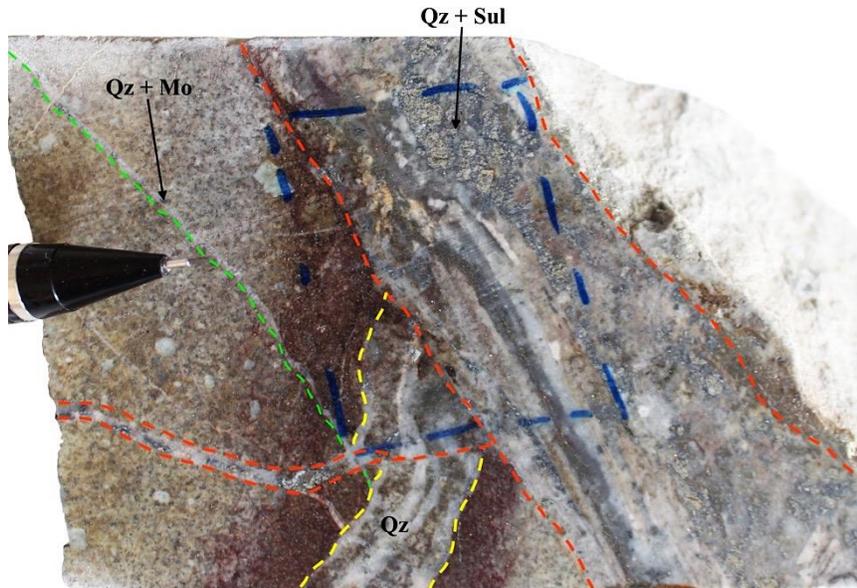


Foto 7.11 Muestra tomada a los 59 m del barreno LC-11-DD-23 (DD-23-10) donde pueden observarse varios tipos de vetillas: Indicada con una línea discontinua en color verde, una vetilla de cuarzo + molibdenita muy fina (Qz+Mo), cortada por una vetilla de cuarzo (Qz) sin sulfuros indicada con la línea en color amarillo, a su vez, estas vetillas están siendo cortadas por una vetilla de cuarzo + gal-sph-py-cpy (Qz + Sul).

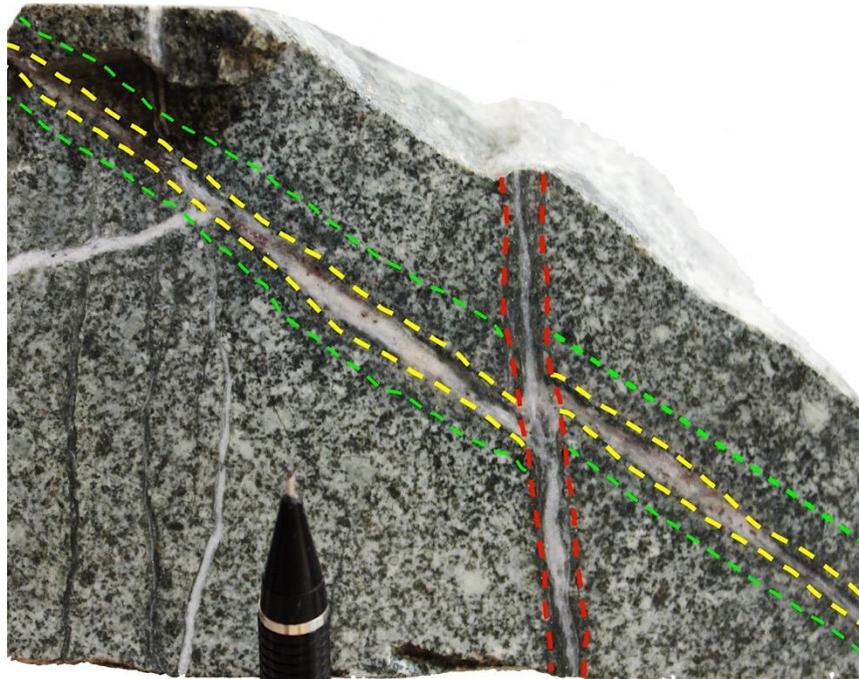


Foto 7.12 Vetilla compuesta por cuarzo blanco y sulfuros finos en los bordes, cortando a una vetilla de cuarzo con un pequeño halo de biotita secundaria. Muestra DD-20-09 tomada a los 41.20m del barreno LC-11-DD-20.

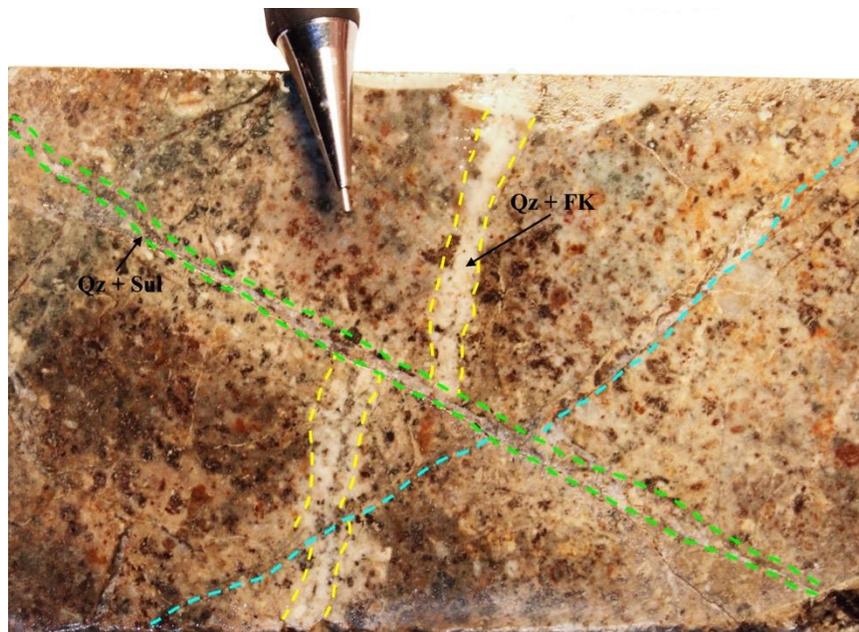


Foto 7.13 Muestra DD-89-03, tomada a los 44.40m del barreno LC-11-DD-89; Se aprecia presenta una vetilla de cuarzo y feldespato potásico con menor pirita y calcopirita (indicada con las líneas amarillas), cortada y desplazada por una muy delgada vetilla de cuarzo (línea azul), y éstas a su vez cortadas por otra vetilla de cuarzo con muy finos sulfuros (pirita + galena + esfalerita).

Interpretación de secciones a partir de los datos obtenidos en el “logeo” de los núcleos de barrenación, y mapeo en superficie, muestran las relaciones entre los cuerpos mineralizado y tipos de alteraciones de las dos etapas. En las secciones se agruparon las zonas donde se tiene la presencia de vetillas del tipo epitermal y las zonas con vetillas de tipo pórfido de cobre, como se muestra en las Figuras 7.10 y 7.11, las cuales corresponden a las secciones más representativas.

De igual manera se interpretaron secciones de alteración, donde se tomaron en cuenta el contenido de cuarzo-sericita (sílice en las secciones), marcando zonas donde la sericita está más concentrada, normalmente hacia los bordes de otras vetillas de cuarzo; también se englobaron las zonas donde la biotita secundaria (en halos de vetillas de cuarzo) es la alteración más dominante y zonas donde el feldespato potásico, es también la alteración más frecuente, la que da la impresión de ser la alteración de “background” o fondo en el depósito, aunque es común también la presencia de sericita como producto de alteración.

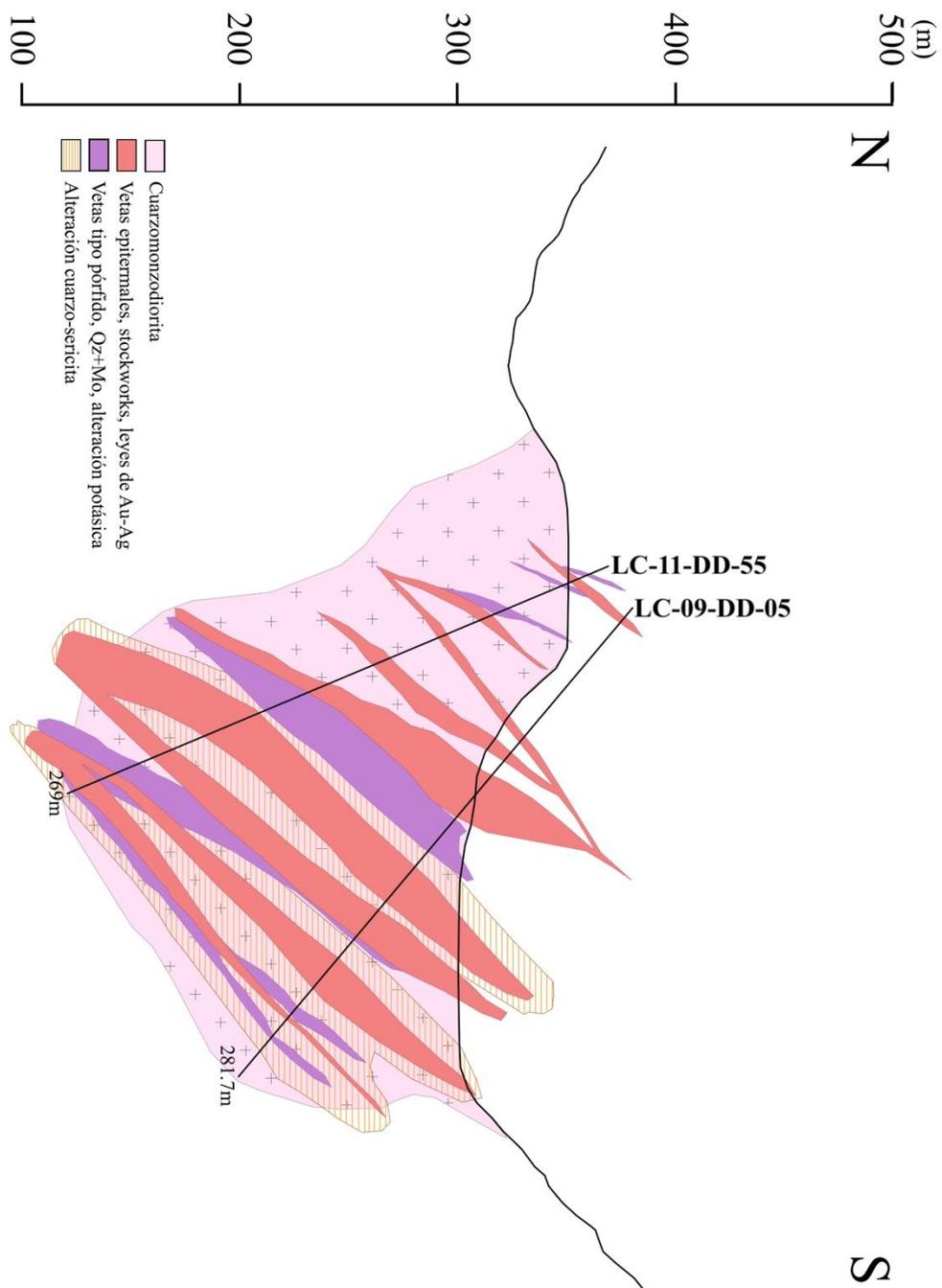


Figura 7.10 Sección con orientación N-S que muestra los datos de los barrenos LC-09-DD-05 y LC-11-DD-55 en Tajo Gran Central. En rojo se muestran las zonas con vetas epitermales aparentemente cortando los ya existentes cuerpos de vetas tipo pórfido. Se tomaron en cuenta también los valores de Au y Mo contenidos en esos barrenos y proporcionados por la compañía minera.

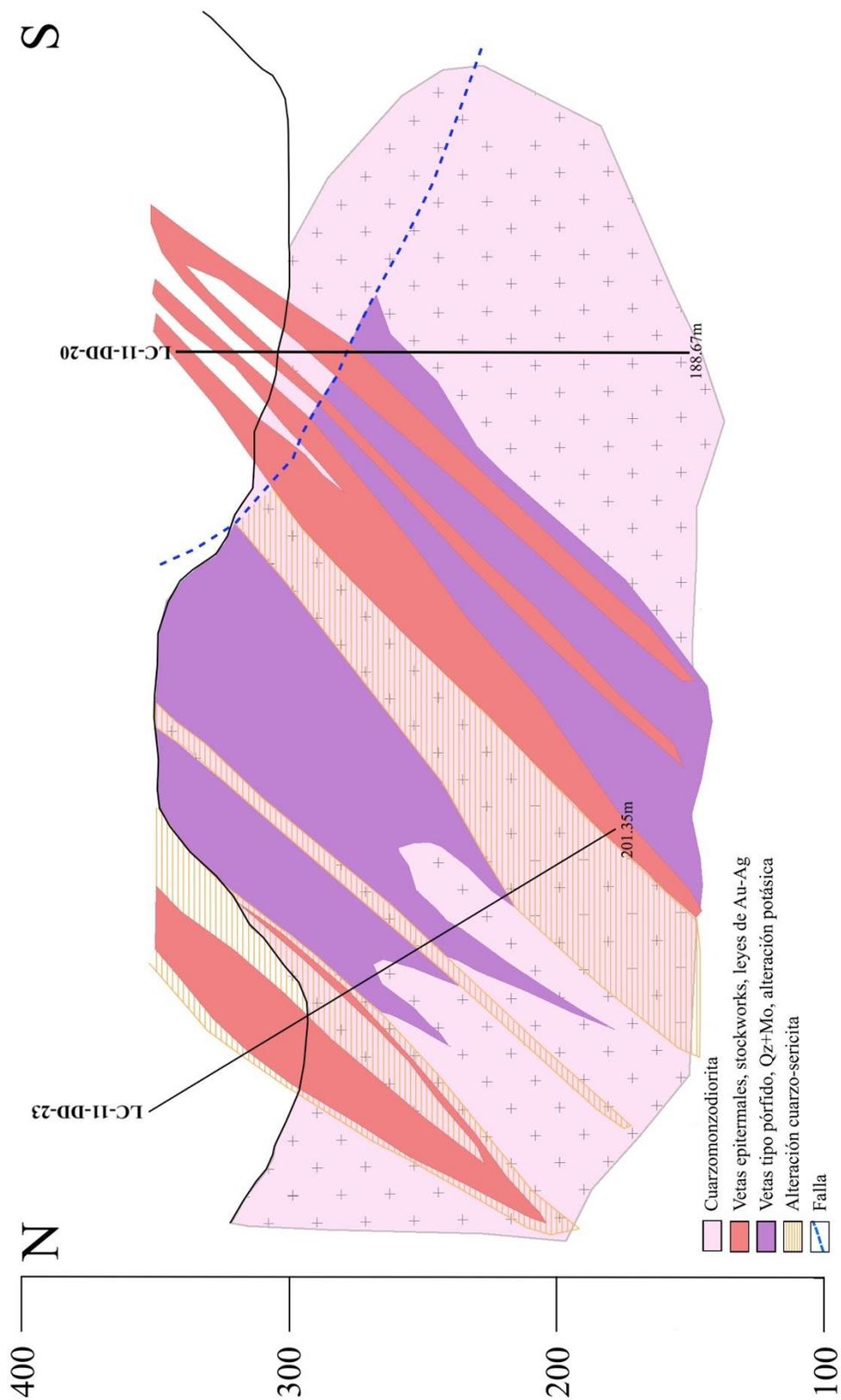


Figura 7.11 Sección con orientación N-S que muestra los datos de los barrenos LC-11-DD-20 y LC-11-DD-23. En esta sección se tiene mayor población de vetillas epitermales con mineralización de Au-Ag. Topográficamente se puede observar a la izquierda el perfil de Tajo La Colorada y Tajo Gran Central a la derecha. De igual manera, las vetas epitermales parecen estar cortando unas ya existentes vetillas tipo pórfido con mineralización de molibdenita (morado).

7.2 Paragénesis

Considerando el conjunto de datos generados a partir de las observaciones de mapeo superficial, logeo de núcleos de barrenación, estudio minerográfico de secciones pulidas, estudio petrográfico en láminas delgadas, así como la combinación de otras técnicas como Difracción de Rayos-X y Microscopía Electrónica de Barrido (SEM), a continuación se presenta una secuencia de eventos y paragenética para el depósito La Colorada, tomando en cuenta los eventos geológicos y de mineralización observados, la cual se muestra en la Figura 7.12.

Mioceno medio	Ignimbritas e Islanditas	~12.3 - 12.1 Ma (McDowell <i>et al.</i> , 1997; Vidal <i>et al.</i> , 2007)	
Mioceno temprano	Báucarit	~ 23-17 Ma (Paz-Moreno, 1992; Gans, 1997, McDowell <i>et al.</i> , 1997)	
Oligoceno tardío	Volcánicas	29.1±1.2Ma - 27.5±0.7Ma (U-Pb en zircones, Iriondo <i>et al.</i> , 2013)	Alteración hidrotermal
Fluorita Calcita Qz Amatista Cuarzo Oro Plata Pirita Galena Esfalerita			Cuarzo + Sericita + <<<Arcilla (Epitermal de Baja Sulfuración)
Cuarzo Pirita Molibdenita Calcopirita			Cuarzo + Feldespato Potásico, Cuarzo + Mo /biotita en halos (Pórfido)
?	Pórfidos félsicos con cuarzo + Molibdeno (?)		
Cretácico tardío	Granitoides	69.3±0.7 Ma - 68.7±0.9 Ma (U-Pb en Zircones; Iriondo <i>et al.</i> , 2013)	
Cretácico tardío	Pórfido Riolítico - Flujos	73.4±0.9 Ma - 72.4±0.8Ma (U-Pb en Zircones; Iriondo <i>et al.</i> , 2013)	Metamorfismo de contacto
Paleozoico	Limolitas, Areniscas, Calizas	~1054 Ma - 270 Ma (U-Pb en zircones; Iriondo <i>et al.</i> , 2013)	

Figura 7.12 Secuencia de eventos y paragenética del depósito La Colorada, separando dos tipos de eventos mineralizantes, un sistema tipo pórfido de Cu con mineralización de molibdenita + <Cu y un sistema epitermal de baja sulfuración con mineralización de Oro-Plata. En cuanto a las rocas, se agrega, por observación, la presencia de pórfidos félsicos con vetillas de cuarzo molibdenita, que al parecer en trabajos anteriores han sido englobados dentro de los pórfidos riolíticos pero que muestran ciertas características diferentes, como mayor contenido de cuarzo en los pórfidos y matriz de grano más grueso.

7.3 Geocronología

Con todas estas observaciones, en conjunto con los resultados obtenidos con los estudios geoquímicos-mineralógicos, geotérmicos e isotópicos, se puede definir que la edad de la mineralización del sistema pórfido de cobre 72.30 ± 0.36 Ma, está aparentemente en desacuerdo con en las edades de las rocas que hospedan la mineralización de Cu-Mo, las cuales fueron definidas en este trabajo como cuarzomonzodiorita, y son correlacionables con las cuarzomonzodioritas y cuarzodioritas fechadas en el trabajo de Iriondo *et al.* (2013) con edades de U-Pb en zircones que varían desde 69.3 ± 0.7 hasta 77 ± 1 Ma. Sin embargo, un promedio de edad de la roca podría ser ajustado a la edad de la mineralización obtenida en este estudio de 72.30 ± 0.36 Ma, como se puede apreciar en la Figura 7.13, y que se ajusta en tiempo y espacio dentro de los campos con edades entre 80 – 90 Ma de los pórfidos de cobre definidas por Valencia-Moreno *et al.* (2007), como se ve en la Figura 7.14.

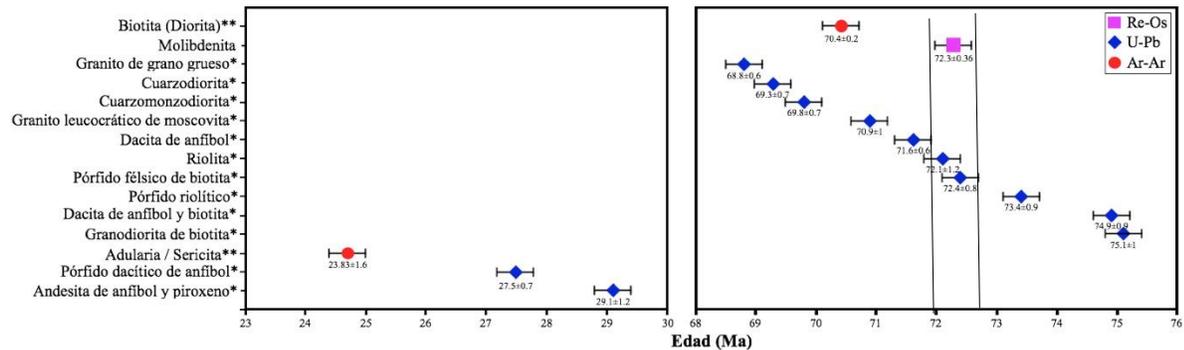


Figura 7.13 Datos geocronológicos aportados en este estudio (Re-Os), en comparación con datos obtenidos en otros trabajos (*Iriondo *et al.*, 2013; **Zawada, 2001).

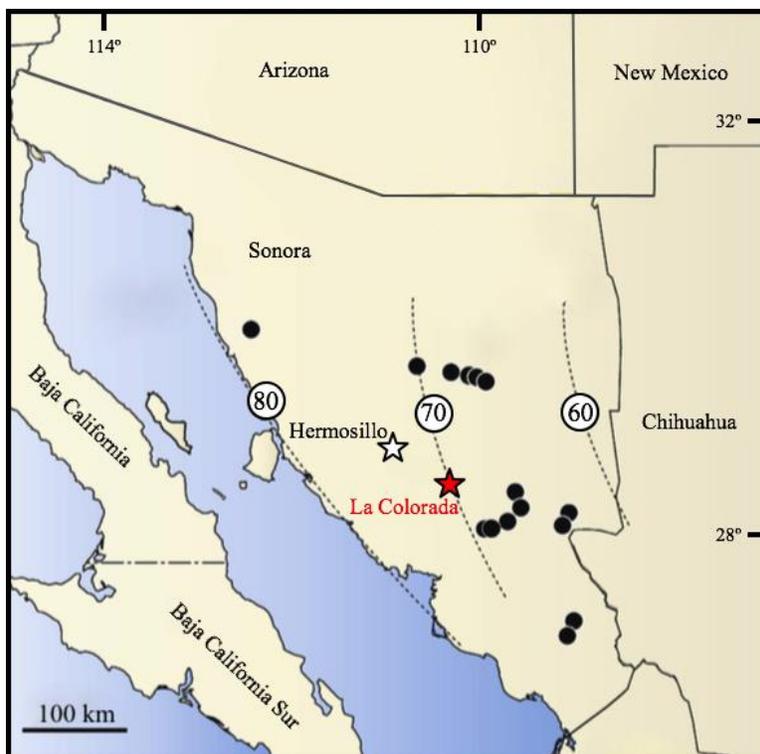


Figura 7.14 Ubicación de la mina La Colorada dentro de un mapa de distribución de los depósitos pórfido de cobre a lo largo del cinturón Laramídico del NW de México (Modificado de Valencia-Moreno et al., 2007). Las líneas punteadas indican los límites de edades (en Ma) para este tipo de depósitos, lo que significa la congruencia de la edad de 72.30 ± 0.36 Ma obtenida de la molibdenita en este trabajo.

En cuanto a la edad de mineralización tipo epitermal, y como se mencionó líneas arriba en este trabajo, no fue posible obtenerla directamente tratando de fecharla por el método de Re-Os en el mineral de Au; se puede considerar, que los resultados de los estudios geocronológicos en sericita realizados por Zawada (2001), y recolectadas de las zonas de alteración que coinciden con la etapa de mineralización de Au-Ag, la cual arroja edades que varían entre 22.45 y 27.1 Ma, pueden considerarse como la edad de esta etapa de mineralización.

7.4 Modelo

Con los datos obtenidos en este trabajo, y considerando estudios y observaciones previas efectuadas en este distrito por varios autores, se establece que en el depósito La Colorada se tiene presente el traslape de dos tipos y estilos de mineralización completamente separados en tiempo, los cuales podrían estar relacionados a estados magmáticos y tectónicos diferentes, o podrían ser parte de una marco tectónico-magmático evolucionado con mineralización tipo pórfido de cobre Laramídico, con la emigración de arcos dentro del continente y producción de sistemas epitermales de alta sulfuración relacionados a pórfidos de cobre, con edades del Oligoceno (24 a 26 Ma) como sucede en la franja de depósitos epitermales en la parte centro-este de Sonora-norte de Sinaloa.

Un modelo de la evolución y formación de este depósito se da en la Figura 7.15, donde se muestra desde la deposición de las rocas sedimentarias de plataforma, su subsecuente deformación y erosión, seguida por un evento volcánico. Seguidamente se presenta el evento Laramídico que resulta en la formación de depósito tipo pórfido cuprífero, que posteriormente fue también erosionado y al que, más recientemente, se superpone un evento epitermal de baja sulfuración con mineralización económica de oro y plata que conforma lo que actualmente es la mina La Colorada.

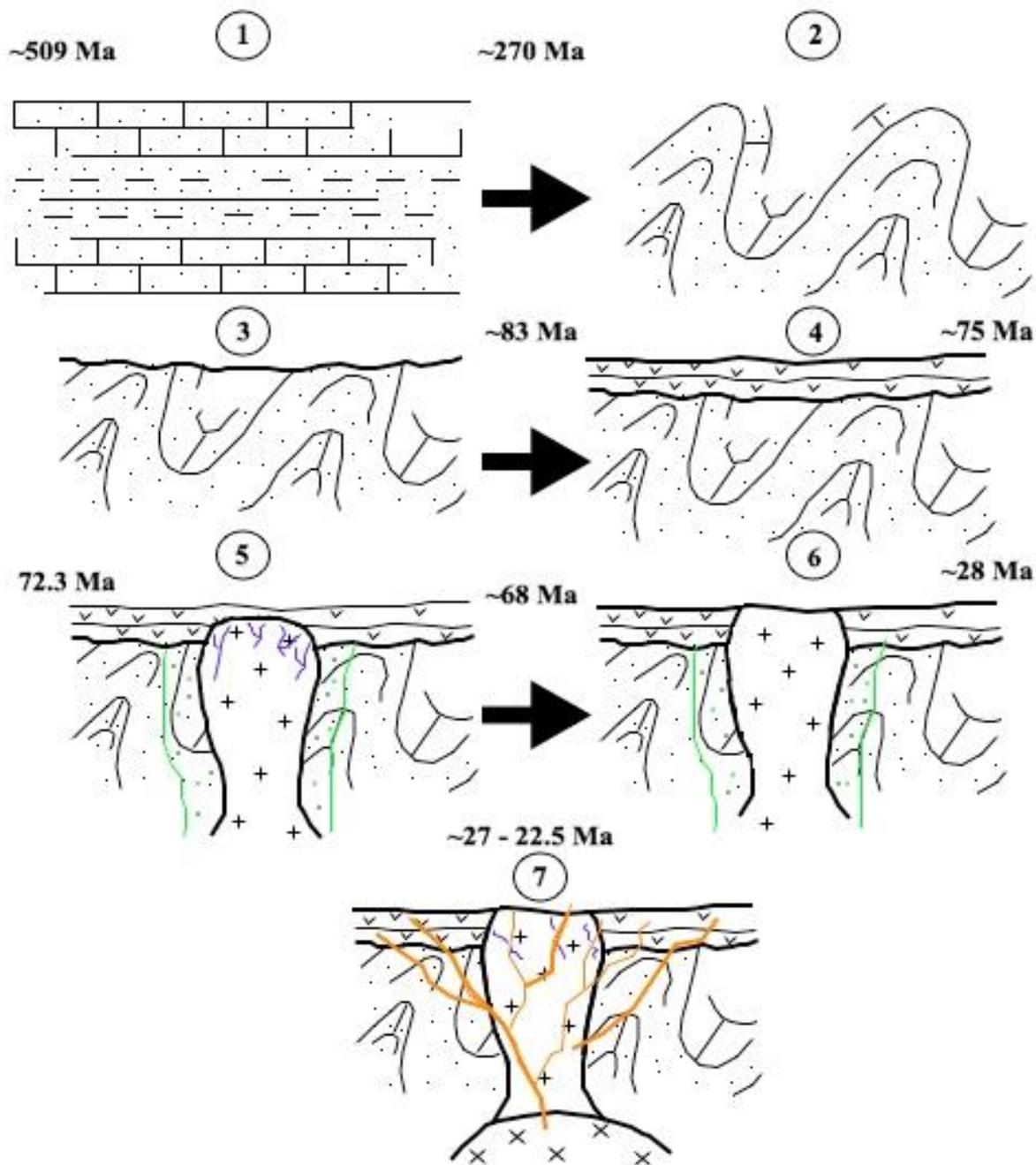


Figura 7.15 Modelo esquemático simplificado del depósito La Colorada en el que se muestra la evolución desde el Paleozoico, donde se inicia con la deposición de rocas sedimentarias detríticas-carbonatadas (1), con un subsecuente plegamiento y erosión (2 y 3) entre los ~270 y 83 Ma; A eso le siguió la deposición de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (4), para después presentarse el evento mineralizante de molibdeno a los 72.3Ma (5) y otros intrusivos. Se continúa con la erosión de las unidades existentes hasta el momento (6), para presentarse en el Mioceno tardío-Oligoceno temprano la mineralización epitermal de Au-Ag (7).

CAPÍTULO 8: Conclusiones

El Colorada presenta evidencias de mineralización y alteraciones de tipo pórfido de Cu-Mo, con una edad obtenida en este estudio de 72.30 ± 0.36 Ma para la molibdenita, correspondiente al evento Larámide durante el cual se emplazaron plutones de composición diorítica, granodiorítica y granítica en el centro y sur de Sonora (Wilson y Rocha, 1946). De la misma forma, estudios de este tipo de depósitos en la región, han permitido establecer límites geográficos, por edad, para algunos pórfidos reportados en el estado de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2006a), correspondiendo la edad de la molibdenita a esos límites propuestos.

Superpuesto al sistema de pórfido de Cu-Mo, en el depósito La Colorada ocurre un sistema epitermal de baja sulfuración, que hospeda la mineralización económica de oro y plata que ha dado lugar a la explotación minera del depósito. La edad estimada para este evento es de 22.45 ± 0.19 Ma y 23.83 ± 1.6 Ma (Zawada, 2001) y puede correlacionarse con otros depósitos epitermales de la región como Mulatos (entre 31.6 y 25Ma; Staude, 1995) y Santa Gertrudis (~26Ma; Bennet, 1993).

Por otro lado, los análisis de inclusiones fluidas indicaron una clara división de los dos eventos en cuanto a temperaturas y salinidades y las relaciones temporales encontradas confirmaron existencia y separación de los dos eventos.

Este traslape de eventos, junto con una intensa historia tectónica, resultó en la compleja geología que ha caracterizado siempre a la mina La Colorada, aclarando la discrepancia y en la interpretación de datos geotermométricos y geológicos que se tenía en interpretaciones y trabajos anteriores.

BIBLIOGRAFÍA

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., Chomiak, B.A., 2001, Controls on Formation of Low-Sulfidation Epithermal Deposits in Mexico: Constraints from Fluid Inclusion and Stable Isotope Data, Albinson, T., Nelson, C.E. (eds.), *New mines and discoveries in Mexico and Central America: Society of Economic Geologists Special Publication Series 8*, p. 1-32.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., McDowell, F.W., 1997, Cenozoic Volcanism and Tectonics in NW Mexico: A Transect Across the Sierra Madre Occidental Volcanic Field and Observations on Extension Related Magmatism in the Southern Basin and Range and Gulf of California Tectonic Provinces. Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 41-84.
- Ashley, R.P., 1982, Occurrence model for Enargite-Gold Deposits, U.S. Geological Survey, Open-file report 82-795, p. 144-147.
- Ault, W., Jensen, M.L., 1963, A Summary of Sulfur Isotope Standards. En Jensen, M.L., Ed., *Biogeochemistry of Sulfur Isotopes*. National Science Foundation Symposium Proceedings, Yale University, p. 16-29.
- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landin, L., Chesley, J.T., Zurcher, L., 2005, Laramide Porphyry Cu-Mo Mineralization in Northern Mexico: Age Constraints from Re-Os Geochronology in Molibdenite, *Economic Geology*, v. 100, n. 8, p. 1605-1616.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic Contributions to the Tertiary Sedimentary-Volcanic Sequences (“Báucarit Formation”) in Sonora. México, *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 67-77.

- Bartolini, C., Morales-Montaña, M., Marrera-Moreno, E., Domínguez-Perla, J.E., Navarro-Martínez, L.A., Soto-Contreras, L.A., Finney, S.C., Carter, C., 1995, Geologic Reconnaissance of Ordovician Deep-marine Sequences in Central Sonora, Mexico, in Cooper, J.D., Droser, M.L., and Finney, S.C., eds., *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: Fullerton, Calif., Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM), book no. 77, p. 285-289.
- Bennett, S.A., 1993, Santa Teresa District, Sonora, Mexico – A Gold Exploration Study aided by Lithologic Mapping, Remote Sensing Analysis, and Geographic Information System Compilation, Boulder, University of Colorado, Tesis de Maestría, 272 p.
- Birck, J. L., Barman, M. R., Capmas, F., 1997, Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples. *Geostandards Newsletter*, 2, p. 19–27.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H₂O-NaCl Solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, n. 3, p. 683-684.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R., Lugo-Zazueta, R., 2011, Evolución Geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, *Panorama de la Geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, v. 118, p. 227-266.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, n. 6, p. 1040-1051.
- Campbell, A.R., Larson, P.B., 1998, Introduction to Stable Isotope Applications in Hydrothermal Systems, *Economic Geology*, v. 10, p. 173-193.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E., Canals, A., 2003, Ages of Epidermal Deposits in Mexico: Regional Significance and Links with the Evolution of Tertiary

- Volcanism, Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 98, p. 1029-1037.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Depósitos Epitermales en México: Actualización de su Conocimiento y Reclasificación Empírica, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVIII, no. 4, p. 27-81.
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la Exploración Minera Mediante Microtermometría de Inclusiones Fluidas, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 62, n.1, p. 25-42.
- Carretero, M.I., y Pozo, M., 2007, Mineralogía Aplicada. Salud y Medio Ambiente, Paraninfo, Madrid, 424 p.
- Coney, P.J., Campa, M.F., 1984, Terrenos Sospechosos de Aloctonía y Acreción del Occidente y Sur del Continente Norteamericano: Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, v. 1, p. 1-24.
- Corbett, G.J., Leach, T.M., 1998, Southwest Pacific Rim Gold-copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization: Society of Economic Geologists, Special Publication, 6, 238 p.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserbug, G.J., 1991, Negative Thermal Ion Mass Spectrometry of Osmium, Rhenium and Iridium, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, n. 1, p. 397-401.
- Dumble, E. T., 1900, Notes on the Geology of Sonora, México, American Institute of Mining Engineers Transactions, v. 29, p. 122-152.
- Durán-García, H., 1997, Resumen de Trabajos de Exploración Realizados en el Proyecto La Colorada, Mpio. La Colorada, Son., México., Technical Report: Prospectores Minerales de México, S.A. de C.V. Hermosillo, Sonora.

- Einaudi, M.T., 1977, Petrogenesis of the Copper-bearing Skarn at the Mason Valley Mine, Yerington Mining District, Nevada: *Economic Geology*, v. 72, p. 769-795.
- Einaudi, M.T., 1982, Description of Skarns Associated with Porphyry Copper Plutons, Southwestern North America, en Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*: Tucson, University of Arizona Press, p. 139-183.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003, Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments, *Society of Economic Geologists Special Publication Series*, v. 10, p. 285-313.
- Flores-Vázquez, I., 2006, Magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano y PT de Emplazamiento para Intrusiones Relacionadas al Depósito Suaqui Verde, Centro-este de Sonora, Universidad de Sonora, Tesis de Maestría, 106 p.
- Gammons, C.H., Williams-Jones, A.E., 1997, Chemical Mobility of Gold in the Porphyry-Epithermal Environment: *Economic Geology*, 92, p. 45-59.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene Extension in Southern Sonora: Implications for the Tectonic Evolution of Northwest Mexico, *Tectonics*, 16, p. 388-408.
- Gastil, G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Roldán-Quintana, J., 1991, The Relation Between the Paleozoic Strata on Opposite Sides of the Gulf of California. *Geological Society of America Special Papers*, v. 254, p. 7-18.
- Giroux, G., Charbonneau, D., 1992, Property and Resource Evaluation of the El Crestón Deposit, La Colorada project, Mexico, Unpublished report for Exploraciones El dorado, S.A. de C.V. Hermosillo, Mexico, p. 36.
- Giroux, G., 1994, Geological resources for Creston, Gran Central, Minas Prietas and La Trinidad,

- by Montgomery Consultants Ltd. for Exploraciones Eldorado, S.A. de C.V.,
Hermosillo, Mexico, 60 p.
- Giroux, G., 1999, Audit of the Resources Contained Within the Gran Central and La Colorada Zones, La Colorada Mine, Mexico, Unpublished report for Exploraciones Eldorado, S.A. de C.V. Hermosillo, Mexico.
- Goldstein, J.I., Newbury, D., Joy, D., Lyman, C., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J., 2003, Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis, New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 689, 1 CD-ROM.
- González-León, C., 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Alamo, Estado de Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 4, n. 1, p. 13-18.
- Gonzalez-León, C., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, Noreste de Sonora, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 6, p. 117-135.
- González-León, C., Solari, L., Solé, J., Ducea, M.N., Lawton, T.F., Bernal, J.P., Santacruz, R.L., 2011, Stratigraphy, Geochronology, and Geochemistry of the Laramide Magmatic Arc in North-Central Sonora, Mexico. *Geosphere*, v. 7, p. 1392-1418.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Canet, C., González-Sánchez, F., 2008, Fisicoquímica de Salmueras e Hidrocarburos en Cuencas Petroleras y en Depósitos Minerales Tipo Mississippi Valley y Asociados, Parte I: Temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60, n. 1, p. 11-22.
- González-Peña, O., 2009, Características Principales de los Depósitos Epitermales en el Noroeste de México, un Análisis y Comparación, Universidad de Sonora, Tesis de licenciatura.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P., 1971, Evolution of Mineralization at El Salvador, Chile,

- Economic Geology, v. 66, p. 1266-1267.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P., 1975, The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile: Economic Geology, v. 70, p. 857–912.
- Haas, J.L., 1971, The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure, Economic Geology, v. 66, n. 6, p. 940-946.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The Role of Magmas in the Formation of Hydrothermal Ore Deposits, Nature, v. 370, p. 519-527.
- Hedenquist, J.W., Richards, J.P., 1998, The Influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for the Porphyry Copper Deposits. In: P.B. Larson, ed., Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology, Boulder, p. 235-256.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.J., Gonzalez-Urien, E., 2000, Exploration for Epitermal Gold Deposits, Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J.W., Taran, Y.A., 2013, Modeling the Formation of Advanced Argillic Lithocaps: Volcanic Vapor Condensation Above Porphyry Intrusions, Society of Economic Geologists, v. 108, no. 7, p. 1523-1540.
- Hedenquist, J.W., 2015, Porphyry Copper Potential in Mexico: Transitions from Epithermal Lithocaps to Veins and Tops of Porphyry Deposits, Memoria Técnica – XXXI Convención Internacional de Minería 2015.
- Hendrick, M., 2009, La Colorada Mine, Sonora, Mexico, Geologic report prepared for Pediment Gold Corp., 27 p.
- Hjelen, J., 1989, Scanning Elektron-Mikroskopi, Trondheim, Metallurgisk institutt, NTH, 106 p.

- Howell, D.G., Wiley, T.J., 1987, Crustal Evolution of Northern Alaska Inferred from Sedimentology and Structural Relations of the Kandik Area. *Tectonics*, v. 6, n. 5, p. 619-631.
- Hunt, J.P., Bratt, J.A., Marquardt, J., 1983, Quebrada Blanca, Chile: An enriched porphyry copper deposit, *Mining Engineering*, v.35, p. 636-644.
- INEGI, 2001, Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos, Conrinui Nacional escala 1:1000 000 serie I (Subprovincias fisiograficas).
- INEGI, 2005, Carta Topográfica H12D52 La Colorada 1:50,000 ITRF92.
- Iriondo, A., Izaguirre, A., Arvizu, H.E., 2013, Reordenamiento Geológico del área Mina La Colorada y sus Alrededores: Estudios de Geocronología de Utilidad en la Exploración Mineral de la Compañía Minera Pitalla, Reporte, Convenio de Colaboración entre Centro de Geociencias, UNAM–Compañía Minera Pitalla, S.A. de C.V. Número de Convenio: CV-COSJ-CGEO-002-II/2012, 289 p.
- Kajiwara, Y., Krouse, H.R., 1971, Sulfur Isotope Partitioning in Metallic Sulfide Systems, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 1397-1408.
- Lavariega–Trujillo, F.J., 2004, Mineralización Cupro–Aurífera al Suroeste de Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 65 p.
- Lewis, P.D., 1995, Structural Evaluation of the La Colorada Project Area, Sonora, Mexico. Unpublished Report by Lewis Geoscience Services Inc. for Exploraciones Eldorado, S.A. de C.V., Hermosillo, Mexico, 25 p.
- Lewis, P.D., Taite, S.P., Bowen, B.K., Mustard, J, Zawada, R.D., Pacheco, H.R., 1995, Geological Report on the La Colorada Property, Sonora, Mexico, Unpublished Report by Lewis Geoscience Services Inc. for Exploraciones El Dorado, S.A. de C.V., Hermosillo,

Mexico, 107 p.

Lindgren, W., 1933. Mineral deposits, 4th ed., New York, McGraw-Hill, 930 p.

Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970, Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Copper Ore Deposits, *Economic geology*, v. 65, p. 373-408.

MacMillan, I., Gans, P., Roldán-Quintana, J., 2003, Voluminous mid-Miocene Silicic Volcanism and Rapid Extension in the Sierra Libre, Sonora, México, In *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 34, n. 6, p. 16-5.

MacMillan, I., Gans, P., Till, C., 2006, Magmatic and Structural History of the Sierra Libre and Sierra Santa Ursula and Implications for Early Opening of the Gulf of California, en *MARGINS – RCL Workshop, Lithospheric Rupture in the Gulf of California–Salton Trough Region, Ensenada, México, 9–13 January, Abstracts*, p. 55.

Macnamara, J., Thode, H.G., 1950, The Isotopes of Xenon and Krypton in Pitchblende and the Spontaneous Fission U^{238} , *American Physical Society*, v. 80, Issue 3, p. 471-472.

Masterman, G.J., Cooke, D.R., Berry, R.F., Walshe, J.L., Lee, A.W., Clark, A.H., 2005, Fluid chemistry, structural setting and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile, *Economic Geology*, v. 100, n. 5, p. 835-862.

Mathur, R., Marschik, R., Ruiz, J., Munizaga, F., Leveille, R.A., Martin, W., 2002, Age of Mineralization of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit and the Origin of the Chilean Iron Belt, based on Re-Os isotopes, *Economic Geology*, v. 97, p. 59-71.

McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary Volcanism in the Sierra Madre Occidental Between Durango City and Mazatlán, México, *Geological Society of America Bulletin*, 88, p. 1479-1487.

- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1981, The Igneous History of the Sierra Madre Occidental and its Relation to the Tectonic Evolution of Western Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 5, núm. 2, p. 196-206.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of Sedimentary and Volcanic Deposits Associated with Tertiary Extension in Sonora, Mexico, Bulletin of the Geological Society of America, 109, p. 1349-1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous- Early Tertiary Magmatism in East-Central Sonora, Mexico, Geological Society of America Bulletin, 113 (4), p. 521-531.
- McMahon, G., 2007, Analytical Instrumentation, England: John Wiley&Sons, Ltd., 296 p.
- McMillan, R.H., Dawson, J.M., Giroux, G.H., 2009, Geologic report on the La Colorada Property with a Resource Estimate on La Colorada and El Crestón Mineralized Zones, Sonora, Mexico, prepared for Pediment Gold Corp, p. 86.
- Mead, R.D., Kesler, S.E., Folan, K.A., Jones, L.M., 1988, Relationship of Sonoran Tungsten Mineralization to the Metallogenic Evolution of México, Economic Geology, v. 3, p. 1943–1965.
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, Manto, and Breccia Pipe Formation in Sedimentary Rocks of the Cananea Mining District, Sonora, Mexico, Economic Geology, v. 77, n. 4, p. 919-949.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X., 2010, Técnicas de Caracterización Mineral y su Aplicación en Exploración y Explotación Minera, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 62, núm. 1, p. 1-23.
- Mendoza R., M., 1993, Geología del área La Colorada, Municipio de La Colorada, Sonora, Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, p. 7-13.

- Meyer, C., Hemley, J., 1967, Wall Rock Alteration, en Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc., p. 166-235.
- Miller, E.L., Miller, M.M., Stevens, C.H., Wright, J.E., Madrid, R., 1992, Late Paleozoic Paleogeographic and Tectonic Evolution of the Western US Cordillera. The Cordilleran orogen: Conterminous US: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, 3, p. 57-106.
- Moen, K., 2006, *Quantitative Measurements of Mineral Microstructures: Development, Implementation and Use of Methods in Applied Mineralogy*, Faculty of Engineering Science and technology, Norwegian University of Science and Technology.
- Montigny, R., Demant, A., Delpretti, P., Piguet, P., Cocheme, J.J., 1987, *Chronologie K-Ar des Sequences Volcaniques Tertiaries du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique)*, C.R. Acad. Sci. Paris, v. 304, p. 987-992.
- Morales-Montaña, M., Bartolini, C., Damon, P., Shafiqullah, M., 1990, K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, México, in *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 22, n. 6, p. 73.
- Ochoa-Granillo, J.A., Sosa-León, J.P., 1993, *Geología y Estratigrafía de la Sierra Agua Verde con Énfasis en el Paleozoico*, Universidad de Sonora, Tesis Doctoral.
- Paz-Moreno, F., 1992, *Le Volcanisme mio-plio-Quaternaire de l'état du Sonora (nord-ouest du Mexique): Évolution Spatiale et Chronologique, implications pétrogénétiques*, Université Aix-Marseille III, Thèse de Doctorat, 220 p.
- Pecharsky, K.V. y Zavalij, P.Y., 2005, *Fundamentals of Powder Diffraction and Structural Characterization of Materials*, USA: Springer, 713 p.
- Pollard, P.J., Taylor, R.G., 2002, *Paragenesis of the Grasberg Cu-Au deposit, Irian Jaya, Indonesia*:

Results from logging section 13, Mineralium Deposita, v. 37, n. 1, p. 117-136.

Poole, F.G., Madrid, R.J., 1988, Allochthonous Paleozoic Eugeoclinal Rocks of the Barita de Sonora Mine Area, central Sonora, Mexico. En Segundo Simposio sobre la Geología y Minería del Estado de Sonora, Libro Guía de la excursión geológica: "El Paleozoico de la región central del Estado de Sonora": Hermosillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, p. 1-7.

Poole, F. G., Amaya-Martínez, R., Harris, A. G., 2000, Early Mississippian North American Carbonate-Platform Margin in West-Central Sonora. Libro de Resúmenes para Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Hermosillo, Sonora, p. 95-96.

Radelli, L., Menicucci, S., Mesnier, H., Calmus, T., Amaya-Martínez, R., Barrera, E., Domínguez, E., Navarro, L., Soto, L., 1987, Allochthonous Paleozoic Bodies of Central Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, 4, 1-15.

Ransome, F.L., 1907, The association of alunite with gold in the Goldfield district, Nevada, Economic Geology, v. 2, p. 667-692.

Rascón-Heimpel, M.A., Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Calmus, T., 2012, Geología y Geoquímica del Pórfido Cuprífero Los Alisos, Distrito Minero de La Caridad, Sonora, México, Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 29 n. 2, p. 355-383.

Richards, J.P., 2011, Magmatic to Hydrothermal Metal Fluxes in Convergent and Collided Matgins. Ore Geology Reviews, v. 40, issue 1, p. 1-26.

Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, v. 12, 644 p.

Roedder, E., Bodnar, R.J., 1997, Fluid Inclusion Studies of Hydrothermal Ore Deposits, en Barnes,

- H.L. editor, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, p. 657-698.
- Roldán-Quintana, J., 2002, *Caracterización Geológico-Geoquímica y Evolución del Arco Magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis Doctoral.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, Harlow, 352 p.
- Rye, R.O., Hall, W.E., Ohmoto, H., 1974, Carbon, Hydrogen, Oxygen and Sulfur Isotope Study of the Darwin Lead-Silver-Zinc Deposit, Southern California, *Economic Geology*, v. 69, n. 4, p. 468-481.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005, *Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features*, en Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 251-298.
- Seedorff, E., Barton, M.D., Gehrels, G.E., Johnson, D.A., Maher, D.J., Stavast, W.J.A., Flesch, E., 2005, *Implications of New U-Pb Dates from Porphyry Copper-related Plutons in the Superior-Globe-Ray-Christmas Area, Arizona*, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 37, no. 7, p. 164.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2005, *Carta Geológico-Minera La Colorada H12-D52 escala 1:50 000*, Secretaría de Economía.
- Shepherd, T.J., Ranbin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985, *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Blackie, Glasgow, 239 p.

- Shinohara, H., 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., 1973, The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits, *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1989, Gold Deposits in the Western Pacific Islands Arcs: The Magmatic Connection, *Economic Geology Monograph* 6, p. 274-291.
- Sillitoe, R.H., 1993, Epithermal models: Genetic Types, Geometrical Controls and Shallow Features. *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 403-417.
- Sillitoe, R.H., 1995a, The Influence of Magmatic-Hydrothermal Models on Exploration Strategies for Volcano-Plutonic Arcs, en Thompson, J.F.H., ed., *Magma, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23, p. 511-525.
- Sillitoe, R.H., 1995b, Exploration of Porphyry Copper Lithocaps, *Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series*, 9/95, p. 527-532.
- Sillitoe, R.H., 1999, Styles of High Sulfidation Gold, Silver and Copper Mineralization in Porphyry and Epithermal Environments, en PACRIM'99, Proc. 7th IEEE Pacific Rim Conference on Communications, Computers and Signal Processing (PACRIM'99), Victoria, B.C., Canada, August 23-25, 1999, p. 29-44.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages Between Volcanotectonic Settings, Ore-fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits, *Society of Economic Geologists, Special Publication Series*, v. 10, p. 314-343.
- Sillitoe R.H., 2010, Porphyry Copper Systems, *Economic Geology*, v.105, p. 3-41.

- Simmons, S.F., Graham, I.J., eds., 2005, Volcanic, Geothermal and Ore-forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes Within the Earth, Society of Economic Geologists Special Publication 10 (Giggenbach Volume), p. 285-313.
- Singer, D.A., Berger, V.I., Moring, B.C., 2008, Porphyry Copper Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models, U.S. Geological Survey Open-File, Report 2008-1155, p.45.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996, Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA and IVB Iron Meteorites, *Science* 271, p. 1099-1102.
- Staude, J.M., 1995, Epithermal mineralization in the northern Sierra Madre Occidental and metallogeny of Northwestern Mexico, University of Arizona, disertación doctoral, 248 p.
- Stryhas, B., Orozco, A., Taylor, Richard J., 2011, Technical Report on Resources La Colorada Project Sonora, México, prepared for Argonaut Gold Inc. December 8, p. 141.
- Taylor, A.V., Jr., 1935, Ore deposits at Chuquicamata, Chile, en *Copper Resources of the World*, International Geology Congress, 16th, Washington, v. 2, p. 473-484.
- Teixeira-Correia, C., Kirk, J.D., Frick, L.R., Petronilho, L.A., Gaeta-Tassinari, C.C., Sato, K., 2007, The Re-Os Isotopic System: Geochemistry and Methodology as the Geochronological Research Center (CPGeo) of the University of Sao Paulo, Brazil, *Revista do Instituto de Geociencias – USP, Geol. USP Ser. Cient.*, Sao Paulo, v. 7, n. 1, p. 45-56.
- Terán, G., 1982, Estudio Geológico-Minero de la Porción Central de la Sierra de La Colorada, Con énfasis en la Mina La Monzeña, Municipio de La Colorada, Sonora. Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, p. 10-13.

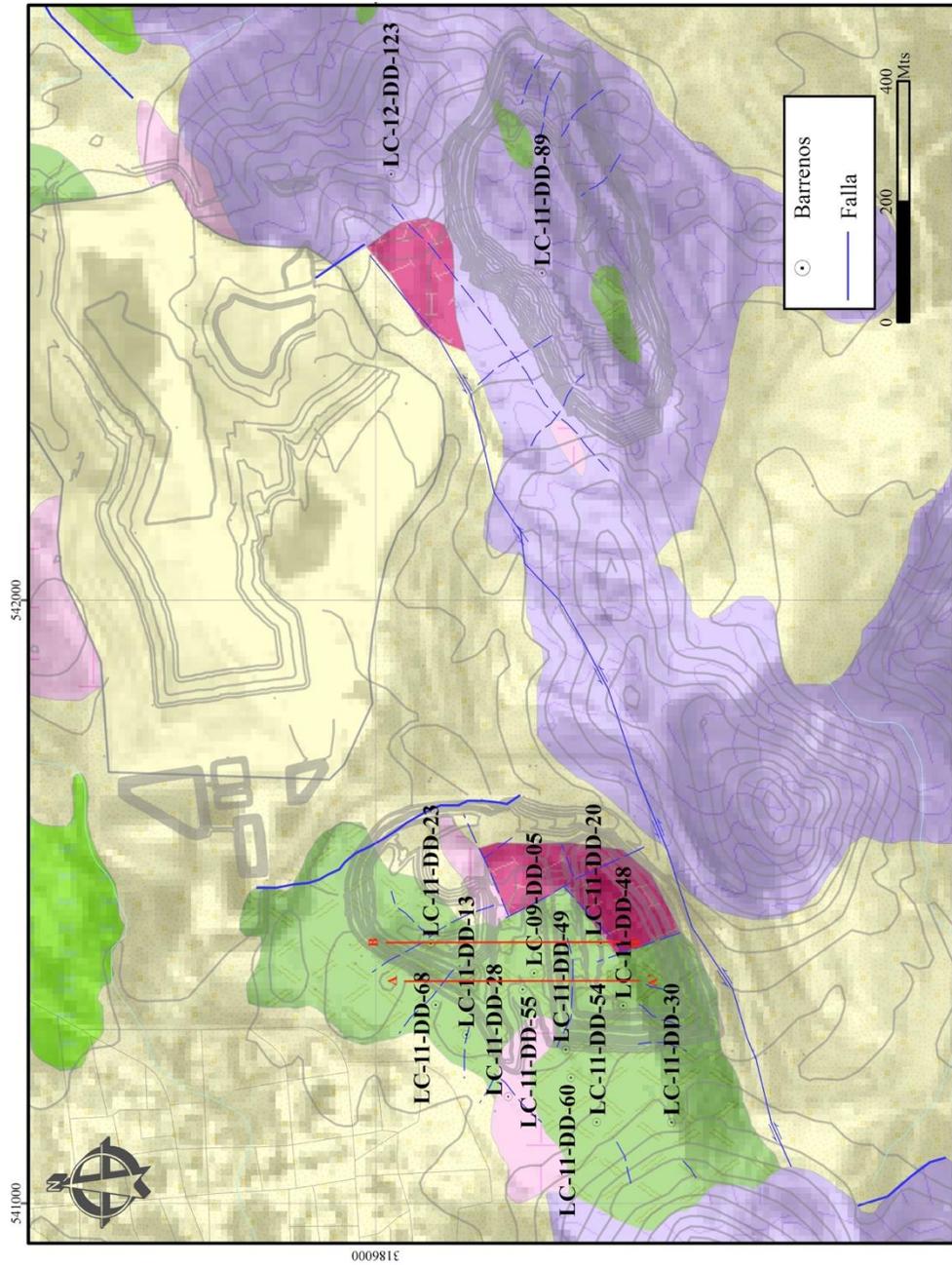
- Till, C.B., 2005, The Transition from Oligo-Miocene Subduction-related Volcanism to Late Miocene Transtensional Volcanism in Southern Sonora, Mexico: A Case Study in Petrotectonic Fingerprinting, University of California, Santa Barbara, Doctoral dissertation.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., Pérez-Segura, E., 2006, Características de los Depósitos de Pórfido Cuprífero en México y su Situación en el Contexto Mundial, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 58, p. 1-26.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., Pérez-Segura, E., 2007, Geological and Metallogenic Characteristics of the Porphyry Copper Deposits of Mexico and their Situation in the World Context, Geological Society of America Special Papers, v. 422, p. 433-458.
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico, Geological Society of America Bulletin, v. 47, n. 1, p. 53-86.
- Vázquez-Armenta, V.H., 2013, Análisis Estructural en la Zona Mineralizada de la Mina La Colorada, Municipio de La Colorada, Sonora, México, Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora.
- Vega-Granillo, R., Vázquez-Armenta, V.H., Orozco-Garza, A., Vidal-Solano, J.R., 2015 Structural Analysis of the La Colorada Mine, Sonora, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 32, no. 2, p. 239-253.
- Weber, R., Zambrano-Garcia, A., Amozurrutia-Silva, F., 1980, Nuevas Contribuciones al Conocimiento de la Taoflora de la Formación Santa Clara (Triásico Tardío) de Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Instituto de Geología, v. 4, n. 2, p. 125-137.

- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits, *Lithos*, 2001, v. 55, n. 1-4, p. 229-272.
- Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1946, Los Yacimientos de Carbón de la Región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora, Com. Dir. Inv. Recursos Minerales México, Bol. 9, 108 p.
- Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of the Laramide Igneous rocks and Porphyry Copper Mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico, Tucson, Arizona, The University of Arizona, Doctoral dissertation.
- Zawada, R.D., 1998, La Colorada gold mine Sonora, Mexico, en Clark, K.F., ed., Gold Deposits of Northern Sonora, Mexico, Society of Economic Geologists Guidebook Series, v. 30, p. 87-99.
- Zawada, R., D. Albinson, T., Aneyta, R., 2001, Geology of the El Crestón Gold Deposit, Sonora State Mexico, Economic Geology Special Publication #8, New Mines and Discoveries in Mexico and Central America, p. 187-197.
- Zúñiga-Hernández, L.G., 2010, Estudio Geológico, Geoquímico y Metalogenético del Cuadrángulo Huépac-Moctezuma, Centro-Noroeste de Sonora, México, Universidad de Sonora, Tesis de maestría.

ANEXOS

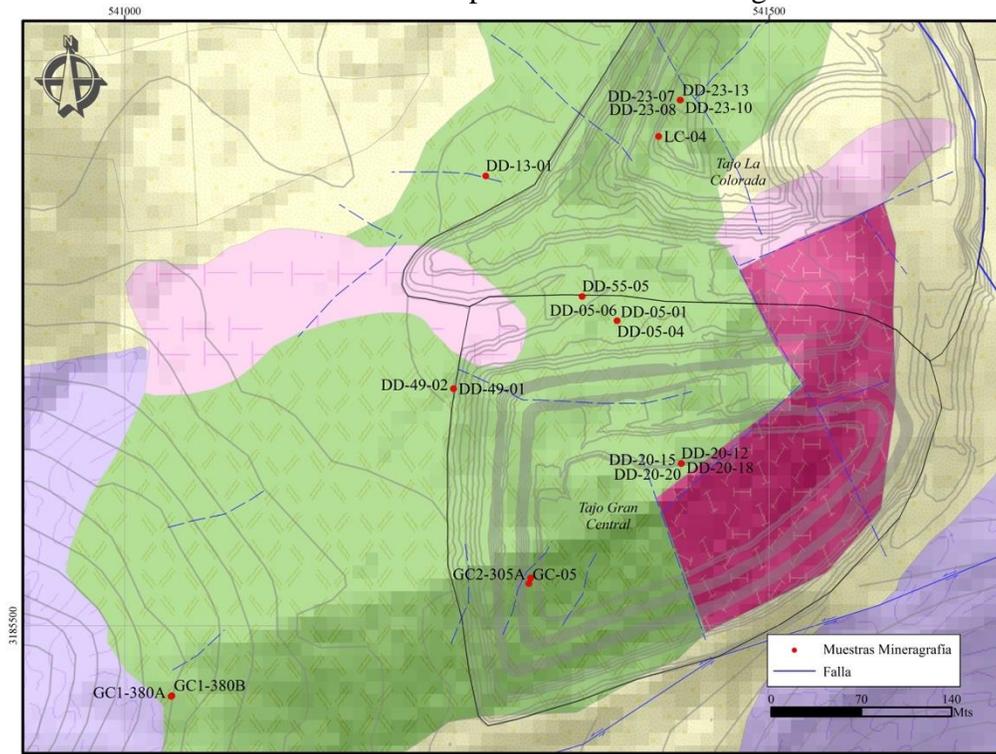
ANEXO A: Mapas de ubicación de muestras

Mapa de ubicación de los barrenos descritos y muestreados en este trabajo. Las líneas rojas indican la ubicación de las secciones interpretadas que fueron incluidas.

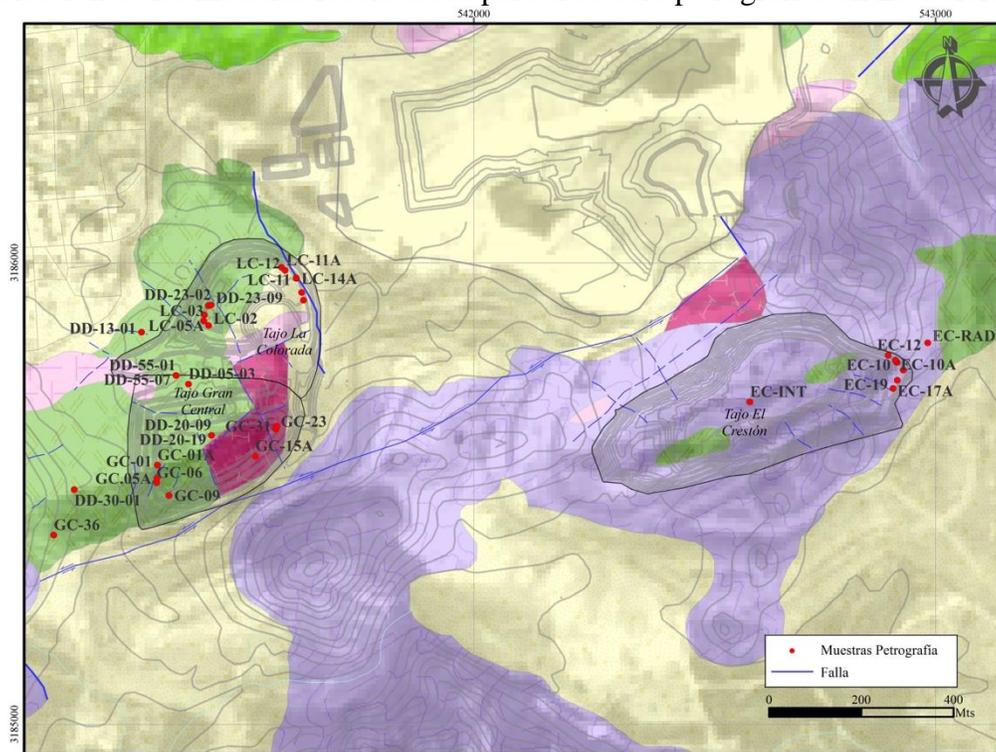


El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

Ubicación de las muestras recolectadas para el estudio mineragráfico en La Colorada.



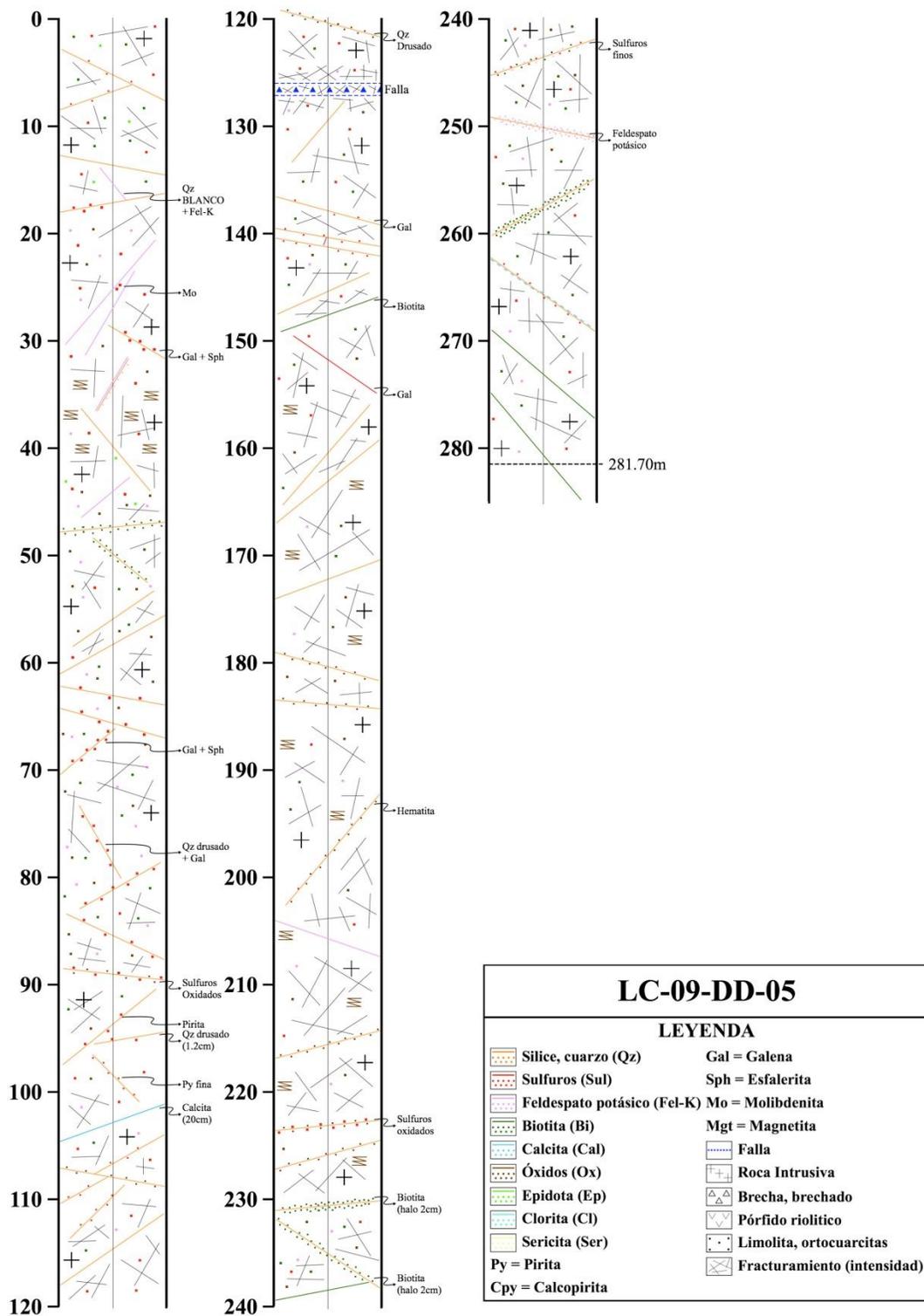
Ubicación de las muestras recolectadas para el estudio petrográfico en La Colorada.



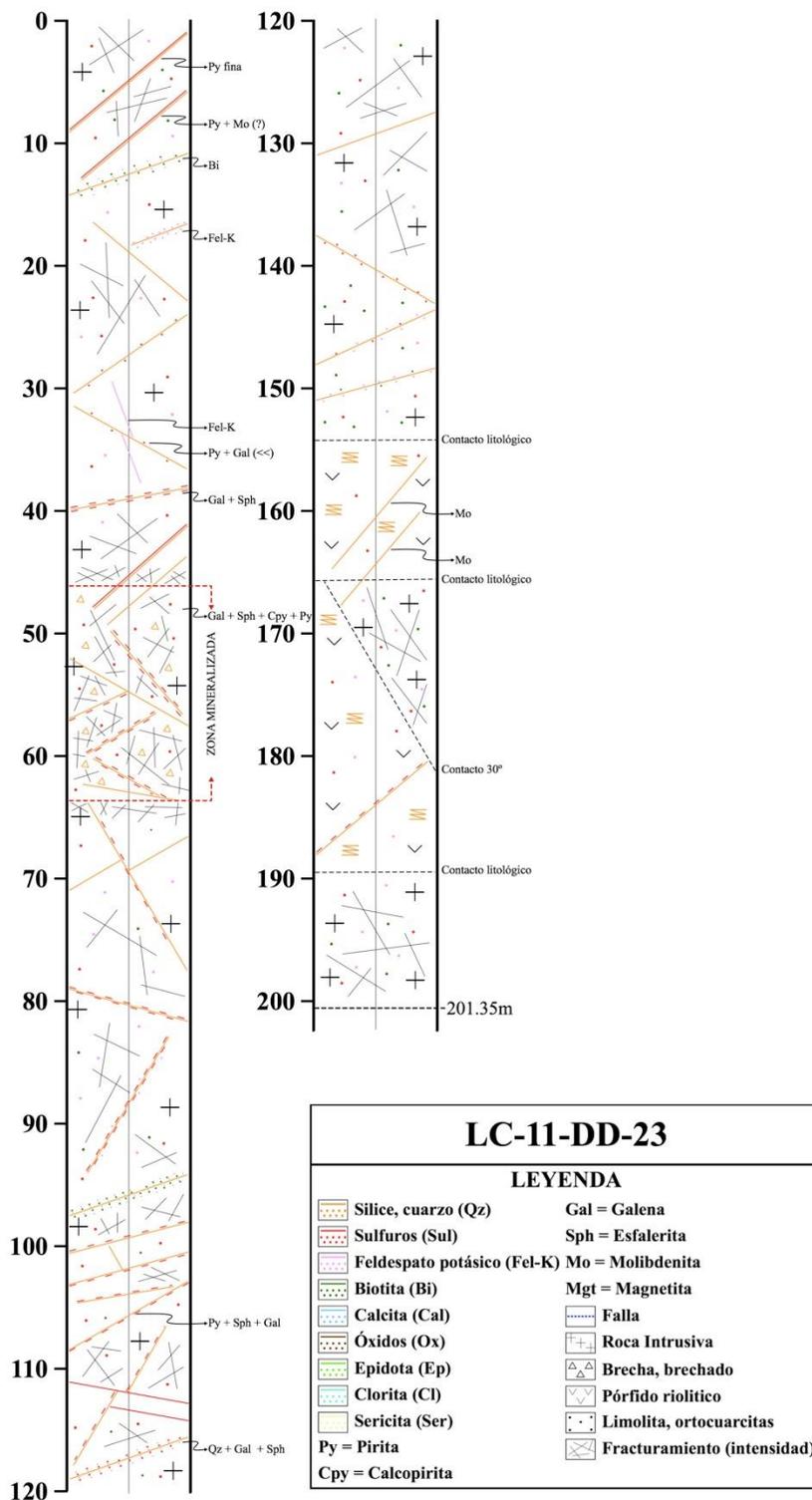
ANEXO B: Descripción de barrenos

El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

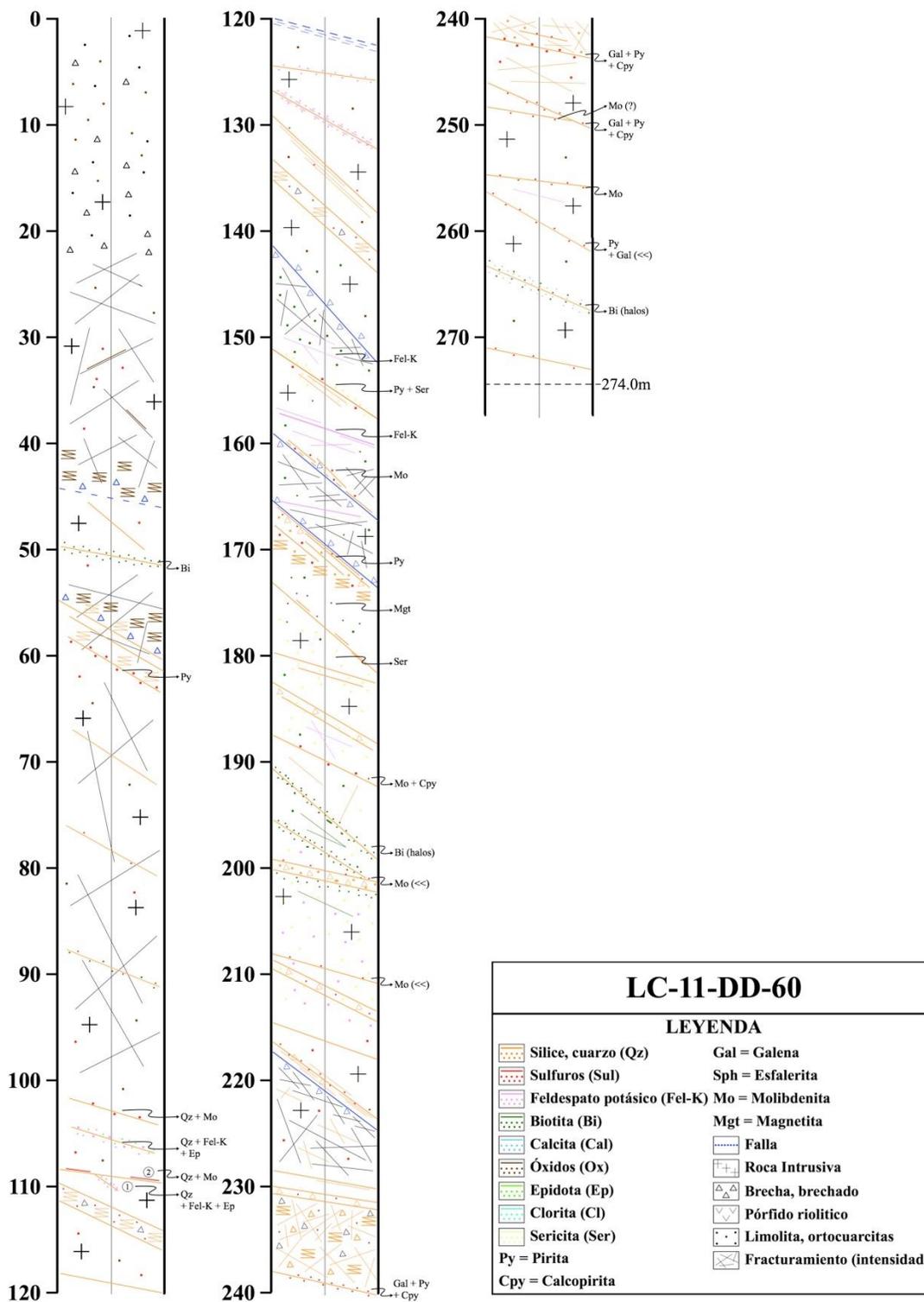
Ejemplos de descripciones gráficas realizadas en barrenos de núcleo en La Colorada.



El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico



El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico



El Yacimiento La Colorada, Sonora, México: Evidencias de un sistema epitermal Oligoceno-Mioceno superpuesto a un sistema pórfido de Cu-Mo Laramídico

